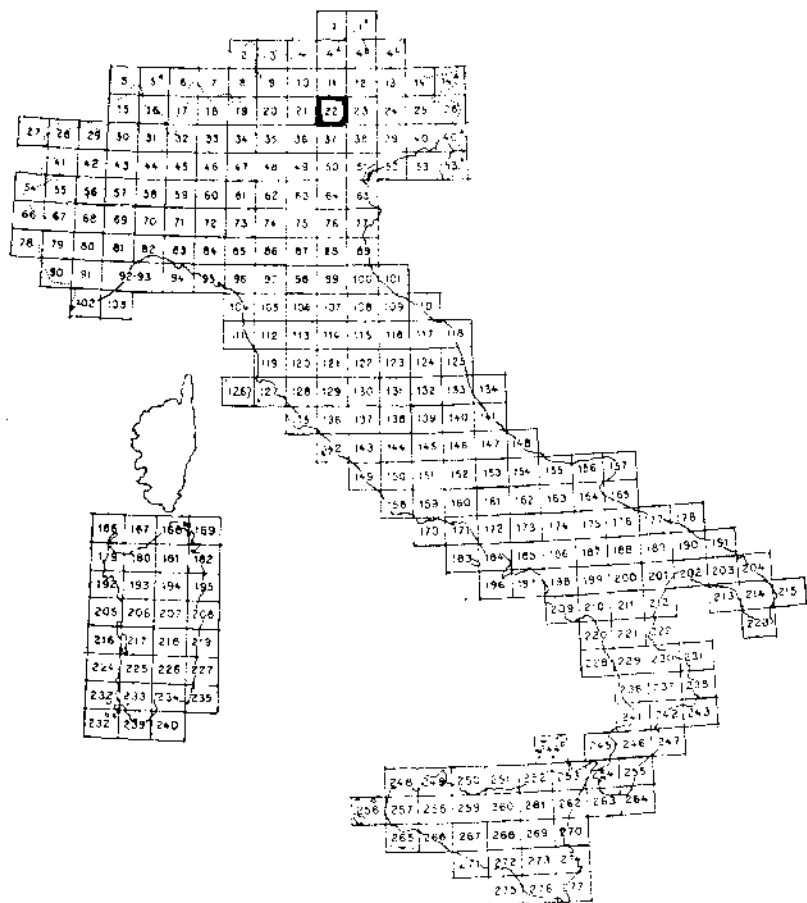


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



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 22

FELTRE

GP. BRAGA, G. O. GATTO, P. GATTO, A. GREGNANIN, F. MASSARI,
F. MEDIZZA, M. NARDIN, G. PERNA, D. ROSSI, M. SACERDOTI, E. SEMENZA,
E. SOMMAVILLA, G. ZIRPOLI, T. ZULIAN



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971



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

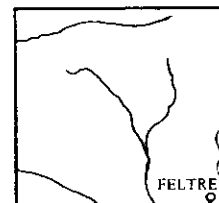
NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 22

F E L T R E

GP. BRAGA, G. O. GATTO, P. GATTO, A. GREGNANIN, F. MASSARI,
F. MEDIZZA, M. NARDIN, G. PERNA, D. ROSSI, M. SACERDOTI, E. SE-
MENZA, E. SOMMAVILLA, G. ZIRPOLI, T. ZULIAN



ROMA
NUOVA TECNICA GRAFICA
1971

SOMMARIO

I	— INTRODUZIONE	Pag.	7
II	— CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE	»	9
III	— SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	»	15
IV	— STRATIGRAFIA	»	19
	COMPLESSO METAMORFICO SUDALPINO	»	19
	SCISTI CRISTALLINI DELLA VALSUGANA E DI CIMA D'ASTA	»	19
	MASSE INTRUSIVE	»	25
	GRUPPO DI CIMA D'ASTA	»	25
	GRUPPO DI PREDAZZO	»	41
	ROCCE SEDIMENTARIE SOTTOSTANTI LE VULCANITI ATESINE	»	48
	VULCANITI ATESINE	»	49
	ROCCE SEDIMENTARIE SOVRASTANTI LE VULCANITI ATESINE	»	56
	FORMAZIONI SEDIMENTARIE DEL TRIAS INFERIORE E MEDIO	»	58

VULCANITI DEL TRIAS MEDIO-SUPERIORE	Pag. 63
FORMAZIONI SEDIMENTARIE DEL TRIAS SUPERIORE	» 67
FORMAZIONI GIURASSICHE E CRETACICHE	» 73
FORMAZIONI CENOZOICHE	» 84
ROCCE FILONIANE CENOZOICHE	» 89
FORMAZIONI QUATERNARIE	» 95
V — TETTONICA	» 101
VI — MORFOLOGIA	» 112
VII — GEOLOGIA APPLICATA	» 124
GIACIMENTI MINERARI	» 124
CAVE	» 130
IDROGEOLOGIA	» 131
VIII — BIBLIOGRAFIA	» 139

I — INTRODUZIONE

(G. O. GATTO)

Il Foglio 22 « Feltre » abbraccia una delle zone geologicamente più varie ed interessanti delle Alpi Orientali; infatti vi sono rappresentati terreni molto diversi per natura ed età, quali le metamorfite del basamento cristallino, le rocce intrusive del plutone di Cima d'Asta e del distretto eruttivo di Predazzo-Monzoni, quelle effusive della « piattaforma porfirica atesina » e del vulcanismo ladinico, ed infine un'ampia serie di formazioni marine e continentali estese dal Permiano al Miocene superiore, nonché i depositi superficiali del Quaternario.

Il territorio rappresentato nel foglio appare inoltre assai interessante per gli aspetti tettonico-strutturali, spiccatamente diversi a Nord ed a Sud della « Linea della Valsugana ».

Ai rilevamenti per l'attuale edizione del foglio servì di base il vecchio Foglio 22 « Feltre » della « Carta Geologica delle Tre Venezie » alla scala 1:100.000, pubblicato nel 1943 dalla Sezione Geologica dell'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia, diretta dal Prof. Giorgio DAL PIAZ.

I nuovi rilievi hanno consentito di apportare, in generale, numerosi e dettagliati aggiornamenti alla cartografia geologica preesistente, recando inoltre un considerevole contributo alla conoscenza della tettonica regionale e dei complessi fenomeni geologici legati alle intrusioni di Predazzo-Monzoni ed al plutonismo di Cima d'Asta. Furono inoltre eseguite accurate ricerche sulle vulcaniti permiane, costituenti la parte sud-orientale della piattaforma porfirica atesina, introducendovi ulteriori distinzioni sia dal punto di vista stratigrafico che da quello litologico.

Infine per quanto concerne le formazioni sedimentarie, gli studi, condotti soprattutto sui terreni triassici, hanno messo in risalto ancora una volta le notevoli complessità di carattere stratigrafico, dovute principalmente alla grande diffusione di facies eteropiche che, assieme alle frequenti complicazioni tettoniche, rendono molte zone di difficile interpretazione.

Malgrado ciò, pur attraverso considerevoli difficoltà d'ordine pratico e scientifico, l'attuale foglio appare concettualmente unitario e, soprattutto, risulta aggiornato rispetto a numerosi problemi che non poterono essere affrontati nell'edizione del 1943.

Al nuovo rilevamento del Foglio « Feltre » hanno contribuito, per le aree rispettive indicate al margine del foglio stesso, i geologi Dottori Gp. BRAGA, M. CORSI, G. GATTO, G. O. GATTO, P. GATTO, A. GREGNANIN, T. LARGAIOLLI, G. MOZZI, M. NARDIN, D. ROSSI, A. RUI, E. SOMMAVILLA, G. ZIRPOLI e T. ZULIAN, sotto la direzione scientifica dei Professori Gb. DAL PIAZ e B. ZANETTIN, Direttori rispettivamente degli Istituti di Geologia e di Mineralogia dell'Università di Padova, e del Prof. P. LEONARDI, Direttore dell'Istituto di Geologia dell'Università di Ferrara¹.

Il coordinamento generale del foglio fu curato dal Prof. Gb. DAL PIAZ, con la collaborazione dei Dott.ri Gp. BRAGA, G. O. GATTO e P. GATTO.

La redazione delle presenti « Note illustrative » è stata effettuata a cura degli Autori indicati in copertina, con la costante supervisione del Prof. Gb. DAL PIAZ.

¹ Per una spiacevole svista, nel quadro d'insieme dei rilevatori del foglio sono stati omissi i nomi dei dottori M. SACERDOTI ed E. SOMMAVILLA, che hanno condotto, assieme al dott. M. NARDIN, il primo lo studio delle vulcaniti atesine, ed il secondo quello relativo alla zona eruttiva di Predazzo.

II — CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE

(G. O. GATTO)

La regione montuosa veneto-trentina, compresa nell'ambito del Foglio 22 « Feltre », formò oggetto sin dall'inizio del secolo scorso di numerose e spesso approfondite ricerche. L'estrema varietà litologica delle rocce, la presenza di svariate formazioni sedimentarie, eruttive e metamorfiche, la complessità e la molteplicità dei fenomeni geologici attirarono infatti l'attenzione di molti studiosi italiani e stranieri.

Per una più organica rassegna della ricca letteratura geologica esistente si è ritenuto utile raggruppare i lavori, tenendo conto della loro suddivisione regionale e degli argomenti trattati.

Dopo i pionieristici studi compiuti verso la fine del Settecento dal francese D. DE DOLOMIEU, che ebbero il merito di destare l'interesse e di promuovere le successive ricerche di altri naturalisti europei, videro la luce le opere di Gb. BROCCHI (1811), a carattere essenzialmente mineralogico, e soprattutto quelle di G. MARZARI-PENCATI (1819-24), nelle quali l'autore rivoluzionò in parte i vecchi concetti sulla struttura geologica dei dintorni di Predazzo e sulla genesi e l'età delle rocce eruttive ivi affioranti.

Sempre per la Val di Fiemme si ricordano inoltre le ricerche di L. VON BUCH (1822-26), il quale, con rimarchevole acume, abbozzò i tratti salienti della geologia del territorio dolomitico, affrontando tra l'altro per primo il problema della genesi delle dolomie.

In seguito videro la luce i lavori di P. MARASCHINI (1823), D.

LEONARDI (1832-98), A. VON KLIPSTEIN (1843) e C. W. FUCHS (1843-1844), che contribuirono ad allargare ulteriormente le conoscenze sino ad allora acquisite.

Nel 1860 vide la luce una delle più importanti opere sulla regione delle Dolomiti, dovuta a F. VON RICHTHOFEN, il quale in questa sua pregevole monografia riassunse con notevole chiarezza tutti gli studi precedenti, componendo così un ricco mosaico dei risultati di lavori che, presi singolarmente, non avrebbero mai potuto fornire un quadro organico e sufficientemente completo della geologia regionale.

Ma nel secolo scorso i maggiori progressi in questo campo furono realizzati per merito di E. VON MOJSISOVICS, le cui ricerche approdarono ad una visione generale ed unitaria della geologia dolomitica. Infatti nella sua celebre opera « *Dolomitriffe von Tirol und Venetiens* » (1879), accompagnata da una carta geologica alla scala 1:75.000, questo studioso ampliò sensibilmente le conoscenze sulla stratigrafia della regione, chiarendo fra l'altro il significato ambientale delle formazioni più diffuse, come per esempio la Dolomia dello Sciliar che egli spiegò con la nota teoria delle scogliere coralline.

Le geniali interpretazioni e le fondamentali concezioni, tracciate dal grande scienziato austriaco, furono in seguito riprese e sviluppate da altri studiosi, tra i quali è doveroso ricordare A. BITTNER (1890-1895), T. TARAMELLI (1879-1917), V. UHLIG (1909), A. ROTHPLETZ (1894-1895), W. SALOMON (1892-97), C. DIENER (1903), R. WILCKENS (1909), M. HORN (1913-14) e L. KOBER (1912).

Grande importanza assunse nel primo novecento l'opera di un insigne scienziato italiano, Giorgio DAL PIAZ, il quale, iniziando i suoi studi nell'ampia conca della natia Feltre, coronò un decennio di laboriose ricerche con la pubblicazione di due fondamentali memorie, l'una sulla stratigrafia delle formazioni giuresi delle Alpi feltrine (1907), l'altra sulla tettonica delle Alpi orientali fra il Brenta e i dintorni del Lago di Santa Croce (1912). In questa seconda monografia, preceduta nel 1904 da una breve nota preliminare, l'autore espresse già allora dei concetti sorprendentemente moderni, tracciando un nuovo rivoluzionario

quadro strutturale della regione studiata. In contrasto con quanto sostenuto dai geologi austro-germanici, i quali ritenevano che le Alpi venete fossero attraversate da una rete di fratture e di faglie, il DAL PIAZ poté infatti dimostrare che il motivo tettonico dominante nelle Alpi orientali meridionali è dato da un sistema di pieghe più o meno lunghe e complesse, spesso stirate fino alla rottura del fianco mediano e generalmente rivolte verso l'Adriatico.

Le basi fondamentali, poste dai grandi maestri della geologia alpina, furono nel ventennio dal 1920 al 1940 più volte arricchite e perfezionate, anche con lavori di grande dettaglio, da numerosi studiosi delle Università di Innsbruck e di Padova. La scuola austriaca si occupò soprattutto della parte settentrionale della Regione dolomitica, mentre i geologi italiani si dedicarono in prevalenza alle Alpi veneto-trentine.

Fu in questo clima di fervido entusiasmo per la ricerca scientifica che videro la luce importanti opere, quali la « *Geologie von Tirol* » (1935) di R. VON KLEBELSBERG, « *Il Gruppo delle Pale di S. Martino e le valli limitrofe* » (1939) di B. CASTIGLIONI e infine lo « *Studio geotettonico del Trentino meridionale-orientale tra Borgo Valsugana e M. Coppolo* » (1940) di S. VENZO.

Dopo la parentesi della seconda guerra mondiale, le ricerche ripresero con rinnovato vigore; spiccano in questi anni gli studi di P. LEONARDI, già iniziati nel 1929 e che si continuano tuttora, rivolti principalmente ai complessi problemi stratigrafici, sedimentologici e strutturali offerti dalla regione dolomitica veneto-tridentina e all'illustrazione delle sue ricche faune triassiche, nonché le indagini di numerosi suoi collaboratori, fra i quali B. ACCORDI (1955), A. BOSELLINI (1963-68), R. COLACICCHI (1962), R. DAL CIN (1963-67), D. ROSSI (1957-64), E. SOMMAVILLA (1962-67). Queste ricerche culminarono nella fondamentale opera « *Le Dolomiti: Geologia dei monti tra Isarco e Piave* » di P. LEONARDI e Collaboratori (1967), che fornisce una visione moderna e completa della geologia del vasto territorio montuoso compreso tra Isarco e Piave.

Parallelamente agli studi geologici e paleontologici già ricordati, si

sviluppo fin dal tardo '800 un'intensa attività di ricerca, a carattere prevalentemente mineralogico-petrografico, rivolta al complesso delle vulcaniti permiane, alle rocce intrusive di Cima d'Asta e di Predazzo-Monzoni, nonché alle metamorfiti del basamento cristallino. A tale proposito si devono ricordare, fra tanti, i lavori di W. SALOMON (1880-98), F. VON WOLFF (1901-08), W. PENK (1911-12), R. VON KLEBELSBERG (1923), G. B. TRENER (1904 e 1957), S. VARDABASSO (1922-49) e quelli più recenti di C. ANDREATTA (1928-62), P. LEONARDI, D. ROSSI e M. SACERDOTI (1961), M. MITTEMPERGER (1958-60), M. PICHLER (1959-63), F. P. AGTERBERG (1961-64) e C. D'AMICO (1956-67).

In particolare, a G. B. TRENER (1904) si deve la prima suddivisione delle vulcaniti permiane del Trentino sud-orientale in livelli litologicamente ben definiti. Vent'anni più tardi, S. VARDABASSO cominciò a dare alla stampa una serie di interessanti lavori sulla tettonica della piattaforma porfirica atesina. Successivamente C. ANDREATTA riconobbe, nel complesso dei porfidi, vari periodi di attività magmatica; una pubblicazione postuma di questo studioso, uscita nel 1962, illustra in modo esauriente il chimismo delle porfiriti, dei porfidi e delle breccie tufacee dell'Altipiano di Piné. M. MITTEMPERGER si occupò delle formazioni effusive paleozoiche di alcune località altoatesine, formulando nuove ipotesi sulla loro genesi. M. PICHLER portò ulteriori contributi alla distinzione delle successive fasi eruttive nella piattaforma porfirica, tentando di istituire delle correlazioni fra la serie vulcanica settentrionale e quella meridionale. Infine C. D'AMICO e C. GHEZZO (1963) cercarono di precisare la sequenza delle vulcaniti permiane nel settore trentino.

Nel contempo progredivano gli studi geologici e petrografici sul plutone granitico di Cima d'Asta; meritano di essere ricordate, per l'importanza dei risultati conseguiti, le ricerche di W. SALOMON (1890-1897) e quelle più recenti di G. B. TRENER (1901-02 e 1957). In particolare, quest'ultimo autore sostenne per le masse intrusive di Cima d'Asta una giacitura batolitica ed un'età prepermiana, in contrasto con quanto aveva asserito il primo studioso. Successivamente C. ANDREATTA (1930-1955) illustrò dal punto di vista chimico-petrografico alcune inte-

ressanti rocce intrusive e filoniane del plutone e descrisse le trasformazioni metamorfiche di contatto, indotte dal fenomeno magmatico sugli scisti cristallini incassanti. In seguito, lo stesso massiccio intrusivo fornì argomento per ricerche petrografiche a G. SIMBOLI (1956-66), G. GANDOLFI (1967), C. D'AMICO e M. DEL MONTE (1969). Misure radiometriche, effettuate da G. FERRARA con altri studiosi (1962), consentirono di attribuire l'intrusione del granito di Cima d'Asta al Carbonifero superiore, confermando così le precedenti vedute di G. B. TRENER.

Tra i settori del Foglio « Feltre » che formarono oggetto di numerose e passionante indagini fin dall'inizio del secolo scorso, va annoverato soprattutto il territorio eruttivo di Predazzo. Già abbiamo accennato a qualcuna delle principali pubblicazioni sull'area in parola uscite prima della guerra europea, per cui basterà ricordare qui l'attività scientifica svoltasi successivamente. Durante tale periodo S. VARDABASSO (1922-49) pubblicò una serie di lavori su questa classica zona, che rappresentò nella sua grande « *Carta geologica del territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa* » alla scala 1:25.000. Negli anni successivi P. LEONARDI (1959-67) ed E. SOMMAVILLA (1967-1969) recarono nuovi contributi rispettivamente alla vulcano-tettonica e alle conoscenze petrografiche del centro eruttivo di Predazzo, mentre gli studiosi dell'Istituto di Mineralogia di Bologna, guidati da P. GALLITELLI, diedero alle stampe numerosi, importanti lavori sulle rocce e i minerali di Predazzo e Monzoni. Recenti misure radiometriche eseguite da S. BORSI e G. FERRARA con i metodi del Rb/Sr e del K/Ar permisero di attribuire le intrusioni di Predazzo al Trias medio. Ricerche analoghe compiute sul complesso intrusivo dei Monzoni dai medesimi autori assieme a L. PAGANELLI e G. SIMBOLI (1968) hanno portato agli stessi risultati, cioè ad un'età di 230 milioni di anni.

Per quanto concerne gli studi sulle rocce metamorfiche costituenti il basamento scistoso-cristallino prepermiano nell'area del Foglio « Feltre » e dell'attiguo Foglio « Trento », si deve riconoscere che essi furono in passato assai scarsi e per lo più a carattere descrittivo. G. B. TRENER (1929, 1933) riuscì per primo a riconoscere nelle metamorfiti dell'alta

Valsugana, facenti parte del cosiddetto « cristallino di Cima d'Asta », una successione stratigrafica che è stata in seguito confermata e precisata da C. D'AMICO (1964- 1969). A quest'ultimo autore si deve inoltre una dettagliata memoria (1962) sulla zona scistoso-cristallina Agordo-Cereda, situata al limite fra il Foglio « Feltre » e l'adiacente Foglio « Belluno ».

Resta infine da accennare alla cartografia geologica anteriore all'attuale edizione del Foglio 22 « Feltre », curata dal Ministero dell'Industria, Commercio ed Artigianato. Oltre alle carte geologiche a scala diversa, contenute in numerosi lavori già menzionati nelle pagine precedenti ed alla carta di Predazzo e Monzoni di S. VARDABASSO (1930), si ricordano qui il Foglio « Borgo-Fiera di Primiero » della « *Geologische Spezialkarte der Oesterr. Monarchie* » alla scala 1:75.000, rilevato da G. B. TRENER e pubblicato nel 1909, nonché il Foglio 22 « Feltre » della « *Carta geologica delle Tre Venezie* » alla scala 1:100.000, rilevato da G. DAL PIAZ, B. CASTIGLIONI, G. B. TRENER, S. VARDABASSO, P. LEONARDI, S. VENZO, V. VIALLI ecc., e pubblicato nel 1943 a cura dell'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia.

III — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

(G. O. GATTO)

Nell'ambito del Foglio « Feltre » è rappresentata, come si è già detto, una grande varietà di formazioni ignee, metamorfiche e sedimentarie.

La vasta gamma di litofacies, i numerosi e complessi problemi inerenti l'assetto tettonico, il plutonismo di Cima d'Asta ed i fenomeni intrusivi del distretto eruttivo di Predazzo-Monzoni, nonché il vulcanismo porfirico permiano ed i vari ambienti di sedimentazione, fanno di questa regione una delle più interessanti del settore orientale delle Alpi Meridionali.

Innanzitutto si deve notare come la « *linea della Valsugana* » (« *Linea della Valsugana Nord* » *Auct.*), principale motivo strutturale del foglio, costituisca un elemento di separazione tra due zone essenzialmente diverse sia per la natura litologica dei terreni che vi affiorano, sia per lo stile tettonico. Infatti a Sud di questa importante ed estesa dislocazione, avente grosso modo andamento da Est-Ovest a Nord Est-Sud Ovest, si estende una serie di sedimenti marini e continentali, compresi tra il Permiano ed il Miocene superiore. Essi risultano dislocati prevalentemente per piega e piega-faglia, secondo direttrici ad andamento chiaramente valsuganese.

Al contrario, nel territorio a Nord della « *Linea della Valsugana* », compaiono formazioni di diversa natura litologica, come rocce intrusive ed effusive, metamorfite ed un'ampia successione di terreni principalmente dolomitici e calcareo-dolomitici, di età compresa tra il Permiano ed il Trias medio-superiore. Lo stile tettonico prevalente è caratterizzato

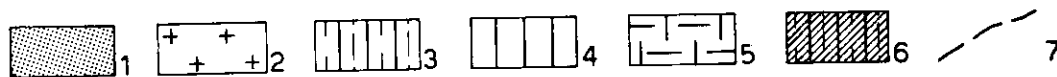
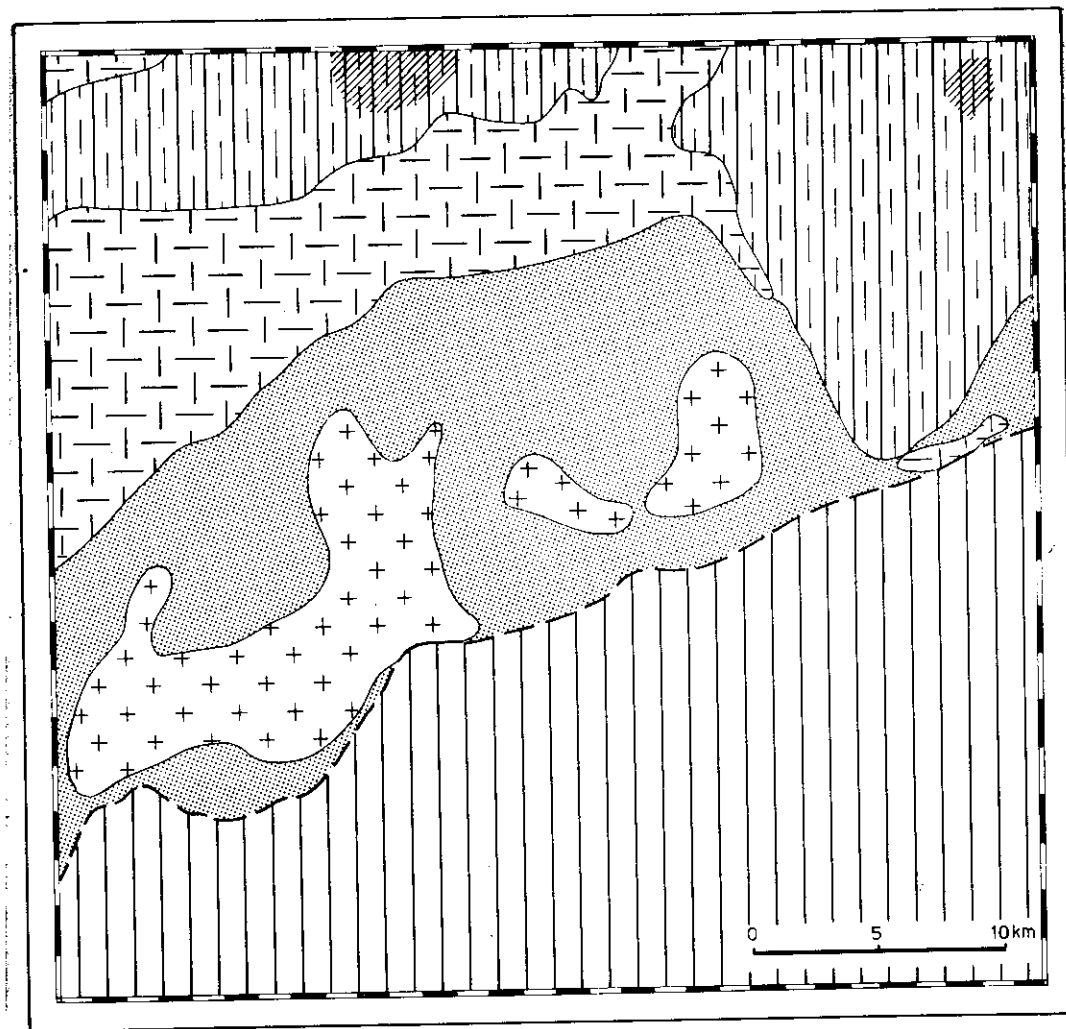
da un insieme di faglie e fratture, ad orientamento NNW-SSE, nettamente discordante rispetto alle direttrici valsuganesi.

Gli scisti cristallini, che rappresentano il basamento metamorfico delle Alpi Meridionali (Cristallino sudalpino), costituiscono una irregolare fascia che dalla conca di Borgo Valsugana si estende fino a quella di Primiero e, più oltre, fino all'Agordino, ammantando i corpi plutonici di Cima d'Asta e di Caoria e formando con essi l'«isola cristallina di Cima d'Asta», come ebbe a definirla G. B. TRENER. Queste metamorfiti comprendono rocce diverse, di sicura età prepermiiana, rappresentate prevalentemente da filladi quarzifere, filladi feldspatiche, filladi carboniose, paragneiss e porfiroidi.

Ove le metamorfiti sudalpine risultano ricoperte dai sedimenti arenacei permiani, compare allora la testimonianza della grande trasgressione permo-carbonifera (« discordanza ercinica »), i cui prodotti, grossolanamente clastici, costituiscono un irregolare e talora discontinuo livello conglomeratico [« Conglomerato di Ponte Gardena » (« Verrucano alpino » *Auct.*)].

Nello zoccolo cristallino sudalpino si trova intrusa la massa granitica di Cima d'Asta; a questo corpo batolitico, che risulta caratterizzato da una fascia periferica più basica (facies marginale di tipo tonalitico), sono legati numerosi filoni, ubicati soprattutto entro le rocce scistoso-cristalline prepermiiane. E' da rilevare come i rapporti intercorrenti tra le masse intrusive e gli scisti incassanti siano essenzialmente primari; tali condizioni di giacitura sono facilmente constatabili, presentandosi spesso, perifericamente alle masse ignee, fenomeni di metamorfismo di contatto che hanno trasformato gli stessi scisti cristallini in cornubianiti ed in scisti cornubianitici. Per quanto riguarda l'età del massiccio granitico di Cima d'Asta si ritiene, in base alle recenti misure radiometriche di G. FERRARA e altri (1962), che ad esso si debba attribuire un'età ercinica (Carbonifero superiore). Tali risultati sono stati poi confermati, nel 1965, con le indagini eseguite da BERTRAND sui medesimi graniti.

Le formazioni sedimentarie, che affiorano in prevalenza nella parte meridionale ed orientale del foglio, abbracciano un'ampia serie di terre-



LEGENDA

- 1 — Basamento cristallino (« filladi della Valsugana » *Auct.*).
- 2 — Plutoni granitici ercinici (Cima d'Asta - Caoria).
- 3 — Copertura sedimentaria (Permiano-Trias medio-superiore).
- 4 — Copertura sedimentaria (Permiano-Miocene superiore).
- 5 — Formazioni vulcaniche permiane (« Piattaforma Porfirica Atesina »).
- 6 — Distretto eruttivo di Predazzo - Monzoni.
- 7 — Linea tettonica della Valsugana (« Linea della Valsugana Nord » *Auct.*).

ni; si tratta di una potente successione di termini rocciosi, iniziatesi con litotipi conglomeratici permiani, trasgressivi sulle metamorfite dello zoccolo cristallino, ed estendentesi quasi con continuità fino ai depositi clastici continentali del Miocene superiore.

La lunga ed intensa attività vulcanica, sviluppatasi nel Permiano, è testimoniata dalla estesa e potente « Piattaforma porfirica atesina », di cui compare nel Foglio « Feltre » la sola parte sud-orientale. Come nell'attiguo Foglio « Trento », anche qui sono presenti tutti i termini del complesso di « porfidi e porfiriti permiani »: alla base si trovano infatti le formazioni più basiche, assai complicate ed alquanto varie (Gruppo inferiore), mentre verso l'alto stanno quelle più acide, prevalentemente di natura ignimbratica (Gruppo superiore).

Infine al margine settentrionale del foglio affiorano le masse intrusive ed i filoni appartenenti al centro eruttivo di Predazzo. Le prime sono rappresentate dal caratteristico granito roseo tormalinifero, da sieniti e monzoniti varie; i secondi da filoni di apliti, pegmatiti, porfidi tinguaitici e fojaitici, monzoniti e lamprofiri. In base alle recenti ricerche di studiosi italiani si ritiene che le rocce intrusive di Predazzo abbiano un'età medio-triassica, analogamente a quelle dei Monzoni.

IV — STRATIGRAFIA

COMPLESSO METAMORFICO SUDALPINO

SCIISTI CRISTALLINI DELLA VALSUGANA E DI CIMA D'ASTA

Queste rocce, appartenenti al basamento cristallino delle Alpi Meridionali, costituiscono un'ampia fascia di terreni metamorfici che da Trento, attraverso la conca di Pergine, i monti fra la valle del Fersina e la regione di Borgo Valsugana, si spinge oltre la Val Cismon, sino all'Agordino, avvolgendo l'ammasso « granitico » di Cima d'Asta e formando con esso quell'unità delle Alpi veneto-trentine alla quale G. B. TRENER diede il nome di « isola cristallina di Cima d'Asta ».

Gli scisti cristallini risultano costituiti da tipi litologici diversi, i quali si alternano più o meno fittamente con frequenti passaggi reciproci sia in senso orizzontale che verticale. A luoghi è stato possibile cartografare alcune di queste varietà litologiche, tuttavia bisogna ricordare che le suddivisioni introdotte esprimono il litotipo prevalente, ma non esclusivo, affiorante nella zona.

Le metamorfite possono essere inquadrare nella facies degli scisti verdi di ESKOLA e più precisamente nella subfacies « quarzo-albite-muscovite-clorite » con passaggi locali alla subfacies quarzo-albite-epidoto-biotite.

Nelle rocce esaminate è riconoscibile una blastesi selettiva postcinematica a luoghi vistosa, che ha interessato l'albite, le miche e la clorite. Questo fenomeno, come ricorda D'AMICO (1964)¹, corrisponde ad

¹ E come è stato osservato anche da SASSI e ZIRPOLI (1965, 1968).

una regola comune negli scisti cristallini derivanti dal metamorfismo in facies di scisti verdi di sedimenti pelitici e pelitico-psammitici.

Il quadro dei rapporti fra cristallizzazione e deformazione è complicato in alcuni litotipi dalla presenza di minerali relitti (prevalentemente albite, quarzo e feldspato potassico), i quali mostrano ancora chiaramente i caratteri strutturali di origine.

Il problema dell'età del metamorfismo è assai complesso e per molti versi di incerta soluzione. L'unico dato sicuro è che gli scisti cristallini, con la loro attuale facies metamorfica, sono di età prepermianna, come è attestato dal fatto che essi si rinvergono in ciottoli nel conglomerato basale permo-carbonifero non metamorfico derivante dal disfacimento degli stessi.

La presenza a luoghi di scisti carboniosi non è d'altronde sufficiente a far attribuire una parte almeno delle metamorfite al Carbonifero.

Alcuni autori (ad esempio Gb. DAL PIAZ, 1942) ritengono che il metamorfismo sia preercinico e che i terreni del cristallino antico siano stati forse metamorfosati precedentemente al Cambriano, altri (ANDREATTA, 1961; D'AMICO, 1964) propendono invece per un'età ercinica.

Filladi quarzose, filladi albitiche; quarziti e quarziti filladiche grigio-verdastre con frequenti lenti e noduli di quarzo (fq); scisti albitico-muscovitici (s_{am}); filladi carboniose (fc). (G. ZIRPOLI).

Il complesso di scisti epimetamorfici così indicato costituisce gran parte del basamento cristallino di questo foglio.

I vari tipi litologici presenti non sono stati distinti cartograficamente con l'eccezione delle filladi carboniose, sia per la frequenza e l'irregolarità della loro distribuzione, sia per il fatto che rocce macroscopicamente simili a volte hanno rivelato al microscopio caratteri mineralogici e strutturali diversi.

I litotipi prevalenti sono rappresentati dalle filladi quarzose e dalle filladi albitiche; queste ultime costituiscono la varietà più frequente nella parte occidentale del foglio.

Il colore grigio o grigio verdastro di queste metamorfite e la fissilità molto accentuata sono quelli tipici delle rocce di tipo filladico.

La scistosità è spesso complicata da pieghe ed arricciamenti resi ben visibili in campagna dall'andamento di intercalazioni quarzose. A luoghi il pieghettamento è stato tanto intenso da portare alla formazione di piani di scistosità S₂, l'inclinazione dei quali è in stretta relazione al contenuto in fillosilicati. Nei casi limite, cioè nei litotipi costituiti quasi esclusivamente da fillosilicati, S₂ si sovrappone alla primitiva scistosità S₁ e coincide con la scistosità rilevabile in campagna.

Al microscopio la struttura appare nettamente cristalloblastica e vengono confermati i caratteri tessiturali osservati in campagna.

I componenti mineralogici fondamentali sono: quarzo, albite, muscovite e/o clorite, ai quali localmente si associano in quantità subordinata biotite, epidoti e carbonati ed in rari casi granato.

Caratteristica nelle filladi albitiche, soprattutto nei litotipi più ricchi in fillosilicati, è la presenza di blasti di feldspato sodico. Questi, talora geminati con associazione di due o più individui, presentano non di rado una zonatura inversa con orlo oligoclasico e parte centrale albitica.

Ad oriente di Passo Cereda, ove affiorano paragneiss albitico-muscovitici, D'AMICO (1962) ha osservato minuti cristallini di granato per lo più localizzati all'interno di porfiroblasti albitici.

Filladi e quarziti carboniose non sono molto diffuse e di solito costituiscono intercalazioni troppo esigue per essere cartografabili, fatta eccezione per quelle che affiorano nei pressi di Ronco.

I caratteri tessiturali, strutturali e compositivi sono analoghi a quelli delle altre metamorfite con l'aggiunta di abbondante sostanza carboniosa.

Gneiss a grossi porfiroblasti di feldspato potassico (s₁); gneiss a grana medio-minuta, talora a piccoli occhi di albite, di quarzo ed a luoghi di feldspato potassico; porfiroidi. (A. GREGNANIN).

Nelle tavolette Cima d'Arzon e Mezzano affiorano rocce gneissiche nodulari che furono distinte da G. B. TRENER in « gneiss comuni » ed in

« filladi feldspatiche ». Queste metamorfite sovrastano o sono giustapposte alle filladi quarzifere, rispetto alle quali sono concordanti, ed immergono prevalentemente a NE con leggera inclinazione, come avviene del resto per gli altri scisti cristallini della zona.

Il complesso gneissico costituisce una massa omogenea ben delimitata; in altre zone del foglio, infatti, sono note solo poche e modeste intercalazioni dello stesso litotipo e d'altra parte non sono state osservate intercalazioni di filladi entro gli gneiss. Lo spessore di affioramento di questi ultimi si aggira intorno a 600-700 metri.

Il litotipo di gran lunga prevalente è rappresentato da una roccia gneissica a porfiroblasti medio-minuti, in genere subidiomorfi, che risaltano su una massa di fondo minuta di composizione quarzosa, feldspatica, micacea, cloritica. La scistosità, generalmente piana, è talora poco marcata; il colore varia dal bianco al grigio ed al grigio-verdastro. Affioramenti tipici sono quelli dello Spiz del Doch presso il Lago Calaita.

Molto meno frequente è un altro litotipo, che macroscopicamente presenta grossi occhi feldspatici (fino a 3 cm) immersi in una matrice sericitica, quarzoso-feldspatica, di tipo filladico. Questi gneiss occhiadini filladici affiorano qua e là nella massa principale (a Est di C. d'Arzon; lungo il crinale a SW di M. Bedole ecc.) e sono quasi sempre pieghettati su scala mesoscopica. A dispetto della quantità di fillosilicati, sono rocce molto compatte. Il colore varia da grigio a grigio verde.

Le rocce sopradescritte furono studiate da C. D'AMICO (1957), che le definì « filladi granitizzate ». In un lavoro successivo (1962, 1964), dedicato alle filladi della Valsugana, lo stesso autore prospetta per una parte almeno degli gneiss della Val Cismon un'origine in parte da rocce clastiche ed in parte da vulcaniti; in particolare i porfiroidi affiorerebbero almeno nella zona tra Col Santo e S. Romina.

In base alle indagini petrografiche, da me svolte parallelamente ai rilievi di campagna, risulta che le rocce più comuni hanno scistosità talora ben marcata e generalmente piana; nei tipi a grossi noduli feldspatici invece, compare spesso una intensa pieghettatura che talora determina la formazione di piani s_2 . La scistosità, quando è presente, coincide

di regola con s_1 , negli altri litotipi. Le anisotropie planari generalmente si modellano sui grossi porfiroblasti quarzoso-feldspatici, determinando caratteristiche strutture microocchiadine.

La natura relitta dei cristalli maggiori feldspatici e quarzosi è evidenziata dalle deformazioni postcristalline parzialmente risanate, dai contorni subidiomorfi o idiomorfi, dalla presenza di seni di corrosione tipici di rocce vulcaniche. Alcuni grossi individui albitici però mostrano una genesi sicuramente postcinematica e tardiva rispetto ai minerali del fondo micaceo.

Sia i fenoclasti che i fenoblasti albitici presentano una sericitizzazione ed epidotizzazione tardiva, nonché, spesso, vistosi bordi di accrescimento. Tale accrescimento tardivo è stato notato anche intorno al feldspato potassico. Fra i porfiroblasti sono relativamente frequenti quelli di albite a scacchiera; in alcune rocce è stata notata una differenza tra i prodotti di alterazione, ora ricristallizzati, contenuti nelle albiti porfiroclastiche (sericite ed epidoto) e quelli delle albiti a scacchiera (materiale pulverulento semiopaco); i prodotti di alterazione di questi ultimi sono molto simili a quelli del feldspato potassico alterato. E' quindi evidente che le albiti a scacchiera e quelle dei fenoclasti non derivano dallo stesso feldspato.

Le rocce che presentano feldspato potassico, sia in clasti grossolani che nel fondo, sono quelle che macroscopicamente presentano grossi occhi immersi in una pasta di fondo filladica; quest'ultima al microscopio si mostra particolarmente ricca di sericite, oltre che di quarzo, biotite e feldspati. In queste rocce, più che altrove, i clasti mostrano il loro carattere relitto. Sono presenti anche clasti di albite a scacchiera. Questo litotipo si differenzia dagli gneiss sopradescritti anche per la grana del fondo minuta. Tale carattere è stato notato da D'AMICO (1964) e da SASSI (1968) per alcuni porfiroidi sudalpini. E' da rilevare tuttavia che la composizione mineralogica, la tessitura a bande, la struttura e soprattutto l'abbondanza di quarzo nelle porzioni granoblastiche del fondo di queste rocce sono caratteristiche del tutto simili a quelle di molte filladi sudalpine.

Il fondo degli altri gneiss nodulari possiede struttura più omogenea e grana relativamente più grossa di quella dei sopradescritti litotipi. La muscovite mostra una cristallizzazione da sin- a post-cinematica; la biotite, presente solo in alcuni litotipi, è in genere molto deformata; la clorite offre caratteri strutturali simili a quelli della biotite. D'AMICO (1957) riporta anche biotite postcinematica. L'aggregato granoblastico è tipicamente pavimentoso. L'albite si mimetizza nel fondo e solo raramente costituisce piccoli metablasti nei letti micacei. Quindi anche in queste rocce compare una generazione postcinematica di muscovite, quarzo, albite, epidoto, e talora di feldspato potassico, come è stato osservato in molti scisti cristallini sudalpini (D'AMICO, 1957, 1962, 1964; SASSI e ZIRPOLI, 1965, 1968, SASSI, 1968).

Le associazioni mineralogiche osservate sono:

a) negli gneiss microocchidini:

albite-quarzo-muscovite-epidoto \pm clorite

albite-quarzo-muscovite-epidoto \pm clorite \pm biotite

albite-quarzo-muscovite-clinozoisite

b) negli gneiss a grossi occhi feldspatici:

feldspato potassico-albite-quarzo-muscovite \pm biotite \pm clorite.

Come accessori compaiono: titanite, zircone, apatite, magnetite, idrossidi di ferro, pirite, tormalina e calcite.

E' quindi evidente che le condizioni metamorfiche erano quelle della facies degli scisti verdi, probabilmente della subfacies quarzo-albite-epidoto-biotite del metamorfismo Barroviano.

Per quanto riguarda la provenienza del materiale originario di queste metamorfite è probabile una derivazione dal disfacimento di vulcaniti acide, se non addirittura direttamente da vulcaniti, e quindi viene confermata l'ipotesi di C. D'AMICO (1964).

Parascisti albitici nodulari (« paragneiss ») in facies biotitica e cloritica, con locali intercalazioni di fels quarzo-albitici e di filladi quarzifere, più fitte verso l'alto (Sa). (G. O. GATTO).

Al margine occidentale del Foglio « Feltre », nella zona compresa

tra gli abitati di Borgo Valsugana e di Telve di Sopra, affiorano delle rocce scistoso-cristalline appartenenti al complesso metamorfico sudalpino. Esse furono coinvolte in un corrugamento generale di età alpina; risultano pertanto fortemente dislocate, solidalmente con il basamento cristallino, da una grande piega-faglia (« Linea della Valsugana »), che le ha portate a diretto contatto con le formazioni dolomitiche del Trias medio-superiore.

Si tratta di rocce metamorfiche di colore grigio-verdastro chiaro, a scistosità piano-ondulata, definibili, per associazione mineralogica, come *parascisti albitici nodulari* (« paragneiss », *Auct.*); le facies più comuni sono caratterizzate dalla presenza di elementi albitici, quarzosi, cloritici e biotitici, immersi in una massa di fondo costituita da minuti cristalli di quarzo, albite, clorite, biotite, muscovite, epidoto, ecc.

Si associano a queste facies intercalazioni filladiche quarzose minute e di *fels* quarzo-albitici chiari.

I parascisti albitici, che nell'area del Foglio « Feltre » affiorano in un lembo piuttosto limitato, per gran parte mascherato dalla copertura quaternaria, vengono a giorno, assai più estesamente, nel contiguo Foglio « Trento »; pertanto, per una loro più completa illustrazione, si rimanda alla nuova edizione del Foglio « Trento » ed alle relative Note illustrative.

MASSE INTRUSIVE

GRUPPO DI CIMA D'ASTA

La massa granitica di Cima d'Asta occupa un'area più o meno larga, che dal limite occidentale del foglio si estende fino alla Val di Lozen per poi proseguire in piccoli affioramenti smembrati sulla dorsale Arinas-Redasega.

A eccezione del tratto compreso fra il P.sso Brocon e Pieve Tesino, ove le rocce intrusive sono limitate dalla grande linea di dislocazione

della Valsugana, i contatti con gli scisti cristallini incassanti sono primari e le metamorfite risultano interessate da profonde trasformazioni termometamorfiche. La giacitura batolitica del massiccio è stata affermata da G. B. TRENER (1957) in contrapposizione all'opinione di alcuni geologi fra i quali W. SALOMON (1897).

Il plutone è caratterizzato dalla presenza di una facies periferica più basica di tipo tonalitico particolarmente sviluppata al margine sud-occidentale. Un po' ovunque, ed in particolare attorno alla vetta di Cima d'Asta e sul versante settentrionale del M. Salubio, si rinviene inoltre un litotipo a struttura porfirica e composizione intermedia fra quella di una granodiorite e quella di una monzonite quarzifera (ANDREATTA, 1934).

In tutta la massa intrusiva si osservano abbondanti noduli di concentrazione femica a vario sviluppo e forma per lo più rotondeggiante od ovoidale, nonché brandelli di rocce scistose di varie dimensioni e di forma allungata.

Numerosi sono i corpi filoniani diffusi un po' ovunque ed in particolare entro gli scisti cristallini incassanti.

Alcuni autori, fra cui E. SUESS (1868), E. VON MOJSISOVICS (1878) e G. B. TRENER (1901, 1957), espressero l'opinione che l'intrusione risalisse al Paleozoico superiore, mentre altri, quali W. SALOMON (1891, 1898), S. VENZO (1939), Gb. DAL PIAZ (1942) e F. P. AGTERBERG (1961), ritennero più probabile che il massiccio intrusivo di Cima d'Asta fosse di età alpina. Solo ultimamente la dibattuta questione sembra aver trovato la sua soluzione definitiva; infatti G. FERRARA ed altri (1962), sulla base di misure radiometriche, hanno attribuito al granito di Cima d'Asta un'età variabile da 275 a 300 milioni di anni, riferendo la presa di posizione dello stesso al Carbonifero superiore. Tali dati sono stati successivamente confermati da BERTRAND ed altri (1965).

« Granito di Cima d'Asta ». *Graniti biotitici con plagioclasio prevalente sul feldspato potassico e granodioriti biotitiche, talora con rari fenocristalli di feldspato potassico* (1). (G. ZIRPOLI).

Il tipo petrografico più diffuso nella massa intrusiva di Cima

d'Asta possiede tipica struttura olocristallina granulare, grana media e colore piuttosto chiaro; comune inoltre la presenza di grossi cristalli isolati di feldspati potassici.

Tale litotipo, per variazioni nei rapporti quantitativi reciproci fra i costituenti principali, sfuma verso graniti aplitici o più frequentemente fa passaggio a termini schiettamente granodioritici. Secondo GANDOLFI (1967), al limite meridionale del massiccio, granodiorite e granito rappresenterebbero due intrusioni distinte ed il passaggio fra i due litotipi succitati avverrebbe bruscamente.

I componenti mineralogici fondamentali sono: quarzo, plagioclas, feldspato potassico e biotite, quest'ultima a luoghi parzialmente o totalmente cloritizzata. Tale processo è accompagnato da una minuta segregazione di ossidi di ferro e talvolta dalla formazione di granuli di epidoto e di titanite.

I plagioclas tendenzialmente idiomorfi sono di norma debolmente zonati e quasi sempre mostrano, attorno ad un corpo centrale a composizione pressoché costante, un sottile orlo decisamente più acido. La loro composizione è variabile da oligoclasio ad andesina, solo alcuni nuclei hanno rivelato una composizione andesinico-labradoritica.

Il feldspato potassico ha sempre carattere pertitico ed a luoghi, come già osservato in precedenza, assume uno sviluppo vistoso.

Solo raramente nelle granodioriti si è ritrovato nell'anfibolo. Moderati fenomeni di deformazione meccanica, rivelati dall'estinzione ondulata, dalle sottili fratture del quarzo e dalle incurvature delle lamine di biotite e clorite, sono evidenti in quasi tutti i campioni esaminati. La composizione chimica di queste rocce è espressa dalle analisi riportate in tabella I.

« Granito di Caoria ». *Graniti biotitici con prevalenza di feldspato potassico sul plagioclasio* (Γ'). (T. ZULIAN).

Il « Granito di Caoria » affiora sui due versanti della valle del torrente Vanoi, ricoprendo un'area non molto vasta compresa tra gli abitati di Caoria e Canal S. Bovo. Nella sua parte nord-occidentale la mas-

sa granitica viene a contatto con la diorite di C.ma di Mezzogiorno, mentre per il resto è compresa sempre in filladi quarzifere e in « filladi feldspatiche » metamorfosate per contatto.

La facies più comune del granito di Caoria possiede grana media; localmente, come ad esempio a Pralongo, può presentare una grana più grossa, quasi pegmatitica, con arricchimenti di tormalina e granato. Al contatto con le filladi incassanti la roccia intrusiva assume una grana più minuta ed un colore più chiaro, ciò che la accosta a tipi aplitici. Lungo il margine meridionale dell'affioramento, su una fascia che va grosso modo da Prade a Bortea, il granito è scarsamente coerente, dimostrando di aver subito intense azioni clastiche; il fenomeno si può collegare alla vicinanza della linea della Valsugana.

All'esame microscopico la *facies media* rivela caratteristica struttura granulare olocristallina; prevalgono i componenti sialici e, tra questi, il più abbondante è il microclino in associazione micropertitica, seguito da quarzo e plagioclasti. Le micropertiti presentano spesso inclusioni di minutissime lamelle muscovitiche, di elementi quarzosi e plagioclastici, questi ultimi torbidi per alterazione e provvisti di orlo di reazione più acido. Il microclino più vistoso include frequentemente pertiti, pertiti microclinarie associate a plagioclasio con mirmechite interposta, e presenta spesso fenomeni di sostituzione su ambedue i componenti. I plagioclasti sono spesso sericitizzati, soprattutto lungo i piani di sfaldatura e di contatto; comune è pure la saussuritizzazione che procede dal nucleo verso la periferia. I plagioclasti appaiono zonati e geminati secondo le leggi dell'albite, albite-Carlsbad, Carlsbad; le zonature sono di tipo normale e la composizione è oligoclasica al nucleo ed albitico-oligoclasica alla periferia.

L'unico componente femico essenziale è la biotite, talora cloritizzata, mancante completamente di idiomorfismo perché parzialmente sostituita da plaghe di quarzo; include spesso apatite, zirconio e rutilo in sottili aghetti.

Riportiamo i risultati di un'analisi chimica; la corrispondente formula magmatica, messa a confronto con i « tipi magmatici Niggli », indica una certa corrispondenza con il tipo granitico engadinico dei magmi leucogranitici della serie alcalica (analista C. VITERBO).

SiO ₂	74,32	CaO	0,90
Al ₂ O ₃	12,56	Na ₂ O	3,61
Fe ₂ O ₃	0,85	K ₂ O	5,14
FeO	1,31	H ₂ O-	0,14
MgO	0,69	H ₂ O+	0,56
			100,08

La *facies aplitica marginale* esistente al contatto con le filladi è formata quasi esclusivamente da minerali sialici: quarzo, microclino e plagioclasio di composizione albitica (8% An). L'unico componente femico, del resto non molto abbondante, è la biotite, molto spesso cloritizzata. Talora è presente anche muscovite, in rare lamelle di probabile origine tardiva. Il microclino, sempre in associazione micropertitica, forma spesso larghe plaghe irregolari che inglobano e sostituiscono tutti i componenti della roccia; talora il microclino appare a sua volta sostituito da quarzo.

Le osservazioni petrografiche ed i dati petrochimici permettono di affermare che il granito di Caoria è stato interessato da fenomeni tardomagmatici, probabilmente di fase pegmatitica, che hanno portato ad un arricchimento di feldspato potassico e di quarzo. Presso il contatto con le filladi il granito fa passaggio ad una facies aplitica che sembra rappresentare non tanto un prodotto di differenziazione del magma granitico ma piuttosto una trasformazione del granito già consolidato ad opera di un processo tardivo di microclinizzazione e silicizzazione.

Non è facile stabilire i rapporti genetici fra il granito di Caoria e la diorite che gli è vicina, soprattutto per l'impossibilità di controllare sul terreno il contatto fra le due masse intrusive, a causa della fitta copertura detritica e vegetale e della inaccessibilità dei luoghi.

Graniti porfirici ad abbondanti fenocristalli bianchi o rosati di feldspato potassico (γ^p). (G. ZIRPOLI).

Sul versante settentrionale del M. Salubio, in Val d'Orna, ad oriente del M. Setole, in Val Montalon ed attorno a Cima d'Asta compaiono litotipi a struttura decisamente porfirica.

Queste rocce sono caratterizzate dall'aver una massa di fondo a grana un po' più minuta di quella della facies normale e colore più scuro, sulla quale spiccano alcuni individui maggiori (fino a parecchi cm) di quarzo, plagioclasti e soprattutto di feldspato potassico.

L'aggregato fondamentale della roccia, a struttura ipidiomorfa, è costituito da quarzo, feldspato potassico, plagioclasti per lo più profondamente alterati e biotite quasi sempre trasformata in clorite. In quantità del tutto subordinata si può rinvenire dell'orneblenda verde anch'essa in gran parte cloritizzata.

I fenocristalli di feldspato potassico, sempre torbidi per un incipiente processo di caolinizzazione, mostrano molto frequentemente smistamenti micropertitici. Più di rado si osservano orli di reazione fra feldspato K e plagioclasio con formazione di mirmechiti.

I plagioclasti, riferibili a miscele oligoclasico-andesiniche, rivelano sempre una profonda alterazione e solo in rari casi è stato possibile notare una debole zonatura e determinarne il contenuto in anortite.

La composizione chimica di questo litotipo è espressa nella tabella I.

Tonaliti marginali a grana medio-grossa; tonaliti delle masse satelliti a grana fine, prive o molto povere di feldspato potassico ($\gamma\delta$). (G. ZIRPOLI e T. ZULIAN).

Al margine sud-occidentale del plutone di Cima d'Asta, sul versante meridionale del M. Salubio e a nord di Samone, si estende una facies tonalitica caratterizzata da grana medio-grossa e dalla presenza di abbondante anfibolo.

G. B. TRENER (1957), C. ANDREATTA (1932) e G. MORTEANI (1966) hanno ritenuto che si giunga a tale facies dal granito per progressivo graduale arricchimento in biotite ed anfibolo.

Successivamente G. GANDOLFI (1967) ha invece dimostrato che non esiste alcun graduale passaggio fra le facies suddette ma che, analogamente alle granodioriti del margine sud-occidentale, anche le tonaliti rappresentano delle intrusioni distinte dalle precedenti. In definitiva il suddetto

autore ha riconosciuto nella zona in questione i prodotti di tre intrusioni distinte e successive.

Al microscopio le tonaliti mostrano struttura granulare ipidiomorfa ed i componenti mineralogici essenziali sono: plagioclasti, quarzo, feldspato potassico, biotite ed anfiboli.

Fra i minerali sialici i più abbondanti sono senza dubbio i plagioclasti, caratterizzati da un idiomorfismo piuttosto pronunciato. I cristalli sono sempre geminati e più o meno fortemente zonati. Non sono rari i casi in cui si osserva un brusco salto di composizione fra il nucleo ed il resto del cristallo. La composizione dei plagioclasti varia dal 40% al 50% An con valori prossimi all'80% An al nucleo.

Il feldspato potassico, poco diffuso anche se sempre presente, si rinviene sia in piccoli cristalli che in individui di dimensioni considerevoli a carattere pertitico.

Gli elementi colorati sono costituiti da biotite talora intimamente associata a clorite e da anfiboli. Questi ultimi sono rappresentati da orneblenda verde e da termini a tendenza attinolitica. Caratteristica la notevole freschezza di questo minerale anche nei casi in cui plagioclasti e biotite siano intensamente alterati. Il litotipo anfibolico periferico si accosta, come chimismo, al tipo tonalitico (vedi tab. I).

Le tonaliti delle masse satelliti a grana fine, prive o povere di feldspato potassico, costituiscono la massa eruttiva della Cima di Mezzogiorno, sopra la destra orografica del T. Vanoi fra Caoria e Canal S. Bovo, e quella più ridotta che affiora nella zona di Forzellette-Gardellin a NW di Caoria. Si tratta di rocce a grana fine, di colore grigio scuro, talora verdastro, che all'esame macroscopico possono essere classificate come dioriti. Man mano che ci si avvicina alla periferia delle masse la roccia diventa più chiara, assume una grana maggiore ed infine diventa porfirica.

All'esame microscopico si sono distinti due litotipi: uno centrale di composizione tonalitica, privo di feldspato potassico, ed uno marginale caratterizzato, oltre che dall'aumento della grana, dalla comparsa di feldspato potassico.

Il tipo centrale presenta struttura olocristallina granulare; i componenti essenziali sono: plagioclasio, quarzo, biotite ed anfibolo.

I plagioclasti appaiono spesso saussuritizzati e sericitizzati; minute fratture che li attraversano sono ricementate da quarzo e sericite. I cristalli sono geminati secondo le leggi dell'albite, albite-Carlsbad, Carlsbad, e possiedono una composizione media corrispondente a miscele andesiniche (45% An); spesso sono zonati in maniera normale, con nucleo labradoritico (60% An) e periferia oligoclasico-andesinica.

Il quarzo può essere interstiziale oppure in plaghe piuttosto estese che inglobano parzialmente tutti i componenti essenziali.

Gli anfiboli sono rappresentati sia da termini della serie tremolite-attinoto con pleocroismo debole da incolore a toni verde chiaro ed angolo di estinzione c/γ di circa 15° , sia da orneblenda comune con pleocroismo forte su toni verdi ed angolo di estinzione c/γ di circa 20° . I due tipi di anfibolo sono spesso intimamente associati fra loro con fenomeni di trasformazione dell'uno nell'altro. All'anfibolo è seguita la formazione della *biotite*; quest'ultimo minerale presenta una stretta relazione genetica con l'anfibolo, con passaggi graduali da questo a quella.

Componenti accessori comuni sono apatite, epidoto, zirconio e minerali opachi.

La facies marginale mostra al microscopio una struttura tipicamente porfirica determinata dalla presenza di individui quarzoso-feldspatici, e talora biotitici, ben sviluppati ed immersi in una massa di fondo formata dagli stessi minerali. L'associazione mineralogica è data da plagioclasio, quarzo, biotite e feldspato potassico; può essere presente anche anfibolo. I plagioclasti, di composizione identica a quelli della facies centrale, sono presenti in due generazioni, una rappresentata da piccoli cristalli alterati, parzialmente riassorbiti, spesso inclusi in quarzo e feldspato potassico, l'altra costituita da individui ben sviluppati, geminati secondo le leggi dell'albite e dell'albite-Carlsbad, debolmente alterati in sericite e saussurite. Il quarzo, presente in quantità pressoché equivalente a quella degli altri componenti sialici include spesso piccoli plagioclasti e lamelle micacee. La biotite è per lo più alterata in clorite; spesso appare corrosa

dal quarzo e dal feldspato potassico. Quest'ultimo è rappresentato da microclino; generalmente ha disposizione interstiziale, ma può formare anche plaghe tardive farcite di piccoli individui plagioclastici e di biotite. Talora appare allotromorfo anche rispetto al quarzo; è spesso torbido per alterazione di caolino e sericite. I componenti accessori sono apatite, zirconio, titanite, ossidi metallici, pirite in plaghe allotriomorfe, anfibolo sempre associato a biotite.

Oltre a questi due litotipi esistono, soprattutto alla periferia della più piccola massa di Forzelle-Gardellin, delle apofisi acide a contatto diretto con la fillade; sono caratterizzate da struttura porfirica dovuta ai grossi individui di quarzo, con evidente tendenza all'idiomorfismo, e di plagioclasio di composizione oligoclasica (23% An) molto spesso fortemente alterato. Altro componente è la clorite pseudomorfa su biotite; fra gli accessori sono comuni zirconio, magnetite, epidoto, ematite e tormalina, spesso associata a biotite.

Le rocce intrusive tonalitiche di Cima di Mezzogiorno e di Forzelle-Gardellin offrono nel loro insieme un identico quadro di fenomeni magmatici e tardomagmatici. Secondo C. VITERBO è probabile che nello stadio magmatico principale si fossero formate rocce dioritiche lievemente quarzose seppure non nella misura attuale, dato che il fenomeno di arricchimento in quarzo è sicuramente tardomagmatico avendo il minerale sostituito parzialmente tutti i componenti della roccia. Nei tipi marginali, verso il contatto con le filladi, i fenomeni di trasformazione sono ancora più progrediti e si osserva inoltre la formazione di feldspato potassico che, alla pari del quarzo, non trovandosi in equilibrio con gli elementi precristallizzati, li ha sostituiti parzialmente. Anche i rapporti anfibolo-biotite si possono mettere in relazione con lo squilibrio chimico-fisico legato alla deposizione tardiva di quarzo e feldspato potassico; esisteva senza dubbio della biotite primaria, ma certo la massima parte è di neogenazione, formatasi da anfibolo e su anfibolo, come dimostrano le intime sfumature dell'una sull'altro, nonché la presenza di abbondante epidoto e di titanite quali resti della trasformazione.

Il tipo più acido, che si osserva al contatto con le filladi nella zona di Forzelle-Gardellin, costituisce quasi sicuramente un'apofisi acida che

ha subito azioni metamorfiche da uno stadio pneumatolitico fino ad idrotermale; ciò pare confermato dalla presenza di tormalina, apatite, epidoto in quantità notevoli e dalla avanzata sericitizzazione dei plagioclasti.

Gabbrodioriti e monzogabbrodioriti quarzifere, pirosseniche, a grana minuta (ΣΕ). (T. ZULIAN).

Le gabbrodioriti e monzogabbrodioriti quarzifere, pirosseniche a grana minuta affiorano, con andamento SW-NE, sul fondo della Val Lozen e sulla dorsale compresa fra le cime Arinàs e Redasega. Pur essendo frazionate in tanti piccoli affioramenti a causa dell'abbondante copertura, detti litotipi costituiscono senza dubbio un'unica massa intrusiva. Queste rocce basiche, ed in particolare quelle di Cima Arinàs, sono attraversate da filoni di diverso tipo disposti con andamento altrettanto vario e si presentano fratturate in maniera irregolare; talora, come accade nei pressi di S. Antonio, le gabbrodioriti sono rotte in una serie di blocchi ed anche alterate e ridotte a graniglia più o meno minuta. Questi fenomeni sono evidentemente da mettere in relazione con la vicinanza della linea tettonica della Valsugana.

Per quanto riguarda l'analisi petrografica, petrochimica e la classificazione di questi litotipi, facciamo riferimento essenzialmente ai lavori di C. D'AMICO (1956), che a lungo si è occupato dei problemi attinenti alle rocce cristalline di Cima d'Asta.

Le rocce in oggetto presentano, macroscopicamente, grana minuta, colore grigio, più o meno scuro, talora verdastro; solo localmente la grana diventa più vistosa. Sono, in genere, rocce compatte e molto dure.

All'esame microscopico mostrano struttura granulare olocristallina ipidiomorfa; la grana è minuta. I componenti essenziali sono: plagioclasti, pirosseni rombici e monoclini, quarzo, ortoclasio, biotite ed orneblenda. I plagioclasti, molto abbondanti, sono idiomorfi rispetto a tutti i componenti; sono geminati secondo le leggi dell'albite e dell'albite-Carlsbad. In media possiedono composizione labradoritica (70% An); sono molto frequenti i cristalli zonati con zonature di tipo normale: la loro composizione va da andesinica (45% An) alla periferia fino a bitownitica (80%

An) al nucleo. Risultano sempre alterati, sempre non molto intensamente, in sericite, materiale argilloso e pochi epidoti.

I pirosseni sono presenti in cristalli ben formati, talora piuttosto vistosi, sempre inalterati. Si tratta per lo più di bronziti e, in quantità decisamente minore, di augiti; il rapporto fra i due termini può variare localmente, in genere a favore del pirosseno monoclinico. Le augiti, che di solito hanno dimensioni inferiori alle bronziti, sono caratterizzate da un angolo di estinzione $c/\gamma = 40^\circ-45^\circ$.

Quarzo e ortoclasio, abbastanza abbondanti, sono sempre allotriomorfi rispetto a tutti i componenti; l'ortoclasio è sempre intatto, non alterato e molto spesso forma associazioni micropegmatitiche.

La biotite, spesso associata ad anfiboli e pirosseni, presenta forma piuttosto irregolare; il pleocroismo è vistoso. L'orneblenda, generalmente poco abbondante, appare di colore verde ed è per lo più molto pleocroica su toni diversi di verde; di solito è associata ai pirosseni. Gli accessori più comuni sono magnetite, apatite, zirconio; dove le trasformazioni sono più spinte si formano, quali minerali di alterazione, calcite, cloriti e idrositi di ferro.

Accanto a questo litotipo medio compaiono localmente rocce che, pur mantenendo lo stesso chimismo, differiscono per fenomeni di autometamorfismo probabilmente pneumatolitico-idrotermale (zone fra Cima Redasega e S. Antonio e al fondo di Val Lozen) per cui tutti i componenti essenziali sono profondamente alterati e trasformati in composti secondari. In alcune zone, soprattutto al margine delle masse gabbrodioritiche, la roccia assume una struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasti e pirosseni. Si osservano inoltre fenomeni di endometamorfismo per contatto; si tratta spesso di chiazze, per lo più scure e ricche di magnetite, grossolanamente allineate, che D'AMICO (1956) chiama « macchie di digestione » considerandole come resti di una incompleta trasformazione operata dal magma sugli scisti incassati. Nella zona di Cima Redasega, al contatto gabbrodiorite-scisti cristallini, si osservano rocce che macroscopicamente non differiscono molto dalle gabbrodioriti prima descritte, mentre all'analisi microscopica risultano essere rocce miste. La struttura è per

lo più autoalotriomorfa, la grana minuta; i componenti appaiono gli stessi delle gabbrodioriti normali, seppure in rapporti diversi: il quarzo e l'ortoclasio, per esempio, sono molto abbondanti ed i plagioclasti sono un po' meno ricchi di anortite; a questi si aggiungono però dei grossi cristalli di andalusite, con forme irregolari, sempre associati a spinelli.

Le rocce basiche della facies media sono state classificate come gabbrodioriti e monzogabbrodioriti proiettando sui diagrammi proposti da A. STRECKEISEN (1967)¹, i valori di alcune analisi modali eseguite da C. D'AMICO (1956).

Questi dati, derivati dall'analisi mineralogica, ben si accordano inoltre con i dati petrochimici. Riportiamo i risultati di un'analisi chimica; la formula magmatica corrispondente, confrontata con i tipi magmatici « Niggli », mostra un chimismo intermedio tra il tipo « gabbrodioritico acido » ed il tipo « orbitico » dei magmi di serie alcalica (analista C. D'AMICO).

SiO ₂	54,50	MgO	5,39
TiO ₂	0,26	CaO	7,98
Al ₂ O ₃	18,43	Na ₂ O	2,32
Fe ₂ O ₃	2,90	K ₂ O	1,57
FeO	6,37	H ₂ O ⁻	0,12
MnO	0,25	H ₂ O ⁺	0,32
			100,41

Apliti e rioliti granitiche e granodioritiche in filoni (AF); andesiti e basali in filoni (αF); lamprofiri (αF_a); monzoniti in filoni (μF); filoni di quarzo (qF). (A. GREGNANIN e G. ZIRPOLI).

I filoni aplitici (AF) sono discretamente frequenti e raggiungono non di rado una certa potenza (fino a 2 m circa). La roccia presenta un aspetto compatto, grana minuta e colore biancastro uniforme. Al microscopio essa rivela struttura autoalotriomorfa olocristallina e risulta costi-

¹ STRECKEISEN A. L., *Classification and Nomenclature of Igneous Rocks*. « N. Jb. Miner. », Abh. 107, 2-3, s. 144-240, Stuttgart, 1967

tuita da quarzo e feldspato potassico, che formano circa l'80% della roccia, da plagioclasti e da rara biotite.

Il feldspato potassico si mostra per lo più in aggregati microperititici; abbastanza comuni sono le associazioni micropegmatitiche con il quarzo. I plagioclasti, a volte profondamente trasformati in sericite, sono generalmente riferibili a termini oligoclastici. A volte i cristalli appaiono evidentemente zonati ed in tal caso al nucleo possiedono composizione andesinico-oligoclastica mentre la periferia è riferibile a miscele albitiche.

La biotite è sempre notevolmente alterata in clorite.

I filoni di rioliti granitiche e granodioritiche (AF) sono molto numerosi e spesso di notevoli dimensioni (anche qualche decina di metri di potenza e centinaia di metri di lunghezza). Nella maggior parte dei casi sono localizzati entro gli scisti cristallini (M. Cengello). Si tratta di rocce piuttosto dure e compatte nelle quali, su un fondo minuto di colore grigio verdastro o biancastro, spiccano fenocristalli di feldspato e quarzo.

All'analisi microscopica mostrano una struttura porfirica olocristallina e la roccia risulta costituita da quarzo, feldspato potassico, plagioclasti e biotite.

Il feldspato potassico, quasi sempre perititico, è presente sia nella massa di fondo che come fenocristalli.

I plagioclasti, in cristalli idiomorfi spesso corrosi da parte del feldspato potassico e del quarzo, sono sempre geminati e rivelano di frequente una distinta zonatura. La loro composizione è quella propria di miscele oligoclastico-andesiniche. Alcuni cristalli zonati hanno rivelato un contenuto in An del 35% e del 12% An alla periferia.

Nella massa gabbrodioritica della dorsale Arinas-Redàsega, C. D'AMICO (1956) in filoni di questo tipo ha osservato anche rari cristalli di orneblenda. Nella stessa zona l'autore succitato ha riconosciuto filoni di porfidi granofirici che, per necessità cartografiche, sono stati assimilati a quelli ora descritti.

Subito sotto q. 2810, a Nord di Cima d'Asta, e fino a q. 2400 circa affiora, con potenza variabile dai 15 ai 35 cm un filone avente composizione monzonitica (μF). Questo filone era già stato segnalato da G. B.

TABELLA I

ANALISI CHIMICHE DI ROCCE DEL COMPLESSO INTRUSIVO
DI CIMA D'ASTA

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	68,79	70,02	70,20	66,20	63,66	61,21	76,14	68,34	65,22
TiO ₂	0,31	1,03	0,35	0,45	0,66	1,01	tr	tr	0,66
P ₂ O ₅	0,23	0,29	0,21	0,33	0,58	0,22	—	—	0,33
Al ₂ O ₃	15,83	14,11	15,13	17,03	16,95	14,54	14,30	18,32	14,41
Fe ₂ O ₃	0,50	0,73	0,66	0,82	1,29	3,27	0,82	1,34	1,51
FeO	1,92	2,24	1,57	2,57	3,56	4,03	0,71	2,46	3,70
MnO	0,05	0,08	0,05	0,07	0,10	0,08	tr	tr	0,18
MgO	1,48	0,77	1,15	1,35	2,67	2,61	0,29	0,48	1,14
CaO	2,87	2,98	1,88	3,72	4,73	6,80	0,88	3,00	4,23
BaO	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—
Na ₂ O	3,26	3,26	2,84	2,93	2,21	2,86	2,54	2,48	3,06
K ₂ O	4,03	3,52	4,89	3,49	2,97	2,89	3,46	2,65	4,71
H ₂ O+	0,54	0,31	1,32	0,56	0,80	0,29	0,72	0,92	0,57
H ₂ O-	0,02	0,39	0,14	0,10	0,01	0,15	0,16	0,32	0,35
CO ₂	0,20	—	0,01	0,10	0,05	0,11	—	—	0,14
S	0,02	—	0,02	0,02	0,02	0,04	—	—	—
F	—	—	—	—	—	tr	—	—	—
Cl	—	—	—	—	—	0,02	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,01	—	0,01	0,01	0,01	tr	—	—	—
ZrO	0,02	tr	0,39	0,03	0,03	0,04	—	—	—
V ₂ O ₅	0,02	—	0,01	0,02	0,03	—	—	—	—
	100,10	99,73	100,83	99,80	100,33	100,16	100,02	100,34	100,21

- 1) Granito al Lago di Costa Brunella (GUNDLACH, in MORTEANI, 1966): tipo a chi mismo granitico.
- 2) Granito presso Malene, valle del Grigno (ANDREATTA, 1934): tipo a chimismo da granitico a granodioritico.
- 3) Granito porfirico 300 m a Est del Rifugio O. Brentari (GUNDLACH, in MORTEANI, 1966): tipo a chimismo granitico.
- 4) Granodiorite lungo la strada per Musiera (GUNDLACH, in MORTEANI, 1966): tipo a chimismo granodioritico.
- 5) Tonalite presso l'osteria la Casina (GUNDLACH, in MORTEANI, 1966): tipo a chimismo quarzodioritico.
- 6) Tonalite in località Prà del Bello (ANDREATTA, 1934): tipo a chimismo quarzodioritico.
- 7) Filone aplitico Arinas-Redàsega (D'AMICO, 1956): tipo a chimismo granitico-aplitico.
- 8) Filone di riolite granitica Arinas-Redàsega (D'AMICO, 1956): tipo a chimismo granodioritico.
- 9) Filone monzonitico presso la Cima d'Asta (ANDREATTA, 1934): tipo a chimismo monzonitico.

TRENER (1909) e successivamente studiato da C. ANDREATTA (1930) dal lavoro del quale sono state tratte le notizie qui riportate.

La roccia mostra colore grigiastro con toni rosei per la presenza di feldspato potassico avente tale tinta; la struttura tende alla porfirica per la presenza di alcuni cristalli maggiori di plagioclasio.

I componenti principali, in ordine di abbondanza, sono: plagioclasii, anfiboli, feldspato potassico, quarzo, pirosseni ed epidoti.

I plagioclasii, sempre più o meno profondamente alterati, possiedono composizione media andesinica (40% An); sono frequentemente zonati e geminati.

Gli anfiboli sono rappresentati da orneblenda verde, la quale talora si accresce su pirosseno augitico.

Gli epidoti risultano costituiti da miscele di varia composizione; si nota spesso una irregolare zonatura con le parti più ferrifere all'interno.

I filoni a carattere lamprofirico (α^F_a) o comunque tendenzialmente basico sono poco frequenti sia nel basamento cristallino che nella massa intrusiva di Cima d'Asta. Generalmente si tratta di rocce scure, microcristalline, raramente porfiriche, con giacitura prevalentemente discordante, ma talora concordante (Alpe Tognola). Nelle facies andesitiche compaiono fenocristalli di plagioclasio, quarzo e minerali femici entro una massa di fondo a toni grigi (Forcella Valsorda; a NW di C. di Mezzodi).

Le facies femiche, e talvolta anche quelle mesosiliciche, si trovano in avanzato grado di alterazione, in parte di origine primaria ed in parte secondaria.

Gli studi su dette rocce sono relativamente scarsi (C. D'AMICO, 1958; G. SIMBOLI, 1958) e riguardano solamente filoni affioranti a NE del massiccio di Cima d'Asta. Le indagini di questi Autori hanno messo in luce che si tratta in prevalenza di camptoniti (Valsorda, strada del Broccon, Alpe Tognola), di odiniti (Colmandrino), di andesiti (α^F)¹ (Forcella Valsorda). Ricerche petrografiche, eseguite su nuovi affioramenti di lam-

¹ Porfirite dioritica sec. SIMBOLI, 1958; usiamo qui il termine « andesite » per uniformarci alla classificazione di STREICKEISEN, 1967.

profiri, hanno rivelato la natura monchiquitica del filone tra Val Pisorno e Val Grugola e quella camptonitica del filone di Busa dei Morti.

I filoni camptonitici generalmente mostrano fenocristalli di augite, talora estremamente zonati, immersi in una massa di fondo olocristallina a struttura intergranulare, costituita da augite e/o orneblenda bruna, plagioclasio, ossidi opachi. La composizione del plagioclasio è incerta a causa dell'avanzato grado di alterazione; sono segnalati valori di 30% An.

L'odinite di Colmandrino si differenzia solo per il chimismo, in quanto l'associazione mineralogica e la struttura è uguale a quella dei filoni sopraccitati; manca tuttavia l'augite nel fondo ed il plagioclasio presenta un contenuto di 35% An.

La monchiquite di Val Pisorno-Val Grugola presenta fenocristalli di olivina serpentizzata e di augite titanifera, immersi in una massa di fondo ipocristallina costituita da cristalli idiomorfi, disposti, disposti a feltro, di augite titanifera, orneblenda kaersutitica, olivina serpentizzata, plagioclasio ed ossidi opachi.

Le andesiti sono rocce poco frequenti; il filone della Forcella Val-sorda presenta fenocristalli di plagioclasio, quarzo, biotite e di minerali femici alterati; la massa di fondo a struttura microgranulare ipidiomorfa è costituita da plagioclasio, scarso quarzo, lacinie biotitiche, rari prismi orneblendici ed ossidi opachi.

Filoni di quarzo (q^F) sono distribuiti un po' dappertutto e appaiono spesso legati a mineralizzazioni di solfuri vari. Non sono rari filoni di questo tipo notevoli per potenza ed estensione di affioramento.

Fenomeni metamorfici di contatto (T. ZULIAN).

Intorno ai corpi intrusivi le filladi sono state interessate da fenomeni di metamorfismo termico; l'aureola metamorfica raggiunge una estensione varia seppure sempre sviluppata. Essa è costituita da cornubianiti di aspetto massiccio, molto dure e di colore scuro passanti, man mano che ci si allontana dalle masse intrusive, a facies ancora indurite e scure ma più scistose.

All'esame microscopico questa suddivisione viene confermata. Le cornubianiti più vicine al contatto conservano una debole tessitura scistosa relitta, dovuta alle precedenti azioni dinamometamorfiche; l'associazione mineralogica fondamentale è data da quarzo, feldspato potassico e plagioclasio in rapporti variabili, cordierite, andalusite, biotite relitta e di neoformazione e scarsa muscovite.

Man mano che ci si allontana dalle zone di contatto la tessitura diventa più evidente, scistoso-piana o variamente ondulata, messa in maggiore evidenza anche dalla frequente alternanza di letti essenzialmente quarzosi con più estesi letti micacei; i minerali tipici di contatto, cordierite ed andalusite, sono presenti anche in queste rocce, seppure in individui non molto grandi, spesso associati a biotite.

In alcune zone vicine al contatto con le masse intrusive compare il granato. Particolarmente ricche di granato almandino sono talune cornubianiti localizzate nella medio-alta val Regana e studiate da C. ANDREATTA (1938). Questo « giacimento di val Regana », come venne chiamato dall'autore predetto, era già stato segnalato da L. LIEBENER e VORHAUSER, V. ZEPHAROVICH, G. B. TRENER (1909) ed infine da G. GASSER. Il granato si trova in una roccia cornubianitica a struttura porfiroblastica peclitica, tanto ricca di granato e biotite da passare talora ad una « biotite granatifera » fino ad una « granatite biotitica ». C. ANDREATTA a proposito di questo affioramento, distingue due litotipi principali: uno a biotite, cordierite, granato, muscovite, quarzo e privo di feldspato potassico; un altro caratterizzato dalla presenza di scarse quantità di feldspato potassico.

GRUPPO DI PREDAZZO

Apliti e pegmatiti (A), filoni sienitici e sienitico-eleolitici (tinguaiti, porfidi liebeneritici) (σ^F), filoni lamprofirici (monchiquiti, camptoniti) (Σ^F). — Graniti e granosieniti (« Granito rosa di Predazzo ») rosei chiari a grana da media a fine, con quarzo, pertite, plagioclasio sodici, biotite, talvolta tormalina nera (γ). — Sieniti potassiche, rosse o rossastre, a grana media, costituite da pertite o da pertite e pla-

glioclasi oligoclasico-andesinici; sieniti sodiche (nefeliniche) grigio-chiare (σ). — *Monzoniti, leucomonzoniti, monzosieniti, monzodioriti e monzogabbri grigi a chiazze verdastre o nere, a grana variabile da fine a media, con augite, orneblenda, biotite e plagioclasi andesinico-labradoritici, ortoclasio (e spesso quarzo tranne che nei monzogabbri)* (μ). — *Piroseniti, di colore nerastro o verde scuro, a prevalente pirosseno augitico con plagioclasi bitownitici* (π). (E. SOMMAVILLA).

Nell'area rappresentata al margine settentrionale del Foglio « Feltrre » affiora quasi tutta la parte predazzese del complesso intrusivo che comprende i dintorni di Predazzo e la catena dei Monzoni.

Come si può rilevare dalle carte geologiche, le rocce intrusive di Predazzo costituiscono con ogni probabilità un corpo di forma anulare, il cui asse passa, subverticalmente, circa a metà strada tra il centro di Predazzo e la vetta del M. Mulât. All'interno dell'anello affiorano vulcaniti basaltico-latitiche, che appartengono con ogni probabilità ad un corpo vulcanico di forma approssimativamente cilindrica.

Le rocce intrusive dell'« anello » sono di tipo sienitico-monzonitico.

Prevale una *monzonite leggermente quarzifera* che presenta un aspetto macroscopico alquanto variabile. Da punto a punto cambiano infatti, abbastanza rapidamente qualche volta, il colore, le caratteristiche strutturali ed anche un po' la composizione. Il colore varia da grigio a grigioverde o a rosaceo ed è determinato dall'associazione di macchioline biancastre con altre nere, verdi o, più raramente, rosee. Talvolta presenta una certa brillantezza per la presenza di grosse lamelle di biotite e si presta ad essere usato come pietra monumentale. La grana varia abbastanza irregolarmente da punto a punto, pur rimanendo attorno a valori medi (l'aspetto macroscopico è quello di una roccia a grana piuttosto grossa; ciò è però dovuto al fatto che in una chiazza sono spesso associati due o tre cristalli non distinguibili macroscopicamente. La struttura talvolta è equigranulare, talaltra porfiroide. Si osserva spesso una tendenza alla tessitura ofitica.

La composizione mineralogica determinabile al microscopio è la seguente:

a) *plagioclasi zonati*, con nucleo generalmente bitownitico o labradoritico (talvolta anortitico), spesso sotto forma di relitto corroso, e con bordo andesinico-oligoclasico (in media 45% in volume).

b) *feldspato potassico (ortoclasio)*, sotto forma di plaghe allotriomorfe, spesso micropertitico e con carattere aggressivo nei confronti del plagioclasio (in media 15%);

c) *quarzo allotriomorfo* (in media 5%);

d) *pirosseno (augite)*, quasi sempre associato, soprattutto verso la periferia dei cristalli, ad *anfibolo (orneblenda)*; tali associazioni presentano forme irregolari con bordi slabbrati (complessivamente in media 15%);

e) *biotite* in lamine talvolta di dimensioni sensibilmente superiori a quelle degli altri minerali, molto cribrosa, spesso parzialmente epidotizzata e cloritizzata (in media 15%);

f) minerali accessori, tra cui *magnetite* (localizzata specialmente entro la biotite), *apatite*, *titanite* e *zircono* (in media 4%).

Verso i bordi e talvolta anche all'interno dell'ammasso monzonitico si hanno numerose differenziazioni, distribuite in modo irregolare, verso tipi *gabbromonzonitici, monzosienitici* o *leucomonzonitici*. Tali differenziazioni derivano generalmente da variazioni del rapporto quantitativo tra elementi leucocratici e melanocratici e, per i tipi sienitici, dall'aumento del feldspato potassico.

In due punti, sul versante occidentale della Malgola, affiora una *pirossenite* di color nero-verdastro. Uno di questi affioramenti, situato presso la strada per Miola, è noto dalla letteratura; l'altro si trova più in alto ed è tagliato dalla nuova strada che porta alle Coronelle. Il passaggio dalla monzonite alla mafite è piuttosto brusco, anche se nelle vicinanze e talvolta al bordo della pirossenite si trova qualche monzonite gabbrica. La composizione è data per il 10% circa da plagioclasti calcici e per il resto da pirosseni augitici, magnetite e un po' di biotite e anfibolo.

Presso i bordi orientale e nordoccidentale dell'« anello » si hanno

due piccoli ammassi (apofisi?) di rocce monzonitiche associate a *sieniti potassiche* color rosa e, nel primo dei due affioramenti, in piccola parte anche *sodiche*. Mineralogicamente sono costituite da pertite o da pertite e plagioclasio andesinico-oligoclasico (M. DEL MONTE e L. PAGANELLI, 1965; L. PAGANELLI, 1967 e 1967a).

In corrispondenza al settore sudoccidentale dell'« anello », tra le rocce monzonitiche e quelle laviche interne all'anello stesso, si trova un affioramento semianulare di roccia intrusiva sialica, la cui composizione varia abbastanza gradualmente da nord a sud tra *termini granitici* e *termini granosienitici*. I costituenti mineralogici sono essenzialmente quarzo, pertite, plagioclasii zonati e biotite. In un sol tipo mancano i plagioclasii zonati e al posto della biotite c'è della clorite o della muscovite (cfr. L. PAGANELLI e R. TIBURTINI, 1964). Tale roccia corrisponde al ben noto « granito rosa di Predazzo », usato come pietra ornamentale o monumentale.

All'interno e nelle vicinanze dei corpi intrusivi esistono parecchi tipi di rocce filoniane. Tali filoni sono assai noti sia per la qualità piuttosto rara di alcuni tipi, sia per il loro numero, assai elevato in rapporto alla limitata estensione degli affioramenti di rocce intrusive.

Vi sono anzitutto parecchie centinaia (solo nell'area del Foglio « Feltrina ») di dicchi a composizione basaltico-latitica legati al vulcanesimo medio-triassico. Affiora inoltre qualche centinaio di filoni collegabili con i fenomeni intrusivi del sistema Predazzo-Monzoni. Di essi un centinaio è stato cartografato dall'autore soltanto nell'area della Malgòla, la collina situata a Sud-Est di Predazzo.

I principali per numero, lunghezza e spessore, sono i *lamprofiri* o *semilamprofiri* più o meno sodici del tipo *camptonitico* o *monchiquitico*. Vengono poi, in quantità non molto inferiore, i *filoni sienitico-eleolitici* (*tinguaiti* e *porfidi liebeneritici*). nettamente inferiori per numero e grandezza, sono le *aplititi granomonzonitiche* e *granosienitiche*. Inoltre esiste qualche *concentrazione aplitico-pegmatitica* a soli quarzo e feldispato potassico.

La successione cronologica di queste rocce, in base alle ricerche in

prevalenza dei geologi e petrografi tedeschi e austriaci della fine del secolo scorso e dell'inizio di questo (cfr. specialmente J. ROMBERG, 1903, H. LEITMEIER, 1903 e W. PENK, 1911), di S. VARDABASSO (1922, 1924, 1945 e 1949) e di H. LEITMEIER (1940), dovrebbe essere la seguente:

- 1) *monzonite e sue differenziazioni*
- 2) *sieniti*
- 3) « *granito rosa* »
- 4) *filoni sienitico-eleolitici*
- 5) *lamprofiri sodici*.

Tale successione è documentata dai rapporti di giacitura e dai fenomeni metamorfici di contatto, fatta eccezione per la posteriorità dei filoni sienitico-eleolitici rispetto al « granito rosa »: difatti non si è mai trovato alcun filone di questo tipo in mezzo al granito. Tale posteriorità è però probabile in base a varie considerazioni, per esempio al fatto che i filoni eleolitici occupano spesso lo stesso sistema di fratture dei lamprofiri; e questi ultimi risultano certamente successivi al granito.

Studi recenti della scuola geologica di Ferrara (P. LEONARDI, 1959 e 1967; E. SOMMAVILLA, 1967), di quella mineralogica di Bologna (G. SIMBOLI, 1966) e del Laboratorio di Geologia Nucleare di Pisa (S. BORSI e G. FERRARA, 1967) hanno portato alcuni dati che risultano decisamente a favore di un'età medio-triassica di tutte le rocce intrusive di Predazzo. Le monzoniti sarebbero così il corrispondente intrusivo delle lave ladino-carniche della Regione Dolomitica e le altre rocce del complesso monzonitico i prodotti di differenziazione di un unico magma, responsabile sia delle intrusioni che delle eruzioni vulcaniche. È dimostrato tuttavia che l'intrusione monzonitica (e a maggior ragione ovviamente quella delle rocce sienitiche, del granito e dei filoni) è avvenuta dopo l'effusione delle lave e dopo le iniezioni filoniane legate al vulcanismo: difatti le rocce vulcaniche risultano troncate e metamorfosate dalla monzonite (E. SOMMAVILLA, 1967).

Appare quindi oggi assai probabile la vecchia ipotesi di RICHTHOFEN, DOELTER, HOERNES ecc., che sembrava definitivamente scalfata dalle con-

cezioni e dalle ricerche di parecchi geologi, tra cui SALOMON, ROMBERG, PENK e VARDABASSO.

Le rocce metamorfosate per contatto con le formazioni intrusive sono rappresentate principalmente da: 1) *cornubianiti* e *calcefri*, spezzo zonati, derivanti dalla serie carbonatico-argillosa permiana, werfeniana e anisica inferiore; le prime sono localizzate nell'area che va dal contatto fino ad alcune decine di metri da esso, i secondi si trovano da questo punto fino a qualche centinaio di metri dal contatto; 2) *marmi saccaroidi* (« *Predazite* »), in parte brucitici, derivati dalle formazioni calcareo-dolomitiche dell'Anisico superiore e del Ladinico-Carnico e distribuiti entro una distanza di alcune centinaia di metri dal contatto; 3) *lave* e *dicchi* con pirosseni anfibolitizzati e fondo ricristallizzato contenente biotite di neoformazione, riconoscibili macroscopicamente fino a pochi metri dal contatto e al microscopio fino a qualche decina di metri.

Per quanto riguarda i minerali di contatto (*vesuvianite*, *pirosseno fassaitico*, *epidoto*, *wollastonite*, *serpentino nobile*, *granato*, *brucite*, ecc.), le concentrazioni di minerali utili e le attuali possibilità di utilizzazioni delle rocce, si rimanda all'apposito capitolo.

Rocce monzonitiche sotto forma di sills o laccoliti sono state osservate recentemente dallo scrivente in Val di Garès e a Nord-Ovest di Col di Prà, una ventina di km ad Est di Predazzo, nell'angolo nord-orientale dell'area compresa nel Foglio « Feltre ». Si tratta di monzonite che si è differenziata verso il basso in senso femico, fino a gabbro monzonitico, e verso l'alto in senso alcalino potassico formando plaghe e vene sienitiche, e che al tetto passa gradualmente a latite con struttura nettamente porfirica e con le caratteristiche lave triassiche sovrastanti. Si tratta cioè di un esempio di « passaggio graduale » tra monzonite e « porfrite »: una di quelle prove che parecchi geologi e petrografi, soprattutto austriaci, cercarono inutilmente, alla fine del secolo scorso e all'inizio di questo, allo scopo di dimostrare l'età triassica delle rocce intrusive e l'esistenza di un rapporto genetico tra queste e le vulcaniti (E. SOMMAVILLA, 1969).

Esiste inoltre un piccolo affioramento di monzonite sul versante meridionale del M. Cucal, a Nord-Est di Cavalese, presso q. 1530-1540 (P. LEONARDI e S. SOMMAVILLA, 1967).

TABELLA II

ANALISI CHIMICHE DI ALCUNE ROCCE INTRUSIVE DI PREDAZZO

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,70	41,30	61,96	56,38	70,95	69,35	55,31
TiO ₂	1,12	2,01	0,58	0,48	—	0,67	0,07
Al ₂ O ₃	18,24	5,19	16,81	21,00	15,80	13,15	21,74
Fe ₂ O ₃	3,20	14,39	3,36	1,73	1,30	1,25	1,77
FeO	5,84	9,07	3,77	1,65	0,98	1,87	1,02
MgO	5,91	10,16	0,12	1,17	0,21	0,13	0,47
MnO	0,13	0,20	1,24	0,13	0,02	0,04	tracce
CaO	7,08	14,73	3,49	4,65	1,02	1,16	1,57
Na ₂ O	2,74	0,54	3,32	3,98	3,85	5,43	8,77
K ₂ O	3,02	1,33	4,59	5,20	4,31	6,54	6,49
P ₂ O ₅	0,16	tracce	—	—	0,14	0,34	tracce
H ₂ O+	1,02	0,84	0,82	2,30	0,85	0,10	7,94
H ₂ O-	0,28	—	0,37	0,34	0,35	0,16	—
CO ₂	—	0,18	—	0,70	—	—	0,11
	100,42	99,94	100,41	99,71	99,78	100,19	99,86

- 1) Monzonite media della Malgòla: tipo dioritico-monzonitico (analisi: E. SOMMAVILLA).
- 2) Pirossenite (Malgòla): tipo pirossenitico-batukitico (analisi: M. DITRICH e R. POHL).
- 3) Leucomonzonite quarzifera (Cima del M. Mulàt): tipo monzonitico-sienitico dei magmi juvitici (analisi: L. PAGANELLI).
- 4) Sienite della Porta (a Nord-Est dell'anello monzonitico): tipo leucomonzonitico-sienitico (analisi: M. DEL MONTE e L. PAGANELLI).
- 5) Granito (base SW del M. Mulàt): tipo engadinitgranitico (analisi L. BIAGI).
- 6) Granosienite (Malgòla): tipo leucovisitico-kalinordmarkitico (analisi: E. SOMMAVILLA).
- 7) Porfido liebeneritico (Mulàt): tipo bostonitico (analisi: M. DITRICH).

« Conglomerato di Ponte Gardena ». *Conglomerati ad elementi poco elaborati filladici e quarzosi ed a matrice arenacea, derivanti dallo smantellamento del basamento metamorfico; intercalazioni di arenarie e peliti. Conglomerato basale della serie sudalpina (« Verrucano alpino » Auct.). (PE¹). Permo-Carbonifero. (M. NARDINI).*

Il Conglomerato di Ponte Gardena, costituito da bancate di conglomerati, arenarie e siltiti, presenta spessore variabilissimo nell'area del Foglio « Feltre », da 0 a oltre 100 m, formando un orlo discontinuo sovrastante al basamento cristallino e sottostante alle vulcaniti permiane.

Alla base delle pareti meridionali della catena dei Lagorai questa formazione conglomeratica è in buon affioramento presso la diga Montalon e ad Est di Cima Cardinal: i conglomerati sono minuti, con ciottoli di diametro medio sui 3-4 cm, di colore rosso nella parte superiore e grigio a contatto con la formazione filladica. I ciottoli, subarrotondati e talvolta appiattiti, sono costituiti per il 65% da quarzo e per il rimanente 35% da metamorfiti varie (prevalenti le filladi quarzifere); nella parte più alta è presente qualche raro ciottoletto di andesiti e riodaciti. La matrice è arenacea; essa diviene talvolta preponderante rispetto ai ciottoli. In qualche caso esistono alcune bancate di arenarie vere e proprie.

I lembi del Conglomerato di Ponte Gardena affioranti presso Fiera di Primiero presentano una frazione arenacea decisamente prevalente su quella dei ciottoli. Quanto alla composizione essa è del tutto simile a quella rilevabile alla base della Catena dei Lagorai. In questa zona la formazione può saltuariamente presentare verso l'alto delle alternanze di facies conglomeratiche normali con tufi riodacitici verdi: una seriazione esatta del conglomerato in questa area (specie al Passo Cereda) non è però possibile a causa della frammentarietà degli affioramenti, oltretutto dislocati più o meno vistosamente da vari sistemi di faglia.

In Valsugana, sotto lo scorrimento del M. Lefre (presso Borgo) affiora una piccola serie permotriassica il cui letto, intercalato fra Arenarie di

Val Gardena e metamorfiti, è dato da tufi verdi caotici (a composizione andesitico-riodacitica) e da conglomerati ad elementi quarzosi e filladici assai simili alle facies osservate presso il Passo Cereda.

Tutti questi depositi clastici rappresentano i prodotti della degradazione ed erosione del basamento cristallino. Il fatto che in qualche punto la facies conglomeratica normale (a elementi quarzoso-filladici) sia intercalata a tufi, sta a significare che l'attività erosiva delle rocce del basamento continuava anche durante le prime manifestazioni vulcaniche permiane.

Il conglomerato basale risultato per lo più grossolonomente suddiviso in bancate; esso è concordante con le sovrastanti vulcaniti e discordante con le formazioni metamorfiche. Presenta le caratteristiche di un deposito alluvionale.

VULCANITI ATESINE

(*Porfidi e porfiriti della « piattaforma porfirica »*). (M. NARDIN e M. SACERDOTI).

Le vulcaniti atesine costituiscono un complesso molto potente che è stato suddiviso, in base a quanto è risultato nei rilevamenti dei Fogli « Trento » e « Feltre », in due grandi gruppi di formazioni. Il gruppo inferiore è solo in parte rappresentato nel Foglio « Feltre », ma riteniamo opportuno, per questioni di chiarezza e di uniformità, mantenere detta suddivisione anche per questo foglio.

L'età del complesso vulcanico è almeno in parte permiana, come indicano gli scarsi reperti fossili (resti vegetali e *Tridentinosaurus antiquus* DAL PIAZ Gb.) rinvenuti nelle vulcaniti atesine di zone limitrofe (Foglio « Trento »).

Le vulcaniti atesine sono ricoperte dalle Arenarie di Val Gardena attribuite al Permiano medio.

GRUPPO INFERIORE

Ignimbriti riodacitiche, quarzolatitiche e riolitiche grigie o grigio-rossastre o grigio-verdi, in banchi di varia potenza; tufi medio-granulari e grossolani di simile composizione, contenenti frammenti di filladi, talora alternati a tufi minuti (« Porfidi di Calamento » di TRENER p.p.). ($\rho\Delta^{wt}$).

Queste ignimbriti costituiscono i livelli più bassi della serie delle vulcaniti paleozoiche della Catena di Lagorai e sono state distinte solo dove sono presenti le lave andesitiche α_2 (alta Valle di Calamento).

Si tratta di rocce a struttura porfirica, spesso a grana minuta; localmente sono poco saldate e contengono frequenti inclusi di metamorfiti e pomici. Al microscopio risultano costituite da fenocristalli di plagioclasio, quarzo, biotite e massa di fondo criptocristallina.

La potenza è molto variabile, dai 10 ai 150 m, a causa della morfologia ondulata delle metamorfiti sulle quali si sono depositati questi prodotti vulcanici.

Lave andesitiche, trachianandesitiche e latitiche, grigie o grigio-verdi, in colate numerose e poco potenti, talora a blocchi (M. Setole); scarsi letti tufacei (« Dicchi di porfiriti », « Porfidi felsitici basici » e « Porfidi di Calamento » di TRENER p.p.). (α_2).

E' una formazione piuttosto potente ma discontinua, con spessori variabili da 0 a 300 m.

Gli affioramenti principali si trovano nella Catena di Lagorai (Val di Stue, fianco sinistro della Valle di Calamento, Busa Grana e Cima delle Stellune) e ad Est di Fiera di Primiero (tra Val Uneda e Val Canali).

Questa formazione è costituita essenzialmente da colate laviche generalmente compatte e più raramente agglomeratiche e da scarsi livelli tufacei di solito a grana fine (Passo Grama). In alcune zone esistono diffuse mineralizzazioni a pirite.

Le rocce sono di colore verde scuro marcio, ma talvolta appaiono più chiare, grigie per alterazioni idrotermali. La fratturazione, quando presente, è irregolare.

La composizione risulta prevalentemente andesitica, talvolta trachianandesitica o dacitica. La struttura è sempre porfirica con fenocristalli di plagioclasio (prevalenti) e di minerali femici trasformati in clorite. Diffusa l'albitizzazione dei plagioclasii.

GRUPPO SUPERIORE¹

Lave dacitiche e riodacitiche violacee in cupole e brevi colate (Cavalese) (« Porfidi violetti » di TRENER p.p.). ($\rho\Delta^2$).

Le lave riodacitiche affiorano sui versanti del torrente Avisio poco a Sud di Cavalese. Costituiscono cupole e colate laviche di estensione limitata, formate da rocce di colore violaceo con struttura porfirica per fenocristalli di plagioclasio macroscopicamente ben evidenti, accompagnati da biotite e scarso quarzo. Spesso le colate presentano struttura agglomeratica a blocchi.

Lo spessore di questa formazione è incerto; il massimo spessore affiorante si aggira sui 100 m.

Arenarie e conglomerati ad elementi vulcanici e tufi, talora grossolani, sovrastanti $\rho\Delta^2$ (Cavalese). ($\rho\Delta^1$).

Affiorano nella zona a Sud-Ovest di Cavalese, presso il torrente Avisio, e sono costituiti da ciottoli arrotondati di riodaciti (con diametro medio sui 15 cm) e fine matrice di derivazione vulcanica. In qualche zona (Mezzaluna, Cavalese) sono forse rimaneggiati.

La potenza è variabile, in genere sui 20 m.

¹ La successione dei vari termini di questo gruppo delle vulcaniti atesine, quale compare nella legenda e nello schema dei rapporti stratigrafici del foglio, non è sufficientemente dimostrabile. Pertanto si è ritenuto opportuno correggerla in queste Note illustrative, riportandola nello stesso ordine usato per il Foglio « Trento », dove la successione dei vari termini è generalmente più chiara.

Ignimbriti riodacitiche rossastre, grigie, violacee, grigio-verdi in banchi a vario grado di compattezza, in ampi, potenti e ripetuti espandimenti (« Porfidi di Lagorai » e « Porfidi di Calamento » di TRENER p.p.). ($\rho\Delta^w$).

Le ignimbriti riodacitiche affiorano ampiamente su tutta la Catena di Lagorai. Costituiscono ampi espandimenti, nei quali si riconoscono varie unità sovrapposte in base a variazioni di colorazione, compattezza e grado di saldatura.

Sono rocce chiaramente porfiriche con fenocristalli di plagioclasio, quarzo e biotite. Presentano colore rossastro o grigio-verde. La composizione è generalmente uniforme, riodacitica o quarzolitica.

Tra le varie unità di raffreddamento ben distinguibili sono le tre unità basali. La prima unità costituisce la base della « piattaforma porfirica » tra Passo Rolle e il Monte Montalon e si eleva sulle filladi quarzifere con pareti quasi a picco. Tipica è la colorazione rossastra, la zonalità verticale dovuta alle variazioni di saldatura, la ricchezza di pomici e di inclusi allotigeni quali metamorfiti e andesiti. La potenza può raggiungere valori massimi di 350 m.

A questa unità segue un livello tufaceo discontinuo (ac) e quindi una seconda unità molto tipica per la colorazione verdastra della roccia; è discretamente compatta, ma la sua parte basale è poco saldata e priva di fessurazioni. Lo spessore massimo si aggira sui 200 m nella zona del Monte Montalon, mentre va diminuendo verso Nord-Est.

A questa seconda unità segue una terza unità riodacitica, molto compatta e di colorazione rossastra simile a quella basale; questa unità verso l'alto appare caratterizzata da una tessitura a fiamme per la presenza di molti inclusi. La potenza di questa terza unità si aggira sui 200 m. La fessurazione subverticale e suborizzontale è notevolmente pronunciata. Nella zona di Cavolonte e di Cimon Roa tra la seconda e la terza unità si intercalano le lave dacitiche (Δ_2).

Localmente, lungo la Catena di Lagorai, si possono riconoscere in serie locali ancora una o due unità riodacitiche, di composizione sfumante verso i tipi riolitici.

La potenza totale del complesso riodacitico si aggira sui 700 m.

Tufi, arenarie conglomerati ad elementi vulcanici, intercalati tra ρ^w e $\rho\Delta^w$ o inclusi in $\rho\Delta^w$ (ac).

Livelli discontinui di tufi di cristalli e di tufi cineritici separano le singole unità ignimbritiche e riodacitiche in più zone. Il loro spessore varia dai 5 ai 20 m. Possiedono colore rossastro o biancastro e risultano costituiti da cristalli di plagioclasio, quarzo, biotite e da frammenti di metamorfiti e di vulcaniti varie.

Livelli conglomeratici, associati a siltiti, discontinui e poco potenti (non riportati nel foglio per la eseguità degli affioramenti), si rinvencono alle falde settentrionali del Cimon di Val di Moena (Cavalese), intercalati fra le ignimbriti riodacitiche $\rho\Delta^w$ e quelle riolitiche ρ^w . Risultano costituiti da ciottoli di ignimbriti riodacitiche di pochi centimetri di diametro, cementati da matrice arenacea; sono probabilmente riferibili ad un episodio di carattere torrentizio.

Lave riolitiche e riodacitiche di colore viola o rosa, in cupole o colate di limitata estensione; localmente livelli di tufi, talvolta conglomeratici (Passo del Manghen) (« Porfidi violetti » di TRENER p.p. (ρ).

Nella zona del Monte Ziolera (Passo del Manghen) affiora la parte orientale di un complesso lavico cupuliforme riolitico. Queste lave sono di colore rosso-violaceo e presentano struttura porfirica con fenocristalli di quarzo, plagioclasio, feldispato potassico spesso pertitico e biotite. La massa di fondo, a struttura microlitico-ialcilitica, presenta composizione quarzoso-feldispatica.

Banchi di tufi, talora conglomeratici, affiorano attorno al Monte Ziolera e sono costituiti dagli stessi cristalli delle lave riolitiche e da frammenti lavici.

Lave dacitiche, grigie o violacee in colate poco potenti e di limitata estensione, con intercalazioni di tufi, poggianti direttamente su $\rho\Delta^w$ (Cavalese, Cavolonte e Cimon e Roa) e su $\rho\Delta_2$ (Cavalese) (« Porfiriti di Salanzada » di LEONARDI e ROSSI). (Δ_2).

Le lave dacitiche sono intercalati tra le unità ignimbritiche riodaci-

tiche $\rho \Delta^w$ (Cimon del Roa, Cavelonte) oppure si estendono al di sopra delle lave desitiche $\rho \Delta_2$ (Cavalese). Si sono perciò formate verso il termine delle eruzioni delle ignimbriti rioclitiche.

Queste lave sono di colore grigio-violaceo e verdastro, compatte e a blocchi, e risultano costituite da fenocristalli di plagioclasio e da scarsi minerali femici profondamente alterati; la massa di fondo è microlitica.

In queste rocce nella zona di Cavelonte compaiono diffuse mineralizzazioni a pirite; le acque delle sorgenti sono ferruginose.

Ignimbriti riolitiche e quarzolitiche grigio o rossastre in ampi, ripetuti e potenti espandimenti: compatte, a fessurazione subverticale (« Porfidi di Lagorai » di TRENER p.p. e « Porfidi da cubetti ») (ρ^w).

Queste rocce costituiscono la parte più alta della serie ignimbritica. Sono di colore grigio rossastro, chiaramente porfiriche per fenocristalli di quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, biotite e massa di fondo criptocristallina con plaghe microcristalline. In certe località (Cavalese) si presentano con struttura a blocchi, tipica della parte superiore o frontale di un espandimento ignimbritico. A quota 1100 nella Val della Roda (Cavalese) la base di queste ignimbriti è formata da perlititi di colore nocciola.

Nel complesso ignimbritico riolitico si possono riconoscere più unità di raffreddamento. Sono ben riconoscibili una unità di colore rossastro assai compatta, includente le principali manifestazioni fluoritiche della zona di Cavalese, ed una unità sovrapposta di colore grigio, spesso fittamente fessurata, ricercata per l'impianto di cave. Tra le due affiora di tanto in tanto nella zona di Pala Santa e ai Pozzi (Cavalese) una roccia riolitica a grossi cristalli di feldspato potassico, che rappresenta la parte più orientale di un grosso affioramento (ρ nel Foglio « Trento »).

La potenza delle singole unità è variabile ma sempre assai notevole nelle zone più settentrionali del foglio (sui 200-300 m), mentre lungo i fianchi settentrionali della Catena di Lagorai diminuisce rapidamente.

La potenza massima del complesso riolitico nella zona di Cavalese-Pala di Santa raggiunge gli 800 metri.

TABELLA III

ANALISI CHIMICHE DI ALCUNE VULCANITI DELLA « PIATTAFORMA PORFIRICA ATESINA » AFFIORANTI NELL'AREA DEL FOGLIO « FELTRE » O AL LIMITE DELLA STESSA

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	56,48	60,90	65,72	65,28	66,51	66,18	72,04	63,20	71,34
TiO ₂	1,04	0,43	0,40	0,69	0,55	0,65	0,24	0,60	0,32
P ₂ O ₅	0,18	n.d.	0,14	0,12	0,15	0,11	0,03	0,14	n.d.
Al ₂ O ₃	19,28	16,40	15,10	15,24	15,08	15,01	13,88	15,09	14,52
Fe ₂ O ₃	0,82	2,55	1,95	4,10	3,16	3,70	1,05	2,26	1,11
FeO	7,24	1,63	2,83	0,60	1,04	1,12	0,95	2,86	1,10
MnO	0,14	0,11	0,11	0,07	0,04	0,08	0,05	0,14	0,07
MgO	5,12	1,60	2,17	1,52	1,17	1,66	0,78	2,37	1,00
CaO	1,40	3,94	1,88	2,29	1,28	2,46	1,26	3,88	1,72
Na ₂ O	5,49	5,52	4,97	3,21	4,14	3,23	4,70	4,83	5,20
K ₂ O	1,55	3,56	4,12	3,95	4,55	4,10	4,40	2,03	3,50
H ₂ O-	0,38	0,70	0,18	0,95	0,76	0,38	0,20	0,72	0,15
H ₂ O+	0,62	2,26	0,22	1,64	1,65	1,25	0,30	0,54	0,68
CO ₂	0,04	n.d.	n.d.	0,76	0,37	0,15	—	1,30	n.d.
	99,78	99,60	99,79	100,40	100,45	100,08	99,88	99,96	100,71

- 1) Lava andesitica α_2 , presso il ponte di quota 1364 sulla strada della Val Cadino (Foglio « Trento ») 3 km a Ovest di Malga delle Stue Alte. Analisi di A. VENTURINI (1963), inedita.
- 2) Lava dacitica violacea $\rho \Delta^2$, presso il Belvedere di Cavalese. Analisi di A. VENTURINI (in P. LEONARDI e D. ROSSI, 1959).
- 3) Ignimbrite rioclitica $\rho \Delta^w$, Val di Stue presso Malga delle Stellune. Analisi di A. VENTURINI (1963), inedita.
- 4) Ignimbrite rioclitica $\rho \Delta^w$, fianco Sud-Est del Dossaccio, presso la Strada Statale n. 50. Analisi di C. GHEZZO (1968).
- 5) Ignimbrite rioclitica $\rho \Delta^w$, fianco Sud di Cima Bocche (Agnellezza di Bocche), a Ovest di Malga Iuribritto. Analisi di C. GHEZZO (1968).
- 6) Ignimbrite rioclitica $\rho \Delta^w$, Pian di Cavallazza, a Sud di Passo Rolle. Analisi di C. GHEZZO (1968).
- 7) Lava riolitica ρ , presso il Passo Cadino (Foglio « Trento »), 2 km a Ovest del Monte Ziolera. Analisi di A. VENTURINI (1963), inedita.
- 8) Lava dacitica Δ_2 , Val Cavelonte. Analisi di A. VENTURINI (1963), inedita.
- 9) Ignimbrite riolitica ρ^w , presso Dos dei Laresi (Cavalese). Analisi di A. VENTURINI (in P. LEONARDI e D. ROSSI, 1959).

« Arenarie di Val Gardena » — *Arenarie feldispatico-quarzose di color rosso, giallo o grigio con frequenti livelli siltosi e con intercalazioni argillitiche conglomeratiche (alla base), marnose e carbonatiche (alla sommità)* (PE²). Permiano medio. (M. NARDIN).

La Formazione delle Arenarie di Val Gardena giace sulle vulcaniti della piattaforma atesina o, localmente (Val Cismon), direttamente sul basamento metamorfico. Gli affioramenti più importanti si trovano in Val di Fiemme, in Val Travignolo e in Val Cismon; in Valsugana compaiono lembi di questi terreni nei pressi di Strigno.

La formazione è costituita prevalentemente da arenarie feldispatiche, poco selezionate, di colore rosso o grigio giallastro. Al microscopio risultano costituite da granuli di quarzo subarrotondati da frammenti di rocce vulcaniche, da feldispati, da miche e da materiale argilloso più o meno diffuso.

Alla base della serie compaiono letti di conglomerati minuti, mentre verso l'alto divengono via via più frequenti i livelli argillosi, siltosi e marnosi. Al tetto della formazione sono normalmente presenti lenti e noduli di gesso.

Rari gli avanzi fossili, generalmente costituiti da tracce carboniose mal determinabili: in zone limitrofe a questo foglio i fossili sono rappresentati da resti di spore, coniferali e crittogame vascolari.

La potenza varia fra gli 80 e i 100 metri. Le arenarie sono disposte in banconi, con stratificazione piana poco accentuata nella parte inferiore e media della serie, dove invece si possono frequentemente osservare esempi di stratificazione incrociata. Al tetto della formazione la stratificazione è in generale molto evidente.

I materiali della Formazione delle Arenarie di Val Gardena rappresentano i prodotti dell'erosione che ha portato allo spianamento delle vulcaniti atesine e del loro basamento metamorfico. L'ambiente di sedimentazione è prevalentemente continentale; è probabile comunque, spe-

cialmente per quanto riguarda i depositi costituenti il tetto della formazione, che l'ambiente sedimentario sia stato prossimo alla costa, per cui certi materiali sembrano derivare da depositi eolici costituenti antiche dune costiere.

« Formazione a Bellerophon » — *Dolomie e calcari carciati, gessi, argille scure. Superiormente calcari micritici ad alghe e foraminiferi (settore NE del foglio)* (PE³). Permiano superiore. (D. ROSSI).

E' una formazione di potenza variabile, da 50 metri a NW (Val di Fiemme) a 200 metri a NE (Pale di S. Martino), costituita in prevalenza da calcari e dolomie carciati, calcari marnosi micritici, argille, gessi. La parte inferiore è essenzialmente evaporitica, in tutta l'area corrispondente al foglio, con dolomie carciate, gessi, argille. Nella parte superiore invece sono state individuate (B. ACCORDI, 1959) due aree a caratteristiche ambientali diverse; con la deposizione di due distinte facies, una sudoccidentale (« facies fiammazza ») ed una nordorientale (« facies badiota »).

La facies fiammazza possiede potenza assai ridotta ed è quasi totalmente rappresentata da depositi evaporitici, che continuano quelli presenti nella parte inferiore, con dolomie polverulente carciate, ad intercalazioni gessose e argillose.

La facies badiota è assai più potente ed è prevalentemente costituita da calcari marnosi micritici ricchi di alghe e foraminiferi.

Nel Foglio « Feltre » la facies fiammazza è rappresentata in Val di Fiemme, mentre la tipica facies badiota è ampiamente sviluppata nella regione di Primiero. La formazione a *Bellerophon* affiorante in Val Travignolo (in particolare ai piedi della Viezzena) si può considerare di transizione tra le due facies.

Nella facies badiota tra le alghe si notano: *Dasycladaceae* (ad es. *Mizzia velebitana* SCHUB.), *Gymnocodiaceae* (in prevalenza *G. bellerophon* [ROTH.]), *Solenoporaceae* (frequente *S. centurionis* PIA). I Foraminiferi sono rappresentati dai seguenti generi: *Geinitzina*, *Nodosaria*, *Globivalvulina*, *Hemigordius*, *Agathammina*, *Pachyphloia*. La macrofauna è presente solo in limitate aree: si trovano brachiopodi (ad es. i generi

Comelicaria ed *Athyris*) e gasteropodi, tra i quali prevalgono i Bellerofontidi.

La parte inferiore della Formazione a *Bellerophon* denota un esteso regime a sedimentazione evaporitica, sostituito nella parte superiore, limitatamente al settore orientale del foglio, da un ambiente decisamente marino, di tipo neritico, probabilmente determinato dall'accentuarsi della subsidenza in tale area.

FORMAZIONI SEDIMENTARIE DEL TRIAS INFERIORE E MEDIO

« Formazione di Werfen » — *Calcarei marnosi e siltosi grigi a Natiria costata* MÜNST. (Membro di Val Badia), *siltiti e arenarie fini, rosse* (Membro di Campil), *calcarei marnosi e siltiti con livelli di breccie intraformazionali e calcari oolitici a gasteropodi* (Oolite a Gasteropodi), *calcarei marnosi e marne, grigi, a Claraia clarae* EMM. (Membro di Siusi), *ritmiti dolomitiche talora gessose* (Orizzonte di Andraz), *calcarei marnosi micritici ad Ostracodi, grigio-scuri* (Membro di Mazzin). *Alla base un livello prevalentemente oolitico* (Orizzonte di Tesero) (T¹). Scitico (« Werfeniano »). (D. ROSSI).

Risponde al Trias inferiore ed è rappresentata quasi esclusivamente nella parte settentrionale del foglio. La serie tipica, dal basso verso l'alto, è formata dai seguenti membri ed orizzonti-guida.

- 1) *Orizzonte di Tesero*: banchi calcarei, prevalentemente oolitici, alternati a calcari intraclastici, a calcari a *lumps* e a sottili livelli micritici. Potenza da 8 m a pochi centimetri.
- 2) *Membro di Mazzin*: calcari argillosi micritici, grigio-scuri, ad Ostracodi, ben stratificati, talora nodulosi, con livelli a *Lingula tenuissima* BRONN. nella parte superiore. Potenza da 70 a 35 metri.
- 3) *Orizzonte di Andraz*: dolomie e dolomie siltose rosse e gialle, in lamine millimetriche e centimetriche (doloritmite), con frequenti livelli gessosi. Potenza da 12 a 6 metri.
- 4) *Membro di Siusi*: calcari e calcari marnosi micritici, grigio-verdastri,

spesso siltosi, in straterelli regolari, con abbondantissime *Claraia clarae* EMMER., associate a *Homomya*, *Myophoria*, ecc. Frequenti *scours and fills* e *ripple-marks*. Potenza da 60 a 30 metri.

- 5) *Oolite a Gasteropodi*: è costituita in prevalenza da calcari micritici e siltosi, grigi e rosati, talora rossi, ben stratificati, con intercalazioni rossastre ad ooliti e piccoli Gasteropodi, con livelli di breccie intraformazionali (*Conglomerato di Koken*). I fossili non sono molto frequenti. Potenza da 60 a 25 metri.
- 6) *Membro di Campil*: siltiti ed arenarie fini, quarzoso-micacee, rosse, ben stratificate. I fossili sono scarsi. Abbondanti invece le strutture sedimentarie (*ripple-marks*, *slumping*, *load-casts*, *mud-craks*, ecc.). Potenza da 100 a 80 metri.
- 7) *Membro di Val Badia*: siltiti micacee grige in lastre sottili e calcari micritici grigi in banchi di 20-50 cm. Sono intercalati anche banchi oolitici. I fossili sono abbondanti, soprattutto *Natiria costata* MÜNST., *Turbo rectecostatus* HAUER, *Tirolites cassianus* QUENST., cui si aggiungono *Eumorphotis*, *Pecten*, *Myophoria*, *Gervilleia*, ecc. Frequenti gli *scours and fills*. La potenza media si aggira attorno ai 50 metri. Non è sempre rappresentato.

Lo spessore complessivo della Formazione di Werfen è di 2-300 metri.

In generale l'ambiente deposizionale della formazione si evolve da una piattaforma di tipo carbonatico alla base, talora con impedita circolazione ed instaurazione di ambienti evaporitici (orizzonte di Andraz) ad una piattaforma con fondali bassi ed estesi, a tratti debolmente emergenti dal pelo dell'acqua, con marcato carattere terrigeno degli apporti (Membro di Campil). Verso la fine ritorna preponderante la sedimentazione carbonatica fine, forse legata ad un approfondimento.

Banchi conglomeratici a ciottoli della serie werfeniana sottostante (« Conglomerato di Richthofen »); *calcarei oolitici siltiti ed arenarie rosse mal stratificate*; *calcarei siltosi grigi a frustoli carboniosi e a Dadocrinus gracilis* BUCH (T²). Anisico inferiore. (D. ROSSI).

Si trova esclusivamente nel settore settentrionale del foglio. Alla base

dell'Anisico vi è frequentemente un bancone conglomeratico (puddinga o breccia) formato di ciottoli provenienti soprattutto dagli orizzonti più alti della sottostante Formazione di Werfen. Lo spessore del livello conglomeratico non supera di regola i pochi metri.

Al Conglomerato di Richthofen, o direttamente sopra la Formazione di Werfen, dove questo manca, succede comunemente una debole serie di calcari e siltiti rosse, mal stratificati e privi di fossili, ai quali seguono marne e calcari marnosi o siltosi grigio-verdastri, con frequenti frustoli carboniosi e con *Dadocrinus gracilis* BUCH, per una potenza raramente superiore ai 20 metri.

Questa serie, dal Conglomerato di Richthofen al livello grigio-verdastro, è comunemente sottoposta alla Dolomia del Serla ed è quindi riferita all'Anisico inferiore.

L'ambiente di sedimentazione del Conglomerato di Richthofen varia da quello di spiaggia a quello fluviale-torrentizio (R. DAL CIN, 1967): è attribuibile ad una fase di smantellamento dovuta ad emersione, che ha colpito ampie aree delle Dolomiti; più a Nord, nel Foglio « M. Marmolada », tale smantellamento ha talora inciso profondamente la serie werfeniana fino a portare a giorno i terreni corrispondenti alla Formazione a *Bellerophon* (« Dorsale badioto-gardenese »: A. BOSELLINI, 1964).

L'ambiente di sedimentazione della serie che sovrasta il conglomerato è riferibile ad un mare assai basso, forse con caratteristiche lagunari.

Dolomie massicce, granulari, chiare (« Dolomia del Serla »), e *calcari stratificati detritico-organogeni, grigi, a Diplopora annulatissima* PIA (T^{2s}). Anisico medio-superiore. (D. ROSSI).

Seguono alla base tutte le zolle carbonatiche ladino-carniche, rappresentate nel Foglio « Feltre » dal Cornon, sulla destra della Val di Fiemme sopra Tesero, dalla Viezzena, sulla destra della Tal Travignolo sopra Bellamonte, dalle Pale di S. Martino.

La Dolomia del Serla costituisce un bancone prevalentemente dolomitico, potente attorno ai 100 m. Tale bancone è formato da dolomia microgranulare o granulare, bianca, porosa; si presenta massiccio oppure a stratificazione grossolana, discontinua ed irregolare, talora con inclina-

zione originaria. La dolomitizzazione, di tipo diagenetico tardivo, ha cancellato quasi completamente le strutture originarie della roccia; solo raramente sono ancora riconoscibili resti di alghe calcaree, tra cui la *Diplopora annulatissima* PIA.

E' separabile nettamente dalla Dolomia dello Sciliar o dal Calcare della Marmolada solo nei casi in cui è interposta la Formazione di Livinallongo.

La Dolomia del Serla costituiva un originario deposito calcareo uniforme di tipo biostromale, a frammenti di alghe calcaree avvolti da limo calcareo.

« Formazione di Livinallongo » (Buchenstein) — *Calcari nodulari, ritmiti siliceo-calcaree, calcari bituminosi, calcari detritici, tufti* (« Pietra verde »), a *Daonella taramellii* MOJS., *Arpadites arpadis* MOJS., ecc. (T³). Ladinico inferiore. (D. ROSSI).

E' ben rappresentata soprattutto nella regione di Primiero. Costituisce un complesso di strati relativamente unitario, intercalato fra le formazioni appartenenti essenzialmente all'Anisico medio-superiore e le formazioni carbonatiche o porfirite ladino-carniche. Per la variabilità delle facies, per la scarsità di fossili rappresentativi, per un effettivo contrarsi ed estendersi del periodo di tempo rappresentato dalla formazione in discorso, si prescinde da una definizione cronologica più precisa di quella indirettamente ricavata per mezzo delle formazioni al letto e al tetto. La potenza è variabile da zero metri ad un massimo di 200 metri circa.

Le facies più diffuse e rappresentative si possono riunire in quattro gruppi principali (D. ROSSI, 1964).

Il primo gruppo è dato da una serie di spessore variabile, non sempre presente e di regola non superiore ai 30 metri, di ritmiti silicee e siliceo-calcaree, che prevale nella parte inferiore. Sono costituite da strati suddivisi in lamine assai regolari, millimetriche, silicee, alternati a strati siliceo-calcarei a Radiolari ed a Lamellibranchi con guscio sottile (pelagici?), con frequenti frammentini di quarzo e feldspati.

Il secondo gruppo è costituito dai calcari nodulari, che rappresentano la facies più diffusa e potente; si trovano soprattutto nella parte mediana e possono raggiungere uno spessore di 150 metri. Sono ritmiti calcareo-silicee, con intercalazioni, lenti o noduli di calcari micritici; i Radiolari sono meno frequenti, abbondanti invece i Lamellibranchi a guscio sottile. Pure presente la frazione siltosa. Le nodulosità sembrano essere state determinate, almeno in parte, da processi di soluzione.

Il terzo gruppo è rappresentato dalla nota « *pietra verde* »: serie tufacea di potenza assai variabile. E' presente di solito nella parte mediana.

Al quarto gruppo si possono riferire i calcari laminari, meglio definibili come ritmiti calcaree, litologicamente simili ai calcari nodulari, salvo l'assenza delle nodulosità e della silice. Sono frequenti nella parte alta, con potenza generalmente non superiore ai 50 metri.

Spesso alla base delle masse carbonatiche ladino-carniche la Formazione di Livinallongo è assente: in questi casi può essere sostituita dalla Dolomia del Serla, che termina in un tempo posteriore ed assume una maggiore potenza, oppure dalla formazione ladino-carnica stessa, che inizia in anticipo. Alle falde meridionali del Cornon (Val di Fiemme) e della Viezzena (Val Travignolo) la formazione è ridotta ad un esile livello (pochi metri di spessore) di calcari detritici.

I macrofossili sono scarsi e poco rappresentativi. Localmente possono assumere importanza i Lamellibranchi col genere *Daonella* (*D. taramellii* MOJS., *D. badiotica* MOJS., ecc.) ed i Cefalopodi (*Protrachyceras curionii* MOJS., *P. reitzi* BOECKH, *Arpadites arpadis* MOJS., *Proarcestes trompianus* MOJS., ecc.).

La Formazione di Livinallongo si è deposta in bacini racchiusi tra formazioni carbonatiche di mare sottile; la profondità di tali bacini variava da un minimo, in prossimità delle formazioni carbonatiche, dove potevano ancora prosperare organismi del tipo delle Diplopori, ad un massimo avvicinandosi al centro dei bacini stessi. Tuttavia il dislivello non doveva essere molto forte, dal momento che i calcari nodulari ed i calcari lastriformi non presentano variazioni litologiche apprezzabili, dai punti più prossimi alle formazioni carbonatiche, ai punti più lontani.

La presenza della « *pietra verde* » e delle intercalazioni silicee indica

un ambiente largamente influenzato dalla presenza di un'attività vulcanica appartenente ad una precoce fase del ciclo magmatico alpino.

VULCANITI DEL TRIAS MEDIO-SUPERIORE

Brecce di esplosione ad elementi in prevalenza calcarei, come riempimento di diatremiti o in accumuli domiformi e in banchi; subordinatamente tufi a grana variabile e tufiti (T^b). Carnico?-Ladinico. (E. SOMMAVILLA).

Esistono, in corrispondenza del margine nord-occidentale del Foglio « Feltre » (M. Agnello), pochi affioramenti di piroclastiti, classificabili come brecce e tufi di perforazione iniziale. Potrebbero essere però, almeno in parte, di origine vulcano-detritica. Si tratta di banchi che presentano cenni di stratificazione incrociata e, in qualche punto, di selezione e gradazione granulometrica. Gli inclusi sono quasi totalmente calcarei e provengono dai banchi carbonatici sottostanti di età ladinica. Sono generalmente subangolari, dello spessore prevalente di pochi centimetri e appaiono immersi in un cemento tufaceo. Si trovano alla base di una serie di colate laviche alternate a sottili letti tufacei, che costituiscono la parte sommitale della cresta del M. Agnello. Lo spessore è di pochi metri e va aumentando verso Nord, al di fuori dell'area del foglio, in corrispondenza del Doss Cappello.

La parte settentrionale di questi affioramenti risulta interessata da fenomeni metamorfici di contatto, dovuti alla presenza di masse sienitico-monzonitiche sottostanti. Gli elementi calcarei sono ricristallizzati e il cemento è stato colorato in verde da un iniziale processo di cornubianitizzazione. Ne è derivata una roccia piuttosto bella, che viene usata talvolta come pietra ornamentale.

Contrariamente a quanto avviene più a Nord, nella Val di Fassa, dove le brecce di perforazione iniziale sono sovrapposte quasi sempre alla Dolomia del Serla o a Strati di Livinallongo, qui esse stanno sopra ad una potente serie di banchi di età ladinica, per cui sono databili o verso la fine del Ladinico o addirittura all'inizio del Carnico (P. LEONARDI, 1955).

Arenarie e conglomerati vulcanici («*Conglomerati della Marmolada*» Auct.) ed altre rocce clastiche derivate dal rimaneggiamento di formazioni prevalentemente vulcaniche (T^{ac}). Carnico inferiore-Ladinico. Conglomerati ad elementi in prevalenza calcarei, subangolari o subarrotondati, irregolarmente stratificati, raramente fossiliferi (resti di piante), talvolta con zolle di calcari della formazione di Livi-nallongo («*Agglomerati*» Auct.) (T^{as}). Ladinico inferiore (più raramente Ladinico superiore). (E. SOMMAVILLA).

(T^{ac}) — Sono abbondantemente rappresentati nella parte orientale del complesso vulcanico circostante alla Val di Garès (angolo Nord-Est del foglio), dove costituiscono intere creste con pareti alte più di 200 m (Cime dei Vandiei, M. Prademur, M. Piaon ecc.).

Si tratta di banchi di parecchi m di spessore con qualche cenno di stratificazione, talvolta con selezioni e gradazioni granulometriche. I ciottoli sono sempre arrotondati e possiedono prevalentemente dimensioni variabili tra 10 e 30 cm. Il cemento è arenaceo. Sia i ciottoli che il cemento risultano di natura vulcanica. Tra i ciottoli sono rappresentati, oltre alle lave scure, assai diffuse nella zona, anche tipi più chiari, rosei o violacei, chiamati nella letteratura «*porfidi ortoclasici*» o «*porfidi non quarziferi*» (H. KEYSERLING, 1903; B. CASTIGLIONI, 1939).

L'arrotondamento sensibile dei ciottoli e la loro disposizione (a embrice in alcuni banchi) rivela chiaramente un'origine dovuta a trasporto per opera dell'acqua. Si tratta quindi di formazioni sedimentarie, non piroclastiche come vengono definite nella letteratura citata.

(T^{as}) — Sono presenti solo in corrispondenza dell'angolo nord-orientale del foglio (Cime dei Vandiei e Rudelfin) sotto forma di lenti di pochi metri di spessore e di alcune decine di metri di lunghezza, intercalate a formazioni laviche o vulcanodetritiche.

Data l'esiguità di questi affioramenti, per la loro interpretazione rimandiamo alle Note illustrative del Foglio «*Marmolada*». Si tratta comunque di rocce non ancora definite con precisione, dai caratteri in parte vulcanici, in parte sedimentari.

Brecce a frammenti di cuscini lavici (*Pillowbreccias*) con matrice e con sacche ialoclastitiche; localmente letti di tufo o di arenarie e conglomerati vulcanici (T^{3pb}). Carnico inferiore?-Ladinico. (E. SOMMAVILLA).

Affiorano con notevole estensione e potenza all'angolo nord-orientale del foglio (Val di Garès e montagne circostanti), associate o sovrapposte a colate laviche a cuscini.

Si tratta di banchi, lenti o accumuli più irregolari di roccia clastica, generalmente non molto compatta, ad elementi di dimensioni variabili, con diametro massimo di pochi decimetri, derivati da *pillows* fratturatisi, *in situ* o con lieve spostamento, per un fenomeno di autoclastesi favorito dalla presenza delle croste periferiche e delle fratture radiali dei «*cuscini*». Il cemento è costituito in prevalenza dai frammenti delle croste vetrose dei *pillows*. Tali frammenti si trovano qua e là anche accumulati entro la breccia, sotto forma di letti o sacche di ialoclastite (M. SACERDOTI ed E. SOMMAVILLA, 1962).

Ammassi subvulcanici, condotti lavici, filoni discordanti e filoni-strato (T^{3f}). Carnico?-Ladinico. (E. SOMMAVILLA).

Per la mancanza di strutture macroscopiche e microscopiche da colata e per restare in accordo con le ultime interpretazioni del distretto eruttivo di Predazzo (W. PENK, 1911; VARDABASSO, 1930; P. LEONARDI, 1967), potremo definire come subvulcaniti buona parte delle lave di quel settore del centro vulcanico predazzese che risulta compreso nel Foglio «*Feltre*». Presentano tali caratteri difatti sia le vulcaniti situate all'interno dell'anello intrusivo monzonitico, sia quelle affioranti nell'immediata periferia a nord e ad ovest dell'anello stesso. Il corpo lavico circondato dalla monzonite è stato interpretato come un grosso condotto lavico (il «*turacciolo porfirítico*» di PENK), sprofondato per un fenomeno di vulcanotettonica. Non vi sono però ancora dati sufficienti per poterlo affermare con sicurezza ed il problema rimane quindi ancora aperto.

Una serie di affioramenti di uno o più corpi certamente subvulca-

TABELLA IV

ANALISI CHIMICHE DI ALCUNE ROCCE VULCANICHE DI ETA' MEDIO-
 TRIASSICA DELLA REGIONE DOLOMITICA COMPRESA NELL'AREA DEL
 FOGLIO « FELTRE »

	1	2	3	4	5
SiO ₂	53,15	48,10	52,64	56,92	53,28
TiO ₂	0,91	1,85	0,81	0,65	0,80
Al ₂ O ₃	15,17	11,94	17,83	18,57	15,46
Fe ₂ O ₃	5,99	8,73	6,24	3,82	5,05
FeO	4,28	5,51	3,96	2,31	5,63
MgO	4,04	6,14	2,64	1,90	4,21
MnO	0,21	0,46	0,19	0,20	0,10
CaO	8,07	9,80	6,14	4,77	8,42
Na ₂ O	2,86	1,83	3,80	3,99	2,52
K ₂ O	3,28	3,26	3,16	4,66	3,57
P ₂ O ₅	0,42	0,41	0,44	0,36	0,21
H ₂ O+	0,25	0,44	0,36	0,26	} 0,66
H ₂ O-	1,62	1,96	1,37	1,65	
	100,25	100,43	99,58	100,06	99,91

- 1) Latite (o shoshonite) poco a nord-ovest di Predazzo (analisi: G. SIMBOLI).
- 2) Basalto potassico a ovest di Predazzo (analisi: G. SIMBOLI).
- 3) Latite alla base del versante nord-occidentale della Malgòla a sud-est di Predazzo (analisi: E. SOMMAVILLA).
- 4) Latite (o shoshonite) presso Malga Sacina (a nord-ovest di Predazzo) (analisi: G. SIMBOLI).
- 5) « Porfirite plagioclasica », versante sud-ovest del Mulàt, q. 1775 (analisi: M. DIRTRICH e HAACK).

nici (grossi *sills* e laccoliti) si trova invece alla base del complesso vulcanico, già più volte citato, della regione circostante alla Val di Garès (margine nord-orientale del foglio). Come è detto nel capitolo riguardante il Sistema intrusivo di Predazzo, in alcuni punti questi corpi iniettati presentano nella parte mediana e inferiore struttura chiaramente olocristallina e composizione variabile tra il monzogabbro e la sienite, con la massa principale a chimismo e struttura monzonitica. Verso il tetto invece si passa gradualmente ad una roccia a struttura porfirica con i caratteri di una latite.

In corrispondenza del margine settentrionale del foglio esiste inoltre, entro una fascia della larghezza, da nord a sud, di 5 km circa, una quantità enorme di filoni lavici a composizione prevalentemente latitica. Per la maggior parte si tratta di dicchi discordanti disposti radialmente attorno ad un asse verticale passante poco a NE di Predazzo, al centro circa dell'anello monzonitico. Essi costituiscono un corteo filoniano radiale appartenente al ciclo vulcanico, non a quello intrusivo, di Predazzo. Sono difatti certamente precedenti a quest'ultimo, perché risultano nettamente troncati, digeriti e metamorfosati dalle rocce intrusive (E. SOMMAVILLA, 1967). Una parte sensibilmente minore di dicchi appartiene ad un sistema filoniano a struttura anulare o conica rispetto al centro vulcanico.

A maggior distanza da Predazzo, nella parte orientale del foglio, s'incontrano parecchi dicchi discordanti che attraversano tutta la serie dalle vulcaniti permiane fino alle rocce carbonatiche del Trias medio (ignimbriti a Peneveggio, arenarie al Passo Rolle, Werfeniano e Anisico sul Castellazzo, dolomia ladinica al Mulaz). Hanno praticamente tutti direzione NO-SE. Alcuni presentano spessori di parecchi metri e potrebbero corrispondere a dicchi adduttori.

Colate laviche in prevalenza sottomarine andesitico-basaltiche a tendenza alcalina potassica, spesso con struttura a cuscini (T₃^c). Carnico?-Ladinico. (E. SOMMAVILLA).

Insieme con la *pillowbreccia*, alla quale, come è stato detto sopra, sono spesso associate o intercalate, le colate laviche (T₃^c) costituiscono

la parte principale del complesso eruttivo della Val di Garès e delle montagne circostanti (angolo nord-orientale del foglio). Sono poco diffuse invece nella zona di Predazzo, dove prevalgono le lave subvulcaniche, e le colate presentano più rare e meno evidenti strutture a *pillow* (è probabile che, almeno in parte siano subaeree).

Gli esempi più belli di strutture a cuscino si osservano su entrambi i versanti della Val di Garès, dove esistono però anche casi di colate compatte o a struttura colonnare o pseudocolonnare.

Sono abbastanza frequenti, in queste lave, le bollosità e le vene riempite da zeoliti e da calcite, ed è stato trovato qualche caso di fanghiglie calcareo-argillose di fondo marino inglobate tra i cuscini.

La composizione, in base ad un primo esame approssimato, va da tipi piuttosto femici, ricchi di pirosseno e con olivina, a tipi molto poveri di minerali femici.

FORMAZIONI SEDIMENTARIE DEL TRIAS SUPERIORE

« Dolomia dello Sciliar ». *Dolomie massiccie, granulari, porose, chiare; dolomie detritiche a stratificazione inclinata* (« Uebergusschichten »), *a coralli, crinoisi, alghe calcaree, dolomie stratificate* (« Dolomia della Rosetta ») (T_5^{4-3}). Carnico inferiore e Ladinico. (D. ROSSI).

Nel Gruppo delle Pale di S. Martino e al Piz di Sagròn tutto lo spessore dei sedimenti del Ladinico superiore e del Carnico, e talora anche del Ladinico inferiore, è occupato dalla Dolomia dello Sciliar, massiccia, microgranulare, porosa, notevolmente pura, di evidente origine diagenetica tardiva. La sua potenza si aggira attorno al migliaio di metri.

Spesso la formazione si estende inferiormente fino a collegarsi direttamente colla Dolomia del Serla. Verso il margine settentrionale, la massa dolomitica si raccorda coi depositi vulcanici per mezzo di banconi prevalentemente detritici, con superfici di stratificazione che si immergono verso l'esterno, con angolo di inclinazione che può raggiungere i 40°.

Nella parte superiore e verso il nucleo da Dolomia dello Sciliar è sostituita da una dolomia fittamente stratificata (Dolomia della Rosetta: P. LEONARDI, 1967).

I resti di organismi sono piuttosto rari e mal conservati, causa la modificazione diagenetica. Si possono citare i Coralli, sovente in posizione di crescita, i Crinoidi, le incrostazioni di origine algale; ancora meno frequenti i Gasteropodi, i Lamellibranchi, le Diplopore.

Tra gli aspetti che caratterizzano la Dolomia dello Sciliar, particolarmente importanti per la definizione dell'ambiente che essa rappresenta sono: la struttura massiccia, la sopraelevazione rispetto ai sedimenti circostanti e la presenza di organismi costruttori. Per l'insieme di queste caratteristiche fino a pochi anni fa si pensava che la formazione corrispondesse ad una scogliera coralligena delimitata da scarpate (*Riffböschungen*) relativamente ripide che si raccordavano con fondali, nei quali si accumulavano i prodotti vulcanici.

Il notevole spessore della Dolomia dello Sciliar si può spiegare solo ammettendo che il suo sviluppo sia stato accompagnato da un movimento di subsidenza continuo, tale da compensarne l'accrescimento.

« Calcare del Latemar ». *Calcarei organogeni, stratificati, di vario colore, prevalentemente a diplopore, brachiopodi, lamellibranchi e gasteropodi; subordinatamente dolomie granulari* (T_1^{4-3}). — « Calcare della Marmolada ». *Calcarei massicci, grigi, detritici ed organogeni (prevalentemente a diplopore e crinoidi), calcari a stromatoliti, subordinatamente dolomie granulari* (T_m^{4-3}). Carnico inferiore e Ladinico superiore. (D. ROSSI).

Il Calcare del Latemar, che può raggiungere uno spessore di 800 metri, appare regolarmente stratificato, in strati di qualche decimetro di spessore o in banchi potenti qualche metro. E' rappresentato da tipi litologici svariatisimi, tra i quali particolarmente frequenti sono: i calcari micritici grigi e rossi, spesso laminari, fossiliferi, i calcari a Diplopore, i calcari a Crinoidi, i calcari ad intraclasti, i calcari ad oncoliti, i calcari marnosi, i calcari bituminosi. Spesso i livelli ad oncoliti sono associati ai calcari micritici rossi. Nei calcari micritici risultano assai frequenti i resti, solitamente ben conservati, di Diplopore. Assai frequenti pure Brachiopodi, Lamellibranchi, Gasteropodi e Cefalopodi.

Nella parte inferiore abbondano particolarmente i calcari micritici grigi a Diplopore ed i calcari bituminosi, scuri; nella parte mediana sono frequenti le alternanze di calcari a Diplopore e calcari a Crinoidi; nella parte superiore assieme ai calcari micritici grigi, fossiliferi, compaiono calcari micritici rossi, calcari ad intraclasti, calcari ad oncoliti.

Molto diffuse le strutture del tipo « *scours and fills* »; frequenti anche, soprattutto nella parte superiore, le fratture riempite di materiale micritico rosso, con abbondanti Ostracodi a guscio sottile, e di breccioline calcaree. Si trovano inoltre piccole cavità carsiche, profonde ed ampie qualche metro, contenenti sedimenti a carattere evaporitico: calcari micritici a sottili lamine regolari, rosse e bianche alternate, e dolomie penecontemporanee.

Il Calcarea del Latemar costituisce un banco, sopraelevato sui sedimenti circostanti, sviluppatosi in ambiente prevalentemente subcotidale, con episodi intercotidali o sopracotidali.

Un'altra formazione carbonatica ladino-carnica è il Calcarea della Marmolada, presente in corrispondenza del gruppo del Cornon in Val di Fiemme e della Viezzana nella Val Trivignolo.

Le caratteristiche fondamentali della formazione sono (D. ROSSI, 1962): la frequenza di livelli a detrito calcareo, spigolosi e di variabili dimensioni; l'abbondanza di strutture riferibili ad incrostazioni algali, soprattutto di tipo oncolitico, associate a Diplopore, Crinoidi, Gasteropodi, Brachiopodi, Lamellibranchi, Cefalopodi, Coralli; la struttura generalmente massiccia, con superfici di stratificazione scarse, discontinue ed irregolari; la sopraelevazione rispetto ai sedimenti circostanti, dimostrata dall'immersione verso l'esterno delle poche superfici di stratificazione presenti. La potenza può raggiungere valori attorno a 800 metri.

Alcune parti della formazione si presentano dolomitizzate e in questo caso poco si discostano dalla tipica Dolomia dello Sciliar. Il fatto che il processo di dolomitizzazione abbia interessato solo in piccola parte il Calcarea della Marmolada, fa pensare che nel periodo di tempo durante il quale si è prodotta la sostituzione metasomatica che ha dato luogo alla

Dolomia dello Sciliar, il Calcarea della Marmolada avesse una scarsa porosità, oppure fosse avvolto da materiali impermeabili (eruttivi?) che impedivano il passaggio delle soluzioni magnesiache (D. ROSSI, 1967).

« Formazione di Raibl ». *Marne ed argille rosse e gialle, calcari marnosi e bituminosi scuri, dolomie; arenarie e depositi tufacei, prevalentemente a lamellibranchi e gasteropodi (T⁴)*. Carnico superiore. (G. O. GATTO).

Nell'ambito del Foglio « Feltre » la « Formazione di Raibl », che costituisce il termine di separazione tra la « Dolomia dello Sciliar » e la « Dolomia Principale », è caratterizzata da un insieme di rocce litologicamente diverse, che possono anche non essere rappresentate al completo in tutte le parti nelle quali la formazione affiora.

I sedimenti raibliani vengono a giorno, nel settore sud-occidentale del foglio, in una estesa fascia sulle pendici settentrionali di Cima Caldiera, e, ad oriente, nella parte sommitale del Piz Sagròn; rocce in facies probabilmente raibliana infine si trovano lungo la strada che da Imer porta al Passo della Gobbera, dove sottili e limitati lembi (per altro non cartografabili) di marne rossicce si trovano associate a termini conglomeratici arenaceo-calcarei.

In generale caratterizzano la formazione calcari marnosi, di colore grigiastro o grigio-nerastri, talora a chiazze giallognole, spesso lastriformi, ricchi di intercalazioni bituminose e talora anche di frustoli carboniosi.

In prossimità della cima del Piz di Sagròn la serie raibliana presenta, alla base, dei calcari marnosi e dei sedimenti arenacei, talora conglomeratici, mentre nella sua parte superiore si rinvencono facies argillose e matnose, rossastre o giallastre, e facies dolomitiche o calcareo-dolomitiche.

Nella conca di Borgo Valsugana il « Raibliano », affiorante in zone alquanto impervie e spesso irraggiungibili, è rappresentato da calcari marnosi grigio-scuri, ricchi di resti fossili di Lamellibranchi, Brachiopodi

[*Costatoria kokeni* (BITTNER), *Myophoricardium lineatum* WÖHRM., *Terebratulula julica* BITTNER] e, più raramente, di Gasteropodi.

In generale i caratteri tipici della « Formazione di Raibl » sono costituiti da una stratificazione piuttosto marcata e sottile, da frequenti variazioni verticali di facies, da una colorazione viva per lo più rosso-giallognola o grigio-nerastra, ma soprattutto da una complessiva e facile erodibilità, che ha creato in sua corrispondenza una continua quanto caratteristica « cengia ».

La potenza della formazione risulta piuttosto variabile e, per quanto riguarda l'area in esame, il suo spessore si aggira intorno ad una decina di metri.

« Dolomia Principale ». *Calcari dolomitici e dolomie, di colore biancastro o grigio, in bancate massicce; dolomie saccaroidi, talora debolmente cariate a Worthenia contabulata* COSTA e a *Megalodon guembeli* STOPP. (T⁶⁻⁵). Retico (?)-Norico. (G. O. GATTO).

Nel complesso, la Dolomia Principale affiora nella zona a Sud della « linea tettonica della Valsugana », ossia nelle aree tettonicamente più depresse.

La formazione, costituita normalmente da una serie di bancate ben stratificate o almeno con accenni di stratificazione di nettissima rilevanza morfologica, viene a giorno sul versante settentrionale del M. Ortigara-Cima Caldiera e sulle pendici dei monti Civeròn e Lefre, forma inoltre le erte pareti della bassa Val Vanci e della Val Chener, costituisce infine lo scheletro orografico del territorio delle Alpi Feltrine.

Nell'ambito di questa formazione il tipo litologico più comune è la dolomia, di colore bianco o bianco-rosato, a volte grigiastro, più o meno saccaroide; essa si presenta prevalentemente in grosse bancate, (di spessore superiore anche al metro), ma talora anche in strati piuttosto sottili (di 5-20 cm); nella parte superiore della formazione la stratificazione appare più fitta e più marcata e la facies più comune fa passaggio a termini calcarei o calcareo-dolomitici grigiastri, talora brecciati, che, con tutta probabilità, rappresentano le facies di transizione ai sedimenti retici. Questo cambiamento litologico avviene in modo graduale, quasi insensibile,

reso evidente sul terreno dalla stratificazione via via più accentuata e dalla colorazione sempre più scura.

Non sono rare sparse intercalazioni di livelli calcareo-dolomitici o dolomitico-argillosi, in strati sottili bituminosi, grigio-scuri, soprattutto nelle parti basali e al tetto. Questi sedimenti, spesso brecciosi, rivelano alla percussione il caratteristico odore fetido tipico delle impregnazioni bituminose.

Nella Dolomia Principale si possono rinvenire dei sottili livelli schiettamente argillosi, testimoni di temporanei intorbidamenti delle acque.

In generale la potenza della Dolomia Principale è considerevole e si aggira intorno ad un migliaio di metri.

I fossili non sono molto frequenti: si trovano per lo più impronte, mal conservate, di *Megalodon guembeli* STOPP., di *Myophoria* sp., di *Worthenia contabulata* COSTA, e di qualche altro Gasteropode. Sono rari i modelli di fossili ben conservati.

Calcari selciferi grigi e calcari scuri dolomitici bituminosi (Val Noana) (T⁶). Retico. (G. O. GATTO).

La Dolomia Principale può far passaggio superiormente a termini calcarei scuri, fittamente stratificati; si tratta infatti dei sedimenti retici in cui SUESS ravvisò la *facies carpatica*. Nel territorio delle Alpi Feltrine si trova, compreso tra la formazione norica e quella calcarea liassica, un orizzonte, potente un centinaio di metri, di rocce calcaree o calcareo-dolomitiche, di colore variabile dal bianco al grigio-nerastro, spesso bituminose ed anche selcifere, ricche talora di fossili tra i quali spicca la *Terebratulula gregaria* SUESS.

Le località più idonee per poter osservare la serie in *facies carpatica* sono la Val Noana, nei pressi del Ponte Rigon e Coste di Vederna.

FORMAZIONI GIURASSICHE E CRETACICHE

« Calcari grigi di Noriglio ». *Calcari grigi, talora nocciola, poveri di fossili, ben stratificati e più raramente in grosse bancate, a volte limi-*

tati superiormente da un orizzonte calcareo a *Lithiotis problematica* GÜMB.; calcari argillosi giallo-ocra o verdicci; calcari arenacei nodulari, rossastri, ad ammoniti (Toarciano); calcari nocciola ad entrochi in bancate, calcari ad idrozoi talora in facies oolitica; calcari nerastri fittamente stratificati; calcari grigiastri dolomitici (Alpi Feltrine) (G³⁻¹). Lias p.p. (Gp. BRAGA).

Sotto questo nome formazionale sono stati raggruppati alcuni tipi litologici che talvolta si differenziano dalla ben nota facies dei Calcari grigi. Ciò si riscontra in special modo nella regione ad oriente della Val Cismon, nel gruppo montuoso delle Alpi Feltrine.¹

Nei dintorni del Monte Coppolo e nell'alta Valsugana dalle dolomie norico-retiche, con un limite talvolta non ben definito, si passa ad una potente massa di calcari grigi fittamente stratificati, con noduli o lenti di selce nerastra, del tutto simili ai litotipi che si trovano estesamente rappresentati nelle aree montuose più occidentali. Al tetto della serie si riscontra un banco a *Lithiotis problematica* GÜMB. che, secondo VENZO (1940), costituisce l'affioramento più orientale di questa tipica facies, la quale rappresenta anche il limite superiore della formazione dei Calcari grigi.

Nelle Alpi Feltrine e dintorni la successione dei tipi litologici, dal basso all'alto, appare la seguente (G. DAL PIAZ, 1907):

— Calcari dolomitici e dolomie leggermente bituminose, grigio-giallicce, ben stratificate; calcari grigi debolmente dolomitici; potenza: 80 m.

¹ Nella descrizione dei capitoli riguardanti i vari tipi litologici appartenenti al periodo Giurassico, presenti nell'area del Foglio «Feltre», non sempre ci si è potuti attenere ad un criterio strettamente formazionale, in ragione della molteplicità e varietà di facies che si riscontrano, anche in zone molto vicine.

Ciò è da porre in relazione con un motivo strettamente paleogeografico: lungo la Val Cismon e nelle Alpi Feltrine si possono infatti individuare dei sedimenti di transizione, del Giurassico medio-superiore, fra le aree occidentali (Monte Coppolo, Monte Agaro ecc.), con depositi di mare piuttosto basso, corrispondenti alla piattaforma atesina, e quelle orientali a sedimenti di mare più profondo, corrispondenti al solco bellunese (AUBOUIN, BOSELLINI e COUSIN, 1965).

- Calcari grigi sfumati con interstratificazioni di selce, a Lamellibranchi e Brachiopodi; calcari chiari a rara selce con ammassi dolomitici lenticolari o intercalati; potenza: 80 m.
- Calcari bianchi oolitici o intraclastici ben stratificati, talvolta zeppi di articoli di Crinoidi e con ricca fauna a Brachiopodi e Lamellibranchi; rari i Gasteropodi e i Cefalopodi; potenza: 110 m.
- Calcari o marne fillitiche scure ad *Amaltheus margaritatus* MONTF.; potenza: 0,30 m.
- Livello di esigua potenza (2 m circa) di calcari marnoso-arenacei rosso mattone a sfumature varicolori più o meno intense, verdicce, o di calcari limonitici bruno-giallicci, straordinariamente ricco di fossili, fra cui *Hildoceras bifrons* BRUG., *Calliphilloceras nillsoni* HEB., *Harpoceeras falciferum* SOW. e *Terebratura aspasia* MGH.

Questa serie litologica, potente complessivamente 300 metri, si può seguire agevolmente risalendo la Valle di S. Martino, lungo le propaggini meridionali delle Alpi Feltrine, fino al Coston delle Vette dove si può osservare un bellissimo affioramento degli strati calcarenitici rossastri che normalmente coronano le pareti a picco e costituiscono una caratteristica cengia che fa da raccordo con le vaste conche morfologiche, denominate «Buse».

Il limite superiore di questa eterogenea formazione, in realtà mal correlabile con i Calcari grigi di Noriglio della Valsugana, è stato convenzionalmente tracciato proprio in corrispondenza di questo livello rossastro (Toarciano-Aaleniano p.p. delle Vette). Esso ricorda vagamente il Rosso Ammonitico Veneto soltanto per il colore, ma si differenzia nettamente dai due orizzonti soprastanti di calcari nodulari rossi del Giurese medio e superiore e, fatto rimarchevole, ha una distribuzione areale limitata alle zone orientali delle Vette, non riscontrandosi più verso occidente (Malga Monsampiano e Malga Vallazza), dove questo litotipo calcarenitico rosso viene sostituito da una facies calcarea bruno-gialliccia.

In Val Noana dove, come si è visto precedentemente, è riconoscibile una formazione intermedia fra la Dolomia principale e i Calcari grigi, la

serie è sostanzialmente simile a quella dianzi descritta, ma probabilmente risulta un po' ridotta in potenza.

Le pareti verticali sui due fianchi della valle sono costituiti da calcari bianchi leggermente nodulari a grani bioclastici, rare ooliti a cemento spatico con Crinoidi, Molluschi e Foraminiferi arenacei ed Alghe, passanti verso l'alto a calcari grigi fittamente stratificati a *Involuzione liassica* (JONES) (A. MERLA, 1967), al cui tetto si riscontrano i calcari nodulari rossi del Dogger.

Sembra perciò che anche in quest'area manchi il livello calcarenitico varicolore ben rappresentato più a Sud.

« Calcere oolitico di S. Vigilio ». *Calcari bianco-grigiastri o nocciola, spesso oolitici, calcari bianchi a lumachella con « Posidonia » alpina* (GRAS.), *terebratule* (*Terebratula lossii* LEPS., ecc.) *rinconelle* (*Rhynchonella farciens* CANAV.) ed *ammoniti* (*Philoceras* sp., *Lytoceras* sp. ecc.); *calcari oolitici ad entrochi e brachiopodi (solo ad W del T. Cismon)* (G⁶⁻⁴). Dogger p.p. - Lias p.p. (Gp. BRAGA).

La formazione dei Calcari oolitici di S. Vigilio, già di età liassica, è ben rappresentata soltanto ad Ovest della Val Cismon, nell'alta val dei Grigno e sulle propaggini meridionali dei Monti Coppolo ed Agaro.

E' costituita in quasi tutta la sua potenza da calcari grigiastri o nocciola, spesso oolitici, in grossi banchi, e da calcari bianchi ad entrochi (*Pentacrinus* sp.). Nella parte inferiore è presente (VENZO, 1940) uno strato, potente 4-5 metri, con ricca fauna a Brachiopodi (*Terebratula lossii* LEPS., *Pygope nepos* CANAV., *Rhynchonella clesiana* LEPS., ecc.) mentre il tetto della formazione è costituito dalla nota lumachella a « *Posidonia* » alpina (GRAS.).

Questo bancone, potente alcuni metri, corona i diruti versanti a calcari oolitici del Monte Agaro e si può agevolmente seguire sopra le pareti occidentali del Monte Coppolo, mentre in altre zone, come in Val Senaiga o nel Col della Boia, questo livello si fa lenticolare e si assottiglia fino a scomparire. La lumachella presenta una facies abbastanza costante ed, oltre alla « *Posidonia* » alpina (GRAS.) (syn. *Bositra buchi* RÖMER), rac-

chiude spesso una ricca fauna ad Ammoniti e Brachiopodi fra cui *Philoceras subobtusum* KUD., *Poecilomorphus minutus* PAR., *Oppelia subtilicosta* PAR. e *Rhynchonella vigillii* LEPS. Le analogie con questi « strati a *Posidonia alpina* » e quelli classici dei Sette Comuni, oggetto in passato di importanti studi stratigrafici e paleontologici da parte di autori quali VACEK e PARONA, sono evidenti. Essi sono stati recentemente riesaminati nella loro posizione stratigrafica in una importante monografia sulle formazioni medio-giurassiche delle Prealpi Venete occidentali da STURANI (1964), che assegna loro un'età bajociana.

« Rosso ammonitico veronese ». *Calcari bianchi o rosso mattone o verdicci, lastriformi con abbondante selce, a radiolari e calcari marnosi; calcari rossi o rosei nodulari con lenti di selce per lo più rossastra, a volte marmorei ad ammoniti* (*Calliphylloceras ptychoicum* OPP., *Aspidoceras acanticum* OPP.) e *brachiopodi* (*Pygope diphya* COL., *P. triangulus* LAMK. ecc.), *talora ad entrochi. (Alpi Feltrine G¹⁰⁻⁶ G⁶⁻⁴).* Malm p.p. - Dogger p.p. (Gp. BRAGA).

Questa classica formazione, molto ben rappresentata nell'area sud-orientale del foglio, può essere suddivisa in un Rosso Ammonitico inferiore ed in un Rosso Ammonitico superiore, bajociano-calloviano il primo, oxfordiano-titonico il secondo (STURANI, 1964).

Nella parte occidentale della zona i due membri appaiono a diretto contatto o divisi da una superficie di discontinuità più o meno evidente, mentre più ad Est essi sono separati da una serie di calcari biancastri o verdicci o rosso mattone a radiolari, sovente selciferi, aventi uno spessore variabile e che raggiunge la massima potenza (50 m circa) nell'area delle Alpi Feltrine e di Fonzaso.

Il Rosso Ammonitico, in un unico livello, sovrasta i ripidi versanti in facies oolitica dell'alta Valsugana da Grigno a Primolano, corona i monti Agaro e Coppolo e la profonda incisione della Val Senaiga. Per il suo tipico colore viene chiamato dalla gente dei luoghi « cengio rosso »; esso interrompe con un brusco gradino i sovrastanti dolci pendii prativi in Biancone.

In esso si possono egualmente riconoscere delle differenze litologiche. Verso il basso infatti la grana della roccia diventa più fine, il colore è di un rosso tenue incarnato e la struttura è meno nodulare, mentre negli strati superiori si sviluppa la facies tipica nodulare, marnosa e facilmente erodibile con frequenti Ammoniti, sempre però allo stato di modelli e con la parte rivolta verso l'alto corrosa o mancante.

Sull'altipiano delle Alpi Feltrine, come si è già accennato, la situazione è nettamente diversa. La successione dei terreni, appare la seguente, dal basso all'alto (G. DAL PIAZ, 1907); ben osservabile nei dintorni del rifugio Giorgio DAL PIAZ:

- a) Calcari rosso-carne a macchie nere con *Graphoceras concavum* (Sow.), dell'Aaleniano *p.p.*, potenti pochi centimetri;
- b) Calcari rossi, rosei e bianco-giallicci con noduli di selce grigia, ricchi di Ammoniti (*Parkinsonia parkinsoni* (Sow.), *Oppelia praeadiata* Douv., *Nannolytoceras tripartitum* RASP.) ed entrochi, del Bajociano, aventi uno spessore di 15 metri;
- c) Calcari bianco-giallastri o rosso-violacei sbiaditi e calcari rosei a *Zigzagiceras zigzag* (O'ORB.), *Perisphinctes* sp., *Coeloceras* sp. e Brachiopodi, del Batoniano, a spessore variabile (2-12 metri);
- d) Calcari biancastri a Radiolari con selce nocciola, del Calloviano, potenti 20 metri;
- e) Calcari grigio-cerulei ad Aptici (*Aptychus* sp.) e bianco-verdicci a fitta stratificazione, selciosi e con intercalazioni marnose, ricchi di Belemniti (*Belemnites schlombachi* NEUM.), del Kimmeridgiano *p.p.* - Oxfordiano, di spessore variabile fra i 30 e i 50 metri;
- f) Calcari nodulari rossi, marnosi a selce rossa e calcari rosso-violacei ad Ammoniti (*Holcophylloceras mediterraneum* NEUM., *Ptychophylloceras ptychoicum* OPP., *Aspidoceras acanthicum* OPP.) e Brachiopodi (*Pygope diphia* COL.), del Kimmeridgiano *p.p.* - Titonico *p.p.*, aventi uno spessore valutabile sui 30-40 metri.

La potenza totale della serie, come si può vedere, supera senz'altro il centinaio di metri.

Quasi tutti i termini della formazione sono molto fossiliferi; fra le località più importanti sotto questo riguardo si possono ricordare il Coston (q. 2007) e la dorsale a SE delle Vette Grandi, i dintorni di Malga Monsampiano, le falde di Cima Dodici ecc.

Lungo la Val Cismon esiste una situazione molto simile a quella riscontrata nelle Alpi Feltrine. La successione dei terreni attribuibile all'Ammonitico Rosso è stata descritta con un certo dettaglio da BOSELLINI e DAL CIN (1968) nei pressi del Ponte della Serra, località posta poco a NW di Fonzaso, alla confluenza dei terreni Cismon e Senaiga.

Dal punto di vista litologico essi hanno potuto distinguere sette unità e cioè, dal basso all'alto:

- a) Calcari nodulari rossastri, micritici, a Lamellibranchi pelagici e Globigerine (spessore: 3 m);
- b) Calcari bianchi a *pellets*, ben stratificati a Foraminiferi, frammenti di Crinoidi e Radiolari (spessore: 3 m);
- c) Selci rosse con intercalazioni di calcari micritici ricchissimi di Radiolari (spessore: 6,5 m);
- d) Alternanze di calcari micritico-selciferi verdastri, fittamente stratificati, a Radiolari, con intercalazioni di calcari pellettiferi nocciola chiaro (spessore: 4,5 m);
- e) Calcari bianchi a *pellets* ed encriniti con selce, in strati di spessore variabile da 10 a 50 cm; abbondanti i Radiolari verso l'alto (spessore: 22 m);
- f) Calcari micritici grigio oliva o rossastri a Radiolari, regolarmente stratificati (1-20 cm), con noduli di selce varicolore e intercalazioni di argilliti verdastre (spessore: 24 m);
- g) Calcari nodulari rossastri, con abbondanti resti di *Saccocoma*, *Globochaete* e Radiolari, frammenti di Echinodermi ed Ammoniti (spessore: 8 m).

L'unità a), costituente il Rosso Ammonitico inferiore, appartiene al Batoniano-Bajociano, mentre le seguenti, eccetto l'ultima che è kimmeridgiano-titonica, sono da ascrivere all'Oxfordiano-Calloviano.

Alla serie di terreni che si interpongono fra i due membri del Rosso Ammonitico, avente uno spessore complessivo di 60 metri, BOSELLINI e DAL CIN (1968) hanno attribuito la denominazione di « Calcarea selcifera di Fonzaso ».

Questa sequenza a litologia varia e complessa rappresenterebbe secondo i succitati autori una serie di transizione tra le facies di piattaforma occidentali (altofondo tridentino) e quelle di bacino profondo poste più ad oriente (solco bellunese), regolarmente addentellate.

Nella zona della Val Noana e Nagaoni il « Calcarea selcifera di Fonzaso » si presenta litologicamente e faunisticamente del tutto analogo a quello che si riscontra in Val Cismon e negli altipiani feltrini; pare (MERLA, 1967) che la sua potenza sia maggiore e si avvicini ai 150 metri.

« Biancone ». *Calcari bianchi e bianco-grigiastri, talora rossicci (Val Cismon), fittamente stratificati, a frattura concoide, con diffusi noduli di selce rossastra o rosso-bruna o nera e con frequenti interstratificazioni marnose e argillose, ricchi di foraminiferi nei livelli superiori (Rotalipora spp., Ticinella spp., Hedbergella spp., ecc.) e talora con ammoniti, belemniti ed aptici; alla base calcari selciferi bianchi, spesso di aspetto nodulare, o subsaccaroidi, a calpionellidi (C⁷G¹¹). Cenomaniano-Malm pp. (F. MASSARI e F. MEDIZZA).*

La formazione affiora solo nella parte meridionale del foglio, dove raggiunge una notevole estensione, ed è caratterizzata da una potenza variabile che, in linea di massima, aumenta da occidente verso oriente. Si passa da spessori di circa 60 m all'estremità occidentale del foglio (ad es. presso Bolgo in Val di Maso) fino a massimi di circa 350-400 m nella conca di Castel Tesino e nei dintorni di Lamon. I valori minimi di spessore, osservabili nella zona di Borgo, sono dovuti probabilmente in parte ad una riduzione tettonica e in parte ad una sedimentazione più condensata (VENZO, 1940).

Pur potendosi notare diversità litologiche da luogo a luogo, la serie è caratterizzata da una successione, in linea di massima abbastanza costante, di facies a grana fine e di colore biancastro.

Alla base affiorano generalmente calcari bianchi massicci, leggermente nodulari, con selce rossa e talora con veli argillosi tra strato e strato. Nei dintorni di Fonzaso i calcari in questione, che raggiungono una potenza di quasi una decina di metri e sono caratterizzati dalla presenza di Radiolari e di *Saccocoma*, sono stati attribuiti da BOSELLINI e DAL CIN (1968) al Titoniano.

Seguono calcari grigio-biancastri, fittamente stratificati, con letti e noduli di selce, i quali assumono nella parte alta della formazione una colorazione più scura, con chiazze e striature nerastre, e presentano sottili intercalazioni marnose e argillose di colore nerastro. Localmente (per es. nella valle del Cismon) compaiono pure verso l'alto livelli con sfumature rosso-violacee, che possono ricordare la facies della sovrastante Scaglia rossa.

I calcari in questione contengono numerosi microfossili e più precisamente alla base Calpionellidi, Radiolari e nella parte superiore foraminiferi.

I macrofossili sono piuttosto rari, spesso mal conservati e, comunque, non consentono uno studio stratigrafico dettagliato. Sono state segnalate soprattutto Ammoniti e subordinatamente anche Belemniti, Brachiopodi, Aptici (DAL PIAZ, 1907; VENZO, 1940).

Nella conca di Castel Tesino RASPLUS (1963) ha riconosciuto la seguente successione stratigrafica, dal basso verso l'alto:

- immediatamente al disopra del « Rosso ammonitico », 30 m di calcari pelagici bianchi in strati sottili (4-5 cm) a *Calpionella alpina* (LORENZ, *C. intermedia* DURAND-DELGA, *C. elliptica* CADISCH, riferibili al Titoniano superiore;
- 8 m di calcari bianchi fittamente stratificati a *Calpionella alpina* LORENZ, *Tintinnopsella oblonga* COLOM, *T. gr. carpathica* MURGEANU-PHILIPESCU, del Berriasiano;
- 35 m di calcari in facies tipica di « biancone », che negli ultimi 15 m contengono *Lamellaptychus* spp. e Ammoniti (*Distoloceras* sp., *Holcostephanus* sp., *Phylloceras* sp.) (Berriasiano-Hauteriviano);

— 200-300 m (a seconda della località) di calcari in facies di biancone tipico, seguiti da 20 m di calcari sublitografici con sottili intercalazioni marnose e qualche letto di selce nera. In quest'ultimo intervallo sono presenti alla base associazioni a *Gavellinella* gr. *barreniana* BETTENSTÄDT, *Cristellaria* sp., « *Globigerina* » sp., di probabile età aptiano-albiana e forse anche barremiana, e successivamente associazioni a *Rotalipora* [*R. appenninica* (RENZ), *R. cushmani* (MORROW), *R. turo-nica* BROTZEN, *R. globotruncanoides* SIGAL], a *Praeglobotruncana* gr. *stephani* (GANDOLFI) e *Hedbergella planispira* TAPPAN, a radiolari ecc., attribuibili al Cenomaniano.

« Scaglia rossa ». *Marne rosso-violacee a scaglie minute con globigerine e globorotalie; calcari più o meno argillosi, di colore rosso o rosa, più raramente biancastro, fittamente stratificati, spesso a tipica frattura scagliosa, con frequenti noduli e letti di selce rosso-ocra nei livelli inferiori e medi, con ricche microfaune a foraminiferi (Globigerina eugubina PREM. e LUTER., Globotruncana spp., Rugoglobigerina spp., Heterohelix spp., ecc.), con echinidi [Stenonaster tuberculatus (DEFR.), Rispolia subtrigonata (CAT.)] e talora con rare ammoniti (Feltre). (E¹-C¹). Eocene pp. - Cretaceo sup. pp. (F. MASSARI e F. MEDIZZA).*

Anche questa formazione affiora solo nella parte meridionale del foglio, assumendo il suo massimo sviluppo presso Castel Tesino e nei dintorni di Lamon, del Monte Avena e del Monte Pafagai, dove può raggiungere complessivamente valori di 85-100 m. Altrove, come nella conca di Borgo-Castelnuovo, la formazione è molto meno potente: per esempio a Nord di Carzano, lungo il torrente Maso, possiede uno spessore totale di circa 15 metri.

Il passaggio dal sottostante Biancone alla Scaglia rossa avviene normalmente con un cambiamento di colore abbastanza netto. In linea generale la formazione è rappresentata da calcari scagliosi rosei selciferi, fittamente stratificati, i quali nella parte superiore della formazione divengono più marnosi, di colore rosso e sono spesso accompagnati da sottili inter-

calazioni marnose ed argillose (ad es. conca di Tesino e valle del Cismon).

Nella parte superiore della Scaglia rossa si possono riconoscere lacune stratigrafiche di ampiezza variabile, sottolineate dalla presenza di evidenti discontinuità litologiche che spesso assumono le caratteristiche di *hard-grounds* con perforazioni, anche se in corrispondenza ad essi non si notano le incrostazioni di ossidi di ferro così comuni negli *hard-grounds* della Scaglia rossa del Veneto occidentale.

In tutti i livelli della formazione si rinvencono ricche microfaune a foraminiferi planctonici. I macrofossili sono invece abbastanza rari e rappresentati quasi esclusivamente da Echinidi, quali ad esempio *Stenonaster tuberculatus* (DEFR.), *Rispolia subtrigonata* (CAT.), *Echinocorys concavata* (CAT.) e Inocerami.

Nei dintorni di Castel Tesino, dove la serie è stata studiata dettagliatamente dal punto di vista micropaleontologico, si possono distinguere i seguenti termini.

Alla base affiorano calcari argillosi rosei o rossi, talora biancastri, a stratificazione per lo più regolare e parallela con letti e noduli di selce rossastra. La microfauna è rappresentata da ricche associazioni a *Globotruncana* gr. *lapparenti* BROTZEN, *G. coronata* BOLLI, *G. gr. sigali* DALBIEZ, *Praeglobotruncana* spp. ecc., a cui si associano nella parte superiore anche *Globotruncana concavata* BROTZEN e *G. elevata* BROTZEN, attribuibili all'intervallo Turoniano-Campaniano inferiore.

Il complesso dei calcari in questione, dello spessore medio di 40-50 metri, è delimitato alla sommità da un *hard-ground* con perforazioni.

Seguono calcari generalmente più marnosi di colore rosso mattone, più fittamente stratificati ed a frattura tipicamente scagliosa, caratterizzati da intervalli con sottili intercalazioni marnose o argillose, più frequenti nella parte superiore. Ad eccezione di qualche *Inoceramus*, i macrofossili sono completamente assenti, mentre la microfauna è molto ricca.

Alla base si notano associazioni a *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ, *G. ventricosa* PLUMMER, *G. gr. lapparenti* BROTZEN, *Rugoglobigerina* spp., *Heterohelix* spp., *G. gr. contusa* (CUSHMAN) del Maastrichtiano inferiore; nella parte superiore compaiono associazioni a *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT), *G. contusa* (CUSHMAN), *Abathomphalus maya-*

roensis BOLLI, *Praeglobotruncana* spp., *Rugoglobigerina* spp. ecc. del Maastrichtiano superiore ed infine alla sommità, per uno spessore di alcune decine di cm, si possono osservare associazioni a piccole globigerine della zona a *Globigerina eugubina* (PREMOLI SILVA e LUTERBACHER, 1967), riferibili al Daniano.

Alla sommità di questo complesso di calcari è presente un *hard-ground* con perforazioni.

La serie è chiusa verso l'alto da marne e argille, talora con intercalazioni calcaree di modesto spessore, di colore rosso violaceo e talora anche grigiastro. La microfauna è molto ricca di globigerine e globorotalie dell'Eocene inferiore, fra cui si possono ricordare *Globorotalia aragonensis* NUTTALL, *G. marginodentata* SUBBOTINA, *G. subbotinae* MOROZOVA e *Globigerina linaperta* FINLAY.

Una successione abbastanza simile si può riscontrare anche lungo la valle del Cismon. In questo caso, però, il Daniano raggiunge lo spessore di qualche metro ed è rappresentato, oltre che dalle associazioni a *Globigerina eugubina* PREMOLI SILVA e LUTERBACHER, anche da microfaune a *Globorotalia pseudobulloides* (PLUMMER).

A Nord di Carzano, nei pressi della centrale elettrica situata lungo il torrente Maso, lo spessore della Scaglia rossa, ricoperta dall'Eocene superiore trasgressivo (VENZO, 1940), non sembra superare i 15 metri.

Alla base della formazione si osservano associazioni a Globotruncane (ad es. *Globotruncana helvetica* BOLLI) riferibili al Turoniano; i livelli più alti stratigraficamente possono essere attribuiti ancora al Turoniano o tuttalpiù alla base del Senoniano. Manca quindi in questa zona la parte superiore della Scaglia rossa presente altrove (ad es. nella conca di Tesino).

Pur essendo la serie rovesciata ed interessata da una fratturazione piuttosto diffusa, si può quasi sicuramente escludere che vi sia stata una sensibile riduzione degli spessori per cause tettoniche.

FORMAZIONI CENOZOICHE

Marne giallognole, talora azzurrognole, e calcari argillosi grigi, fittamente

stratificati a discocicline e nummuliti (Conca di Tesino e Croce d'Aune); alternanze irregolari di argille, marne, arenarie e calcareniti a piccoli nummuliti (E¹). Ypresiano. (Gp. BRAGA).

La facies marnosa, giallastra, dell'Eocene inferiore, manca nei dintorni di Borgo Valsugana, probabilmente per lacuna di sedimentazione. Essa si trova, in continuità con la Scaglia, soltanto nella conca di Tesino ed ad Ovest di Pedavena¹.

Un lembo abbastanza esteso si riscontra a NE di Castel Tesino. Esso è costituito da una serie di calcari molto marnosi, alternati a straterelli di marne giallognole, facenti passaggio ad una massa quasi uniforme di marne per una potenza complessiva di circa 70 m.

Gli affioramenti più ampi si possono però osservare nei dintorni di Lamon e Sorriba, in parte ricoperti dalle alluvioni antiche terrazzate, sul fondo della Val Cismon, a Croce d'Aune e sulle propaggini più orientali del Monte Avena. In queste località la Scaglia cretacea passa insensibilmente, attraverso pochi metri di Scaglia cinerea, ad un complesso di marne giallo-cenerino fino a biancastre, a stratificazione fittissima. Verso l'alto

¹ I vari terreni, appartenenti al Cenozoico, affiorano nell'area del Foglio « Feltrino » in due zone nettamente distinte e aventi caratteristiche sedimentarie, tettoniche e morfologiche molto diverse. Nella zona della Valsugana, ad occidente, i lembi rocciosi sono esigui e frammentari, spesso tettonicamente disturbati e ricoperti da ampie coltri moreniche, detritiche ed alluvionali; in quella centro-orientale, fra Castel Tesino e Feltre, le varie facies terziarie, anche se egualmente rappresentate da serie discontinue, sono di gran lunga più diffuse e facilmente osservabili.

E' per questa ragione che lo svolgimento dei vari capitoli non potrà avere un discorso unitario e le formazioni verranno di volta in volta tenute distinte per le due zone.

Sempre per la discontinuità degli affioramenti e per la non esatta posizione stratigrafica dei vari termini, i terreni terziari sono per la maggior parte raggruppati in unità informali.

Si ricorda infine sin d'ora che, in base a ricerche preliminari effettuate nell'estate del 1970 e cioè dopo la stampa del foglio, le datazioni di alcuni terreni del feltrino saranno leggermente diverse rispetto a quelle riportate nella legenda del foglio stesso; ciò verrà però messo sempre in evidenza nel corso delle presenti note illustrative.

queste marne divengono meno gialle, fino ad assumere una tinta nettamente azzurrognola, presentando intercalazioni di strati calcarei compatti, spessi pochi centimetri. Sia i calcari che le marne più elevate sono fossiliferi per la presenza di piccoli Nummuliti e frammenti di Lamellibranchi.

La potenza degli affioramenti non è facilmente valutabile a causa dei fitti arricciamenti a cui sono soggetti i fini straterelli marnosi.

All'estremità orientale del foglio appare il Flysch¹, molto comune e ben rappresentato nel vicino Foglio « Belluno ». Come è noto questa caratteristica facies è data da ripetute e fitte alternanze di marne e calcareniti; essa è osservabile lungo il corso inferiore del T. Caorame, nei pressi di Soranzen, ed è direttamente sovrapposta alla Scaglia per mezzo di alcuni livelli marnosi cinerei. Data l'esiguità ed incompletezza degli affioramenti non è stato possibile avere dati sicuri sull'età di questa formazione. Dall'esame di alcuni campioni sembra tuttavia che essa sia comprensiva di buona parte dell'Eocene, a differenza di quanto riscontrato nel vicino vallone bellunese da E. DI NAPOLI ALLIATA, G. PELLEGRINI e F. PROTO DECIMA (1970), dove il Flysch è esclusivo dell'Eocene inferiore.

La comparsa del Flysch in questa zona è molto importante dal punto di vista stratigrafico e paleogeografico, poiché segna il passaggio da una facies calcareo-marnosa di sedimentazione marina ad una facies tipicamente ologena.

Calcari nulliporici a nummuliti (Nummulites laevigatus BRUG.) e discocline (conca di Tesino e dintorni di Borgo Valsugana); argille cinerine sterili, con intercalazioni di marne a grossi nummuliti e lamellibranchi, e di calcareniti dure, talora con sottili letti arenacei (Croce d'Aune), calcari grossolani compatti alternati a marne arenacee a Nummulites laevigatus BRUG., N. brongniarti D'ARCH. e HAIME e Assilina exponens (SOWERBY); calcareniti nocciola, spesso fossilifere (N. millecaput BOUBÉE). (F₂). Luteziano (GP. BRAGA).

¹ Non rappresentato sia cartograficamente, sia in legenda.

I terreni calcarei dell'Eocene medio non sono rappresentati in tutta l'area della Valsugana,¹ compresa nel foglio in esame.

Soltanto sulla sinistra della Val del Grigno, nei pressi di Casteltesino, lungo una successione abbastanza esposta di terreni terziari, si può osservare una trentina di metri di calcari nulliporici a Nummuliti (*Nummulites laevigatus* BRUG.) e Discocline, attribuibili al Luteziano.

Nei dintorni di Feltre le formazioni luteziane si presentano con due facies distinte: la prima, calcarea, molto tipica, e la seconda, marnosa, che si distingue a mala pena dai terreni sotto e soprastanti.

Cospicui affioramenti della facies calcarea si riscontrano nei pressi di Croce d'Aune, lungo la mulattiera che porta al Rifugio « Giorgio Dal Piaz » e, in special modo, sulla destra del T. Colmeda all'altezza dell'abitato di Norcen. Sul Colmeda infatti si può seguire tutta una sequenza di banchi calcarei, subverticali, spessi 50 e più centimetri, per una potenza complessiva di un centinaio di metri. Si tratta di calcareniti grigio-giallastre, talvolta ricche di grandi Nummuliti ed Assiline fra cui *Nummulites laevigatus* BRUG., *N. brongniarti* D'ARCH. e HAIME, *N. millecaput* BOUBÉE ed *Assilina exponens* (SOWERBY).

L'altra facies, costituita da marne cineree tenere, a volte varicolori e fittamente stratificate, affiora in piccoli lembi sparsi ad Ovest di Pedavena, fra S. Osvaldo e Facen.

Si differenzia dai depositi marnosi sottostanti per un maggiore contenuto in fossili, addensati in determinati livelli, fra cui si riconoscono Nummuliti (*Nummulites millecaput* BOUBÉE) e Discocline (*Discocyclina sella* D'ARCH.) e frammenti indeterminabili di Lamellibranchi e Gastropodi.

Lungo il T. Caorame, come è stato visto precedentemente, l'unica formazione presente è costituita dal Flysch.²

Nell'angolo sud-orientale del foglio, tra Zermen e Vellai, fra la fitta vegetazione ed il terreno coltivato, sembrano affiorare soltanto le marne

¹ Per un errore di impostazione nella legenda del Foglio « Feltre » si legge il contrario.

² Contrariamente a quanto riportato nel Foglio « Feltre ».

priaboniane mentre i rimanenti sedimenti eocenici sono ricoperti da una spessa coltre di alluvioni, per cui non è dato conoscere da quale facies siano costituiti.

« Formazione di Priabona ». *Marne cerulee, alternate a calcari nulliporici debolmente glauconiosi; argille cenerine (Feltre) ed argille alternate a calcari marnosi e a marne a Nummulites fabianii PREVER, discocline, operculine, Rotularia spirulaea LAMK., Chlamys biarrizensis (D'ARCH.) ed echinidi. (E₃). Priaboniano. (GP. BRAGA).*

I terreni attribuibili al Priaboniano sono piuttosto esigui, perché in gran parte ricoperti da estese coltri alluvionali, detritiche e moreniche, e di scarsa potenza, ulteriormente ridotta da cause tettoniche.

La parte orientale del colle che si eleva tra Borgo e Telve è costituita da sedimenti terziari, in strati fortemente raddrizzati. In particolar modo nell'incisione del T. Ceggio si scorge, direttamente sulla Scaglia e quindi in successione trasgressiva, un complesso di calcari marnosi stratificati a *Nummulites fabianii* PREVER, *Rotularia spirulaea* LAMK., *Chlamys biarrizensis* (D'ARCH.) ed Echinidi, facenti passaggio verso l'alto a delle marne cerulee con alternanze di calcari nulliporici.

Un piccolo, ma interessante affioramento priaboniano è localizzato nei pressi della galleria di Carzano, in Val del Maso. Qui si osservano pochi metri di marne a *Nummulites fabianii* PREVER, fortemente tettonizzate e disposte in strati rovesciati.

Pochi metri di marne calcaree a *N. fabianii* si ritrovano egualmente ad ovest di Castel Tesino, in continuità con i sedimenti attribuibili all'Eocene medio e inferiore.

Ad occidente di Feltre, nella fascia pedemontana del M. Avena, il Priaboniano si presenta in prevalenza con una facies argilloso-marnosa grigio-cenerina, assai povera di fossili, subordinatamente con calcari molto argillosi fittamente stratificati. Data la limitata potenza di questa formazione e la facilità con cui essa si altera, gli affioramenti sono molto scarsi e difficilmente localizzabili.

Basalto (Pedavena). (β). Oligocene (?) - Eocene (?). (GP. BRAGA).

Si tratta di manifestazioni filoniane, localizzate entro i calcari nummulitici dell'Eocene medio, osservabili su una collina sopra Pedavena, nei pressi dell'abitato di Fistisei. I filoni presentano un andamento NE-SW ed una lunghezza di circa 300 metri. Pur essendo profondamente alterati, si possono ricondurre ad una composizione di tipo basaltico, a struttura porfirica con visibili fenocristalli di augite e plagioclasti, che spiccano nella massa di fondo scura. La roccia presenta inoltre una marcata esfoliazione cipollare.

Questi tipi filoniani geneticamente fanno parte di un complesso di manifestazioni eruttive che hanno interessato i M. Berici, i Lessini e gli Euganei, estendendosi fino alle Prealpi venete ed al Trentino, durante il Paleogene.

Arenarie di color verdastro o verde cupo, glauconiose, spesso fossilifere (Coralli, Chlamys deleta (MICHT.), Laevicardium cingolatum (GOLDFUSS), Ficus oligoficoides (SACCO), Conus subturritus D'ORB., ecc.) (« Glauconia di Belluno » Auct.); Calcari nulliporici a scutelle, Echinolampas sp., turritelle, con intercalazioni marnose (O'). Cattiano. Arenarie marnose glauconitiche giallastre a lamellibranchi; arenarie marnose grigio-cenere riccamente fossilifere, arenarie argillose azzurre con un banco di calcare a coralli, ostree, ecc.; calcari marnosi a pettinidi, ecc. (O). Rupeliano - Lattorfiano. (GP. BRAGA).

I sedimenti attribuibili ai vari piani dell'Oligocene nell'area della Valsugana presentano uno sviluppo minimo, riducendosi a piccoli lembi sparsi, parzialmente ricoperti dalle potenti coltri alluvionali e detritiche oppure a pochi strati raddrizzati e ridotti in potenza.

Una serie abbastanza completa e particolarmente ben esposta si riscontra soltanto in Val di Maso, dalla strettoia della galleria fino al ponte di Carzano. In continuità sui calcari marnosi priaboniani si osserva la seguente successione stratigrafica, dai terreni più antichi ai più recenti:

- 1) calcari marnosi con *Pecten arcuatus* BR., *Natica* sp., *Echinolampas* sp. e resti di Crostacei;

- 2) arenarie argillose azzurre, con intercalazioni di un banco calcareo a Coralli e grosse Ostree;
- 3) marne azzurro-cenere molto fossilifere a *Nummulites intermedius* D'ARCH., *Lithothamnium nummuliticum* REUSS, turritelle ecc.;
- 4) arenarie marnose ceneri a Terebratule, *Cardium* sp. e Nummuliti;
- 5) calcari nulliporici ricchi di Scutelle (*Scutella pseudosubrotundaeformis* VENZO, *S. scurellensis* VENZO ed altri fossili (VENZO, 1941), con intercalazioni di livelli marnosi a *Nummulites intermedius* D'ARCH., Ga-steropodi e Lamellibranchi.

Questa serie, completa, è potente all'incirca una ventina di metri di cui gli ultimi cinque soltanto sono da ascrivere con sicurezza all'Oligocene superiore o, meglio, a termini di passaggio cattiano-aquitani.

Altri lembi oligocenici più o meno incompleti si trovano fra Scurelle e Strigno e, in strati verticali, a SW di Telve.

Questa formazione è rappresentata anche in un piccolo lembo situato ad occidente di Castel Tesino, in buona parte obliterato dai depositi morenici würmiani.

Nei dintorni di Feltre i terreni ascrivibili all'Oligocene si presentano con due tipi litologici distinti: una facies inferiore, sabbioso-argillosa, ed una facies superiore arenaceo-glaucioniosa compatta e generalmente molto fossilifera.

I sedimenti sabbiosi, concordanti sulle marne priaboniane di Pedavena o sul Flysch eocenico del T. Caorame, si presentano privi di stratificazione, sterili di macrofossili e raggiungono una potenza complessiva di una cinquantina di metri. Per la loro grande erodibilità danno luogo ad una morfologia molto dolce, interrotta bruscamente dalla formazione arenacea soprastante.

Quest'ultima, nota da lungo tempo nella letteratura geologica del Veneto sotto il nome di « Glauconia di Belluno », è costituita da un unico banco, potente qualche metro, di arenarie dure, fortemente glauconiose e molto spesso zeppe di fossili. Fra le forme più significative di questa eccezionale fauna, che è stata oggetto di approfonditi studi da

parte di S. VENZO (1937), si ricordano *Chlamys deleta* (MIGHT.), *Laevicardium cingulatum* (GOLDF.), *Ficus oligoficoides* (SACCO) e *Conus subturnitus* (D'ORB.).

Dal punto di vista stratigrafico questo banco si può considerare come appartenente ad un livello a cavallo fra l'Oligocene ed il Miocene. (« Cattiano »-Aquitano nel senso di CSEPREGHY-MEZNERICS.¹

Esso è molto importante perché, con il suo inconfondibile aspetto e la sua grande abbondanza di fossili, serve come prezioso punto di riferimento che consente di separare con una certa facilità i sedimenti neogenici dai sottostanti terreni paleogenici, litologicamente abbastanza simili ai primi.

Il banco glauconitico sopra descritto si osserva in modo quasi continuo dai pressi di Umin fino a Pedavena e, nella zona a nord di Vellai, da S. Liberal a Villabruna.

Si fa presente infine che i sedimenti sabbioso-argillosi sottostanti alla « Glauconia di Belluno », attribuiti nella legenda del foglio in esame al Latorfiano e Rupeliano, sembrano appartenere egualmente, secondo osservazioni preliminari effettuate recentemente su alcune microfaune, a livelli di età oligomiocenica.

Arenarie compatte, marne ed arenarie marnose verdastre o grigie, talora leggermente glauconiose, con frequenti coralli e lamellibranchi, conglomerati ad elementi calcarei ed in parte quarzosi; livelli marnosi e calcarei a Scutella pseudosubrotundaeformis VENZO; argille sterili. (M₁). Langhiano-Aquitano. (GP. BRAGA).

Questa formazione è rappresentata soltanto nell'area feltrina. Essa costituisce i due allineamenti collinosi fronteggiatisi ai due lati della strada fra Foen e Villabruna. La roccia appare generalmente molto compatta, con piani di stratificazione appena evidenti e conferisce perciò al

¹ CSEPREGHY-MEZNERICS J. (1964), *L'evolution de certains Pectinidés néogènes, la question du « Cattien » et la limite oligo-miocene.* « Ist. Lucas Mallada », fasc. IX, pp. 33-50, Madrid.

paesaggio un aspetto aspro, formando un netto contrasto morfologico con i sottostanti terreni più erodibili.

Buoni affioramenti si trovano in corrispondenza a piccoli ruscelli o torrenti, sempre a sponde piuttosto strette, come si può osservare lungo il corso del T. Caorame, a sud del ponte di Villabruna, dove le acque hanno inciso le arenarie leggermente glauconiose originando una profonda gola a pareti strapiombanti.

Sottili intercalazioni calcaree e piccole lenti conglomeratiche caratterizzano questa formazione che, nel suo complesso, si presenta molto omogenea. Essa contiene inoltre in discreta abbondanza resti fossili fra cui, in prevalenza, Echinidi, Coralli e Lamellibranchi, questi ultimi rappresentati da numerosi Pettinidi.

Marne glauconiose di colore verde scuro a pettinidi *Flabellipecten pasinii* (MENEH.), *Chlamys pseudopasinii* (VENZO), *Fl. koheni* (FUCHS); *argille prive di fauna fossili (Conca di Tesino); calcari nulliporici, talora glauconiosi, a scutelle* (*Scutella pseudosubrotundaeformis* VENZO, *Scutella scurellensis* VENZO); *lepidocycline* *Lepidocyclina dilatata* (MICHT.) e *Lithothamnium nummuliticum* REUSS; *conglomerati quarziosi scuri (Conca di Tesino); calcari con intercalazioni marnose.* (M₁). Micocene inferiore. (GP. BRAGA).

La formazione, per la maggior parte costituita da calcari chiari nulliporici, in banchi, contenenti in prevalenza gusci di Ostree, Pettinidi e Scutelle, possiede uno sviluppo minimo, essendo rappresentata da pochi ed esigui lembi, discontinui ed emergenti qua e là dalla estesa copertura morenica o dai depositi detritici ed alluvionali.

Questi sono localizzati, analogamente a quanto si è visto per i sedimenti paleogenici, nei dintorni di Telve, fra Scurelle e Strigno, al ponte di Carzano e, con un piccolo affioramento strizzato fra la Dolomia principale ed i calcari grigi, a sud-ovest di Pieve Tesino.

Un'osservazione abbastanza completa dei vari termini della successione stratigrafica, appartenenti al Micocene inferiore, si può avere poco

al di sopra del ponte di Carzano in una sezione naturale, dovuta all'erosione del torrente Maso.

Sulla sinistra del torrente si possono rilevare i seguenti livelli, dal basso all'alto:

- 1) banco calcareo giallastro, potente 60 cm, ricco di *Scutella pseudorotundaeformis* VENZO, *S. scurellensis* VENZO e *Cblamys sebiensis* LK.;
- 2) livello marnoso di 30 cm, sterile;
- 3) bancone calcarenitico-glauconioso di colore grigio-verdastro, di circa 8 metri, a Litotami, inferiormente con qualche *Scutella pseudorotundaeformis* VENZO, macroforaminiferi (Operculine e Lepidocycline), Coralli e Briozoi; verso l'alto la roccia diviene piuttosto dura, subcristallina e povera di fossili;
- 4) arenarie marnose, molto micacee e prive di fossili.

Secondo S. VENZO (1934), autore di accurati studi sul Neogene della Valsugana, questi termini dovrebbero appartenere all'Aquitano ed al Langhiano.

Arenarie marnose grigie, talora giallastre, riccamente fossilifere (*Turritella turris* BASTEROT, ecc.), *con intercalazioni di calcari arenacei; marne arenacee molto fossilifere, con intercalazioni conglomeratiche e lignitifere a fauna continentale (Val Coalba, Val di Sella e Val Bronzale).* (M₂). Tortoniano-Serravalliano. (GP. BRAGA).

Nell'area trentina del Foglio « Feltre » esistono tre affioramenti abbastanza estesi di questi terreni tortoniano-serravalliani, due a sud (Val Coalba) ed uno a nord (Val Bronzale) della Valsugana.

Purtroppo lo spessore totale della formazione ed i rapporti stratigrafici con i sedimenti sotto e soprastanti non sono quasi mai osservabili non solo per la presenza di potenti masse di materiali di frana, alluvionali e morenici, ma in special modo per le complicate condizioni tettoniche (si veda il capitolo: « Tettonica ») che hanno portato le masse dolomitiche del Trias superiore a contatto con i termini arenacei del Miocene medio, strizzati e parzialmente rovesciati, sovrapponendosi ad essi.

Fra i vari Autori che nel passato si sono occupati delle formazioni neogeniche del Trentino, S. VENZO (1934) è quello che ha rilevato numerose serie nel modo più dettagliato. Fra esse, si riporta quella osservata lungo le valli Pissavacca e Vanezzi che scendono dalle pendici meridionali di Cima Undici, ad occidente del M.te Civerone.

Essa presenta una potenza complessiva di almeno 105 metri; i vari termini, abbastanza ben caratterizzati, si susseguono, dal basso verso l'alto, nel modo seguente:

Letto: mancante per copertura detritica;

- 1) arenarie marnose, micacee, cineree, con numerose turrítelle verso la parte inferiore (*Turritella turris* BASTEROT) a frustoli lignitici e con piccoli livelli conglomeratici a ciottoli prevalentemente calcarei e frammenti di conchiglie; potenza: 40 m circa;
- 2) banco conglomeratico, a ciottoli arrotondati fortemente cementati, privo di resti fossili; potenza: 7 m circa;
- 3) sottile livello arenaceo-marnoso; potenza: 1 m circa;
- 4) argille compatte con fossili terrestri (*Helix insignis steinheimensis* KLEIN e *Planorbis matheroni* FISCH. TOURN.); potenza: 2 m circa;
- 5) piccolo livello lignitico discontinuo; potenza media: 30 cm;
- 6) arenarie grossolane con alla base frammenti di lignite e verso l'alto numerosi resti di Lamellibranchi e Gasteropodi; potenza: 2 m;
- 7) arenarie marnose, micacee, grige e sterili; potenza: 5 m;
- 8) secondo banco conglomeratico, sostanzialmente simile al precedente, ma ad elementi gradati, grossolani in basso, più sottili verso l'alto; potenza: 8 m;
- 9) marne arenacee azzurro-cenerine ricche di fossili a gusci sottili, fra cui *Conus bronni* MICHT., *Corbula carinata* DUJ. e *Nucula majeri* HOERNES, passanti verso l'alto a termini più arenacei con numerosi fossili significativi (*Conus betuloides* LAMK., *Meretrix islandicoides* LAMK., *Cardium paucicostatum* SOW., ecc.; potenza: 50-60 m;

Tetto: conglomerato grossolano del Miocene superiore.

La serie qui considerata appartiene quasi tutta al Tortoniano, ad eccezione del n. 1 che forse è in parte Serravalliano.

All'estremità orientale del foglio, nei pressi di Villabruna, il T. Caorame mette a nudo un complesso di sedimenti marnosi grigi molto teneri alternati ad arenarie glauconiose grigio-azzurre a pettinidi, riferibili al Miocene medio.

Terreni appartenenti alla stessa formazione costituiscono pure il colle della Croce ed i rilievi collinari posti a nord-est.

Depositi conglomeratici. (M₃). Miocene superiore. (GP. BRAGA).

Come si è visto precedentemente in Val Vanezzi, a Sud di Olle, le formazioni tortoniane passano in alto ad un potente bancone, conglomeratico, di circa 20 metri di spessore, che per caratteristiche litologiche e posizione stratigrafica può essere ascritto al Miocene superiore.

Con questi sedimenti clastici si chiude anche la serie terziaria compresa nel Foglio « Feltre ».

FORMAZIONI QUATERNARIE (G. O. GATTO)

Alluvioni attuali e recenti, talora terrazzate (a₂). — *Detrito di falda* (dt). — *Depositi alluvionali e fluvio-glaciali, spesso terrazzati e talora anche cementati* (a₁). — *Morene miste a detrito* (md). — *Depositi morenici würmiani e stadiali* (mo). — *Brecce e conglomerati interglaciali* (a).

Le formazioni quaternarie sono ben rappresentate in tutta l'area del Foglio « Feltre »; si tratta per lo più di depositi morenici, fluvio-glaciali, detritici ed alluvionali.

Mentre le coltri moreniche si sviluppano in prevalenza sui fianchi delle valli ed alle alte quote, i materassi alluvionali si accentrano in particolare nelle ampie conche vallive ove convergono i più importanti corsi d'acqua; infine gli accumuli detritici, concentrandosi soprattutto al piede delle pareti rocciose, contribuiscono a modellare i profili dei versanti.

Brecce e conglomerati interglaciali (a).

I più antichi depositi quaternari che figurano nel foglio costituiscono dei piccoli lembi, accentrati soprattutto nella conca feltrina (presso Arten, Altin, Farra ecc.). Altri affioramenti ridottissimi di brecce e conglomerati, attribuibili a fasi di deposizione interglaciale, sono stati rinvenuti anche presso Borgo di Valsugana, ma per la loro esigua estensione non sono stati cartografati.

Normalmente questi depositi, talora soggiacenti alla copertura morenica dell'ultima glaciazione würmiana (interglaciale RISS-WÜRMIAN ?), sono rappresentati da materiali di diversa natura e origine. I componenti ciottolosi si presentano a diversa granulometria, mescolati caoticamente tra loro e privi quasi totalmente di matrice fangosa; frequenti sono i grossi individui porfirici e granitici, talora fortemente alterati.

La disposizione spaziale dei singoli elementi sembra indicare, per quanto concerne l'origine di tali materiali, i caratteri deposizionali delle falde di detrito, delle conoidi torrentizie ed anche di coltri alluvionali.

Depositi morenici würmiani e stadiali (mo). — Morene miste a detrito (md).

Notevoli sono le testimonianze lasciate dal glacialismo würmiano e stadiale; gli accumuli morenici ricoprono, piuttosto diffusamente, i fianchi delle valli, occupando soprattutto vaste aree orograficamente elevate.

In generale le morene costituiscono una sottile coltre che ammantava i versanti e modella alle alte quote le forme del rilievo, disegnando ed evidenziando gli antichi circhi glaciali. Per contro esse assumono spessori considerevoli sul fondo ed alla confluenza delle valli secondarie, sovente pensili nelle principali; begli esempi si hanno allo sbocco delle valli del Maso, del Calamento e del T. Grigno; quest'ultima in particolare, nel Würmiano doveva ospitare un potente ghiacciaio, proveniente dal massiccio di Cima d'Asta, che abbandonò copiosi materiali morenici nella conca di Tesino; anche la Val di Calamento doveva essere percorsa nella stessa epoca da una importante lingua glaciale che depositò la potente coltre morenica di Carzano e Spera.

Altri importanti depositi sono quelli delle conche di Feltre (in località Norcen, Lamen e Lasen), di Primiero e di Cavalese, nonché quelli di alta quota di Cima d'Asta, della Val Lozen, di Sagròn del Mis e della Val dei Canali.

Spesso i depositi morenici di alta montagna conservano i caratteri originari della morfologia glaciale; non sono rari infatti begli esempi di morene frontali, laterali e di fondo.¹ Viceversa il morenico di versante risulta in genere assai rimaneggiato e mescolato a materiale detritico, tanto che per le notevoli difficoltà di effettuare sul terreno una loro precisa distinzione, si è reso necessario introdurre nella simbologia illustrativa del foglio un termine generico e comprensivo dei due tipi formazionali (« morene miste a detrito »), distinto dalla sigla md.

In generale il materiale morenico si distingue dagli altri depositi quaternari per l'eterogeneità litologica e granulometrica dei suoi componenti, per la disposizione caotica degli stessi e per la presenza di fanghiglie sabbioso-argillose, costituenti la massa di fondo.

Il « morenico » della regione sud-occidentale del foglio è rappresentato da sabbie, più o meno grossolane, contenenti grossi blocchi arrotondati di granito e filladi, chiaramente appartenenti al cristallino di Cima d'Asta (morene di Pieve e Castel Tesino), oppure da elementi grossolani sia di porfido rosso, provenienti con ogni probabilità dal vicino dominio porfirico dei Lagorai (morene del Monte Civeròn, presso Borgo) sia di rocce carbonatiche.

Massi erratici si rinvengono frequentemente un po' ovunque, ma soprattutto nella conca di Borgo di Valsugana ed in quella di Primiero.

Molto significative sono poi le coperture moreniche del Monte Lefre le cui quote, intorno ai 1400 metri s.l.m., stanno a testimoniare l'altezza considerevole raggiunta dal ghiacciaio della Valsugana.

Nel settore nord-orientale del foglio B. CASTIGLIONI, in un suo dettagliato studio (1939), riuscì a datare alcune forme di deposito glaciale:

¹ Talora disposte in più ordini successivi, a testimonianza delle pause e delle riprese dell'attività glaciale.

ad esempio, i cordoni morenici della Val Venegiotta apparterebbero alle fasi stadiali di Gschnitz e di Daun, mentre quelli che sbarrano la Val dei Canali e la conca di S. Martino di Castrozza si sarebbero formati durante lo stadio di Bühl. Alla glaciazione di Gschnitz si dovrebbero infine attribuire i cordoni morenici della Val di Garès.

Depositi alluvionali e fluvioglaciali, spesso terrazzati e talora anche cementati (a₁).

Questi terreni, che si rinvengono soprattutto nei pressi di S. Martino di Castrozza, nella conca di Primiero (Transacqua e Tonadico), in Val Giasinozza, nella zona di Lamon e di Sorriba, nella conca di Feltre (lungo i torrenti Stien e Colmeda) e in Val di Fiemme (tra Cavalese e Ziano), si sarebbero depositi nelle aree più depresse, dopo il ritiro dei ghiacciai würmiani, in seguito al copioso alluvionamento postglaciale operato dai corsi d'acqua; questi ultimi successivamente affondarono i loro alvei, modificando così l'originario profilo ad U delle valli medesime.

I materiali che li compongono, alquanto eterogenei, sono rappresentati da ghiaie e sabbie, grossolane o fini, spesso ben lavate e sempre stratificate, con rari livelli spiccatamente ciottolosi, e con sparsi blocchi, mal arrotondati, di dimensioni considerevoli.

La natura litologica dei componenti è estremamente variabile. I calcari e le dolomie sono le rocce più diffuse; sono inoltre presenti termini eruttivi (porfidi e graniti) e metamorfiti (paragneiss e scisti filladici). La massima potenza della formazione è stata rilevata nei dintorni di Lamon, dove essa raggiunge una ottantina di metri.

Spesso questi depositi sono stati sottoposti in più riprese alle azioni erosive dei corsi d'acqua e conseguentemente esse appaiono più volte terrazzate.

Detrito di falda (dt).

I depositi detritici sono molto diffusi ed assumono talora potenze ed estensioni ragguardevoli. Essi di norma si accumulano ai piedi delle

pareti rocciose più erette, o in aree di intenso disturbo tettonico o infine in corrispondenza delle formazioni litologiche più friabili e fissili.

Si ricordano in proposito le potenti coltri detritiche, ricoprenti le tormentate pendici meridionali del M. Coppolo, gli accumuli di falda alla base dei dirupi calcareo-dolomitici del versante settentrionale di Cima Undici-M. Ortigara, o quelli sui fianchi dei rilievi impervi delle Vette o del Gruppo dolomitico delle Pale di S. Martino, dove assumono un imponente sviluppo i « ghiaioni » non stabilizzati a ridosso delle strapiombanti pareti rocciose.

Per concludere si desidera fare un breve cenno ai numerosi accumuli di frana che si rinvengono nel territorio in esame, di cui i più importanti sono quelli formati sui versanti del M. Lefre, del M. Agaro e delle Pale Alte (a SE di Transacqua). In particolare il dissesto, che interessò il versante occidentale del M. Lefre (in località Ivano-Agnedo), si sarebbe verificato per crollo in seguito all'erosione degli strati werfeniani, costituenti la base della parete calcareo-dolomitica. Infine l'accumulo di frana delle Pale Alte si sarebbe generato per crolli successivi di materiali dolomitici fortemente cataclasati, in quanto interessati dall'importante « linea tettonica della Valsugana ».

Alluvioni recenti ed attuali, talora terrazzate (a₂).

I depositi alluvionali, recenti ed attuali, si localizzano generalmente sul fondo delle valli ed in particolare in corrispondenza delle ampie conche, in cui confluiscono i principali corsi d'acqua. Essi assumono spessori considerevoli soprattutto dove l'erosione torrentizia si è poco sviluppata e dove si è invece attuata, con maggiore intensità, la deposizione. Questi terreni infatti si addensano in gran copia, nella Valle del Cismon, tra Siror ed Imer, nella conca alluvionale di Fonzaso, in quella di Feltre, nella Valsugana e nella Valle dell'Avisio.

I depositi, spesso più volte terrazzati, sono in prevalenza costituiti da ghiaie, più o meno grossolane, e subordinatamente da ghiaiette, sabbie e, localmente, anche da limi (ad esempio nella conca feltrina); le alluvioni risultano spesso regolarmente stratificate, talora con tipica stratificazione

incrociata. La loro granulometria può essere gradata; non mancano tasche o sacche in cui si sono depositati sedimenti limosi.

In generale i grandi sovralluvionamenti, che hanno colmato gran parte delle depressioni orografiche della regione, si sarebbero verificati al termine della grande glaciazione würmiana; seguirono quindi fasi di erosione a carattere essenzialmente torrentizio che incisero anche profondamente i materiali precedentemente accumulati. I corsi d'acqua allora scavarono profondamente le soglie delle numerosissime valli sospese per raccordarle con il fondo delle valli maggiori (un esempio classico è dato dalla valle del torrente Grigno); ogni solco vallivo fu ulteriormente approfondito, mutandone l'aspetto e cancellando spesso ogni testimonianza del precedente glacialismo. Gran copia di materiali sciolti si raccolse allora allo sbocco delle valli, con la conseguente formazione di grandi conoidi alluvionali. La Valsugana in generale, e la conca di Borgo in particolare, ospita numerosi coni di deiezione, didattici per forma e dimensioni. Si ricorda tra questi il cono alimentato dal torrente Ceggio, nonché quello allo sbocco della Val Chieppena e le conoidi minori di Ospedaletto e di Olle.

Anche nella conca di Primiero si trovano numerosi di questi edifici alluvionali; si ricorda a tal proposito il grande cono di Mezzano, che in origine doveva aver sbarrato la Valle del Cismon, creando a monte depositi quaternari di ambiente lacustre; in seguito il torrente Cismon si aprì una nuova via di deflusso, incidendo profondamente l'unghia della conoide stessa.

Altri begli esempi si trovano nella Valle dell'Avisio, come il cono alluvionale di Predazzo, allo sbocco della Val del Travignolo, sul quale si sviluppò l'abitato del centro montano trentino.

V — TETTONICA

(G. O. GATTO - E. SEMENZA)

Il territorio compreso nel Foglio « Feltre » può essere suddiviso, dal punto di vista tettonico, in due zone sensibilmente diverse, poste rispettivamente a nord ed a sud della più importante dislocazione della regione: la « *Linea della Valsugana* ».

Oltre alle evidenti distinzioni litologiche e stratigrafiche, risaltano soprattutto i contrastanti stili tettonici che distinguono le succitate aree; mentre a Sud della « *Linea della Valsugana* » prevalgono le dislocazioni per piega e piega-faglia con direzione WSW-ENE (« *valsuganese* »), a Nord ricorrono soprattutto faglie e fratture più o meno parallele tra loro, con andamento NNW-SSE, che talora intersecano altri disturbi tettonici a sviluppo grosso modo Est-Ovest o SW-NE.

Si deve ritenere che questo contrasto di stili sia connesso essenzialmente con la presenza a Nord di cospicue masse rigide (Massiccio di Cima d'Asta, Piattaforma porfirica atesina, centro eruttivo di Predazzo-Monzoni), assenti invece a Sud, dove si sviluppò una tettonica essenzialmente a pieghe. Tale mancanza potrebbe essere attribuita all'esistenza, già in epoca ercinica, di una dislocazione coincidente con la « *Linea della Valsugana* », però con rigetto contrario, la quale avrebbe determinato l'abbassamento della parte settentrionale, rispetto a quella posta a Sud; pertanto l'espansione delle vulcaniti permiane, con ogni probabilità collegate geneticamente al massiccio intrusivo di Cima d'Asta, sarebbe stato contenuto entro l'area più depressa sita a settentrione.

Inoltre un ruolo importante può essere stato svolto anche dal grande

« blocco » dolomitico ladinico-carnico delle Pale di S. Martino; la medesima formazione presenta infatti a Sud della « *Linea della Valsugana* » potenze molto più limitate, benché costanti.

Da uno sguardo d'insieme all'area in esame ed ai territori limitrofi, si può rilevare inoltre come le dislocazioni trasversali alle direttrici tettoniche principali risultino successive rispetto a queste ultime.

Zona a Nord della « Linea della Valsugana »

Buona parte dell'area situata a Nord della « *Linea della Valsugana* » è occupata dagli affioramenti degli scisti cristallini e delle rocce intrusive del Complesso di Cima d'Asta e delle vulcaniti della piattaforma porfirica atesina. La rigidità di dette formazioni ha fatto sì che in questa parte del territorio in esame si siano sviluppate solamente dislocazioni per frattura; esse sono state osservate soprattutto nelle vulcaniti. Tali fratture si possono raggruppare in due sistemi: uno trasversale in quanto possiede una direzione più o meno perpendicolare alle direttrici tettoniche principali, ed in particolare alla « *Sinclinale del Travignolo* », ed uno longitudinale.

Tra le dislocazioni del primo sistema alcune portano all'abbassamento della parte posta ad occidente, ma la maggior parte, e più precisamente quelle situate più ad Est, sono di segno contrario. Si ha cioè qui un abbassamento progressivo verso oriente, dovuto non soltanto a queste dislocazioni, ma anche ad una generale immersione verso Est delle formazioni del basamento cristallino e della copertura permo-triassica.

Le principali dislocazioni del secondo sistema portano invece ad un abbassamento progressivo verso NNW, e cioè verso la Val di Fiemme; alcune dislocazioni minori però, situate sul versante sud-orientale della Catena dei Lagorai, hanno segno contrario.

Da quanto detto si può concludere che la zona di affioramento delle formazioni del basamento (scisti cristallini e masse intrusive) e delle vulcaniti corrisponde ad un blocco sollevato rispetto alle masse poste a Nord-Ovest, a Nord e ad Est; inoltre il suo limite meridionale, e cioè la « *Linea*

della Valsugana », è un grande piano di movimento, in corrispondenza del quale questo blocco si è sollevato enormemente anche rispetto alle masse ubicate a Sud. Benché manchi al suo interno, nel tratto ad Ovest del torrente Cismon, qualsiasi accenno di ripiegamento, esso viene considerato come il nucleo di una anticlinale, detta appunto « *Anticlinale di Cima d'Asta* ».

Il ripiegamento anticlinalico si osserva bene nella prosecuzione verso Est di questa struttura, affiorante nella depressione Primiero-Cereda e ancora più ad oriente; ciò è dovuto al fatto che qui, in accordo con il suddetto generale abbassamento verso oriente, è terminata la zona di culminazione assiale della piega, e si ritrovano di conseguenza le formazioni di copertura.

La « *Anticlinale di Cima d'Asta* », detta anche « *A. di Passo Cereda* », presenta qui tuttavia caratteri molto diversi da quelli che contraddistinguono la zona posta ad Ovest. Si tratta cioè di una piega molto rinserrata e tagliata da numerose linee di dislocazione longitudinali. La più settentrionale di queste (« *Linea del Passo Cereda* ») è una faglia diretta, con abbassamento della parte a Nord, mentre le altre sono faglie inverse con vergenza a Sud.

Questo rinserramento, che si manifesta anche con la comparsa di altri elementi vergenti a SSE, come le faglie minori della parte meridionale del Gruppo delle Pale di S. Martino, e lo scorrimento della Cima d'Olto, è stato posto in relazione con la presenza della grande massa dolomitica delle Pale di S. Martino. Questa massa infatti, che nel suo interno appare colpita da numerose linee di frattura (le più importanti delle quali sono state riportate sulla carta geologica), sembra essersi comportata, durante il corrugamento alpino, come una massa resistente, che ha subito soltanto un debole ripiegamento ad ampia sinclinale con asse WSW-ENE, sicché tutto attorno ad essa si hanno zone innalzate, con o senza la presenza di faglie. Le principali dislocazioni si trovano a Sud, come abbiamo visto, e a Nord, dove hanno vergenza verso NNW, ciò è in conseguenza del fatto che le spinte hanno avuto appunto direzione NNW-SSE.

Molto importanti sono tuttavia anche le dislocazioni della zona che fiancheggia ad occidente il Gruppo delle Pale di S. Martino; come si è

accennato più sopra, esse hanno portato nel complesso ad un abbassamento della zona orientale, ossia appunto del Gruppo dolomitico predetto. Si osserva tuttavia che in corrispondenza di questo margine si interrompono bruscamente da un lato la « *Sinclinale delle Pale di S. Martino* » e dall'altro quella « *del Travignolo* »: i due elementi, forse un tempo allineati a costituire un'unica struttura, ora sembrano rigettati orizzontalmente di qualche chilometro. Sempre in corrispondenza di questa zona marginale si interrompono gli elementi tettonici prima ricordati, che lasciano a Nord ed a Sud il Gruppo delle Pale. E ancora nella medesima zona le formazioni del Permiano superiore e del Trias inferiore appaiono colpite da pieghe e da pieghe-faglie, secondo assi di varia direzione. Sembra perciò che si possa ritenere che questa zona separi due aree a comportamento tettonico diverso; più rigida quella ad occidente, più plastica e più compressa quella ad oriente, nella quale tuttavia la presenza della massa calcareo-dolomitica delle Pale di S. Martino ha dato luogo a notevoli irregolarità strutturali.

La « *Sinclinale del Travignolo* », alla quale si è accennato più sopra, corre con direzione Est-Ovest lungo la valle che le dà il nome e prosegue poi verso occidente. Attraversato il centro eruttivo di Predazzo, dove in realtà non è riconoscibile, la si ritrova sul Monte Agnello e, più ad occidente, lungo la « *Linea di Stava* ». Questo ultimo elemento fa parte del sistema di dislocazioni ad andamento longitudinale della zona di Cavalese, limitato a Sud da una sinclinale minore che può essere considerata come un ramo meridionale della « *Sinclinale del Travignolo* ».

Anche la « *Sinclinale del Travignolo* », al cui nucleo affiorano terreni permiani e del Trias inferiore e medio, è colpita da numerose dislocazioni trasversali, che sono probabilmente la continuazione delle dislocazioni osservate nella Catena dei Lagorai.

Zona a Sud della « Linea della Valsugana »

Come sopra accennato, lo stile tettonico della parte meridionale del foglio è caratterizzato da un fascio di pieghe e pieghe-faglie, ad andamento grosso modo WSW-ESE, che hanno coinvolto una vasta

serie di terreni sedimentari di età compresa tra il Permiano ed il Miocene superiore.

Il corrugamento generale è stato condizionato dalla presenza a Nord di imponenti masse rigide, quali il complesso granitico di Cima d'Asta, le potenti colate porfiriche permiane ed il gruppo dolomitico delle Pale di S. Martino.

Le pieghe di norma appaiono assai pronunciate e talora rovesciate verso Sud, con il fianco intermedio spesso stirato e lacerato; frequenti sono i fenomeni di riduzione e di soppressione meccanica dei termini stratigrafici, di componenti la serie normale.

I principali elementi tettonici sono rappresentati da importanti dislocazioni, che si identificano con la « *Linea della Valsugana* », la « *Linea di Sella* », la « *Dislocazione di Olle-Val Bronzale* », la « *Dislocazione di S. Margherita-Pradellano* », la « *Linea di Silana* » e da estesi motivi strutturali, anticlinali e sinclinali, quali l'« *A. di M. Coppolo* », la « *S. di Pradellano-Val Donega-Cimon di Totoga-Pian di Vederna-M. Alvis* », la « *S. di Castel Tesino-Costa-Aune* », la « *S. di Pieve di Tesino-S. Donato-Zavena* » e la « *S. di Belluno* ».

La « *Linea della Valsugana* » (« *Linea della Valsugana Nord* », *Auct.*), segna in generale il limite tra la zona di dominio delle formazioni scistoso-cristalline ed intrusive e quella, posta a Sud, ove prevalgono le rocce sedimentarie. Essa delimita il fianco meridionale della « *Anticlinale di Cima d'Asta* », avente orientamento NE-SW; fenomeni di soppressione e di rovesciamento del fianco medesimo sono rilevabili in più punti.

La « *Linea della Valsugana* » che, nell'ambito del Foglio « *Feltre* », si estende da Borgo fino al Gruppo del Piz Segrò, dopo un breve tratto iniziale ad andamento NNE-SSW, nei pressi di Telve di Sopra devia bruscamente verso Est, assumendo il carattere di piega-faglia inversa, che mantiene fino al limite orientale del foglio. Dalla località Pradellano verso oriente la « *L. della Valsugana* » assume talora l'aspetto di una flessura, talora compressa e con locali stiramenti; le masse granitiche del corpo intrusivo di Cima d'Asta vengono spesso

a contatto meccanico con i termini della serie mesozoica. Ad Est della Val Cismon, nella zona del Piz Sagròn, la linea si suddivide in più dislocazioni, alcune delle quali con sensibili stiramenti e forti soppressioni di termini, talora facenti passaggio a deboli sovrascorrimenti.

Un altro disturbo tettonico di rilevante importanza è la « *Linea di Sella* », iniziatesi in Val di Sella con forte rigetto e con sensibile abbassamento della parte posta a NNW; essa quindi, attraverso la Val Coalta e la Val Bronzale, giunge alla Bocchetta di Tesino, da dove prosegue verso Nord, passando ad occidente del M. Silana.

La « *L. della Valsugana* » e la « *L. di Sella* » delimitano, in questa parte del foglio, una zolla fortemente abbassata e ripiegata (« *Sinclinale di Castelnuovo* »), che si identifica con la larga depressione orografica di Borgo Valsugana e che rappresenta il motivo strutturale più importante e più complesso dell'area in esame. Questa ampia « fossa » tettonica, che più ad Est troverebbe la sua naturale prosecuzione nella « *Sinclinale di Pradellano-Val Donega-Cimon di Totoga-Pian di Vederna-M. Alvis* » (salvo un'apparente interruzione in corrispondenza del tratto Strigno-Pradellano, dove lo scivolamento verso SSE di masse filladiche avrebbe mascherato la sua continuità) è sempre apparsa di difficile interpretazione, sia perché molti dei termini che la compongono risultano occultati dalle spesse ed estese coltri quaternarie, sia per le numerose complicanze geologiche locali, che suggerivano svariate ipotesi circa la ricostruzione dell'assetto tettonico.

La recente interpretazione, fornita da F. P. AGTERBERG (1961), semplifica notevolmente il quadro strutturale di questa zona; infatti le masse paleozoiche e mesozoiche del M. Civeròn e del M. Lefre sarebbero alloctone rispetto ai terreni sottostanti, ossia esse poggierebbero in modo anomalo sulle formazioni mioceniche e proverrebbero per scivolamento gravitativo dalla zona posta a NNW. Questo scivolamento avrebbe interessato, sempre secondo l'ipotesi del geologo olandese, anche gli scisti filladici del versante a Nord di Strigno, i quali infatti appaiono qui sovrapposti ai sedimenti miocenici. Non si escludono movimenti verticali successivi, ossia uno sprofondamento parziale delle stesse masse del M. Civeròn e del M. Lefre.

Nel nuovo Foglio geologico « Feltre » e nel profilo I, riportato al margine, si è seguita questa interpretazione. Tuttavia, dato che da ulteriori recenti studi sono emersi alcuni fatti nuovi che la appoggiano, si ritiene opportuno inserire nelle presenti Note due schizzi che illustrano con maggior dettaglio e con qualche rettifica quanto espresso nel foglio stesso (figg. 2-3). Tra i fatti nuovi appare degno di nota il ritrovamento, ad opera di V. BUCCI, di un affioramento di Conglomerato di Ponte Gardena a Nord di Strigno, lungo la strada per Tomaselli, messo in luce da uno scavo recente; questo affioramento può essere interpretato come un lembo della base della massa scivolata del M. Lefre, rimasto arretrato durante il movimento di questa verso SE.

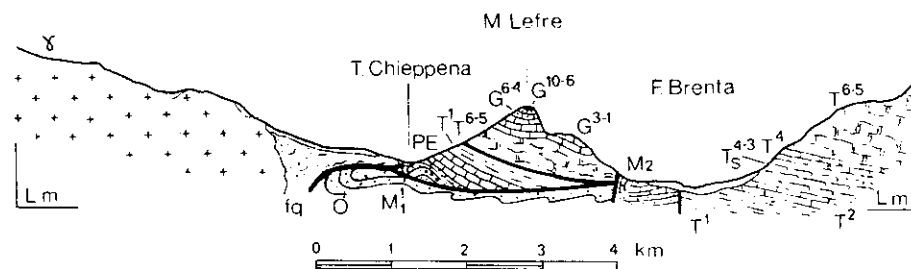


Fig. 2

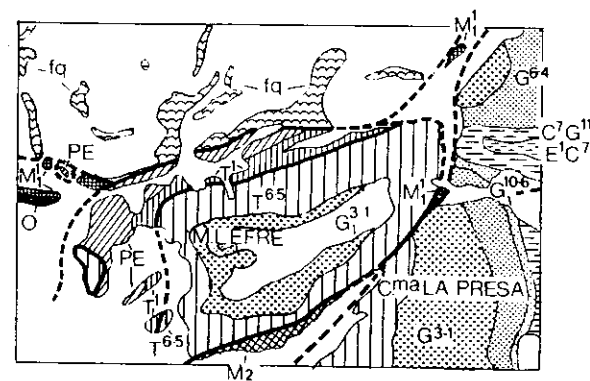


Fig. 3

Associate alle sopradescritte linee tettoniche e con andamento ad esse subparallele, si sviluppano altre minori dislocazioni, come quelle di « *Strigno-Castelnuovo* », « *Olle-Val Bronzale* » e « *S. Margherita-Pradellano* » (« *Dislocazione di S. Margherita-Lusierne* », *Auct.*). La prima taglia alla base il versante settentrionale del M. Civeròn e quello occidentale del M. Lefre, fino a Strigno, dove le filladi scivolano a Sud ne mascherano la prosecuzione; la seconda interessa il versante Sud del M. Civeròn e, percorrendo la Val Coalba, giunge nella Val Bronzale. Essa mette a contatto i terreni dolomitici del Trias superiore con i termini arenacei, strizzati e parzialmente rovesciati, della formazione tortoniano-serravalliano, ai quali si sovrappongono. In Val Bronzale questa dislocazione viene a coincidere per un certo tratto con la « *Linea di Sella* » e se ne distacca a Nord della Bocchetta di Tesino; nella interpretazione di AGTERBERG, essa rappresenterebbe il limite anteriore delle masse sciolate del M. Civeròn e del M. Lefre; l'altra invece (*L. di Strigno-Castelnuovo*) rappresenterebbe il limite anteriore delle stesse masse, e andrebbe perciò continuata con la linea che limita a Nord il Werfeniano affiorante a Sud di Pradellano.

La « *Dislocazione di S. Margherita-Pradellano* », invece, si sviluppa sulle pendici settentrionali dei due monti sopracitati e di essa si perde ogni traccia in prossimità dei piani di Pradellano; sempre secondo AGTERBERG, essa costituirebbe un piano di scivolamento gravitativo secondario, poco inclinato, che ha suddiviso in due parti le masse sciolate.

La « *Linea di Silana* » (« *Linea della Valsugana Sud* » *p.p.*, *Auct.*) si presenta come una piega-faglia con frequenti riduzioni ed elisioni di termini stratigrafici. I suoi caratteri tettonici più evidenti sono osservabili nel tratto M. Agaro-M. Coppolo-Val Cismon: in particolare, nel solco vallivo del Cismon, presso Roe, è possibile rilevare il rovesciamento delle dolomie noriche sui terreni cretacei e la relativa soppressione dei termini intermedi. Più ad oriente la « *L. di Silana* » si attenua, trasformandosi dapprima in una piega strizzata e quindi, gradualmente, in una flessura vera e propria, delimitante a Sud il territorio delle Vette Feltrine.

Nel settore meridionale del Foglio « Feltre » il quadro tettonico appare complicato da alcune faglie, il cui andamento, all'incirca Nord-Sud, risulta trasversale rispetto alle direttrici tettoniche principali. La maggioranza di queste fratture non è di facile definizione, percorrendo esse frequentemente profonde incisioni vallive, ricoperte da potenti coltri alluvionali o, più semplicemente, interessando formazioni rocciose litologicamente molto omogenee, per cui il rilevamento dei loro rigetti risulta spesso particolarmente arduo. Tuttavia la loro presenza sembra confermata da alcuni fatti molto significativi, come, ad esempio, le brusche deviazioni che le linee tettoniche valsuganesi subiscono, in modo concorde, in corrispondenza di vistosi ed estesi allineamenti di solchi vallivi, che le intersecano. E' il caso osservato nella zona di Castel Tesino, dove i motivi tettonici WSW-ENE sembrano essere stati interessati da un'importante faglia, a rigetto prevalentemente orizzontale, identificabile nell'allineamento rigoroso delle valli Regana, Tolvà, Malene e del T. Grigno.

Nel settore orientale del foglio, a Sud-Est di Transacqua (Fiera di Primiero), il brusco arresto ad Ovest dei motivi strutturali e delle formazioni rocciose, che caratterizzano la zona delle Pale Alte Palughet, potrebbe essere giustificabile invocando la presenza di una importante faglia, orientata NNW-SSE, tra il Cimon di Fradusta e Fedai.

Ad avvalorare l'ipotesi dell'esistenza di queste faglie trasversali vanno ricordate numerose altre fratture, però di modesta entità, riscontrate direttamente sul terreno ed aventi orientamento e caratteristiche analoghi. In generale quindi si dovrebbe ammettere che sugli elementi tettonici primari (ad orientamento valsuganese) si sia sovrapposta una tettonica tardiva trasversale, di cui si hanno esempi in molte altre parti delle Alpi Meridionali.

La « *Sinclinale di Pradellano-Val Donega-Cimon di Totoga-Pian di Vederna-M. Alvis* », che, come supposto in precedenza, potrebbe essere ricollegata all'area tettonicamente abbassata di Borgo Valsugana, presenta normalmente al nucleo calcari cretacei (Biancone e Scaglia rossa), salvo in Val Donega, dove risulta formato da terreni cattiani.

A questo motivo sinclinalico si affianca a Sud l'« *Anticlinale del M. Coppolo* » (« *A. del M. Coppolo e del M. Pelf* », *Auct.*), che si estende dal M. Silana alle Vette Piccole, attraverso M. Agaro, M. Coppolo e M. Vallazza, mantenendo un orientamento all'incirca Est-Ovest. Questo motivo tettonico, alquanto deformato ed irregolare, presenta generalmente il nucleo formato da calcari liassici.

L'« *A. di M. Coppolo* » decorre per un buon tratto a ridosso della « *Linea di Silana* » e presenta il fianco meridionale di norma fagliato, mentre nella parte orientale del foglio essa appare delimitata, sia a Sud che a Nord, da due pieghe a ginocchio molto raddrizzate e contrapposte.

Quindi la « *Sinclinale di Pieve di Tesino-S. Donato-Zavena* » (« *S. di Silana-Magri di M. Agaro-Ligunar-Prati di Scheid* », *Auct.*) si svolge in modo regolare, anch'essa con andamento Est-Ovest, a ridosso della « *L. di Silana* »; il suo nucleo, per lo più in Biancone ed in Scaglia rossa, è formato da termini eocenici limitatamente al Colle del Croato e nella zona compresa tra Zavena ed Aune. Il fianco settentrionale di questa struttura risulta rovesciato a Sud nel tratto compreso tra M. Silana, M. Agaro e M. Coppolo, mentre ad oriente la piega-faglia si attenua, assumendo il carattere di una flessura.

Poco più a Sud si trova la « *Sinclinale di Castel Tesino-Costa* », che, con decorso subparallelo alla precedente, si fonde con essa nella zona Costa-Aune.

Tra le due sinclinali, ultime descritte, si sviluppa una breve anticlinale (« *Anticlinale di Roa* ») affiancata a Sud da una faglia, ben visibile in Val Sanaiga, a Sud di Roa (« *Linea di Roa* »).

Procedendo verso il margine meridionale del foglio, alla « *S. di Castel Tesino-Costa* » segue l'« *Anticlinale di Fonzaso* », chiaramente riconoscibile sul versante sud-orientale del M. Avena.

La conca feltrina infine coincide con un'ampia sinclinale (« *S. di Belluno* »), avente asse orientato grosso modo NE-SW. Il nucleo della piega, costituito da marne ed arenarie mioceniche, è per buon tratto

ricoperto da materiale alluvionale e morenico. Nell'ambito della struttura si possono riconoscere dei ripiegamenti sinclinalici secondari, ben visibili nel triangolo Lasen-Villabruna-Foen.

Il fianco occidentale della « *S. di Belluno* », che affiora tra Mugnai e Pedavena, è rappresentato da terreni mesozoico-terziari, fortemente inclinati ed immergentisi ad Est sotto le alluvioni ricoprenti la conca di Feltre. Le formazioni cretacee, che costituiscono i rilievi collinari dell'angolo sud-orientale del foglio, appartengono al fianco meridionale della sinclinale medesima.

VI — MORFOLOGIA

(G. O. GATTO)

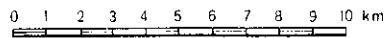
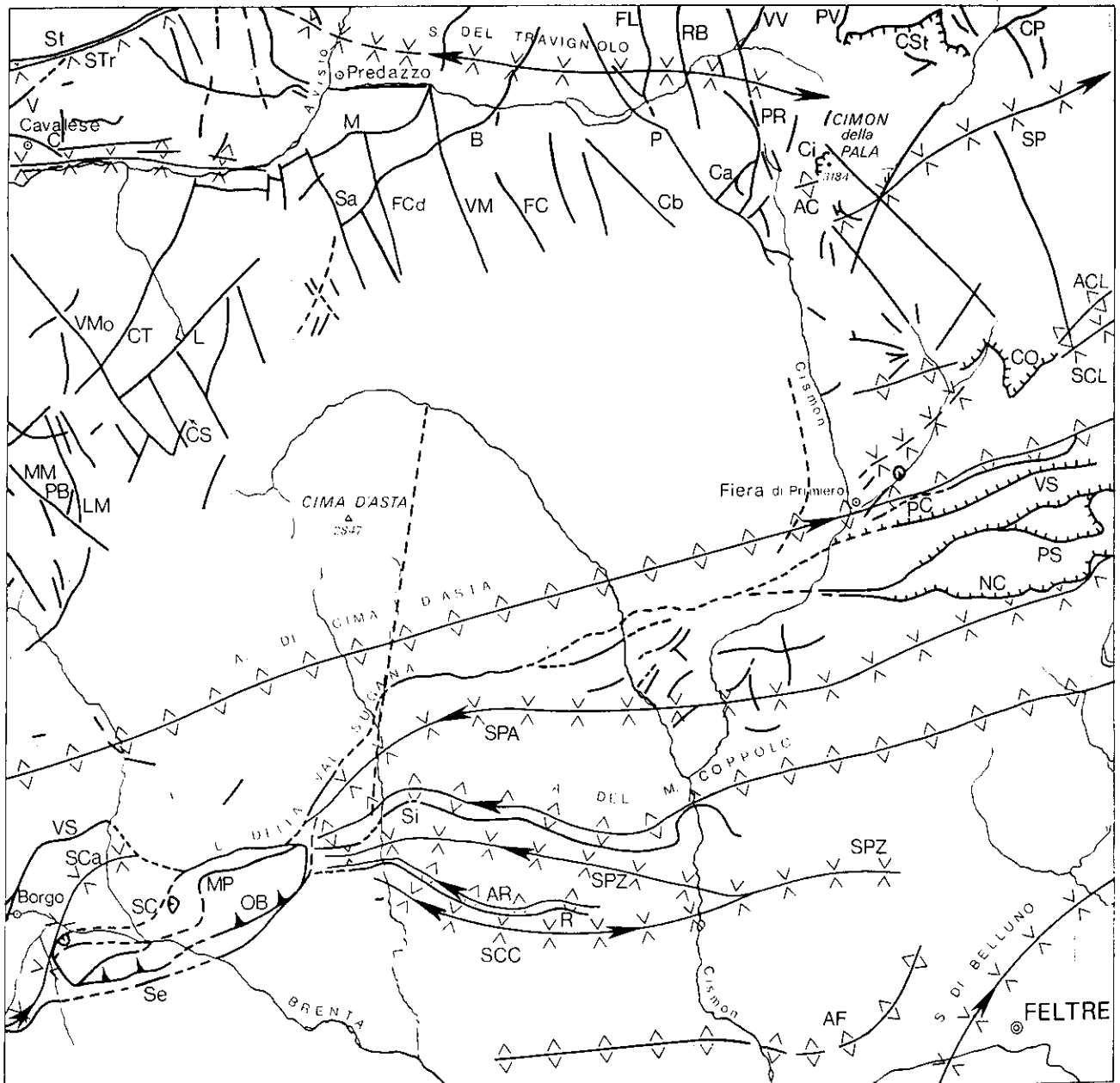
Il quadro morfologico, relativo al territorio descritto geologicamente dal Foglio « Feltre », rivela aspetti diversi, talora contrastanti a seconda delle zone che si prendono in esame.

L'influenza che i vari litotipi hanno esercitato sul modellamento dei rilievi e dei solchi vallivi è ben evidenziata dal paesaggio stesso, che appare assai vario. Infatti le numerose formazioni geologiche rivelano sovente un diverso comportamento di resistenza agli agenti distruttori esterni che conseguentemente ha dato un'impronta particolare alla costruzione dello scheletro del rilievo orografico.

E' tuttavia da rimarcare che l'evoluzione morfologica dei rilievi non fu condizionata soltanto dai caratteri litologici delle rocce, ma fu anche connessa con l'evoluzione del fenomeno tettonico, che modificò l'aspetto strutturale primario della regione.

Inoltre anche il glacialismo contribuì sensibilmente alla definizione delle attuali forme del paesaggio. Il modellamento glaciale si esplicò nella regione talora in modo grandioso; testimonianze se ne trovano ovunque o come forme di erosione e come accumuli. Tra i numerosissimi esempi, taluni si possono definire didattici: le splendide docce glaciali delle valli di Garés e di S. Lucano, gli alti pianori del Fradusta, dove l'esorazione glaciale si sviluppò in modo particolarmente intenso, i cordoni morenici delle valli di Venegiotta, di S. Lucano, dei Canali, a monte di Sagròn del Mis, ecc.

Non mancano poi le testimonianze di antichi livelli di erosione,



- Linee di dislocazione
- Scorrimenti
- Fronte di masse scivolate per gravità
- Assi di anticlinali
- Assi di sinclinali

AC: Anticl. del Cimon della Pala - ACL: Anticl. del Col di Luna - AF: Anticl. di Fonzaso - AR: Anticl. di Roa - B: Linea di Bellamonte (o del Vallaccia) - C: Linea di Cavalese - Ca: Linea della Cavallazza - Cb: Linea del Colbricon - Ci: Linea del Cimon della Pala - CO: Linea della C. d'Oltro - CP: Linea della C. di Pape - CS: Linea della C. Stelluna - CSt: Linea del Cimon della Stia - CT: Linea del Cimon del To della Trappola - FC: Linea della F.lla Cece - FCd: Linea della F.lla Coldosé - FL: Linea della F.lla Lusiaro di Costagnella - L: Linea del Lago Lagorai - LM: Linea del Lago Montalon - M: Linea della Malgola - MM: Linea della Malga Montalon - MP: Linea S. Margherita-Pradellano (o di S. Margherita-Lusierne) - NC: Linea Neva-Comedon - OB: Linea Olle-Val Bronzale - P: Linea di Paneveggio (o Paneveggio Ovest, o Dossaccio-Passo del Colbricon-Col Fosco, o dei Laghi di Colbricon) - PB: Linea della Pala del Becco - PC: Linea del Passo Cereda - PR: Linea del Passo Rolle (o Iuribritto-Passo Rolle) - PS: Linea del Piz Sagron - PV: Linea del Passo Venegiotta - R: Linea di Roa (o della Valsugana Sud bis) - RB: Linea del Rio di Bocche - Sa: Linea di Sadole - Se: Linea di Sella - Si: Linea di Silana (o della Valsugana Sud) - St: Linea di Stava - SC: Linea di Strigno-Castelnuovo - SCC: Sincl. di Castel Tesino-Costa - SCa: Sincl. di Castelnuovo - SCL: Sincl. del Col di Luna - SP: Sincl. della Pale di S. Martino - SPA: Sincl. di Pradellano-Val Donega-Cimon di Totoga-Pian di Vederne-M. Alvis (o Driosilana-Telvagola) - SPZ: Sincl. di Pieve Tesino-S. Donato - Zavena (o Silana-Magri di M. Agaro-Ligunar-Prati di Scheid) - STr: Sincl. del Travignolo - V: Linea di Varena - VM: Linea di Valmaggioro - VMo: Linea di Val Moena - VS: Linea della Valsugana (o d. Valsugana Nord) - VV: Linea Forc. Vallazza-Rio Vallazza.

di Sella - Si: Linea di Silana (o della Valsugana Sud) - St: Linea di Stava - SC: Linea di Strigno-Castelnuovo - SCC: Sincl. di Castel Tesino-Costa - SCa: Sincl. di Castelnuovo - SCL: Sincl. del Col di Luna - SP: Sincl. della Pale di S. Martino - SPA: Sincl. di Pradellano-Val Donega-Cimon di Totoga-Pian di Vederne-M. Alvis (o Driosilana-Telvagola) - SPZ: Sincl. di Pieve Tesino-S. Donato - Zavena (o Silana-Magri di M. Agaro-Ligunar-Prati di Scheid) - STr: Sincl. del Travignolo - V: Linea di Varena - VM: Linea di Valmaggioro - VMo: Linea di Val Moena - VS: Linea della Valsugana (o d. Valsugana Nord) - VV: Linea Forc. Vallazza-Rio Vallazza.

come quelle dell'alta Valle del Cismon, dei Piani di Vederna e della corrispettiva dorsale del M. Bedole.

Alle valli glaciali, a sezione molto aperta (Val del Travignolo, Val di Fiemme, ecc.), nelle quali è in atto un loro approfondimento erosivo ad opera dei corsi d'acqua, si ricordano altre dal tipico profilo ad U, con i fianchi prossimi alla verticale, quali la Valsugana, la Val di Garés, quella di S. Lucano, ecc.).

Si deve infine ricordare il più recente contributo dato al modellamento del paesaggio dagli edifici alluvionali e dagli accumuli detritici e di frana, spesso imponenti, che addolciscono le linee morfologiche più accidentate. A tal proposito si ricordano le alluvioni terrazzate della Val di Fiemme, della Valle del Cismon, della conca di Feltre, quindi le magnifiche e geometriche conoidi alluvionali della Valsugana, le imponenti falde di detrito ai piedi dei massicci dolomitici, ed infine gli estesi fenomeni franosi di Agnedo, sul versante occidentale del M. Lefre, delle Pale Alte Palughet, presso Transacqua, e quelli del Monte Coppolo.

Dal punto di vista orografico, l'area in istudio potrebbe essere suddivisa in quattro settori, in parte coincidenti con le quattro grandi unità morfologiche descritte da G. B. TRENER (1957): un *settore meridionale o della Valsugana*¹; un *settore centrale o dell'isola cristallina di Cima d'Asta*; un *settore settentrionale o dell'Avasio e di Lagorai*; infine un *settore orientale o delle Pale di S. Martino*.

Settore meridionale o della Valsugana.

La parte meridionale del Foglio « Feltre », definibile dal punto di vista morfologico anche come *settore della Valsugana*, comprende tutto il territorio posto a Sud dell'omonima linea tettonica.

Qui affiora una serie di sedimenti marini e continentali, litologi-

¹ Al *settore della Valsugana* corrispondono le due unità morfologiche di G. B. TRENER delle « fosse tettoniche » e delle « piattaforme strutturali ».

camente molto vari. Poiché ogni tipo di roccia possiede in genere un suo tipo morfologico ed essendo numerosi i litotipi affioranti, è comprensibile come il territorio in istudio presenti forme molteplici di degradazione superficiale.

Su queste rocce, che, sulla base del loro comportamento di fronte alle forze modellatrici, possono essere raggruppate in rocce compatte e in rocce facilmente degradabili, si è impostato un paesaggio particolare dalle linee morfologiche ora morbide e continue, ora aspre e tormentate, con profonde incisioni vallive e con rilievi accidentati.

Tuttavia ad un attento esame si nota che l'evoluzione orografica del settore della Valsugana appare influenzata soprattutto dall'architettura strutturale della regione.

Come si ebbe a dire nel capitolo della Tettonica, la *linea della Valsugana*, considerata da alcuni studiosi come il limite geologico meridionale delle Alpi Dolomitiche, divide la regione montuosa veneto-trentina in due parti distinte, di cui quella meridionale fortemente abbassata rispetto a quella posta a Nord. Si può ritenere, come già sostenne G. B. TRENER (1957), che a Sud dell'importante dislocazione si abbia una maggiore « *persistenza delle forme strutturali* », o meglio che vi si mantengano pressoché intatti nel tempo i motivi tettonici fondamentali della regione. Si citano, come esempi, le aree orograficamente elevate del M. Silana, M. Agaro, M. Coppolo, M. Pavione e M. Ramezza, coincidenti con la parte strutturalmente più elevata dell'« *Anticlinale del M. Coppolo* » (v. Tettonica); e ancora le aree, che dal punto di vista orografico risultano più depresse (Pieve di Tesino, Zavena, ecc.) e che si identificano, in grande, con la « *piega sinclinalica di Pieve di Tesino-S. Donato-Zavena* ». Si conservano inoltre, quasi integre, le caratteristiche strutturali della « *fossa tettonica della Valsugana* », coincidente grosso modo con l'ampia conca di Borgo-Castelnuovo, nonché quella della « *Sinclinale di Belluno* », che si identifica con la conca feltrina.

Per concludere, nel settore della Valsugana esistono strettissime relazioni tra lo scheletro strutturale e quello orografico; infatti, ad un at-

tento esame del foglio geologico, si nota che quasi tutti i motivi tettonici, già illustrati nel relativo capitolo delle presenti Note, trovano corrispondenza, spesso anche rigorosa, con gli elementi orografici fondamentali del foglio medesimo.

Settore centrale o dell'isola cristallina di Cima d'Asta.

Il settore centrale del foglio, caratterizzato da un insieme di rocce cristalline diverse (« *isola cristallina di Cima d'Asta* », di G. B. TRENER), è definito arealmente, a Sud dalla *Linea della Valsugana*, a Nord e Nord-Ovest, dall'esteso tavolato di porfidi quarziferi e, ad oriente, dal massiccio dolomitico delle Pale di S. Martino.

In quest'area si ebbero trasformazioni morfologiche assai profonde; le masse granitiche e gneissiche, con la loro copertura di scisti cristallini metamorfosati per contatto, resistettero maggiormente all'azione degradante degli agenti meteorici che non le molli e scistose filladi quarzifere circostanti, le quali furono invece demolite e in gran parte asportate per dilavamento operato dalle acque di superficie. Cosicché tutt'intorno al massiccio granitico di Cima d'Asta ed a quello gneissico di Cima d'Arzon si svolsero intensi processi di disgregazione e distruzione delle metamorfiti filladiche, con conseguente creazione di una vasta depressione perimetrale.

Riferendosi a questa particolarità morfologica, G. B. TRENER la definì come « *una depressione subseguente periferica* », creatasi cioè per la diversa capacità di resistere agli agenti distruttori delle filladi e delle masse cristalline.

Il fenomeno ora descritto appare orograficamente ben marcato, in quanto tale depressione si sviluppa a quote variabili intorno ai 2000 metri s.l.m., mentre su di essa si ergono i massicci cristallini per altri 500 metri circa. Inoltre le stesse forme di dettaglio contribuiscono ad esaltare maggiormente questo contrasto; infatti le cime aguzze, le creste frastagliate, gli erti dirupi, tipici dei corpi resistenti di Cima d'Asta e di Cima d'Arzon, emergono da un paesaggio molto meno accidentato, identificantesi con le aree di dominio delle metamorfiti filladiche.

A questi corpi resistenti, granitici o gneissici con parte di scisti filadici induriti dal metamorfismo di contatto, il TRENER diede il nome di *monad-nocks*.

Naturalmente non tutti i *monad-nocks*, presenti nell'area in esame, hanno raggiunto lo stesso grado di maturazione e di isolamento; ad esempio, quelli di Cima d'Asta e di Cima d'Arzon appaiono isolati quasi completamente e la loro distruzione è già in corso; esistono per contro altre masse granitiche o dioritiche, di dimensioni più modeste, che sono ancora in via di scoperchiamento e presumibilmente in via di trasformazione a veri e propri *monad-nocks*.

Settore settentrionale o dell'Avisio e di Lagorai.

A Nord dell'« *isola cristallina di Cima d'Asta* » si sviluppa un esteso tavolato di porfidi quarziferi (« porfidi di Lagorai » di G. B. TRENER); esso costituisce lo zoccolo rigido di base per la ricca serie sedimentaria permo-triassica, affiorante più a Nord, sul versante destro della Valle di Fiemme.

Questo territorio si caratterizza per una successione di termini rocciosi ora particolarmente teneri, e quindi aggredibili dagli agenti esogeni, ora invece compatti, resistenti e quindi inattaccabili. In conseguenza di ciò, si formarono due marcate ed estese scarpate, praticamente sovrapposte, ciascuna delle quali con al piede un orizzonte di strati rocciosi altamente recessivi. Infatti al basamento filladico succedono facies continentali clastiche ed eruttive permiane, particolarmente dure e resistenti; quindi si sovrappongono le « Arenarie di Val Gardena », « la formazione a *Bellerophon* », la « formazione di Werfen » e rocce clastiche dell'Anisico inferiore, tutte a loro volta facile preda dell'erosione. Al tetto dei sedimenti ora descritti si trovano formazioni dolomitiche e calcaree, assai tenaci e resistenti.

Pertanto i due risalti morfologici si identificano con le due scarpate, formate una dal tavolato di porfidi quarziferi, poggianti sulle filadi recessive, l'altra dal complesso di rocce dolomitiche e calcaree, gia-

centi sulle formazioni permo-eotriassiche facilmente erodibili. Il TRENER chiama la prima *cuستا di Lagorai*, la seconda *cuستا dell'Avisio*.

Le due *scarpate* seguono, a grandi linee, la giacitura generale che risulta legata al grande motivo cupoliforme, caratterizzante la tettonica della regione in esame; esse sono ben individuabili sulla carta geologica, in quanto l'orlo meridionale della *cuستا di Lagorai* segna oltre tutto, ed in modo assai marcato, lo spartiacque tra il bacino del Brenta e quello dell'Avisio, mentre la stessa *cuستا dell'Avisio* segue, al suo piede, il tracciato del torrente omonimo e quindi l'andamento della vallata, che, per lo studioso trentino, è chiaramente del tipo subseguente.

Particolarità degne di nota sono le affinità che esistono tra le due *cuستas* ora descritte; infatti oltre che presentare i medesimi caratteri strutturali, esse mostrano le stesse modalità di formazione. Ambedue si sono originate da un unico complesso di strati, compatti e duri, poggianti su un unico complesso di strati teneri recessivi, formanti il pendio al piede. Inoltre le formazioni resistenti, sia quelle porfiriche che quelle dolomitiche, hanno come carattere comune la tendenza a sfaldarsi facilmente secondo piani di frattura preesistenti (diaciasi), a seguito della sottoescavazione prodottasi alla base delle masse rigide per asporto dei termini rocciosi teneri sottostanti. Questo continuo processo di sfaldamento della scarpata porta, come conseguenza all'arretramento progressivo del suo ciglio e alla formazione di una serie di frane con potenti ed estesi accumuli di materiali detritici.

La fessurazione verticale a prismi e a piani paralleli si manifesta più o meno intensamente un po' ovunque nell'area dei porfidi quarziferi permiani, ed è particolarmente evidente, ad esempio, nella parte Sud della Cima Cavallazza (presso S. Martino di Castrozza), dove questi caratteri disgiuntivi contribuiscono a conservare la verticalità delle pareti stesse.

Altra considerazione è quella relativa al fatto che, mentre al piede della *cuستا di Lagorai* i detriti di falda sono assai abbondanti e di notevoli estensioni, essi appaiono scarsi o addirittura mancanti alla base della *cuستا dell'Avisio*. Con tutta probabilità ciò è da mettere in

relazione con l'azione erosiva condotta dal torrente Avisio, la quale ha così impedito l'accrescimento degli accumuli detritici.

Settore orientale o del Gruppo delle Pale di S. Martino.

Secondo G. B. TRENER il massiccio dolomitico delle Pale di S. Martino rappresenterebbe la continuazione ad oriente della *cuesta dell'Avisio*; tale affermazione sarebbe suffragata, secondo lo scienziato trentino, anche dal fatto che questo caratteristico elemento morfologico, come del resto quello pure del Lagorai, costituirebbe una *cuesta* a forma arcuata, dovendo rispettare il motivo cupoliforme, che costituisce una delle strutture tettoniche più significative dell'area illustrata. Ad Est la *cuesta dell'Avisio* accentuerebbe il suo inarcamento, tendendo ad assumere una orientazione grosso modo meridiana e coincidente con l'alta Valle del Cison.

Ritenendo però che questa comunanza di caratteri tra la zona della *cuesta dell'Avisio* e quella delle Pale di S. Martino sia soprattutto strutturale più che morfologica, si è creduto opportuno descrivere a parte questo settore, sia per la varietà delle forme di rilievo e di pendio che in esso si riscontrano, sia perché esso racchiude in sé i principali tipi di paesaggio tipici della regione dolomitica.

Nel gruppo delle Pale di S. Martino affiorano formazioni rocciose, litologicamente alquanto varie; mentre alla base della serie si trovano termini a spiccato carattere recessivo e quindi a più alta degradabilità, nella sua parte superiore dominano le dolomie, poco stratificate molto tenaci e resistenti alle forze esogene. E proprio a queste rocce organogene («Dolomia dello Sciliar») è dovuta la creazione di quelle forme ardite caratteristiche del paesaggio dolomitico. Infatti, in loro corrispondenza, si sviluppa una grande varietà di forme che sono dovute principalmente alla mancanza di una vera e propria stratificazione, alla presenza di originari piani di discontinuità disposti in modo vario, all'esistenza di zone più o meno compatte ed infine alle spinte fessurazioni e fratturazioni, che hanno colpito molto irregolarmente il massiccio dolomitico.

A condizionare dunque il paesaggio del gruppo delle Pale di S. Martino fu la presenza di queste diffuse superfici di discontinuità, siano esse tettoniche o sedimentarie o eruttive; ad esse si ritiene siano legati gli andamenti di molti valloni, canaloni, camini, la creazione delle pareti e delle creste più ardite, l'isolamento dei torrioni, delle guglie e dei pinnacoli, ossia di tutti quegli elementi che rendono unico l'ambiente delle dolomiti.

L'influenza passiva delle linee di disturbo tettonico, come ben si comprende, non ha condizionato soltanto la morfologia di dettaglio, predisponendo aree ideali per la degradazione accelerata, ma hanno anche controllato e favorito l'erosione torrentizia, secondo linee preferenziali che influirono sullo sviluppo di alcune vallate principali. Infatti le incisioni vallive maggiori, aventi per lo più forme ampie e mature, sembrano in molti casi essersi impostate in luoghi particolari dal punto di vista geologico; la Val Travignolo, ad esempio, risulta coincidere con un motivo strutturale a sinclinale; la Valle del Cison, nella sua parte iniziale, sembra identificarsi con una valle di contorno rispetto all'isola cristallina di Cima d'Asta, seguendo il limite tra formazioni a diversa resistenza. Numerosi altri esempi potrebbero essere ancora citati, ma per brevità si invita il lettore interessato a consultare il nuovo foglio geologico «Feltre», ove evidenti appaiono numerosi altri casi di coincidenza di elementi morfologici con quelli strutturali.

Anche il reticolo idrografico appare per lo più condizionato dall'assetto strutturale e dalla natura litologica delle rocce che vi affiorano; esso appartiene a parte dei bacini dei fiumi Brenta, Avisio e Piave.

Il bacino del Brenta, occupando più della metà dell'area del foglio; è quello che riveste la maggiore importanza; l'asta principale compare, per un breve tratto del suo corso medio, percorrendo dapprima in senso longitudinale la «*fossa tettonica della Valsugana*» e quindi scorrendo più a valle con orientamento via via più prossimo a quello meridiano.

I principali corsi d'acqua, che in esso confluiscono da Nord, sono

il torrente Cismon, con le sue aste secondarie Noana, Vanoi e Senaiga, ed i torrenti Grigno e Maso; di questi, il Cismon costituisce il più importante sistema idrografico affluente del Brenta, sia per l'estensione del suo bacino imbrifero, sia per il suo contributo idrico.

I deflussi, che caratterizzano la rete idrografica del Brenta, sono rappresentati da minimi invernali ed estivi e da massimi autunnali e primaverili; trattasi infatti di corsi d'acqua a regime essenzialmente pluviale, benché i considerevoli deflussi primaverili indichino un forte contributo nivale.

Pur essendo arealmente di gran lunga più limitati, tuttavia si ricordano i bacini idrografici dell'Avisio, drenante le acque superficiali della zona settentrionale del foglio, e dei torrenti Cordevole, Caorame e Sonna, quest'ultimi affluenti del fiume Piave.

Il sistema idrografico dell'Avisio è condizionato soprattutto dalla presenza del grande tavolato di porfidi quarziferi che, con la sua costante pendenza verso Nord-Ovest, ha influenzato la idrografia locale in modo del tutto particolare (« *sistema fluviale della cuesta dell'Avisio* », di G. B. TRENER, 1957); l'asta principale, che defluisce da Est ad Ovest seguendo più o meno rigorosamente il limite tra i porfidi quarziferi della dorsale del Lagorai e la serie di sedimenti permotriassici, posti più a Nord, raccoglie le acque del suo confluente Travignolo nonché quelle dilavanti il versante settentrionale della sopra nominata catena porfirica.

Marginale è l'importanza, nel foglio illustrato, dei corsi d'acqua confluenti nel bacino del Piave. Si ricordano i torrenti che solcano le valli di Garés e di S. Lucano, drenanti il settore Nord-orientale del massiccio dolomitico di S. Martino ed appartenenti al bacino del Cordevole, nonché i torrenti Caorame e Sonna, collettori delle acque dilavanti il settore sud-orientale delle Alpi Feltrine.

Come si è già constatato nella parte morfologica, la regione veneto-trentina, descritta dal Foglio geologico « Feltre », può essere suddivisa in più zone in base alle modalità di sviluppo della loro rete idrografica; così, oltre al già citato « *sistema fluviale della cuesta dell'Avisio* »,

si possono riconoscere anche: un « *sistema fluviale centrifugale della zona di Cima d'Asta* », dove attorno ai *monad-nocks* si raccolgono generalmente numerosi corsi d'acqua disposti radialmente, ed un altro, detto « *sistema fluviale delle piattaforme strutturali di Tesino, di M. Agaro, M. Coppolo e M. Pavione* » (G. B. TRENER, 1957).

Numerosi sono i bacini lacustri naturali; essi sono per lo più di modeste dimensioni ed ubicati ad alte quote, generalmente in aree di escavazione glaciale. Si ricordano a tal proposito i numerosi laghetti alpini della zona di Lagorai, quelli di Colbricon, delle Buse, ed ancora i laghi di Cima d'Asta e di Costa Brunella, il lago di Calaita, e numerosissimi altri che, per le loro dimensioni alquanto modeste, si è creduto opportuno non menzionare.

Negli ultimi decenni l'uomo procedette allo sbarramento di alcune vallate nella necessità di creare nuovi bacini idroelettrici.

Fra gli impianti più importanti si menzionano:

- il grande sbarramento artificiale di Forte Buso, nel bacino dell'Avisio, che, ricevendo il maggior contributo idrico dal T. Travignolo, ha dato origine al grande lago di Paneveggio;
- la diga di Pontet che sbarrando la Val Chener, raccoglie le acque del medio ed alto bacino del T. Cismon; esso risulta fortemente interrato dopo l'alluvione del novembre 1966;
- la diga della Val Noana che raccoglie le acque drenanti i versanti del Piz Segròn, del M. Colseno e del M. Ramezza;
- il bacino idroelettrico del Senaiga, la cui diga sbarrando il corso del torrente omonimo, in prossimità della sua confluenza nell'asta maggiore del Cismon;
- il lago artificiale della Stua, che sfrutta le acque del Torrente Caorame, affluente del F. Piave.

Si ricordano inoltre soltanto alcuni dei numerosi altri bacini idroelettrici che per le loro modeste dimensioni e per la relativa importanza delle centrali che alimentano, hanno un interesse del tutto locale, ossia

gli impianti del Lago di Costa Brunella, di Grigno, di Moline e Ponte Serra, di Predazzo, di Tonadico, di Arzon e di Pedavena, presso Feltre, la centrale di Carzano, ecc.).

Va comunque rilevato che alcuni degli impianti sopra descritti, soprattutto i maggiori, sono dotati di lunghissime gallerie di diversione che, prelevando le acque dai loro bacini idrografici originari le convogliano in altri: un chiaro esempio ci viene dato dall'impianto di Paneveggio, ove le acque raccolte del T. Travnolo vengono confluite nel T. Vanoi, con una diversione delle acque dal bacino dell'Adige a quello del Brenta, mediante una galleria di 10 km circa sottopassante la dorsale della Cima Valon; le acque del Cismon vengono imbrigliate al Ponte della Serra e convogliate al bacino di Senaiga, da dove poi passano direttamente, sempre in galleria, al lago di Arsìè; e ancora le acque dello stesso Cismon che da presso Siror, con una diversione di 10 km circa vengono immerse nel lago della Val Noana.

Questi grandiosi e sia pure necessari interventi dell'Uomo attuano artificialmente il noto fenomeno di «cattura» dei corsi d'acqua, alterando a volte profondamente i naturali bilanci idrici degli stessi e influenzando altresì indirettamente sulle condizioni idrogeologiche profonde con il depauperamento o arricchimento delle risorse idriche sotterranee di fondovalle ed infine anche la naturale evoluzione morfologica degli alvei con la modificazione delle capacità energetiche delle acque fluenti.

Nell'ambito del foglio illustrato sono noti alcuni alvei epigenetici rivelatisi in seguito a studi e ricerche geologiche per la realizzazione di impianti idroelettrici. Tra questi si ricordano l'antico tronco vallivo del torrente Vanoi colmato da depositi morenici, nella zona di Case Bellotti, immediatamente a monte della confluenza con il torrente Cismon, e il non meno noto alveo sepolto del torrente Senaiga sito in prossimità dello sbarramento artificiale.

Nell'autunno del 1966, a seguito delle grandi alluvioni che colpiscono gran parte dell'Italia centro-settentrionale, anche la regione compresa nel foglio in questione fu soggetta ad eventi naturali che causa-

rono numerosi e gravi dissesti del suolo, oltre che non poche vittime. Le zone, che risultarono in modo particolare colpite, furono l'ampia conca di Primiero, con i centri abitati di Mezzano, Imer, Fiera ecc., e quella di Borgo Valsugana, nelle località Castelnuovo e Strigno; in ambedue le zone si verificarono grandiosi fenomeni di sovralluvionamento, di rapida erosione, di movimenti franosi, per i quali, in certuni casi, si modificarono sostanzialmente le caratteristiche morfologiche originarie.

VII — GEOLOGIA APPLICATA

GIACIMENTI MINERARI (G. PERNA)

Nell'area del Foglio « Feltre » unica miniera attualmente attiva è quella di fluorite di Prestavel (Cavalese); sono presenti però altre numerose mineralizzazioni di grande interesse giacimentologico, che furono oggetto di coltivazioni nei tempi passati e di ricerche anche in periodi recenti.

A nord di Siror, sul versante orografico destro del torrente Cismon lungo il Rio Martina si apriva, ancora sino a pochi anni fa, una serie di gallerie in corrispondenza di un giacimento di solfuri musti, in prevalenza pirite, con subordinate calcopirite, galena e blenda, noto sotto il nome di Terre Rosse. La mineralizzazione consiste di un banco o, più probabilmente, di più banchi concordanti con le filladi incassanti e doveva essere di dimensioni considerevoli, sviluppandosi dagli affioramenti di quota 1050 al livello del Cismon, 200 m più in basso, ove esistono ancor oggi le imponenti discariche.

Il massiccio granitico di Cima d'Asta ed il complesso metamorfico sudalpino sono interessati da numerosi filoni aplitici e pegmatitici, particolarmente frequenti nella zona a NW del plutone di Cima d'Asta, cui sono legati geneticamente.

Sulle pendici settentrionali del Monte Cenon, sul versante sinistro della Val Caldenave a quota 1557, una di queste manifestazioni aplitiche è stata oggetto di coltivazioni per feldspato sino ad alcuni anni fa. Il corpo minerario possiede una potenza di 40 m, è incassato nelle

metamorfiti ed appare allungato in direzione Est-Ovest, con inclinazione di 40° a Sud.

Altre manifestazioni a carattere filoniano costituite da solo quarzo, talvolta con disseminazioni di pirite, arsenopirite e blenda, hanno formato oggetto di estrazione per quarzo presso la vetta del Monte Cima, in Val Calamento sul versante sinistro poco a valle del Rifugio Calamento ed in Val Campanelle su quello destro, presso Villa Buffa.

Nella zona di Caoria, sul versante sinistro del torrente Vanoi affiorano, sia entro il granito di Caoria che nelle rocce metamorfiche a contatto, alcuni filoni quarzosi, con fluorite, barite e solfuri, in prevalenza calcopirite.

Il più importante è il Filone Valparolini, esplorato e coltivato in passato per i minerali di rame, noto su un dislivello di circa 400 m e avente direzione NE-SW, subverticale e con immersione a Sud-Est.

Una manifestazione del tutto analoga si trova in Val Calamento, a Sud di Malga Baessa, sul versante orografico sinistro, in Val Cantieri.

Altro filone a barite, blenda e fluorite esiste in località Val Zorrei, incassato nel granito di Caoria, con andamento NE-SW e immersione di 60° a NW. Furono eseguite, negli anni scorsi, limitate coltivazioni per barite.

Maggiore importanza assumono i filoni idrotermali nelle vulcaniti, rispetto a quelli delle metamorfiti.

In Val Calamento tra Malga Valtrighetta e Malga Baessa, in una valletta del versante sinistro, tra quota 1380 e 1500, compare un filoncetto di fluorite, quarzo, calcite, con galena e calcopirite. La mineralizzazione presenta direzione N 20° E, inclinazione di 60° a WNW ed è incassata nelle vulcaniti del gruppo inferiore, in corrispondenza di un filone di porfirite.

In Val Gambis sul Monte Prestavel, all'estremo nord-occidentale del foglio si apre la miniera di Prestavel, ove si coltiva un filone di fluorite a direzione N 20° E, inclinato di 65° a ESE, incassato nelle ignimbriti riolitiche e noto per una lunghezza di quasi 1500 m e su

un dislivello di oltre 300 m. Recenti studi hanno portato alla conclusione che in realtà si tratta di due filoni, lievemente divergenti ed intersecantisi: il secondo filone ha direzione N-S e la stessa immersione del primo. Nella mineralizzazione, da cata a mesotermale sino ad epitermale, sono presenti, fluorite, quarzo, calcite, galena e blenda.

Sul versante opposto della Val Gambis, sul Monte Pozzi, si trova un altro filone, del tutto analogo ai precedenti, che ha dato luogo a lavori di ricerca con esito negativo, data la sua limitata potenza. Ha direzione N 5° W, è subverticale con immersione ad Ovest e risulta incassato sempre nelle ingimbriti riolitiche; in esso predomina il quarzo.

A Moena, lungo il Rio di Costalunga, nelle rioliti ignimbriche presso il contatto con le soprastanti Arenarie di Val Gardena, affiorano due filoncelli verticali di barite, con fluorite e mosche di galena, aventi direzione N 50° E. Vi è pure un filone subverticale di porfirite, avente direzione N 65° E ed immergentesi a SE, con alle salbande due esili vene di fluorite e barite.

Nella Val Travnigolo, all'altezza della stradina che scende alla segheria Travnigolo, compaiono alcune mineralizzazioni a barite, fluorite, calcite e galena. I filoni sono incassati nelle ignimbriti riolite-quarzolite e le ricerche, in corrispondenza al maggiore di essi, ha dato esito negativo.

A Sud Est del Passo Rolle vi è una venetta di barite, priva di interesse economico, impostata in una frattura delle Arenarie di Val Gardena.

Il giacimento di S. Maria di Viezzena si trova a q. 1580 sulle pendici sud-orientali del Monte Mulat e fu intensamente coltivato oltre un secolo fa. Il corpo minerario affiora verso l'alto tra il melafiro e la sienite, mentre più in basso si estende interamente nella sienite; verso Ovest è limitato da un piccolo filone di porfido tinguaitico compreso tra melafiro e monzonite.

I minerali metallici principali sono: magnetite, pirite, calcopirite, pirrotina, mentre i minerali di ganga risultano costituiti da pirosseno,

olivina, clorite, anfibolo, biotite, ortoclasio, plagioclasio, ecc. Il giacimento è di segregazione liquido-magmatica; in una seconda fase, a seguito dei fenomeni di autoidratazione dei silicati, si è formata una seconda generazione di magnetite.

La mineralizzazione della Bedovina, a scheelite, calcopirite, magnetite e tracce di antimonite, galena e blenda, possiede la forma di uno *stockwerk* essendo rappresentata da fasci di venette intersecantisi e con direzioni prevalenti NW-SE e N-S, subverticali e tendenti a disporsi meno inclinate in profondità. E' incassata lungo un contatto tra monzonite e porfirite evidenziato da filoni camptonitici e di porfido tinguaitico.

Fu coltivata in più riprese per rame, wolframio ed oro, nell'intervallo tra q. 1608 e q. 1760 sul versante occidentale del Monte Mulati; la laveria si trova in località Mezzavalle.

Le miniere di siderite di Transacqua, intensamente sfruttate nei secoli scorsi, si trovano alle falde del Cimon di Fradusta a SE dell'abitato (Miniera di Monte Vecchio) ed in Valle Uneda (Miniera di S. Caterina). Nel 1936 furono riaperte alcune gallerie, ma i lavori vennero sospesi durante la guerra in quanto i quantitativi di minerale in vista erano troppo esigui. Qualche anno fa fu riaperta una galleria (S. Sofia, q. 772) per studiare la possibilità di recuperare la barite; i lavori furono nuovamente sospesi per difficoltà tecniche.

La mineralizzazione consta di 4 banchi concordanti con le rocce sedimentarie incassanti: il primo nella parte superiore della formazione a *Belleophon*, gli altri nelle marne del Werfeniano. La distanza dal primo al secondo banco è di 70 m, gli altri due distano 40 m rispettivamente. Il primo banco ha una potenza che raggiunge i 10 m, il secondo 3, gli ultimi due sono più modesti.

La mineralizzazione è a siderite, barite e solfuri di Pb e Sb; quest'ultimo metallo aumenterebbe con la profondità. Nella Miniera di Montevecchio (o Transacqua) la serie è rovesciata, i banchi hanno direzione NE-SW e inclinazione di 55°-60° a NW.

Una manifestazione di pirite e calcopirite, che ha dato luogo a ricerche minerarie, si trova in Valle di Garés, sul fianco del Monte Sasso Negro, sotto Malga Campigat ed a Sud dell'abitato di Ronc. Il minerale compare in esili vene nei calcari raibliani.

Nonostante i notevoli progressi nelle conoscenze giacimentologiche conseguiti negli ultimi anni, molti problemi rimangono aperti nella ricostruzione della successione degli eventi mineralizzanti; certo è che non possono essere attribuiti ad un unico ciclo terziario.

Le mineralizzazioni prese in esame possono essere suddivise nei seguenti gruppi:

- A) Giacimenti concordanti metamorfici di solfuri misti (Terre Rosse).
- B) Giacimenti filoniani discordanti nelle metamorfiti e nei plutoni ercinici, a quarzo con solfuri (Monte Cima, Val Caldenave, Val Campelle) ed a fluorite, barite, quarzo, calcite con solfuri misti (Caoria, Val Cantieri, Zortea).
- C) Giacimenti filoniani a fluorite, quarzo, barite e solfuri misti nelle vulcaniti della serie inferiore (Val Calamento).
- D) Giacimenti a fluorite, quarzo, barite e solfuri misti (Prestavel, Pozzi, Paneveggio), giacimenti a solfuri misti con poca ganga (presenti nell'attiguo Foglio « Trento » a Montagiù), nella serie superiore delle vulcaniti.
- E) Giacimenti di magnetite di segregazione magmatica (S. Maria di Viezzena), calcopirite, scheelite e solfuri misti (Bedovina), di ematite e limonite associati alle porfirite e ai melafiri (Latemar, nel Foglio « Marmolada »), connessi con l'intrusione triassica del distretto dei Monzoni.
- F) Giacimenti stratiformi concordanti nella formazione a *Bellerephon* e nel Werweniano, a siderite, barite, solfuri di Pb e Sb (Transacqua), a barite e galena argentifera (Monte Calisio, sull'attiguo Foglio « Trento »).

Le mineralizzazioni metallifere del tipo A sono certamente preerciniche, quelle B e C sono connesse con il plutone di Cima d'Asta e con le vulcaniti del gruppo inferiore rispettivamente.

I filoni di tipo D sono permiani (giacimenti a solfuri misti con ganga) e triassici (giacimenti di fluorite). Infatti i filoni di Prevel e Pozzi intersecano filoni di porfirite ladinica e sono pertanto connessi (come quelli del gruppo E) al magmatismo triassico dei Monzoni.

Le mineralizzazioni « alpine » (nel complesso calcareo-dolomitico del Trias) sono rappresentate unicamente dalle manifestazioni di Garés.

Sono infine da ricordare alcune località di interesse mineralogico. Alla Bedovina si rinvengono cristalli di scheelite e calcopirite. A Bosco Fontana la molibdenite in una facies pegmatitica della monzonite, nel granito rosa si trova tormalina e fluorite.

Prestavel e gli altri filoni idrotermali nelle vulcaniti e nelle metamorfiti non danno cristalli, solo a Malga Baessa si trova la fluorite in piccoli cubi.

Ai Canzoccoli, presso il contatto tra monzonite e rocce sedimentarie del Trias inferiore e medio, si rinvengono brucite, idromagnesite, vesuviana, serpentino, ecc.; alla Malgola, al contatto tra camptoniti ed Arenarie di Val Gardena, plagioclasti ed orneblenda.

Per quanto concerne i *combustibili fossili*, nella Valsugana all'altezza di Ospedaletto, entro la formazione di Olle del Tortoniano-Serravaliano affiorante in Val Coalba sul versante destro ed in Val Bronzale su quello sinistro, fu coltivato in passato uno strato di lignite picea di 80 cm, con ingrossamenti sino a 3 metri e riduzioni a pochi centimetri.

La lignite si trova intercalata tra le arenarie marnose a letto ed un conglomerato ad elementi calcarei arrotondati a tetto, cui seguono arenarie argillose. In Val Bronzale la serie è rovesciata, ha una pendenza media di 62°, direzione N 70° E, ed immersione a NNW. In Val Coalba la formazione presenta direzione N 70° E, inclinazione da 45° ad 80° ed immerge a Sud nella parte media della valle, mentre è rovesciata ed immerge a Nord ai due estremi.

Le analisi della lignite, di cui si dispone, danno i seguenti valori:

Carbonio fisso	42%	49,8%
Sostanze volatili	33%	36,2%
Zolfo	5%	4,3%
Ceneri	11%	9,7%
Umidità	9%	14,0%
Potere calorifico	5500	5320

L'esigua potenza delle lenti strizzate e laminate dall'intenso ripiegamento della zona, la loro discontinuità, le difficoltà di estrazione e la presenza di acqua hanno sempre resa aleatoria la coltivazione, che è iniziata nel 1829, proseguendo con alterne vicende sino al 1875 e riprendendo ancora durante le due guerre mondiali; dal 1947 ogni attività è cessata.

Gli ultimi lavori minerari in Val Coalba consistevano in brevi traverso-banchi o gallerie in direzione agli affioramenti nelle incisioni più profonde, distribuite su una distanza di 1400 m, su un dislivello di circa 240 m, sul versante orografico sinistro della valle. In Val Bronzale si contavano 7 livelli sovrapposti, su un dislivello di 170 m con uno sviluppo in direzione di 800 m. Il traverso-banco più basso, detto « Galleria Speranza », si trova a quota 473 ed il suo imbocco si apre a circa 700 m a NE delle ultime case di Ospedaletto; raggiunge il livello di lignite alla progressiva di m 283. In questa zona furono rinvenuti per breve tratto due banchi di lignite: il primo di m 2,70 a contatto con il letto, il secondo di 1,20 appoggiato ai conglomerati che qui sono a letto, essendo la serie rovesciata.

Altro giacimento di lignite fu coltivato presso la forcella che da Pradellan mette nella conca di Tesino.

Torba per utilizzazioni in agricoltura viene estratta a S. Martino di Castrozza, allo sbocco della Val Brentella; inattiva da tempo è quella di Bellamonte.

CAVE (P. GATTO e G. PERNA)

Lo sviluppo delle attività estrattive di *cava* è subordinato alla distribuzione dei materiali utili e alla accessibilità viaria intravalliva.

Tuttavia, nonostante l'estrema varietà delle rocce affioranti, l'estrazione di marmi e graniti e pietre ornamentali è pressoché cessata nell'ambito del foglio.

Si citano in ogni caso alcune coltivazioni che rivestono ancora un certo interesse produttivo.

Il granito di Cima d'Asta viene estratto in Val Calamento; più spesso sono utilizzati i massi erratici, che risultano più sani e di estrazione più agevole. In località Pralongo in Val Vanoi viene estratto saltuariamente qualche blocco di granito di Caoria.

Porfido violetto si cava in Val Travignolo a Forte Buso ed a Sottosasso ove si ottengono grossi blocchi da sega.

A Predazzo è stata ripresa, in località Canzoccoli, una cava di marmo grigio perla (marmo a brucite) o « Predazzite », derivante dal contatto termico tra diorite e calcari dolomitici del Trias inferiore-medio.

Furono estratti in passato sul Monte Cucal dei marmi di contatto tra i filoni di porfiriti e formazioni calcareo-dolomitiche del Trias inferiore.

Tra le rocce del complesso eruttivo di Predazzo, oggetto di estrazione, sono da ricordare la monzonite a Canzoccoli, in Val Travignolo, sul versante settentrionale della Malgola ed alle falde del Monte Mulat, sia in Val Travignolo che all'altezza di Mezzavalle. Il materiale non viene più estratto perché eccessivamente fratturato, mentre sono ancora attive alcune cave di granito rosa tormalinifero lungo la strada che da Predazzo porta a Moena.

Nella cava di Pont, a monte di Col di Prà, in Val S. Lucano, venivano estratti fino a poco tempo fa, dei calcari grigi scuri della formazione anisica, in banchi suborizzontali. Più a monte verso la Malgonera esiste una cava in sotterraneo ormai inattiva, da cui si estraevano i mesimesi calcari grigi anisici, qui affioranti in potenti bancate.

Il « Biancone » viene tuttora estratto sulla strada Arten-Pedavena. Presso Umin, una fornace di laterizi estrae il materiale argilloso che le necessita dalle formazioni mioceniche adiacenti.

Ai Masi di Cavalese esiste una cava di gesso alabastrino molto puro. Per quanto non sia visibile in posto la roccia di letto, si deve ritenere, in stretta analogia con gli altri giacimenti della Val di Fiemme, che la lente gessosa sia intercalata nella formazione delle arenarie di Val Gardena, in prossimità del contatto con la formazione a *Bellerophon*.

Il giacimento è un deposito chimico ed almeno in parte secondario (anidrite idrata a gesso); l'aumento di volume avrebbe determinato la forma a focaccia.

Il gesso è poi frequente nella Formazione a *Bellerophon*; il più bello esempio si osserva certamente nella zona del Passo Rolle, ai piedi delle Pale di S. Martino. Si tratta di banchi gessosi della potenza sino a qualche metro, intercalati alle marne; il materiale non è ora utilizzato.

Una certa diffusione ha tuttora l'industria estrattiva di materiali inerti per calcestruzzi; si tratta in genere di numerose piccole cave per lo più di relativo interesse economico. Di norma sono sfruttate le alluvioni recenti ed attuali degli alvei più importanti, ma vengono altresì attaccate le falde di detrito e le alluvioni terrazzate antiche ed interglaciali.

Si possono menzionare le due piccole cave in località Ponte al Gazzo, in una delle quali si sfruttano i blocchi calcarei per ottenere calce; nell'alveo del T. Cismon, poco a monte del Ponte della Serra, si estraggono ghiaie e sabbie; numerose altre sono coltivate solo saltuariamente per necessità locali.

IDROGEOLOGIA (P. GATTO e G. PERNA)

Subordinate alla distribuzione litologica di superficie le risorse idriche profonde sono accentrate arealmente ove prevalgono le formazioni più permeabili.

Le formazioni quaternarie, generalmente permeabili in grande, sono le più idonee a costituire dei cospicui serbatoi naturali, soprattutto nel caso dei materiali alluvionali raccolti sul fondo delle valli principali, ove i considerevoli spessori e l'estensione dei depositi, nonché le eterogenee condizioni granulometriche dei terreni possono dar luogo anche a successioni di falde imprigionate con un certo grado di artesianismo (conche di Feltre, di Borgo Valsugana, ecc.).

Anche i depositi alluvionali terrazzati, i materiali detritici e di frana, e gli accumuli morenici rappresentano degli ideali mezzi di percolazione delle acque sotterranee, salvo alcune eccezioni, come la coltre eluviale di alcune formazioni nel dominio delle filladi, delle vulcaniti triassiche e talora delle rocce granitiche o porfiriche (subordinatamente al grado di alterazione dei minerali feldspatici), la cui elevata componente argillosa rallenta o addirittura impedisce l'infiltrazione delle acque meteoriche.

Sono pure da considerarsi permeabili le litofacies sedimentarie che, per natura e giacitura, sono idonee allo sviluppo della fenomenologia carsica, come i calcari cariati gessosi della formazione a *Bellerophon* (Passo Rolle), il complesso dolomitico carnico-ladinico delle Pale di S. Martino, la dorsale mesozoica di Cima Undici-Cima Caldiera e quella corrispondente di M. Lefre, M. Coppolo e Alpi Feltrine. Gli altipiani del Fradusta (Pale di S. Martino), quelli feltrini (Pietena) e dei Sette Comuni sono vistosamente colpiti dalla aggressione chimica delle acque (campi carreggiati, doline, grotte ecc.) e sono in modo sintomatico pressoché privi di una rete idrografica di superficie.

In Valsugana, all'altezza di Grigno, sul versante orografico destro del fiume Brenta, si trova un complesso carsico tra i maggiori d'Italia con le grotte della *Bigonda* e *G. B. Trener* (Grotta del « Calgeron »), che raggiungono uno sviluppo complessivo prossimo ai 10 km. Le due grotte si aprono nella Dolomia Principale e scendono verso Sud, seguendo l'immersione degli strati ed intersecando condotti laterali ad andamento ascendente e discendente, percorsi dalle acque.

L'idrografia sotterranea è del tipo a livelli carsici sovrapposti ed

interdipendenti. In condizioni normali le acque emergono nelle alluvioni del Brenta con una serie di fontanazzi presso Selva di Grigno, a quota 260. Al disgelo od in occasione di precipitazioni intense sono attive anche le emergenze dei livelli superiori (a quota 300) e delle due grotte (Bigonda q. 470 e Calgeron q. 450) ed altre poste a livelli ancora più alti. A seguito di improvvisi temporali entrano invece in piena prima i sistemi superiori e poi via via quelli inferiori; perenne è invece la piccola sorgente del Col del Vento (q. 990).

Anche nel versante orografico sinistro in questo tratto di valle è sviluppata la circolazione carsica delle acque e si conoscono due grosse risorgenze nelle alluvioni presso Puele ed in località Serafini (Sorgente Resenzuola).

Tutte queste sorgenti di fondovalle sono caratterizzate dalla costanza di portata, le piene essendo smaltite dalle emergenze nei livelli superiori.

Altre grotte note sono quelle dell'*Acqua Nera* o di Castello Tesino, lungo la valle del Torrente Senaiga che rappresenta l'ultimo tratto di un torrente sotterraneo, nonché quella di S. Donà di Lamon, in cui furono rinvenuti numerosi resti fossili (*Ursus spelaeus*, ecc.) e altri reperti di età neolitica.

Anche altre formazioni, in genere ritenute per loro natura impermeabili o semimpermeabili (metamorfiti e vulcaniti in senso lato, calcari marnosi, ecc.) possono essere sede di una circolazione sotterranea; ciò è possibile qualora esse presentino una spinta fessurazione superficiale, sufficientemente beante (ad esempio la tipica fessurazione dei porfidi può favorire localmente anche una permeabilità in grande) o siano state coinvolte da una intensa tettonizzazione a cataclasi.

La grande disponibilità di acque di superficie e la loro buona qualità di massima non hanno fino ad oggi posto un problema di captazione di acque profonde per l'approvvigionamento dei centri abitati.

Non si hanno pertanto notizie di studi idrogeologici particolari in tal senso.

Come la permeabilità risulta subordinata alla litologia, alla fessurazione delle formazioni ed allo sviluppo della coltre quaternaria, anche l'ubicazione delle *sorgenti* e le loro caratteristiche idrogeologiche ne sono parimenti condizionate; prevalentemente esse scaturiscono dalla coltre quaternaria, dove le caratteristiche deposizionali, granulometriche nonché le condizioni morfologiche locali, favoriscono la venuta a giorno delle acque con sorgenti classificabili ora di emergenza (sorgente di terrazzo e di fondo valle), di contatto e di sbarramento spesso in raggruppamenti allineati.

Non è escluso che molte di queste sorgenti siano in relazione con una rete sotterranea più profonda, interessante anche il substrato roccioso.

Tuttavia, essendo subordinate direttamente alle condizioni meteoriche, esse hanno per lo più portate molto variabili; infatti per gli elevati indici di permeabilità dei materiali, esse risentono rapidamente delle variazioni pluviometriche. Inoltre, essendo in relazione con limitati serbatoi naturali, le acque, non sufficientemente filtrate dai terreni, sono spesso soggette agli inquinamenti.

Caratteri regionali più costanti hanno diversamente le sorgenti ubicate lungo i limiti formazionali a diverso valore di permeabilità (dintorni di Passo Rolle, Alpi Feltrine, conca di Tesino, ecc.). Le sorgenti perenni in genere si rinvengono al piede dei massicci dolomitici o calcarei o ancora al letto di formazioni rocciose permeabili, sovrastanti altre notoriamente impermeabili.

Si rilevano anche dei livelli sorgentiferi abbastanza continui, come ad esempio quello del M. Castellazzo, presso Passo Rolle, e di Cima Valles presso il passo omonimo, lungo il limite tra le formazioni werfeniane e anisiche.

Altri livelli sorgentiferi di un certo interesse si possono rilevare in zone di disturbo tettonico (tipici esempi sono le sorgenti presso Malga Coradello e S. Margherita, a Sud Est di Borgo Valsugana, a Pradellano, presso Pieve Tesino, la sorgente che scaturisce dalla Dolomia Principale intesamente tettonizzata a monte di Grigno, ecc.).

Per quanto riguarda le sorgenti, sgorganti dalle rocce del complesso di vulcaniti atesine, esse si impostano di preferenza in corrispondenza alle intercalazioni tufacee più grossolane oppure a livelli porosi poco rinsaldati.

Per quanto concerne le *acque minerali* sul versante sinistro della Val Cavelonte, laterale sinistra dell'Avisio all'altezza di Tesero, a quota 1400, sgorga la sorgente minerale di Cavelonte, attualmente abbandonata ed usata in passato sia per bibita che per bagni. L'acqua ferruginosa fuoriesce da una breve galleria impostata nelle lave dacitiche debolmente mineralizzate a pirite. Non si dispone di una analisi recente dell'acqua.

In qualche caso per fenomeni di riduzione, le sorgenti, le cui acque hanno dilavato o percolato i terreni gessosi permiani, possono essere caratterizzate da un certo tenore solforoso.

Una sorgente minerale attualmente allo studio è quella di Val di Roda, che scaturisce a q. 1260, nella valle omonima, sulla sinistra del Torrente Cismon, poco a valle di S. Martino di Castrozza. L'acqua, analizzata da L. MUSAIO e U. CARRETTA nel 1968, fu definita « *minerale bicarbonato-solfato-alcantino-terrosa* » e trae la mineralizzazione dalla formazione a *Bellerophon*. I dati analitici sono i seguenti:

CARATTERI GENERALI

Caratteri organolettici — Alla sorgente l'acqua si presenta incolore, limpida senza odori. Conservata in recipienti chiusi, per lungo tempo, non lascia alcun sedimento. Non va soggetta ad intorbidamento per effetto delle piogge.

Reazione: pressoché neutra (pH = 7,25).

Portata: 8 litri al secondo.

VALUTAZIONI CHIMICHE DIVERSE

Residuo fisso a 110°	= 2,5523) grammi per litro di acqua a 20°
Residuo fisso a 180°	= 2,5536	
Residuo fisso al rosso scuro (nessun imbrunimento)	= 2,2263	
Nitrati	tracce minime	
Ammoniaca, nitriti, solfuri	assenti	
Sostanze organiche (in soluzione acida sec. Kübel):		
— espresse in ml di KMnO ₄ N/100	= 2,45	per litro
— espresse in mg di ossigeno	= 0,20	» »
Durezza totale (in gradi francesi)	= 179,72	
Alcalinità totale (metilarancio) in ml di HCl N/10 p. litro	= 33,94	

COSTANTI CHIMICO-FISICHE

Temperatura dell'acqua alla sorgente	= 8°,2 ÷ 8°,3
Temperatura dell'aria esterna	= 5°,3-15°,0
Densità D ₄ ²⁰	= 1,0012
Indice di rifrazione n _D ²⁵	= 1,3304
Abbassamento crioscopico	= -0°,133
Pressione osmotica (in atmosfere) P	= 1,60
Conducibilità elettrica specifica (in Ohms reciproci)	K _{18°} = 2,055.10 ⁻³ K _{25°} = 2,405.10 ⁻³
Attività degli ioni idrogeno:	
— espressa in pH	= 7,25
— espressa in AH	= 5,62.10 ⁻⁸

RADIOATTIVITA'

Radioattività dell'acqua alla sorgente:

— espressa in millimicrocurie p. litro = 0,08

ANALISI DEI GAS

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

— Anidride carbonica	ml	6,26
— Ossigeno	»	1,60
— Azoto e gas rari	»	18,99

Totale	ml	26,85
------------------	----	-------

SOSTANZE DISCIOLTE IN UN LITRO D'ACQUA ESPRESSE IN IONI

Ione	grammi p. litro	Millimoli p. litro	Millivalenze	
			Cationi	Anioni
Sodio Na ⁺	0,0039	0,1696	0,1696	
Potassio K ⁺	0,0009	0,0230	0,0230	
Magnesio Mg ⁺⁺	0,0766	3,1497	6,2994	
Calcio Ca ⁺⁺	0,5929	14,7929	29,5858	
Ferro Fe ⁺⁺	0,0001	0,0018	0,0036	
			36,0814	
Cloridrico Cl ⁻	0,0029	0,0818		0,0818
Solforico SO ₄ ⁼⁼	1,5662	16,3027		32,6054
Idrocarbon. HCO ₃	0,2071	3,3945		3,3945
				36,0817
Silice SiO ₂	0,0066			
Anidride carbonica libera CO ₂	0,0122			

Tracce di litio, di stronzio, di alluminio, di nitrati e di fluoruri.

Assenza di anidride carbonica aggressiva.

Data di presentazione del manoscritto: giugno 1971.

Ultime bozze restituite il: 18 dicembre 1971.

VIII — BIBLIOGRAFIA¹

GP. BRAGA - G. O. GATTO

- ACCORDI B. (1959), *Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica*. « Estudios Geologicos », 15, pp. 1-17, tav. 1, Madrid.
- AGTERBERG F. P. (1961), *Tectonics of the chrystalline Basement of the Dolomites in North Italy*. « Geologica Ultraiectina », 8, pp. 1-232, figg. 109, tavv. app. 3, carte tettoniche, Utrecht.
- AGTERBERG F. P. (1964), *Petrography and Tectonics in the Agordo-Cereda Region (Chrystalline of the Southern Alps)*. « Geol. en Mijnbouw », a. XLIII, pp. 236-244, figg. 2, 's-Gravenhage.
- ANDREATTA C. (1928), *Bibliografia mineralogica della Venezia Tridentina*. « Arch. per l'Alto Adige », 23, pp. 127-168, Roma.
- ANDREATTA C. (1930), *Alcuni interessanti filoni nella massa intrusiva di Cima d'Asta*. « Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti », 89, pp. 826-862, 2 figg., Venezia.
- ANDREATTA C. (1932), *Ricerche petrografiche sulla regione di Cima d'Asta*. « Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova », 10, pp. 1-62, 2 tavv., Padova.
- ANDREATTA C. (1938), *Giacimenti di granato almandino ai contatti del massiccio intrusivo di Cima d'Asta e loro paragenesi*. « Studi Tren. d. Scienze Nat. », 19, pp. 105-134, 2 tavv., Trento.
- ANDREATTA C. (1949), *Notizie sulla costituzione del complesso effusivo permiano del Trentino-Alto Adige*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », 6, pp. 48-53, Pavia.
- ANDREATTA C. (1950), *Origine dei giacimenti del Permiano superiore del Trentino e influenza del manganese sulla metallizzazione a galena argentifera*. « Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova », 16, pp. 3-16, 2 figg., Padova.
- ANDREATTA C. (1955), *Il metamorfismo tettonico e la granitizzazione del cristallino di Cima d'Asta*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », 11, p. 343, Pavia.
- ANDREATTA C. (1956), *Il sottosuolo e le sue possibilità*. « Regione Trentino-Alto Adige », Uff. coord. stat. e studi, Ass. Ind. Comm. Tur. e Trasp., pp. 5-91, carta geol. 1:375.000, Trento.

¹ Alcune voci bibliografiche riportano la dicitura [BIBL.]; essa sta a significare che questi lavori contengono una ricca bibliografia sull'argomento trattato e pertanto si rimanda il lettore interessato a consultare tali opere.

- ANDREATTA C. (1962), *Successione delle attività magmatiche nella grande piattaforma porfirica Atesina*. (Opera postuma). «Acta Geol. Alpina», 8, pp. 25-79, carta geol. 1:25.000, Bologna.
- ATTI DELLA GIORNATA DI STUDI GEOMINERALI, 7 ottobre 1967, Trento.
- ATTI DEL SYMPOSIUM INTERNAZIONALE SUI GIACIMENTI MINERARI DELLE ALPI. Voll. I, II, III, IV. Suppl. ad «Economia Trentina» della C.C.I.A.A., Ed. Saturnia, Trento.
- AUBOUIN J., BOSELLINI A., COUSIN M. (1965), *Sur la paléogéographie de la Vénétie au Jurassique*. «Mem. Geopaleont. Univ. Ferrara», 1, fasc. 5, pp. 147-158, 2 figg., Ferrara.
- BAGGIO P. (1956), *Geologia e Petrografia della Val Traviagnolo nei dintorni di Forte Buso (Trentino Orientale)*. «Mem. Mus. St. Nat. Venezia Tridentina», 19, fasc. 11, pp. 3-46, 7 tavv., Trento.
- BALDI E., PIROCCHI L. (1941), *Appunti sul lago di Costabrunella (Gruppo di Cima d'Asia)*. «Studi Trentini Sc. Nat.», A, 22, pp. 63-78, Trento.
- BECKE F. (1883), *Glasienschlüsse in Kontaktmineralien von Canzocoli bei Predazzo*. «Tsch. Mineral. Petrograph. Mitteil.», 5, pp. 174-176, Wien.
- BECKE F. (1895), *Notizen: I. Scheelit in Granit von Predazzo*. «Tsch. Mineral. Petrograph. Mitteil.», 14, pp. 277-279, Wien.
- BECKE F. (1903), *Einfluss der Zwillingbildung auf die Krystallform beim Ortoklas (Val Florian in Val di Avisio)*. «Tsch. Mineral. Petrograph. Mitteil.», 22, pp. 195-197, Wien.
- BEMMELEN R. W. (1960), *New Views on east-alpine orogenesis*. Intern. Geol. Congress, Sess. XXI, pt. 18, pp. 99-116, 6 figg., Copenhagen.
- BERTRAND J., CHESSEX R., DELALOYE M., LAURENT R., VUAGNET M. (1965), *Déterminations d'âges «plomb total» sur des zircons de la chaîne alpine*. «Schw. Miner. Petr. Mitteil.», 45, pp. 317-326, 1 tab., Zürich.
- BIANCHI A., DI COLBERTALDO D. (1956), *Osservazioni paragenetiche sul giacimento a rame e tungsteno della Bedovina presso Predazzo*. «Rend. Soc. Miner. Ital.», 12, pp. 55-65, 3 figg., 2 tavv., Pavia.
- BIBOLINI A. (1917), *La miniera di rame di Canal S. Bovo o Pralongo*. «La Miniera Italiana», 1, fasc. 10, pp. 365-368, 6 figg., Roma.
- BITTNER A. (1893), *Bemerkung zur der letzten Mitteilung von E. Böse u. H. Finkelstein über die Brachiopodenschichten von Casteltesino*. «Verhandl. k.k. Geol. R. Anst.», pp. 286-287, Wien.
- BOESE E., FINKELSTEIN H. (1892), *Die mittelmurische Brachiopodenschichten bei Castel Tesino im östlichen Tirol*. «Zeitschr. d. Geol. Gesell.», 44, pp. 265-302, 1 fig., 2 tabb., 2 tavv., Berlin.
- BONARELLI-MARZOCCHI L., EMILIANI F., VESPIGNANI-BALZANI G. C. (1967), *Fe, Mg and Mn distribution in the Predazzo granite (Norib Italy)*. «Miner. et Petrogr. Acta», 13, pp. 1-29, 10 figg., 10 tabb., Bologna.
- BORSI S., FERRARA G. (1967), *Determinazione dell'età delle rocce intrusive di Predazzo con i metodi del Rb/Sr e K/Ar*. «Acta Miner. et Petrogr.», 13, pp. 45-65, 6 figg., 2 tabb., Bologna.
- BOSELLINI A. (1964), *Stratigrafia, petrografia e sedimentologia delle facies carbonatiche al limite Permiano-Trias nelle Dolomiti Occidentali*. «Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid.», 27, 28, fasc. 15, 2, pp. 59-160, 57 figg., 1 tab., Trento.
- BOSELLINI A. (1965), *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias e alcune considerazioni sui possibili rapporti con la tettonica alpida*. «Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina», 15, fasc. 3, p. 21, 21 figg., 2 tavv., Trento.
- BOSELLINI A. (1967), *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e Prealpi venete)*. «Boll. Soc. Geol. It.», 86, pp. 133-169, 22 figg., Roma.
- BOSELLINI A., DAL CIN R. (1968), *Il Giurassico medio-superiore di Fonzaso (Feltino occidentale)*. «Annali Univ. Ferrara», sez. IX, 4, n. 15, pp. 237-247, 7 figg., Ferrara.
- CANAVARI M., PARONA G. F. (1880), *Brachiopodi oolitici di alcune località dell'Italia settentrionale*. «Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.», 5, pp. 331-349, 3 tavv., Pisa.
- CASTIGLIONI B. (1935), *Costituzione geologica della depressione Agordo-Primiero (Alpi Dolomitiche)*. «Studi Trent. Sc. Nat.», 16, fasc. 1, pp. 39-60, 3 figg., 1 tav., Trento.
- CASTIGLIONI B. (1939), *Il gruppo delle Pale di San Martino e le Valli limitrofe (Alpi Dolomitiche)*. «Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova», 13, pp. 1-104, 12 figg., 9 tavv., carta geol. 1:35.000 e proff., [BIBL.], Padova.
- CATHREIN A. (1883), *Ueber einige Mineralvorkommen bei Predazzo: 1. Magneteisen von der Scalotta, 2. Scheelit von Monte Mulat, 3. Hornblende von Roda, 4. Granat von der Malgola, 5. Kalspat von Le Selle dei Monzoni*. «Zeitschr. f. Kristallogr. u. Mineral., ecc.», 8, fasc. 2-3, pp. 219-225, 3 figg., Leipzig.
- CATHREIN A. (1887), *Beiträge zur Mineralogie Tirols: über Grossularkrystalle von Monzoni, über eine neue Pseudomorphose von Fassait, Pseudomorphose von Grossular nach Gehlenit*. «Tsch. Mineral. Petrograph. Mitteil.», 8, pp. 400-414, Wien.
- CAVINATO A. (1968), *Ricerche minerarie nelle Alpi Bellunesi*. «Atti della Giornata di Studi Geominerali», Agordo, 7 ott. 1967, pp. 43-62, 38 figg., Trento.
- CONCI C., GALVAGHI A. (1954), *La Grotta di Castello Tesino (Trentino)*. «LXX Pubbl. Soc. Mus. Civ. Rovereto», p. 41, 18 figg., 1 tav., Rovereto.
- CONCI C., GALVAGNI A. (1956), *La grotta di G. B. Trener N. 244 V.T. in Valsugana (o Grotta del Calgeron)*. «Mem. Mus. Storia Nat. Ven. Trid.», 11, pp. 3-23, 11 tavv., Trento.
- CRISTOFOLINI R., GHEZZO C. (1963), *I «porfidi quarziferi» della media ed alta Val Traviagnolo*. «Rend. Acc. Naz. Lincei», Cl. Sc. ff. mm. nn., s. 8°, 33, pp. 477-484, 2 tabb., Roma.
- DAL CIN R., SEGANTINI V. (1964), *La densità delle rocce affioranti nella regione dolomitica*. «Studi Trent. Sc. Nat.», 41, fasc. 2, pp. 113-132, 5 figg., 4 tabb., Trento.
- DAL CIN R., SEMENZA E. (1965), *Carta della densità media sino al livello del mare della Regione Dolomitica e delle zone circostanti*. «Ann. Univ. Ferrara», N.S., sez. 9, 1, fasc. 3, pp. 63-68, 1 carta, Ferrara.
- DALLA FIOR G. (1940), *Analisi polliniche di torbe e depositi lacustri nella Venezia Tridentina. V. Contributo*. «Mus. St. Storia Nat. Ven. Trid.», 5, fasc. 1, pp. 121-176, 14 figg., 2 tavv., Trento.

- DAL PIAZ G. (1896), *Note sull'epoca glaciale nel Bellunese*. « Atti Soc. Ven. Trent. Sc. Nat. », s. 2^a, 2, pp. 336-347, 2 figg., 1 schizzo morene, Padova.
- DAL PIAZ G. (1899), *Il Lias nella provincia di Belluno*. « Atti R. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti », s. 8^a, 58, fasc. 1, pp. 579-583, Venezia.
- DAL PIAZ G. (1900), *Sulla fauna fossile della Grotta di S. Donà di Lamon*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », 39, fasc. 1, pp. 51-64, Milano.
- DAL PIAZ G. (1907), *Le Alpi Feltrine*. « Mem. R. Ist. Ven. Sc. L. A. », 27, fasc. 9, p. 176, 2 tavv., 34 figg., 1 carta geol. 1:10.000, [BIBL.], Venezia.
- DAL PIAZ G. (1912), *Studi geotettonici sulle Alpi Orientali. Regioni fra il Brenta e i dintorni del Lago di S. Croce*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 1, pp. 1-295, 7 tavv., 8 prof., [BIBL.], Padova.
- DAL PIAZ GB. (1942), *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del Massiccio Granitico di Monte Croce*. « Mem. Mus. St. Nat. Venezia Trid. », 5, fasc. 2, pp. 177-360, 9 figg., 6 tavv., 1 carta geol. scala 1:50.000, Trento.
- DAL PRÀ A. (1970), *L'alveo sepolto di Case Bellotti in Val Cortella nel Trentino orientale*. « Studi Trentini Sc. Nat. », sez. A, 47, n. 2, pp. 3-11, 3 figg. n.t., 5 tavv., Trento.
- D'AMICO C. (1954), *Studi sul cristallino di Cima d'Asta IV. Chimismo delle rocce intrusive di Val Lozen*. « Rend. Acc. Nazion. Lincei, Cl. Sc. fis. matem. », XVI, pp. 741-745, Roma.
- D'AMICO C. (1956), *Le rocce intrusive della dorsale Arinas-Redasega (Cristallino di Cima d'Asta)*. « Acta Geol. Alpina », 6, pp. 5-78, 25 figg., tabb., Bologna.
- D'AMICO C. (1957), *Studio delle filladi e delle rocce granatizzate derivate dall'alta Val Cismon (Cristallino di Cima d'Asta)*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 13, pp. 139-185, 4 figg., 3 tavv., Pavia.
- D'AMICO C. (1958), *I filoni lamprofirici di Alpe Tognolo (Cristallino di Cima d'Asta)*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 14, pp. 143-150, Pavia.
- D'AMICO C. (1961), *Sulla utilizzazione del concetto di metablastesi per molte metamorfiti sud-alpine*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 17, pp. 219-244, 16 figg., Pavia.
- D'AMICO C. (1962), *La zona cristallina di Agordo Cereda*. « Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova », 23, p. 77, 9 tavv., 10 figg., 1 schizzo geol., Padova.
- D'AMICO C. (1964), *Petrografia e tettonica nel cristallino sudalpino in rapporto ad una tesi di F. P. Agterberg e con particolare riguardo alla zona Agordo-Cereda*. « Atti Acc. Sc. Ist. Bologna », ser. 2^a, 1, pp. 188-202, Bologna.
- D'AMICO C. (1964 a), *Le metamorfiti della Valsugana occidentale*. « Miner. Petr. Acta », 10, pp. 1-42, Bologna.
- D'AMICO C. (1964 b), *Relazioni comagmatiche tra vulcanesimo atesino e plutonismo di Cima d'Asta. La provincia magmatica tardo-ercinica tridentina*. « Min. Petr. Acta », 10, pp. 157-176, 6 figg., Bologna.
- D'AMICO C. (1965), *L'intrusione granodioritica di Roncegno Valsugana. Studio modale*. « Min. e Petr. Acta », 10, pp. 141-195, 22 figg., 1 tav., Bologna.
- D'AMICO C. (1965 a), *Età geologica e classificazione delle vulcaniti*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », 84, fasc. 4, pp. 97-104, Roma.
- D'AMICO C. (1966), *Le riocaditi di Monte Zaccan (Valsugana)*. « Min. e Petr. Acta », 12, pp. 1-35, 8 figg., 1 tav., Bologna.
- D'AMICO C. (1967), *Notizie geologiche e petrografiche sul cristallino di Cima d'Asta*. « Natura Alpina », 18, fasc. 4, pp. 119-153, 4 figg., 8 tavv., Trento.
- D'AMICO C., DEL MONTE M. (1969), *Le plutoniti del bordo sud-occidentale di Cima d'Asta. Studio modale*. « Miner. e Petr. Acta », 15, pp. 221-246, 23 figg., 3 tabb., Bologna.
- D'AMICO C., GHEZZO C. (1963), *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. « Min. e Petr. Acta », 2, pp. 289-306, Bologna.
- DE ANGELIS A. M. (1939), *Osservazioni petrografiche sui conglomerati e sui tufi del permiano inferiore a Strigno di Valsugana (Trentino meridionale-orientale)*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », 48, pp. 191-199, 1 tav., Roma.
- DE GREGORIO A. (1885), *Fossili del Giura-Lias (Alpiano de Greg.) di Segan e di Valpore (Cima d'Asta e Monte Grappa). Memoria Paleontologica*. « Mem. R. Acc. Sc. », sez. 2^a, 37, pp. 1-30, 3 tavv., Torino.
- DE JONG K. A. (1967), *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi meridionali*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », 86, pp. 749-776, 15 figg., 1 tav., Roma.
- DEL MONTE M., PAGANELLI L. (1965), *The syntetic outcrops in the Viezzana valley near Predazzo (North Italy)*. « Min. Petrogr. Acta », 11, pp. 69-89, 11 tabb., 8 figg., Bologna.
- DESSAU G., PERNA G. (1968), *Le mineralizzazioni a galena e blenda nel Trentino-Alto Adige e loro contenuto in elementi accessori*. « Atti del Symp. Int. Min. Alpi, Trento, 11-18 sett. 1966; pp. 587-687, 20 figg., 1 tav.
- DI COLBERTALDO D., GIUDICE L. (1964), *Le manifestazioni a magnetite di S. Maria di Viezzana e Piz Meda*. « L'Ind. Min. nel Trentino A.A. », Econ. Trent., nn. 1-2 e 4-5, pp. 211-219, 8 figg., 2 cartine geol., Trento.
- DIENER C. (1903), *Bau und Bild der Ostalpen und des Karstgebirges*. Op. in-8°, pp. 327-646, 29 figg., 5 tavv., 1 carta geol. 1:1.500.000, Wien.
- EMILIANI F., VESPIGNANI BALZANI G. C. (1962), *Sulla presenza di fayalite e fergusonite nel granito di Monte Mulat presso Predazzo (Valle di Fassa)*. « Rend. Acc. Lincei, Cl. sc. ff. mm. nn. », s. 2^a, 32, pp. 111-115, Roma.
- ENGELEN G. B. (1963), *Gravity tectonics in the Northwestern Dolomiten (N. Italy)*. « Geologic. Ultraiect. », 13, pp. 1-92, 55 figg., 1 carta geol. 1:25.000.
- FABIANI R. (1915), *Il Paleogene Veneto*. « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », 3, pp. 336, 37 figg., 9 tavv., [BIBL.], Padova.
- FABIANI R. (1922), *Continuità della serie fra l'Oligocene ed il Miocene nel Trentino meridionale*. « Atti Acc. Sc. Ven.-Trentino-Istriana », s. 3^a, 12-13, pp. 119-123, Padova.
- FABIANI R. (1922 a), *Il Terziario del Trentino*. « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », 6, pp. 3-60, 15 figg., 1 tav., Padova.
- FELLERER R. (1968), *Geologische lagerstättenkundliche Untersuchungen zwischen Passo Cereda und Forcella Aurine (südlich Pala-Gruppe/Norditalien)*. Inaugurationsdissertation zur Erlangung der Doktorwürde d. Nat. Wiss. Fak. d. Ludwig-Maximilians Univ. München, pp. 73, 9 figg., 10 tabb., schizzi, carte geol., München.
- FERRARA G., HIRT B., LEONARDI P., LONGINELLI A. (1962), *Datazione assoluta di alcune rocce del Massiccio intrusivo di Cima d'Asta*. « Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. », s. A, 69, fasc. 2, pp. 585-597, 2 figg., 1 tab., [BIBL.], Pisa.

- FERRARI L. (1967), *L'alluvione del novembre 1966 nella regione Trentino-Alto-Adige*. «Economia Trentina», fasc. 6, pp. 56-69, 13 figg., 1 tav., Trento.
- FUCHS W. (1844), *Die Venezianer Alpen II. Ein Beitrag zur Kenntnis der Hochgebirge*. Editori Rohrmann, Wien e Jient u. Gassmann, pp. 60, 6 carte geol., 18 proff., Solothurn.
- FUGANTI A., MORTEANI G. (1965), *La geologia dei dintorni di Roncegno (Trento)*. «Studi Trent. Sc. Nat. s. A», 42, pp. 5-80, 8 figg., 16 tavv., 1 carta geol. 1:25.000, [BIBL.], Trento.
- FUGANTI A., MORTEANI G. (1968), *Structural analysis and comparison between the fabric elements of the Permian volcanic shield, and those of the overlying Permian, Mesozoic and Tertiary sediments in the Trentino-Alto Adige area (N. Italy)*. «Boll. Soc. Geol. Ital.», 87, pp. 143-156, 7 figg., Roma.
- FUGANTI A., MORTEANI G., UNGARO S. (1965), *Studio sedimentologico e micropaleontologico dei sedimenti terziari di Castel Tesino (Trento) con riferimento al tettonismo del «cristallino di Cima d'Asta»*. «Studi Trent. Sc. Nat. s. A», 42, fasc. 2, pp. 274-300, 17 figg., 1 tav., Trento.
- GALVAGNI A. (1967), *La Grotta della Bigonda N. 243 V. T. in Valsugana (Trentino, Italia settentrionale)*. «Studi Trent. Sc. Nat. s. A», 44, fasc. 1, pp. 88-128, 31 figg., 1 tavv., Trento.
- GALDOLFI G. (1967), *Gli «schlieren» inclusi nelle plutoniti del bordo sud-occidentale di Cima d'Asta (Trentino)*. «Min. et Petrogr. Acta», 13, pp. 291-319, 23 figg., 6 tabb., Bologna.
- GANDOLFI G. (1967 a), *Le plutoniti del bordo sud-occidentale di Cima d'Asta (Trentino). Studio petrografico e petrochimico*. «Miner. et Petrogr. Acta», 13, pp. 217-247, 12 figg., 5 tabb., Bologna.
- GHEZZO C. (1967), *Le vulcaniti paleozoiche nell'area centro-orientale del complesso effusivo atesino*. «Miner. et Petrogr. Acta», 13, pp. 339-408, 9 figg., 5 tavv., 8 tabb., 1 schizzo geol., Bologna.
- GHEZZO C. (1967 a), *Relazioni fra fessurazione e petrogenesi delle vulcaniti paleozoiche di Salto Sassa (Val Traivignolo)*. «Rend. Soc. Miner. Ital.», 23, pp. 59-81, 7 figg., 3 tavv., 2 tabb., Milano.
- GIUSSANI A., LEONARDELLI A. (1968), *Le mineralizzazioni a fluorite della zona tra Cavalese ed il Passo Lavazé (Trento)*. «Atti Symp. Int. Giac. Min. Alpi, Trento, 1966», 2, pp. 423-445, 21 figg., Trento.
- HAAS H. (1885), *Bemerkungen bezüglich der Brachiopodenfauna von Casteltesino*. «Verhandl. k. k. Geol. R. Anst.», pp. 395-397, Wien.
- HAEBERLE D. (1908), *Palaentologische Untersuchung triadischer Gastropoden aus dem Gebiete von Predazzo*. «Verhandl. d. Naturhist. med. Vereins», 9, fasc. 2-3, pp. 247-637, 24 figg., 5 tavv., Heidelberg.
- HIEKE MERLIN O., JUSTIN E. (1959), *Indagini autoradiografiche su rocce del giacimento della Bedovina presso Predazzo*. «Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova», 21, pp. 1-24, 1 fig., 4 tavv., 8 tabb., Padova.
- HÖRMANN P. K., MORTEANI G. (1966), *Geochemische Untersuchungen zur Petrographie des Cima d'Asta Plutons*. «Centr. Miner. and Petr.», 13, pp. 181-206, Stuttgart.
- HOERNES R. (1877), *Fundorte von Versteinerungen des Jura in der Umgebung von Belluno, Feltre und Agordo*. «Verhandl. k. k. Geol. R. Anst.», pp. 110-114, Wien.
- HOERNES R. (1912), *Zur Geologie von Predazzo*. «Sitzungsber. Ak. d. Wiss.», 121, pp. 3-31, Wien.
- INDUSTRIA MINERARIA NEL TRENTINO ALTO-ADIGE (L') (1964-65), voll. 1-2, «Economia Trentina, Trento.
- KLEBELSBERG R. V. (1929), *Geologische Einführung. Schichtfolge, Gebirgsbau, Formenentwicklung, Vergletscherung, mit den geologischen Sonderabschnitten der «Südlichen Ostalpen von der Etsch bis zum Piave»*. «Der Hochtourist in den Ostalpen; deutsch-österreich. Alpenv.», 7, pp. 17-32, 35-36, 56-57, 64-66, 83, 111-113, 185-186, 192-193, 212-213, 225-226, 276-277, 297-299, 326-327, 416-418, 462-463, KLEBELSBERG R. V. (1935), *Geologie von Tirol*. Op. in 8°, pp. 872, 3 schizzi, 11 foto, 1 carta 1:500.000, Berlino, Ed. Bornträger.
- LEITMEIER H. (1940), *Aus Predazzo*. «Miner. u. Petrogr. Mitt.», 52, fasc. 4-5, pp. 155-314, Lipsia.
- LEONARDI P. (1929), *Sul Permiano dei dintorni di Cavalese in Val di Fiemme*. «Atti Acc. Sc. Ven.-Trentino-Istria», 19, pp. 85-89, 2 figg., Padova.
- LEONARDI P. (1930), *Una nuova faunetta permiana di Val di Fiemme nel Trentino*. «Studi Trent. Sc. Nat.», 11, fasc. 3, pp. 189-194, 1 tav., Trento.
- LEONARDI P. (1935), *Il Trias inferiore delle Venezie*. «Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova», 11, pp. 3-136, 3 figg., 8 tavv., Padova.
- LEONARDI P. (1936), *Note sulla tettonica della Regione Dolomitica*. «Studi Trent. Sc. Nat.», 17, fasc. 2, pp. 133-163, 6 figg., 6 tavv., 1 schizzo geol., [BIBL.], Trento.
- LEONARDI P. (1937), *Geologia del territorio di Cavalese (Dolomiti occidentali)*. «Mem. Mus. St. Nat. Venezia Tridentina», 4, fasc. 2, pp. 149-197, 8 tavv., 1 carta geol. 1:25.000, proff., [BIBL.], Trento.
- LEONARDI P. (1952), *La formazione desertica permiana delle arenarie di Val Gardena e la loro fauna e flora*. «Compte Rend. 19^e Session Congr. Géol. Int.», Sez. 7, fasc. 7, pp. 33-36, 1 fig., Alger.
- LEONARDI P. (1955), *Breve sintesi geologica delle Dolomiti occidentali*. «58^a Riun. estiva Soc. Geol. Ital.», pp. 3-80, 11 figg., 38 tavv., 1 carta geol. 1:100.000, [BIBL.], Roma.
- LEONARDI P. (1959), *Nota preliminare sulla Vulcanotettonica del centro eruttivo di Predazzo nelle Dolomiti*. «Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti», 117, pp. 265-273, 1 fig., Venezia.
- LEONARDI P. (1960), *Studio statistico-sedimentologico di alcune faune werfeniane della Valle di Fiemme nel Trentino*. «Studi Trent. Sc. Nat.», 37, fasc. 1, pp. 17-29, 8 tavv., Trento.
- LEONARDI P. (1961), *Triassic coralligenous reefs in the Dolomites*. «Ann. Univ. Ferrara», N. S. sez. IX, 3, fasc. 8, pp. 127-155, 20 figg., Ferrara.
- LEONARDI P. (1963), *Gravità, Diapirismo e Orogenesi nelle Dolomiti*. «Giorn. di Geol., Ann. Mus. Geol. Bologna», s. 2 a, 31, pp. 317-329, 2 figg., Bologna.
- LEONARDI P. (1967), *Inquadramento geo-cronologico del centro eruttivo di Predazzo*. «Rend. Soc. Min. Ital.», 13, pp. 21-24, 2 figg., Pavia.

- LEONARDI P. (1968), *Le Dolomiti. Geologia dei monti tra Isarco e Piave*. Op. in 8°, 2 voll., pp. 1019, 519 figg., 61 tavv., num. carte geol. e schizzi, [BIBL.], Rovereto-Trento.
- LEONARDI P., ROSSI D. (1959), *I porfidi permiani della Conca di Cavalese nelle Dolomiti Occidentali*. « Mem. Mus. St. Nat. Venezia Tridentina », 12, fasc. 1, pp. 3-55, 1 figg., 14 tavv., [BIBL.], Trento.
- LEONARDI P., ROSSI D., SACERDOTE M. (1961), *Ricerche geologiche petrografiche sulle vulcaniti del Trentino sud-orientale*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 17, pp. 379-391, 2 tavv., Pavia.
- LEONARDI P., SOMMAVILLA E. (1967), *Affioramenti di rocce monzonitiche al M. Cucal. (Cavalese)*. « Rend. Soc. Min. Ital. », 23, pp. 129-137, 1 tav., 1 tab., Pavia.
- MARZARI PENCATI G. (1882), *Sur le gisement du Mont Cima d'Asta et sur les autres terrains cristallins tertiaires situés entre le Grigno et le Cismon*. « Journ. de Physique, de Chemie ecc. », 94, pp. 316-321, Paris.
- MERLA G. (1931), *La fauna dei calcari a Bellerophon della regione dolomitica*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 9, pp. 221, 11 tavv., Padova.
- MERLA A. (1967), *Geologia della zona di Fiera di Primiero*. « Mem. Geop. Univ. Ferrara », II, fasc. I, pp. 145-179, Ferrara.
- MEZZADRI G. (1966), *La glauconite nelle arenarie cattiane della Valle di Costalunga (Belluno)*. « L'Ateneo Parmense », Acta Naturalia, 3, pp. 1-31, 17 figg., Parma.
- MITTEMPERGER M. (1958), *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige (I° contributo)*. « Studi e ricerche Div. Geomin. C.N.R.N. », 1, fasc. 1, pp. 61-145, 12 tavv., [BIBL.], Roma.
- MITTEMPERGER M. (1959), *Su un ammasso porfirico compreso nelle ignimbriti della Val di Nova (Alto Adige)*. « Studi e ricerche Div. Geomin. C.N.R.N. », 2, pp. 21-36, 3 tavv., proff., 1 schizzo geol. 1:10.000, Roma.
- MITTEMPERGER M. (1960), *Studio su alcuni vitrofiri del complesso vulcanico paleozoico atesino*. « Studi e ricerche Div. Geomin. C.N.R.N. », 3, pp. 257-290, 3 figg., 7 tavv., [BIBL.], Roma.
- MOJSISOVICS S. (1878), *Ueber die südtirolische Quarzporphyrtafel*. « Verhandl. k. k. geol. R. Anst. », fasc. 3, pp. 58-59, Wien.
- MOJSISOVICS E. (1879), *Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien. Beiträge zur Bildungsgeschichte der Alpen*. Ed. Holder, op. in 8°, pp. 552, 110 figg., 30 tavv., 6 carte geol. 1:75.000, Wien.
- MORANDI N., PERNA G. (1970), *Il marmo grigio perla (marmo a brucite) nelle provincie di Trento, Vicenza e Verona*. « Economia Trentina », n. 1, pp. 1-55, 34 figg., 4, Trento.
- MORTEANI G. (1966), *Petrographisch-geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Cima d'Asta-Kristallin*. « Mem. Mus. Trid. Sc. Nat. », 16, fasc. 2, pp. 37-166, 76 figg., 8 tabb., Trento.
- MORTEANI G., HÖRMANN P. K. (1969), *I rapporti fra le rocce tonalitiche, granodiorite e granitiche del bordo Sud occidentale del plutone di Cima d'Asta (Trento)*. « Studi Trent. Sc. Nat. », 47, pp. 23-38, Trento.
- PAGANELLI L. (1963), *On rhenium content of molybdenite of Mount Mulat (Predazzo) and other Italian molybdenites*. « Geochimica et Cosmochimica Acta », 27, pp. 401-404, 1 tab., Oxford-London-New York-Paris.
- PAGANELLI L. (1967), *Studio petrografico della massa « sienitica » di Doss Cappello presso Predazzo (Italia settentrionale)*. « Min. et Petr. Acta », 13, pp. 175-193, 5 tabb., 3 figg., Bologna.
- PAGANELLI L. (1967 a), *Studio petrografico degli affioramenti sienitici del Monte Mulat (Predazzo - Italia settentrionale)*. « Min. Petr. Acta », 13 pp. 195-215, 5 tabb., 3 figg., Bologna.
- PAGANELLI L., TIBURTINI R. (1964), *The Predazzo granite, North Italy*. « Min. et Petr. Acta », 10, pp. 57-79, 9 figg., 2 tavv., Bologna.
- PARONA C. F. (1885), *Sull'età degli strati a Brachiopodi della Croce di Segan in Val Tesino*. « Processi verb. Soc. Tosc. Ss. Nat. », 4, pp. 157-161, Pisa.
- PENCK W. (1911), *Der geologische Bau des Gebirges von Predazzo*. « N. Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. », 32, pp. 239-382, 10 figg., 2 tavv., 1 carta geol. 1:25.000, Stuttgart.
- PERNA G. (1954), *L'eccezionale interesse morfologico delle nuove grotte della Valsugana*. « Natura e Montagna », fasc. 1, pp. 21-23, 3 figg., Bologna.
- PERNA G. (1955), *Evoluzione di un sistema carsico*. « Natura alpina », 6, n. 1, pp. 16-18, 3 figg., Trento.
- PERNA G. (1964), *Pirite e calcopirite*. « L'Industria Min. nel Trentino-Alto Adige, Economia Trentina », a. XIII, nn. 1-2, 4-5, pp. 172-179, 2 figg., 2 tabb., Trento.
- PERNA G., MURARA G. (1965), *Feldspato*. « L'Industria Miner. nel Trentino-Alto Adige », Economia Trent., fasc. 5-6, pp. 37-53, 16 figg., Trento.
- PHILIPP H. (1904), *Paläontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo*. « Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell. », 56, pp. 1-98, 14 figg., 6 tavv., Berlin.
- PREMOLI SILVA I., LUTERBACHER H. P. (1967), *The Cretaceous-Tertiary Boundary in the Southern Alps (Italy)*. « Riv. Ital. Paleont. », 72, n. 4, pp. 1183-1266, 9 tavv., 28 figg. n. t., Milano.
- RASPLUS L. (1963), *Etude géologique de la région de Castello-Tesino (Alpes Méridionales, province de Trente, Italie)*. « Boll. Soc. Geol. de France », s. 7 a, 5, fasc. 5, pp. 790-797, 3 figg., 2 tabb., Paris.
- RICHTHOFEN F. (1860), *Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo. Sanct Cassian und der Seisseralpen in Südtirol*. Op. in 4°. Ed. Perthes, pp. VIII-327, numer. figg., 4 tavv., 1 carta geol. 1:130.000, Gotha.
- ROMBERG J. (1902-1903), *Geologisch-petrographische Studien in den Gebieten von Predazzo und Monzoni. (I-III)*. « Sitz. Berichte d. Preuss. Ak. Wiss. », Phvs. Math. Kl., I (1902), p. 675; II (1902), p. 731; III (1903), pp. 43-69, Berlin.
- ROSSI D. (1957), *La scogliera del Latemer (note preliminari)*. « Ann. Univ. Ferrara », Sc. Geol. e Min. N. S., Sez. IX, 2, n. 5, pp. 213-241, figg. 14, Ferrara.
- ROSSI D. (1964), *Introduzione allo studio degli Strati di Livinalongo della regione Dolomitica. Caratteristiche sedimentologiche delle ritmiti siliceo-calcaree*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », Cl. Sc. fis. mat. nat., ser. VIII, 37 fasc. 6, pp. 475-481, 3 tavv., Roma.
- ROSSI D. (1965), *Contributo allo studio degli strati di Livinalongo. I calcari nodulari delle Dolomiti Occidentali*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », Cl. Sc. fis. mat. nat., ser. VIII, 38, fasc. 1, pp. 101-105, 3 tavv., Roma.

- ROSSI D. (1967), *Dolomitizzazione delle formazioni anisiche e ladino-carniche delle Dolomiti*. « Mem. Mus. Trid. Sc. Nat. », 16, fasc. 3, pp. 120, 19 tavv., 27 tabb., Trento.
- SACERDOTI M., SOMMARIVA E. (1962), *Pillowlave jaloclastiti e altre formazioni vulcanoclastiche nella Regione Dolomitica Occidentale*. « St. Tren. Sc. Nat. », a. XXXIX, n. 3, pp. 423-475, 65 figg., 5 tabb., Trento.
- SALOMON W. (1892), *Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Montes Adamello*. « Tscherm. Min. Petr. Mitteil. », 12, pp. 408-415, Leipzig.
- SALOMON W. (1892), *Nuove osservazioni nelle regioni di Cima d'Asta e dell'Adamello*. « Gior. Miner. Crist. Petrogr. », 3, pp. 141-148, Milano.
- SALOMON W. (1897), *Sull'origine, sull'età e sulla forma di giacitura delle masse granitoidi della conca periadriatica*. « Atti Soc. Ital. Sc. Nat. », 36, pp. 209-214, Milano.
- SALOMON W. (1898), *Ueber alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen*. « Tschermak's Mineral. u. Petr. Mitt. », Bd. 17, pp. 1-176, Wien.
- SIMBOLI G. (1956), *Ricerche petrografiche sulle rocce eruttive delle Val Vanoi*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », 12, pp. 196-211, 1 fig., 1 tav., Pavia.
- SIMBOLI G. (1958), *Alcuni filoni lamprofiri nella parte orientale del Cristallino di Cima d'Asta*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », 14, pp. 316-325, Pavia.
- SIMBOLI G. (1959), *Sopra una tormalinite di Alpe Valliselle (Gruppo di Cima d'Asta)*. « Acta Geol. Alpina », 7, pp. 177-189, 3 figg., 2 tabb., Bologna.
- SIMBOLI G. (1966), *Ricerche petrochimiche e considerazioni petrologiche sulle formazioni vulcaniche triassiche di Val Gardoné (Predazzo)*. « Min. Petr. Acta », vol. 12, pp. 37-60, 8 tabb., 7 figg., Bologna.
- SOMMAVILLA E. (1962), *Predazzo e i monzoni nella ricerca scientifica (le Dolomiti di Fassa e il complesso eruttivo di Monzoni e di Predazzo)*. « Natura Alpina », 13, fasc. 4, pp. 109-120, 6 figg., Trento.
- SOMMAVILLA E. (1967), *Monzonite e vulcanite triassiche della Malgola (Predazzo)*. « Rend. Soc. Min. It. », 23, pp. 405-425, 1 fig., 2 tavv., 1 tab., Pavia.
- SOMMAVILLA E. (1969), *Monzonite con differenziazioni basiche e alcaline con passaggio graduale a lava latitica, a nord delle Pale di S. Martino* (in corso di stampa).
- SRBIK R. v. (1935-1937). *Geologische Bibliographie der Ostalpen*. I Band, pp. 1-687, I-IV; II Band, pp. 688-1412. Ed. Olderboung; I Forsetzung, pp. 1-388, I-XIV, Ed. Winkler, Innsbruck, [BIBL.].
- STEFANINI G. (1915), *Il Neogene Veneto*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 3, pp. 337-624, 8 tavv., 34, figg.; 1 carta geol. 1:500.000, Padova.
- STEFANINI G. (1916), *I fossili del Neogene Veneto*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 4, pp. 198, 7 tavv., Padova.
- STURANI C. (1964). *La successione delle faune ed ammoniti nelle formazioni mediojurassiche delle Prealpi Venete occidentali. (Regione tra il lago di Garda e la Valle del Brenta)*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 24, pp. 63, 6, tavv., Padova.
- SUESS E. (1868), *Ueber die Aequivalente des Rothliegenden in den Südalpen*. « Sitzungsber. Ak. Wiss. Math. Nat. Kl. », 1, Abt. 57, pp. 230-276, 2 tavv., pp. 763-807, Wien.
- TAUFFER F. (1952), *Il giacimento cuprifero di Pralongo (Comune di Canal S. Bovo-Trentino)*. « L'industria Mineraria », 3, fasc. 2, pp. 427-429, 2 figg., Roma.
- TAUFFER F. (1954), *La miniera di siderite di Transacqua (Trento)*. « L'industria Mineraria », 5, fasc. 10, pp. 601-603, 1 fig., Roma.
- TRENER G. B. (1901), *Reisebericht aus der Cima d'Asta-Gruppe*. « Verhandl. k. k. geol. R. Anst. », fasc. 11-12, pp. 278-280, fasc. 15, pp. 317-322, Wien.
- TRENER G. B. (1902), *Vorlage der geologischen Karte des Lagorai und Cima d'Asta Gerbiges*. « Verhandl. k. k. geol. R. Anst. », fasc. 6, pp. 180-184, Wien.
- TRENER G. B. (1904), *Ueber die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagorai-Gebirge*. « Verhandl. k. k. geol. R. Anst. », fasc. 17-18, pp. 390-394, Wien.
- TRENER G. B. (1909), *Ueber ein oberjurassisches Grundbreccien-Konglomerat in Judikarien und die pseudoliasische Breccie des Mt. Agaro*. « Verhandl. k.k. geol. R. Anst. », fasc. 7, pp. 162-168, 4 figg., Wien.
- TRENER G. B. (1927), *Bibliografia mineraria della Venezia Tridentina*. « Arch. p. l'Alto Adige », 22, pp. 177-192, [BIBL.], Gleno.
- TRENER G. B. (1933), *Note illustrative della carta geologica delle Tre Venezie - Foglio « Trento »*. « Uff. Idrogr. Mag. alle Acque Venezia », sez. geol., pp. 1-84, 1 tav. (Profili), Padova.
- TRENER G. B. (1957), *Bericht aus der Gegend von Bordo; Reisebericht aus der Cima d'Asta; Vorlage der geologischen Karte des Lagorai und Cima d'Asta Gebirges*. « Studi Trent. Sc. Nat. », 34, fasc. 1, pp. 81-103, Trento.
- TRENER G. B. (1957 a), *Geologia della Regione circostante al Massiccio granitico di Cima d'Asta*. in: « Scritti Geogr. e Geol. (pubblicazione postuma). « Studi Trent. Sc. Nat. », 34, fasc. 2, pp. 419-585, [BIBL.], Trento.
- TRENER G. B. (1957), *Morfologia del gruppo di Cima d'Asta e zone limitrofe*, in: « Scritti Geogr. e Geol. (pubblicazione postuma). « Studi Trent. Sc. Nat. », 34, fasc. 2, pp. 595-652, 7 figg., Trento.
- TRENER G. B., COGOL. M., CADROBBI M. (1932). *Bibliografia generale della Venezia Tridentina*. « Arch. p. l'Alto Adige », 21-25, p. 119, [BIBL.], Roma.
- UHLIG V. (1909), *Deckanbau der Ostalpen*. « Mitt. Wiener geol. Gesell. », 2, pp. 462-491, 1 tav., Wien.
- VARDALESSO S. (1922), *Il problema geologico di Predazzo in un secolo di ricerche, con alcune osservazioni sull'origine e la distribuzione delle rocce eruttive in generale*. « Atti Acc. Ven. Trentino-Istria », s. 3^a, 12-13, pp. 155-213, 1 fig., [BIBL.], Padova.
- VARDALESSO S. (1926), *Sulla tettonica della piattaforma porfirica atesina tra Bolzano e Trento*. « Atti Sc. Ven. Trentino-Istria », s. 3^a, 16, pp. 51-60, 4 figg., Padova.
- VARDALESSO S. (1931), *Ricerche geologiche sopra il territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti del Trentino (Atlante Petrografico)*. « Mem. Ist. Geol. R. Univ. Padova », 11, p. 8, 14 tavv., 1 tav. profili, Padova.
- VARDALESSO S. (1931), *La piattaforma porfirica atesina. Sua struttura geologica e funzione tettonica*. « Atti Soc. Ital. Progr. Sc. », 2, 20^a Riun., pp. 279-280, Roma.
- VARDALESSO S. (1951), *Sguardo alla geologia di Predazzo*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 16, pp. 3-12, 1 fig., [BIBL.], Padova.
- VENZO G. A., LARGIOLLI T. (1968). *Il Bacino di Chieppena (Trentino), Stratigrafia - Tettonica - Geomorfologia e idrologia - Fenomeni franosi*. « Mem. Mus. Trid.

- Sc. Nat. », 17, n. 2, pp. 1-103, 72 figg. n.t., 1 carta geol. 1:10.000, 1 carta geomorf. 1:10.000, 2 tavv. profili, Trento.
- VENZO S. (1933), *I fossili del Neogene Trentino, Veronese e Bresciano. I. Pesci, Crostacei e Lamellibranchi.* « Paleont. Italica », 34 (N.S. 4), pp. 31-84, 3 figgg., 4 tavv., Pisa.
- VENZO S. (1934), *Il Neogene del Trentino, del Veronese e del Bresciano.* « Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid. », 2, fasc. 2, pp. 111-207, 5 tavv., 1 cartina 1:25.000, Trento.
- VENZO S. (1935), *I fossili del Neogene Tridentino. Veronese e Bresciano. II. Cefalopodi, Gasteropodi, Scafopodi, Echinidi e Celenterati. Conclusioni.* « Paleont. Ital. », 35 (N.S. 5), pp. 201-255, 17-19 tavv., Siena.
- VENZO S. (1939), *Nuovo lembo tortoniano tra le filladi ed il Permiano a Strigno di Valsugana (Trentino meridionale). Osservazioni geotettoniche sulla regione.* « Boll. Soc. Geol. Ital. », 58, fasc. 1, pp. 175-185, 1 fig., 1 carta geol. 1:25.000, Roma.
- VENZO S. (1940), *Studio geotettonico del Trentino meridionale-orientale tra Borgo Valsugana e M. Coppolo.* « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 14, pp. 5-86, 6 tavv., 1 carta geol. e prof. 1:25.000, Padova.
- VENZO S. (1941), *Fossili oligocenici della Valle del Maso (Valsugana).* « Studi Trent. Sc. Nat. », 22, fasc. 3, pp. 173-209, 3 tavv., Trento.
- VINASSA DE REGNY P. (1896), *I molluschi delle glauconie bellunesi.* « Boll. Soc. Geol. Ital. », 15, pp. 192-212, 2 tavv., Roma.
- WILCKENS R. (1909), *Paläontologische Untersuchung triadischer Faunen aus der Umgebung von Predazzo in Südtirol.* « Verhandl. Naturhist.-Med. Ver. », N.S., 10, fasc. 2, pp. 1-151, 4 tavv., 10 figg., Heidelberg.

CARTOGRAFIA GEOLOGICA

- Carta Geologica d'Italia* - Foglio 11 « M. Marmolada » (1971), scala 1:100.000. « Servizio Geologico d'Italia », Roma.
- Carta Geologica d'Italia* - Foglio 21 « Trento » (1968), scala 1:100.000. « Servizio Geologico d'Italia », Roma.
- Carta Geologica delle Tre Venezie* - Foglio 22 « Feltre » (1943), scala 1:100.000. « Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque », Venezia.
- Carta Geologica d'Italia* - Foglio 22 « Feltre » (1970), scala 1:100.000. « Servizio Geologico d'Italia », Roma.
- Carta Geologica delle Tre Venezie* - Foglio 23 « Belluno » (1941), scala 1:100.000. « Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque », Venezia.
- Carta Geologica delle Tre Venezie* - Foglio 37 « Bassano del Grappa » (1946), scala 1:100.000. « Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque », Venezia.
- TRENER G. B. (1909), *Geologische Spezialkarte der Oesterreichischen Monarchie. Blatt Borgo-Fiera di Primiero*, scala 1:75.000. « Geol. R. Anstalt. », Wien.
- VARDABASSO S. (1930), *Carta Geologica del territorio eruttivo di Predazzo e Monzoni nelle Dolomiti di Fiemme e Fassa*, scala 1:25.000. « Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque », Venezia.