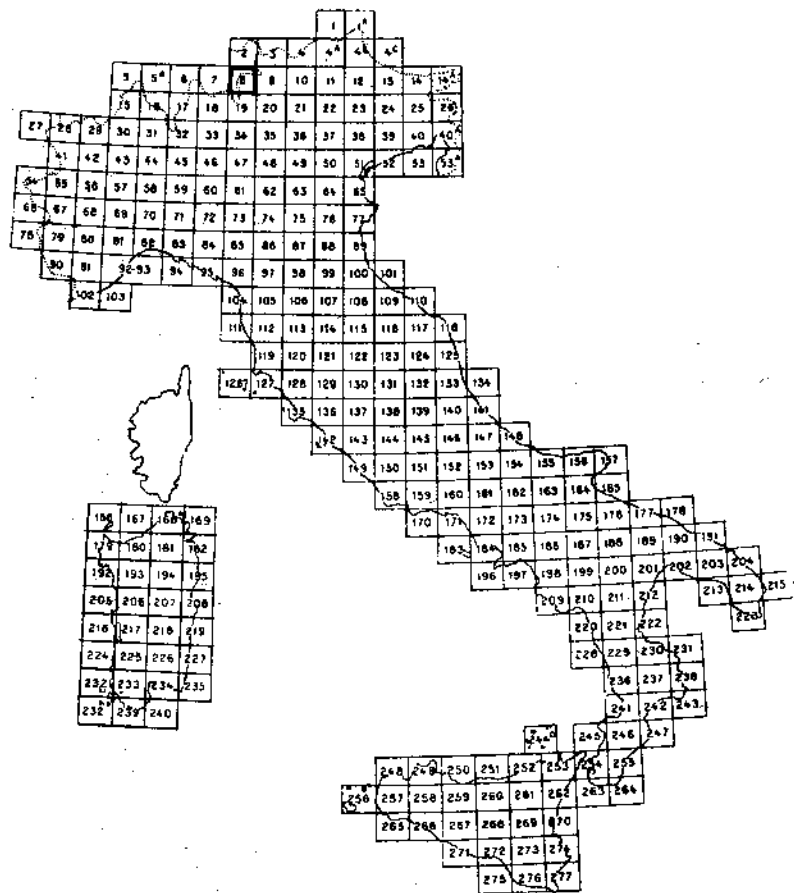


CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



QUADRO D'UNIONE DEI FOGLI AL 100.000



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

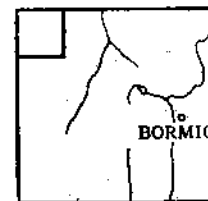
NOTE ILLUSTRATIVE
 della
 CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 8

BORMIO

G. BONSIGNORE, A. BORGO, R. GELATI, A. MONTRASIO, R. POTENZA,
 R. POZZI, U. RAGNI, G. SCHIAVINATO



POLIGRAFICA & CARTEVALORI
 ECCELANO (NAPOLI)
 1969

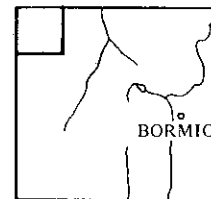


MINISTERO DELL'INDUSTRIA, DEL COMMERCIO E DELL'ARTIGIANATO
DIREZIONE GENERALE DELLE MINIERE
SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
ALLA SCALA 1: 100.000

FOGLIO 8
B O R M I O

G. BONSIGNORE, A. BORGO, R. GELATI, A. MONTRASIO, R. POTENZA,
R. POZZI, U. RAGNI, G. SCHIAVINATO



SOMMARIO

I.	— INTRODUZIONE	Pag. 7
II.	— CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE	» 9
III.	— SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME	» 17
IV.	— STRATIGRAFIA	» 19
	A) FORMAZIONI METAMORFICHE	» 19
	1) Micascisti del M. Acquanera	» 21
	2) Filladi della Cima Vicima	» 21
	3) Formazione della Vetta Ron	» 22
	4) Serpentine di Fellaria	» 23
	5) Formazione della Punta di Pietra Rossa	» 24
	6) Micascisti della Cima Rovaia	» 26
	7) Gneiss del M. Tonale	» 27
	8) Filladi di Bormio	» 29
	9) Formazione di Valle Grosina	» 30
	10) Gneiss del Passo dei Pastori	» 32
	B) FORMAZIONI ERUTTIVE	» 32
	11) Granito del Pizzo Canciano	» 34
	12) Diorite del Pizzo Bernina	» 34
	13) Porfidi quarziferi di Alp la Stretta	» 35
	14) « Filoni lamprofirici entro le metamorfiti dei sistemi austroalpini »	» 36
	15) Granito del Pizzo del Leverone	» 38
	16) Granito del Pizzo Bianco	» 39
	17) Gabbro di Sóndalo	» 41
	C) FORMAZIONI SEDIMENTARIE	» 42
	18) « Verrucano »	» 43
	19) « Arenarie Variegata »	» 45
	20) Formazione di Val Pila	» 47
	21) Dolomia di Wetterstein	» 48
	22) Formazione della Val Forcola	» 49
	23) Dolomia di Valle Lunga	» 52

24) Carniola del M. Garone	Pag.	54
25) « Dolomia Principale s.l. »	»	56
26) Dolomia del Cristallo	»	57
27) Dolomia dello Stelvio	»	61
28) Dolomia di Pra Grata	»	61
29) Calcare di Quatervals	»	63
30) Dolomia di Umbrail	»	64
31) Calcare del Leverone	»	66
32) Formazione di Fraele	»	67
33) Formazione del M. Motto	»	69
34) « Broccatello »	»	71
35) Calcare di Valle del Monte	»	72
36) « Sedimentario più o meno metamorfico della Margna »	»	73
D) FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE	»	73
V. — TETTONICA	»	77
A) SGUARDO TETTONICO D'INSIEME	»	77
B) LINEAMENTI STRUTTURALI DEL CRISTALLINO	»	86
C) LINEAMENTI STRUTTURALI DEL SEDIMENTARIO	»	94
VI. — MORFOLOGIA	»	104
VII. — GEOLOGIA APPLICATA	»	106
1) CAVE E MINIERE	»	106
2) IDROGEOLOGIA	»	108
a) <i>Caratteristiche idrogeologiche della regione</i>	»	108
b) <i>Le sorgenti minerali</i>	»	109
VIII. — BIBLIOGRAFIA	»	118

I — INTRODUZIONE

Il F. 8 BORMIO comprende un settore geologicamente alquanto complesso delle Alpi Retiche e, in particolare, il tratto più settentrionale della Valtellina confinante con il territorio elvetico dell'Engadina.

Le ricerche nell'area in esame si inquadrano in un vasto programma di indagini geologico-petrografiche, che interessano i tre fogli alpini SONDRIO-BERNINA, TIRANO, BORMIO fino ad ora mancanti nella serie ufficiale della carta geologica d'Italia al 100.000, alle quali collaborano da alcuni anni l'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica diretto da G. SCHIAVINATO e l'Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia Fisica dell'Università di Milano diretto da A. DESIO e, dal 1967, da B. MARTINIS.

Alle ricerche ed ai rilevamenti hanno contribuito, per le aree rispettive indicate sul foglio, i geologi Dottori GIUSEPPE BONSIGNORE, ALESSANDRO BORGO, ATTILIO MONTRASIO, ROBERTO POTENZA ed UMBERTO RAGNI dell'Istituto di Mineralogia; il Dott. ROMANO GELATI ed il Prof. RENATO POZZI dell'Istituto di Geologia. Per le analisi paleontologiche ha collaborato il Dott. ANDREA ALLASINAZ dell'Istituto di Geologia.

Il coordinamento è stato eseguito presso l'Istituto di Mineralogia dell'Università di Milano, sotto la direzione del Prof. G. SCHIAVINATO.

I rilevamenti, iniziati nel 1961, sono stati ultimati nella primavera del 1968; al termine sono state eseguite numerose revisioni ed apportati perfezionamenti alla luce dei nuovi dati emersi con il progredire delle indagini. Scarsi ed a carattere generale sono, infatti, i lavori precedenti che riguardano dal punto di vista geologico-strutturale l'area interessata da rocce cristalline; di essi e degli Autori che si sono occupati di problemi limitati ad alcuni particolari aspetti si farà menzione nei vari capitoli.

Di valido aiuto si sono dimostrati, invece, gli studi editi ed inediti eseguiti a cura dei ricercatori di entrambi gli Istituti, utilizzati con opportuni perfezionamenti ed aggiornamenti nella fase di coordinamento cartografico. A tale proposito si sottolinea che per la stesura del foglio ci si è attenuti al criterio formazionale codificato nel « Testo Unico delle disposizioni concernenti il rilevamento della Carta Geologica d'Italia ». Per il Cristallino la « formazione » è stata peraltro intesa genericamente come unità litologica caratteristica e cartografabile, prescindendo da rigorose considerazioni sulla genesi, età o grado metamorfico. L'estrema complicazione tettonica ha indotto, in qualche caso, a separare unità litologicamente simili ma difficilmente correlabili; tali incertezze, come pure alcuni nomi formazionali, potranno essere, pertanto, eliminati o modificati con il progredire degli studi nelle aree collaterali.

Tutti gli elementi per il disegno della carta furono esaminati dal Comitato Geologico ed approvati nella primavera 1968.

Il disegno per la stampa fu eseguito presso l'Istituto di Mineralogia di Milano, dal Dott. A. MONTRASIO.

GIUSEPPE SCHIAVINATO

II — CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE

(R. POZZI)

Gli studi riguardanti il territorio compreso nel foglio BORMIO sono numerosi e si susseguono dal 1857 (THEOBALD), ad oggi. Si tratta, nella maggior parte dei casi, di lavori a piccola scala rivolti soprattutto ai problemi di tettonica regionale. La scuola svizzera e in epoca più lontana anche quella austriaca, hanno una lunga tradizione di ricerche geologiche nell'alta Valtellina, ma non si può dimenticare che anche la scuola italiana è presente con gli studi di FRANCHI (1911), Gb. DAL PIAZ (1936-1938) e C. ANDREATTA le cui ricerche sul Cristallino del foglio geologico M. CEVEDALE devono considerarsi fondamentali per tutta la regione dell'Ortles.

Dei lavori più vecchi citeremo soltanto quelli indispensabili all'inquadramento dei problemi regionali e locali; si tratta, in ordine cronologico delle opere di HAMMER, SPITZ e DYHRENFURTH (1914), STAUB (1911-1917-1919-1924-1937), KAPPELER (1938), ANDREATTA (1939-1941-1942).

Nel 1908 HAMMER descrisse la geologia dell'Ortles e del Chavalatsch completando ed ampliando tutti gli studi precedenti e segnatamente quello di ZOEPPRITZ del 1906. HAMMER studiò il Cristallino, il « Verrucano » ed il Trias superiore dell'Ortles ed in particolare si soffermò sull'origine delle dolomie cariate e dei gessi che attribuì al Raibliano. Gli affioramenti sono stati descritti con grande precisione ed abbondanza di particolari. Per ciò che riguarda in particolare il Cristallino si debbono ad HAMMER (1902-1903-1905) i primi studi di dettaglio sulle metamorfite della Val Zebrù e regioni limitrofe, studi che già da allora permisero di rico-

noscere l'origine di tali rocce — derivate da una sequenza sedimentaria arenaceo-argillosa — ed i componenti mineralogici fondamentali. Dal punto di vista della tettonica regionale HAMMER respinse le ipotesi faldistiche di TERMIER e considerò la zona sedimentaria dell'Ortles (ed in particolare la sua parte orientale) come una grande sinclinale chiusa a settentrione, il cui nucleo sarebbe costituito dal Retico di Fraele. I termini estremi della sinclinale sarebbero rappresentati dal Cristallino di Campo a Sud e dal Cristallino del Braulio a Nord; le masse cristalline sarebbero unite al disotto di quelle sedimentarie. HAMMER descrisse in dettaglio le zone di contatto tettonico fra Cristallino e Sedimentario, che indicò con i nomi di « linea di Trafoi » e « linea dello Zembrù », e, pur ammettendo la struttura a sinclinale, ritenne che queste zone rappresentassero scorrimenti di importanza fondamentale nella geologia della regione. SPITZ e DYRENFURTH nel 1914 pubblicarono la loro monografia sulle Dolomiti della Bassa Engadina corredata da una carta geologica in scala 1:50.000. Si tratta del primo lavoro veramente di dettaglio che servì di base a tutti i lavori successivi.

I due studiosi austriaci con fortunati ritrovamenti di fossili suddivisero la massa sedimentaria nei vari livelli del Trias alpino: Buntsandstein, Muschelkalk e Keuper, riconoscendovi il « livello di Campil », l'Anisico, il Ladinico, il Carnico, il Norico ed il Retico. Il Giura sarebbe rappresentato da litotipi soprattutto calcarei riferiti al Lias.

Allo studio del Cristallino si dedicò in particolare A. SPITZ ed occupa una parte importante della monografia. Vi sono riportate le descrizioni dei litotipi fondamentali del territorio a cavallo del confine italo-svizzero con le analisi chimiche e petrografiche relative. In particolare sono studiati gli Scisti di Casanna, riprendendo ed approfondendo ciò che già avevano detto HAMMER, THEOBALD e STACHE (1876), ed i loro rapporti con le lenti di marmo in essi incluse.

La struttura tettonica sarebbe costituita da un complesso sistema di anticlinali e sinclinali, quasi sempre schiacciate e talvolta laminate. Questa struttura sarebbe la conseguenza di spinte ad arco da Est a Ovest; per questo SPITZ e DYRENFURTH respinsero l'ipotesi faldista di spinte da Sud verso Nord (TERMIER). La monografia di SPITZ e DYRENFURTH fu pra-

ticamente l'ultimo lavoro della scuola « autoctonista » austriaca nella zona dell'Ortles. Dopo la prima guerra mondiale, infatti, sotto la guida del Prof. STAUB, la scuola svizzera di Zurigo intraprese e portò a termine tutta una serie di studi e ricerche, nella regione della Bassa Engadina e dell'Ortles, che portarono al sopravvento delle ipotesi di TERMIER. Dal 1915 al 1921 STAUB accettò i concetti di HAMMER sostenendo che la falda di Campo (Austroalpino medio) è stata soggetta a potenti retroflessioni causate dalla culminazione della Bassa Engadina. Più tardi però (1924) STAUB modificò il proprio punto di vista e nella opera « Der Bau der Alpen » si riferisce ai concetti di TERMIER considerando la massa Ortles-Umbrail come falde estranee migrate dal luogo delle loro radici dall'interno dell'arco alpino verso l'esterno. STAUB osservò inoltre che essendo la direzione della fronte della falda dell'Umbrail disposta all'incirca NE-SO, le spinte dovettero aver agito da SE verso NO, in contrasto con le idee di TERMIER (spinte S-N) e di HAMMER (spinte da E verso O).

Questa concezione fu in seguito criticata da vari autori.

Secondo WENK (1934) le rocce che costituiscono le Dolomiti dell'Engadina giacciono normalmente sul Cristallino del Silvretta come parte integrante dell'Austroalpino superiore. Questi sedimenti formerebbero una normale, seppure complessa, sinclinale sul dorso della falda del Silvretta. Successivamente HAMMER, SANDER e Gb. DAL PIAZ compresero la falda dell'Ortles e quella dell'Umbrail nell'Austroalpino superiore negando la esistenza di una facies austroalpina media. Di conseguenza la zona dell'Ortles venne interpretata come una zona di passaggio fra le formazioni alpine settentrionali e meridionali incuneata nel dorso cristallino della falda del Silvretta. Da ciò derivò che le masse in discussione sarebbero state messe in posto da spinte dinamiche dirette da nord verso sud. Alla complicata struttura a falde austroalpine medie e superiori di STAUB venne così sostituito un semplice austroalpino superiore, se non addirittura una struttura autoctona a ventaglio come in parte già pensava nel 1908 HAMMER.

Nel 1937 STAUB rispose a tutte queste critiche e valendosi di nuovi studi, propri e di allievi della sua scuola, pubblicò una grossa monografia sui « Problemi geologici delle montagne fra l'Engadina e l'Ortles ». In

questa opera STAUB si propose di stabilire se i sedimenti della Bassa Engadina costituiscono i resti del Mesozoico del Silvretta (Austroalpino superiore) oppure se rappresentino unità più profonde di passaggio fra le facies austro-alpine inferiori e quelle austroalpine superiori.

STAUB tracciò una vasta sintesi tettonica inquadrando i problemi della Bassa Engadina e dell'Ortles in quelli più generali riguardanti l'Austroalpino inferiore e superiore ribattendo punto per punto le varie critiche e proponendo in particolare per l'Ortles una complessa struttura a scaglie, così come sarà più dettagliatamente descritta dal suo allievo KAPPELER l'anno dopo. STAUB non trovò giustificata la separazione della falda di Quatervals da quella di Umbrail fatta da HEGWEIN e ribadì la propria opinione sulla identità di facies fra queste due unità tettoniche ammettendo però che la falda di Umbrail sia tettonicamente indipendente dalla falda dell'Ortles.

Circa la somiglianza fra il Cristallino di Campo ed il Cristallino del Silvretta, STAUB precisò il proprio pensiero affermando l'esistenza di una unica grande provincia petrografica che comprenderebbe anche la base cristallina meridionale della Catena Orobica; questa provincia viene contrapposta ad una provincia austroalpina inferiore dell'Err, del Bernina e della Dent-Blanche.

Secondo STAUB esistono ampie relazioni tra il Cristallino dell'Austroalpino medio ed il cristallino dell'Austroalpino superiore; relazioni che tuttavia non escludono differenze notevoli fra i gruppi cristallini delle varie unità tettoniche come, ad esempio, la predominanza dell'anfibolite nel Cristallino dell'Austroalpino superiore.

STAUB concluse il suo studio riaffermando l'appartenenza della falda di Campo I.s. all'Austroalpino medio; la parte superiore di questa grande unità tettonica sarebbe formata dal ricoprimento di Umbrail soprastante al « Cristallino del Braulio » e alla falda dell'Ortles. Il ricoprimento di Umbrail viene poi suddiviso in unità tettoniche minori. Analogamente la falda dell'Ortles sarebbe formata da un sistema di scaglie. Il Cristallino di Campo secondo STAUB comprenderebbe nella parte superiore il Cristallino di Campo Livigno e del Sobretta e nella parte inferiore le formazioni cristalline della zona del Sassalbo.

Non si può infatti dimenticare che STAUB si è dedicato allo studio petrografico delle rocce cristalline prima e contemporaneamente alle sue vaste sintesi tettoniche; si ricordi ad esempio lo studio petrografico nella zona del Bernina (1915). D'altra parte ai problemi specifici del Cristallino alpino si dedica soprattutto P. NIGGLI della scuola di Zurigo che ha pubblicato diversi lavori fra i quali ricordo quello di HECKER (1903), quello di RASCH (1911) riguardante la petrografia delle rocce dioritiche e del massiccio gabbrico dell'alta Valtellina, quello di KÜCHLER (1914), quello di MÜLLER (1954) sulle dioriti di S. Antonio Morignone ed infine quello di KOENIG (1964) relativo alla geologia ed alla petrografia dell'alta Valtellina. Quest'ultimo lavoro appare notevole sotto molti aspetti sebbene non si possa essere d'accordo su alcune conclusioni generali.

Nel 1938 KAPPELER, attribuendo al Retico parte dei calcari interstratificati nella dolomia norica della falda dell'Ortles, ha interpretato il Massiccio dell'Ortles come una complessa struttura a scaglie sovrapposte confermando le ipotesi Staub che presuppongono spinte da sud verso nord e spinte da SE a NO (componente Giudicaria).

DAL PIAZ, tenendo presente la circostanza che l'età dei calcari retici inferiori non è stata documentata da reperti paleontologici, come ammetteva KAPPELER, non ritenne si dovesse abbandonare la concezione della sinclinale mesozoica chiusa a settentrione, quale venne formulata da HAMMER e successivamente sviluppata da altri geologi. Questa concezione si accordava molto bene con gli elementi stratigrafici e tettonici regionali, che invece contrastavano con le ipotesi di TERMIER e di STAUB. Nel 1938 anche HAMMER prendeva posizione contro le conclusioni tettoniche di STAUB e KAPPELER ribadendo le proprie ipotesi e concordando sostanzialmente con Gb. DAL PIAZ. In particolare HAMMER sostenne l'appartenenza del Cristallino della Münstertal (Falda di Scarl per STAUB) a quello del Braulio (Falda di Umbrail) e la continuità del Trias dell'Umbrail e del Trias del Piz Lad-Lischanna; con ciò cadrebbe la duplice suddivisione Falda di Scarl e Falda di Umbrail. HAMMER discusse dettagliatamente anche l'attribuzione tettonica degli « Scisti di Lasa » concludendo per una loro appartenenza all'Austroalpino superiore. Con ciò essendo gli « Scisti di Lasa » sotto le filladi del basamento cristallino della Falda

dell'Ortles, apparterebbe all'Austroalpino superiore la Falda dell'Ortles stessa, come già sosteneva DAL PIAZ (1937).

Del 1953 è lo studio molto importante di HESS. In esso viene chiaramente messa in evidenza la stretta parentela stratigrafica fra i sedimenti della falda di Quaternals e quelli della falda dell'Ortles che abbiamo effettivamente riscontrato. Questo fatto naturalmente porta ad interpretazioni tettoniche notevolmente diverse rispetto a quanto sostenuto in quegli anni a Zurigo. Di esse parleremo più in dettaglio nel paragrafo dedicato alla tettonica.

Delle numerose pubblicazioni di ANDREATTA sui problemi (in special modo petrografici) che interessano la regione dell'Ortles ci limitiamo a ricordare qui quella del 1954 per l'importanza che essa riveste nello studio del Cristallino. ANDREATTA cita fra i motivi tettonici fondamentali e caratteristici della regione:

— il fatto che la formazione delle filladi e quella dei parascisti di meso-epizona formino un unico complesso tettonico, con graduali passaggi e perfino con reciproche intercalazioni nella zona di limite tra l'una e l'altra. Queste due formazioni circondano, praticamente senza discontinuità, tutta la massa sedimentaria dell'Ortles da sud a nord (per intenderci fino al Cristallino del Braulio);

— la formazione di catazona al contrario è nettamente separata da quella di meso-epizona da una importante zona di scorrimento. Questa formazione occupa l'angolo SE del foglio M. CEVEDALE;

— le frequenti curvature ed ondulazioni delle superfici di scistosità delle filladi sembrano, almeno in parte, essersi formate successivamente all'origine della scistosità stessa;

— una seconda ed una terza unità tettonica sono rappresentate dalla « serie del Tonale » formata da paragneiss e micascisti di catazona superiore e dalla « serie di Ultimo »;

— analogia di terreni, di motivi-tettonici ed anche di iniezioni magmatiche, fra il Cristallino del Gruppo dell'Ortles ed il Cristallino del Gruppo del Silvretta.

ANDREATTA sulla base di analisi petrotettoniche effettuate su tutte le rocce delle tre formazioni fondamentali (delle filladi quarzifere, dei pa-

rascisti di meso-epizona e dei parascisti di catazona) affermò che il Cristallino del gruppo dell'Ortles dimostra sicure testimonianze dei corrugamenti caledoniano, varisco ed alpino e forse di corrugamenti ancora più antichi. Il metamorfismo di epizona sembrerebbe imputabile al corrugamento ercinico; così all'ercinico si dovrebbe far risalire il metamorfismo di epizona delle filladi quarzifere del complesso sudalpino. D'altra parte ANDREATTA osservò che in uno dei suoi ultimi lavori (1957) STAUB tende a collegare abbastanza strettamente le falde austroalpine con quelle sudalpine in una unità detta « pannonica ».

L'Istituto di Geologia dell'Università di Milano, diretto sino al 1967 da A. DESIO e successivamente da B. MARTINIS, ha intrapreso lo studio del Sedimentario dell'alta Valtellina dal 1953; i primi lavori sono stati pubblicati nel 1957. Successivamente sono usciti studi parziali e regionali, sia di stratigrafia che di paleontologia che di tettonica ad opera di R. POZZI (1957-1966), R. GELATI (1964-66), G. PAREA (1960), E. MARTINA (1957-58), A. GIORCELLI (1957), che seguendo la tradizione della Scuola Milanese hanno portato a notevoli conclusioni di carattere regionale, partendo da nuovi e più sicuri dati stratigrafici e paleontologici. A questi lavori si farà più ampio riferimento nei prossimi paragrafi.

A sua volta l'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Milano, diretto da G. SCHIAVINATO, sta studiando il Cristallino della Valtellina da oltre un decennio. Gli studi riguardanti la regione interessata dal F° BORMIO sono stati svolti da R. POTENZA (1962-63) sulla serie micascistoso-filladica dell'alta Valtellina e sulle relative intercalazioni di anfiboliti e di scisti cloritico-epidotici; da E. DE MICHELE (1963) sulle migmatiti della Val di Sacco (alta Val Grosina); da C. CAMPIGLIO ed R. POTENZA (1964-67) sulle facies dioritiche e su quelle oliviniche del Gabbro di Sondalo; da F. PACE (1966) relativamente alla Val Viola esponendo osservazioni sull'origine e sui reciproci rapporti fra le diverse formazioni metamorfiche. Ugualmente pubblicata da G. BONSIGNORE e U. RAGNI (1966) è una carta geologica in scala 1:50.000 con schema tettonico in scala 1:250.000 di una regione limitrofa al F. Bormio, comprendente anche un settore del crinale orobico.

Dei risultati di questi lavori si dirà nel contesto quando l'argomento trattato lo richiederà.

Dopo la morte di STAUB, la Scuola di Zurigo e quella di Berna di J. CADISCH hanno continuato a lavorare anche in territorio italiano, che geologicamente viene compreso nelle Dolomiti della Bassa Engadina.

Sono da segnalare gli studi di KARAGOUNIS (1962), di SOMM e SCHNEIDER (1962) ed in modo particolare quelli di KELLERHAIS (1962-1966), che porta a conclusioni originali e sotto molti punti di vista nuovi, che in gran parte vengono condivisi anche da noi. Nel 1964 sono stati pubblicati postumi due studi di STAUB sull'alta Valtellina. In essi si accenna a nuove interpretazioni consistenti soprattutto in una suddivisione dell'Austroalpino in sistemi e complessi comprendenti nuove unità tettoniche sia nell'Ortles s.l. che in Val Grosina. Nel settore di Bormio, in particolare, affiorerebbero in finestra gli scisti cristallini di Languard e lame di sedimentario (ad esempio il cuneo dolomitico di Premadio) assimilabili a quelle di Val Federia.

III — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

(G. BONSIGNORE - R. GELATI - U. RAGNI)

L'area compresa nel F° BORMIO si sviluppa nel tratto più occidentale delle Alpi Centrali; costituisce un importante settore delle Alpi Retiche, di estremo interesse per la comprensione dei principali motivi geologici della catena alpina.

Sono stati riconosciuti e in gran parte reinterpretati alcuni elementi fondamentali dell'edificio strutturale pennidico-austroalpino, delineati attraverso lavori successivi da R. STAUB a partire dal 1912.

Alla luce dei più recenti orientamenti e delle nostre dirette osservazioni ci è parso obiettivo separare nel territorio in esame, dal basso verso l'alto: unità pennidiche (Pennidi superiori), unità austroalpine inferiori (Sistema del Bernina) ed austroalpine superiori (Sistemi di Languard-Tonale, Ortles-Quaternals, Scarl-Umbrail). Queste ultime comprendono sia le masse austroalpine medie sia quelle austroalpine superiori di R. STAUB.

Ad una osservazione di insieme nell'ambito del foglio in esame si possono individuare tre parti, litologicamente ben differenziate:

— la parte più settentrionale, con prevalenza di formazioni sedimentarie;

— la parte centro-meridionale, costituita essenzialmente da formazioni metamorfiche;

— la parte sud-orientale, con un importante affioramento di rocce eruttive.

Le formazioni sedimentarie sono, in prevalenza, estese a nord e a nord-ovest della linea Bormio-Livigno-Forcola di Livigno. Si tratta di una potente successione di età permo-liassica in cui, come meglio precisato

in seguito, si riconoscono i Sistemi del Bernina, Languard-Tonale, Ortles-Quatervals e Scarl-Umbrail.

Nell'ambito delle formazioni metamorfiche, le Filladi di Bormio e le Filladi della Cima Vicima, rispettivamente, basamento della successione sedimentaria di Ortles-Quatervals e di Sella, costituiscono con ogni probabilità le unità stratigraficamente più elevate, eccezion fatta per il limitato lembo delle Serpentine di Fellaria di età giurassico-cretacica. Le rimanenti metamorfiti — almeno in parte prepaleozoiche e, comunque, di età più antica rispetto alle precedenti — rivelano sempre un marcato carattere polimetamorfo e sono tettonicamente riferibili ai Sistemi del Bernina, Languard-Tonale e Scarl-Umbrail per l'Austroalpino e, limitatamente all'angolo sud-ovest del foglio, alla Falda pennidica Margna.

Le formazioni eruttive sono rappresentate eminentemente nel tratto di fondovalle valtellinese a sud di Valle di Sotto, ove costituiscono la massa principale del plutone di Sondalo; manifestazioni minori affioranti in Valle Grosina, in Val di Rezzalo e nell'Alta Val Viola si possono, a buon diritto, interpretare come apofisi isolate dello stesso plutone e della massa eruttiva della Val di Campo. Alcune riserve si pongono, in fine, circa la possibilità di estendere tali rapporti genetici e cronologici ai graniti del Pizzo del Leverone e del M. Cotschen.

IV — STRATIGRAFIA

A) FORMAZIONI METAMORFICHE

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

Le formazioni metamorfiche occupano la porzione più vasta dell'area in esame e si sviluppano eminentemente nel settore centro-meridionale del foglio. Esse individuano una svariata gamma di litotipi con caratteri mineralogici e strutturali che rivelano più o meno evidenti condizioni di ambiente metamorfo comprese tra la catazona e le epizona. Nell'ambito delle singole formazioni sono, inoltre, assai frequenti reciproci passaggi ed alternanze di litotipi a diverso grado di metamorfismo, attraverso una gran varietà di termini di transizione; questa estrema variabilità areale nella costituzione petrografica delle formazioni metamorfiche è, talora, resa più complessa dalle dislocazioni tettoniche che le hanno profondamente sconvolte e smembrate.

A questo proposito si constata che, in ogni singola unità tettonica, l'assetto delle formazioni metamorfiche appare invertito rispetto alla successione zonedgrafica di una normale serie metamorfica; gli scisti a minor grado di metamorfismo risultano, infatti, quasi ovunque in posizione stratigrafica più profonda di quelli a cristallinità più accentuata. Questa considerazione si inquadra probabilmente in un vasto problema di tettonica regionale, sicuramente prealpina.

Le metamorfiti della regione, come già segnalato da C. ANDREATTA (1954) e come già abbiamo avuto occasione di osservare in aree contigue, manifestano un evidente carattere polimetamorfo. Lo studio petrografico delle varie formazioni ha posto in luce sicure testimonianze

di almeno due atti metamorfici principali, talora sovrapposti e nettamente intervallati nel tempo.

Il primo, per lo più responsabile dell'attuale facies degli scisti e con un grado più elevato di intensità, si è manifestato nelle singole aree con caratteri tipici di ambiente catazonale e mesozonale; esso si deve far risalire a fasi di corrugamento anteriore all'alpino, con ogni probabilità pre-paleozoiche. Numerosi argomenti autorizzano, poi, ad attribuire l'atto feldspatizzante, cui sono geneticamente connesse alcune potenti masse di rocce migmatiche, a fasi di mobilitazione manifestatesi nell'ambito di questo metamorfismo principale; i due fenomeni verrebbero, pertanto, ad inquadarsi nella stessa orogenesi.

Il successivo metamorfismo, meno intenso del precedente ed a carattere epizonale, di rado riesce a mascherarne l'impronta e si traduce, per lo più, in trasformazioni retrometamorfiche (cloritizzazione della biotite, dei granati e degli anfiboli, sericitizzazione dei feldspati). In accordo con quanto sostenuto da C. ANDREATTA (1954) per le metamorfite della Val di Pejo e della Catena Vioz Cevedale, riteniamo che l'atto metamorfico epizonale si debba ricollegare all'orogenesi ercinica.

Si deve segnalare che, prescindendo dalle Serpentine di Fellaria di età giurassico-cretacica, solo in due formazioni prevale l'impronta dell'atto metamorfico epizonale; si tratta delle Filladi della Cima Vicima (Cristallino del Sella) e delle Filladi di Bormio (Cristallino dell'Ortles), nelle quali appare meno evidente il precedente metamorfismo e che sembrano costituire il basamento delle successioni sedimentarie della Falda Sella e del Sistema Ortles-Quatervals.

Agli effetti dei due atti metamorfici principali si sovrappongono, inoltre, locali fenomeni di milonisi e di laminazione, nonché una più o meno marcata clastesi generale, che rappresentano l'ultima manifestazione a carattere dinamico riscontrabile negli scisti, alla quale fa seguito un'azione finale di risanamento con apporti di quarzo e di calcite. Solo tali modificazioni sarebbero riferibili all'orogenesi alpina.

Allo stato attuale delle conoscenze mancano elementi sicuri per definire la successione cronostratigrafica delle formazioni metamorfiche in questione; si è ritenuto, pertanto, più opportuno illustrarle secondo l'ordi-

ne di sovrapposizione con cui esse attualmente si presentano nell'edificio tettonico, a partire dal basso verso l'alto.

1) m_{cl} — Micascisti del Monte Acquanera: *micascisti e paragneiss cloritico-granatiferi, talora biotitici e anfibolici. (Archeozoico ?).*

(A. MONTRASIO)

Essi affiorano in una limitatissima zona, all'estremo SW del Foglio, in alternanza tettonica a scaglie di rocce calcareo-dolomitiche più o meno metamorfosate, di probabile età mesozoica ($G-T_M$).

Si tratta di parascisti di mesozona, la cui attuale facies debolmente retrometamorfica (cloritizzazione di anfibolo, biotite e granato) è da attribuirsi all'orogenesi alpina.

Superiormente i Micascisti del Monte Acquanera vengono in contatto tettonico col Cristallino del Sella (f_{cl} , g_{ob}). Il limite inferiore con le sottostanti Serpentine della Val Malenco (Cristallino di Suretta) risulta anch'esso di natura tettonica e compare nei contigui fogli TIRANO (19°) e SONDRIO-BERNINA (18°-7°).

2) f_{cl} — Filladi della Cima Vicima: *filladi cloritiche e granatifere a lenti e noduli di quarzo; micascisti filladici; filloniti talora carboniose con locali intercalazioni di cloritoscisti.*

g_{ob} — Membro degli gneiss dell'Alpe Cavaglia: *gneiss occhiadini cloritici, gneiss listati muscovitici e gneiss granitoidi biotitici.*

(A. MONTRASIO)

Questa formazione affiora nel settore SW del Foglio. Essa è costituita fondamentalmente da una serie di parascisti nettamente epizonali, i cui caratteri corrispondono a ciò che nella letteratura geologica è noto sotto il nome di « Scisti di Casanna » (« Casannaschiefer »), presumibilmente di età paleozoica. Tuttavia la presenza di minerali di mesozona (granato) e di strutture relitte non escludono la possibilità che le Filladi della Cima Vicima rappresentino anche esse, al pari delle metamorfite sotto e soprastanti, una formazione polimetamorfica e, come tale, appartengano al « Cristallino antico », Archeozoico (?).

Nella massa fondamentale prevalentemente filladica sono inglobati corpi stratoidi concordanti di gneiss di vario tipo, di probabile derivazione magmatica o migmatite.

In prossimità del contatto tettonico con il sottostante Cristallino della Margna vi sono intercalati 2 corpi stratoidi granitici riferibili al Granito del Pizzo di Canciano (γ_1), maggiormente sviluppato nel contiguo Foglio SONDRIO-BERNINA. Il limite superiore, col Cristallino del Bernina, è pure tettonico ed è evidenziato dall'esistenza di una scaglia di serpentine (**sr'**: Serpentine di Fellaria), presumibilmente mesozoiche.

3) **mg** — Formazione della Vetta Ron: *micascisti e gneiss muscovitico-cloritici, con passaggi a scisti cloritici e a prasiniti.*

g_{cl}^o — Membro degli gneiss del Pizzo Sareggio: *gneiss occhiadini muscovitico-cloritici. (Archeozoico).*

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

Nell'ambito del foglio questa formazione affiora in due limitate zone, ben distinte: a nord, sul versante sinistro della Valle della Forcola di Livigno e in Valle del Monte; a sud, in prossimità della Vedretta Fellaria Orientale e della Vedretta di Pizzo Verona. L'area di affioramento più vasta si trova, tuttavia, in territorio elvetico (Val del Fain, Piz Lagalb, Passo del Bernina), come risulta dalla Carta Geologica del Gruppo del Bernina di R. STAUB (1946).

La Formazione della Vetta Ron raggruppa in sé una vasta gamma di rocce che rispecchiano condizioni di ambiente metamorfico di mesoepizona, con reciproche transizioni. I tipi petrografici prevalenti sono rappresentati da micascisti e paragneiss muscovitico-cloritici a tessitura finemente scistosa; localmente si manifestano insensibili passaggi a tipi più quarziticici e a quarziti muscovitiche grigio chiare, sempre concordanti con gli scisti incassanti. Molto diffusi e, comunque, in intima associazione con i micascisti e con gli gneiss, anche se ad essi subordinati, appaiono gli scisti cloritici e le prasiniti cloritico-epidotiche, ricche di titanite.

E' stato, inoltre, distinto il Membro degli gneiss del Pizzo Sareggio

(g_{cl}^o), rappresentato da rocce feldspatizzate di tipo migmatite (gneiss occhiadini e gneiss listati, prevalentemente muscovitico-cloritici) presenti sotto forma di potenti ammassi lenticolari, intercalati negli scisti **mg**. Affioramenti cospicui di tali rocce si riscontrano in Valle della Forcola di Livigno e in Valle del Monte, mentre sul versante meridionale del Pizzo Verona prevalgono intercalazioni lenticolari di minore entità.

La Formazione della Vetta Ron costituisce la parte basale del Cristallino del Bernina, a diretto contatto sulle sottostanti unità penniniche, ed il suo limite inferiore è, pertanto, di natura tettonica. Superiormente essa appare sormontata dalle formazioni sedimentarie permo-triassiche, nonché dai Porfidi quarziferi di Alp la Stretta; localmente essa è sovrascorsa dalle formazioni cristalline delle unità austroalpine più elevate.

4) **sr'** — Serpentine di Fellaria: *serpentine bastitiche a magnetite. (Mesozoico ?).*

(A. MONTRASIO)

Affiorano in un lembo ristretto tra la Cima di Val Fontana e la Vedretta di Fellaria Orientale, nel settore sud-occidentale del foglio. R. STAUB (1946) ne segnala l'esistenza di altri lembi a E e a SE del Pizzo Verona, in territorio elvetico, e le attribuisce all'«Eruttivo ercinico del gruppo del Bernina».

Si tratta di serpentine antigoritiche, con pseudomorfosi di dolomite e antigorite su pirosseni originari («bastite»), e con magnetite; di colore da verde scuro a blu violaceo, sono molto tenaci e hanno grana minuta e tessitura massiccia. Le intense sollecitazioni meccaniche le hanno trasformate in una breccia tettonica.

Le Serpentine di Fellaria sono comprese, sotto forma di truciolo tettonico, tra la Formazione della Vetta Ron e le Filladi della Cima Vicima. E' lecito avanzare l'ipotesi che esse abbiano lo stesso significato tettonico delle scaglie di rocce sedimentarie, quali elementi di separazione fra due unità tettoniche diverse. In tal caso le Serpentine di Fellaria rappresentano il nucleo della sinclinale strizzatissima tra il Cristallino del

Bernina e la Falda Sella e appartengono al ciclo ofiolitico mesozoico che ha dato luogo alla ben più cospicua massa delle Serpentine della Val Malenco **sr** (V. Fogli TIRANO e SONDRIO-BERNINA).

5) **mf** — Formazione della Punta di Pietra Rossa: *micascisti muscovitico-cloritici, gneiss minuti biotitico anfibolici, con intercalazioni di quarziti.* (Archeozoico).

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

La formazione affiora lungo gran parte del tratto mediano del confine occidentale italo-svizzero; forma una ampia fascia nella regione compresa tra la Valle di Fraele e la Val Viola, per venire nuovamente a giorno sul fondovalle valtellinese (Valle di Sotto) e nel settore sud-orientale del foglio (C.ma Savoretta, Passo di Pietra Rossa, M. dei Poltròn).

Essa raggruppa in sé una vasta gamma di rocce che rispecchiano condizioni di diverso ambiente metamorfico, con reciproci passaggi attraverso insensibili transizioni. Il tipo petrografico medio prevalente è rappresentato da micascisti muscovitico-cloritici in facies epi-mesozonale, e da micascisti anfibolico-granatiferi, localmente tormaliniferi, con carattere decisamente mesozonale, nei quali sono spesso riconoscibili i caratteri polimetamorfici della formazione. Gneiss minuti biotitici, talora granatiferi ed anfibolici, filladi e filloniti cloritiche sono intimamente associate ai micascisti, anche se sempre ad essi subordinati.

In prossimità del plutone intrusivo del Pizzo Bianco e del Passo di Val Viola gli scisti della Formazione della Punta di Pietra Rossa manifestano chiare testimonianze di fenomeni di contatto, quali brecce di intrusione ed hornfels ad andalusite, tormalina e granato.

In rapporto con i tipi filladici e micascistosi sono diffuse le lenti di quarzo, nonché le intercalazioni di quarziti micacee grigio chiare (**q**), a muscovite prevalente e subordinata biotite cloritizzata, sempre concordanti.

Nell'ambito della formazione sono stati distinti i seguenti tre membri:

q^m — Membro delle quarziti del C.no di Capra.

Le intercalazioni quarzitiche assumono enorme sviluppo, sino a prevalere sugli scisti incassanti, lungo una fascia che si snoda dalla Val di Campo, al C.no di Capra fino al M. di Foscagno. Si tratta di fitte alternanze concordanti di banchi di quarziti e quarziti micacee, grigio scure, con interstrati di micascisti **mf**. Nella zona del C.no di Capra il membro quarzítico raggiunge la sua potenza massima, valutabile in circa 800 m.

go — Membro degli gneiss occhiadini del Dosso Cornin.

Si tratta di rocce feldspatizzate di tipo migmatico, presenti sotto forma di potenti ammassi stratoidi, relativamente unitari, smembrati durante le vicende tettoniche della formazione incassante.

Affiorano sul versante sinistro della Val di Rezzalo (settore SE del foglio), ma prevalgono sul versante destro della Valle della Forcola di Livigno, al M. delle Rezze, al M. del Buon Curato ed alla Costa delle Mine, fino alla Vallaccia.

Il limite con gli scisti incassanti avviene attraverso la transizione di termini più o meno feldspatizzati; il fenomeno è localmente mascherato in rapporto ai fenomeni cataclastici e milonitici.

Il tipo petrografico più diffuso è uno gneiss occhiadino a due niche, prevalentemente biotitico, a tessitura relativamente omogenea. L'attuale natura migmatica è rivelata dalla presenza di una compagine scistosa più antica (*paleosoma*) interessata da successivi apporti metasomatici quarzoso-feldspatici (*neosoma*).

Sul versante orientale del M. delle Rezze ed allo sbocco della Val Tresenda, gli gneiss in questione mostrano un grado più spinto di omogeneità ed assumono aspetto granitoide (Anatessiti Auct.).

g^l — Membro degli gneiss lisati del M. Varadega.

Affiorano sul versante Nord della C.na di Campo e del Pizzo del Leverone.

Il limite con gli scisti **mf** avviene insensibilmente per transizioni.

Sono rocce gneissiche a tessitura listata dovuta a fitte, ripetute alternanze di letti biotitici e di bande quarzoso-feldspatiche.

Il tipo prevalente è uno gneiss biotitico, granatifero ed epidotico, con anfibolo (orneblenda verde), in cui il feldspato potassico (microclino) prevale sul plagioclasio (andesina-labradorite).

Alquanto dubbia appare la natura dei rapporti petrogenetici esistenti tra queste rocce, le masse di gneiss occhiadini e le intrusioni granodioritiche dell'Alta Valtellina.

Sia il limite superiore sia il limite inferiore della Formazione della Punta di Pietra Rossa sono di natura tettonica. Al letto sovrasta direttamente le rocce sedimentarie e cristalline del Sistema del Bernina; al tetto essa è, a sua volta, sovrascorsa da unità che occupano più elevate posizioni nell'edificio strutturale austroalpino (Micascisti della Cima Rovaia, Gneiss del M. Tonale, Filladi di Bormio, Formazione di Valle Grosina).

6) m_{st} — Micascisti della Cima Rovaia: *micascisti, talora gneissici, a due miche o prevalentemente muscovitici, granatiferi, spesso staurolitici, in facies di contatto. (Archeozoico).*

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

I Micascisti della Cima Rovaia si identificano con i *micascisti a granato e staurolite*, accezione con la quale CORNELIUS-FURLANI (1930) indicarono gli scisti a carattere mesozonale associati agli Gneiss del M. Tonale, lungo il decorso della « Linea Insubrica ».

Gli affioramenti di queste rocce, nell'ambito del foglio, sono limitati ad alcuni lembi isolati di scaglie tettoniche, situati alla sommità del M. della Neve, del M. Corno e del M. Foscagno.

I Micascisti della Cima Rovaia si presentano qui in evidente facies metamorfica di contatto e non conservano, pertanto, i caratteri petrografici e mineralogici tipici della formazione nelle sue principali zone di affioramento in Val Camonica. Nelle scaglie del Livignasco prevalgono, infatti, hornfels nodulari a due miche o prevalentemente muscovitici, staurolitici ed andalusitico-granatiferi, con struttura da cataclastica a milonitica. Non è stato, tuttavia, riscontrato alcun diretto rapporto con

masse eruttive responsabili dell'attuale facies metamorfica di contatto degli scisti; eccezion fatta per un limitato nucleo di granito chiaro (γ''), a due miche, inglobato nei micascisti della « Scaglia del M. Foscagno ».

Frequenti risultano le intercalazioni in lenti concordanti di anfiboliti biotitiche, talora granatifere (a); più rari sono, invece, i filoni di gneiss aplitici e pegmatitici (π'). A differenza di quanto osservato per gli Gneiss del M. Tonale, sono del tutto assenti i calcari cristallini e i calcefiri.

Nelle aree in esame, i limiti inferiore e superiore della formazione sono sempre di natura tettonica. Al letto essa sovrasta gli scisti della Formazione della Punta di Pietra Rossa, mentre al tetto essa appare sovrascorsa dalle scaglie degli Gneiss del M. Tonale. Nelle aree tipiche di affioramento, in Val Camonica, il limite tra i Micascisti della Cima Rovaia con gli Gneiss del M. Tonale avviene, invece, attraverso insensibili passaggi petrografici che testimoniano condizioni metamorfiche di ambiente viepiù profondo.

7) g_{st} — Gneiss del M. Tonale: *Gneiss e micascisti biotitico-sillimanitici, con intercalazioni di anfiboliti, calcari cristallini, quarziti e con filoni aplitico-pegmatitici. (Archeozoico).*

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

Gli affioramenti sono limitati al settore meridionale del foglio (finestra della Valle Grosina ed alta Valle di Rezzalo) e ad alcune scaglie presenti nel Livignasco (M. Corno e Val di Vago).

La formazione è costituita eminentemente da gneiss e micascisti a due miche, in prevalenza biotitici, sillimanitici e granatiferi, iniettati « letto a letto » da lenticelle quarzoso-feldspatiche. Lungo le linee di dislocazione sono frequenti gneiss milonitici scuri o rossastri, con caratteristiche lamine di muscovite sulle superfici di scistosità. Sono state riconosciute testimonianze di almeno due atti metamorfici, di cui il principale a carattere catazonale è stato, solo parzialmente, mascherato da quello successivo di tipo epizonale.

Nel tratto di fondovalle valtellinese, tra Mondadizza e S. Antonio Mo-

rignone, gli Gneiss del M. Tonale sono compenetrati e smembrati dalla intrusione di Sondalo. I processi metamorfici di contatto hanno, pertanto, trasformato gli originari gneiss e micascisti in prossimità del corpo eruttivo in hornfels a granato, biotite e sillimanite. Le scaglie sommitali del M. Corno, pur non manifestando alcun rapporto diretto con masse eruttive, presentano anch'esse evidenti effetti di un metamorfismo di contatto (hornfels ad andalusite, granato e tormalina), avvenuto presumibilmente in una fase precedente allo scagliamento.

Gli Gneiss del M. Tonale sono ovunque interessati da intercalazioni lenticolari di anfiboliti e di anfiboliti gneissiche (a), spesso in intima associazione con calcari, calcari dolomitici cristallini e calcefiri (c), più rare risultano le intercalazioni di quarziti micacee (q). Le suddette intercalazioni hanno carattere singenetico sedimentario; la loro presenza è in rapporto a locali variazioni nella composizione litologica di un originario deposito arenaceo-argilloso, colpito dal metamorfismo principale della formazione.

In Valle Grosina e in Valle di Avedo si riscontrano numerosi filoni di pegmatiti e di ortogneiss aplitici e pegmatitici (π). Si tratta di rocce a struttura granoblastica, con tessitura più o meno distinta, in cui il quarzo è il componente prevalente; seguono il feldspato potassico (ortoclasio e microclino), il plagioclasio (oligoclasio), la muscovite, nonché granato, tormalina ed ortite come accessori. Le iniezioni aplitico-pegmatitiche sono spesso discordanti ed interessano talora le intercalazioni di anfiboliti e di calcari cristallini, nei quali si notano segni di trasformazioni pneumatolitiche (calcefiri). Esse si debbono, quindi, ricollegare ad un ciclo di manifestazioni magmatiche o di mobilitazioni successive al metamorfismo catazonale della formazione.

A differenza di quanto avviene nelle regioni immediatamente a Nord della «Linea del Tonale», nell'alta Valtellina il limite inferiore della formazione è di natura tettonica. Essa sovrasta generalmente, con discordanza di giacitura, gli scisti della Punta di Pietra Rossa (mf) o i micascisti della Cima Roavaia (m_{st}). Al tetto essa è invece sovrascorsa dalla Formazione di Valle Grosina e dalle Filladi di Bormio.

- 8) **fp** — Filladi di Bormio: *Filladi quarzifere cloritiche e sericitiche, localmente arricchite in feldspato andesinico, passanti a micascisti biotitico-muscovitici; frequenti intercalazioni di marmi, prasiniti a epidoto, anfiboliti.*

(R. POTENZA)

La formazione ha un'estensione molto ampia, in quanto, oltre a coprire un'area cospicua del F. 8, si estende attraverso tutto il F. 9 in un'ampia fascia che comprende tra l'altro l'intero massiccio Vioz-Cevedale. Nel F. 8 le filladi affiorano in tutta la Valfurva, in Val Viola, al M. Vallecetta, al Pizzo Filone, nella valle di Livigno.

L'evoluzione morfologica di tutti i tipi costituenti la formazione è piuttosto rapida, per cui questa è caratterizzata da terreni a forme per lo più morbide alle quote più basse, mentre le creste sono molto articolate e instabili. Il tipo petrografico fondamentale è quello filladico, in cui i costituenti principali sono la sericite, la clorite e il quarzo. Non mancano la biotite e il granato, relitti di un metamorfismo di grado più elevato, precedente all'atto metamorfico che ha impresso il carattere principale alla formazione (facies *scisti verdi*). Sul versante destro della Valfurva (Grasso dell'Ablés, M. Confinale) nelle filladi compare un feldspato andesinico in ocelli di 1-2 mm di diametro: la roccia forma qui una massa ben delimitata di gneiss occhiadino a grana minuta che viene distinta dal resto della formazione come membro (Membro degli gneiss occhiadini del Grasso dell'Ablés **gom**). La parte topograficamente e geologicamente più alta della formazione (M. Vallecetta, versante sinistro della Val Viola) è costituita di micascisti a biotite e muscovite, talora con abbondante granato (facies *anfiboliti ad almandino*).

In alcune zone sono concentrate fitte intercalazioni lenticolari e stratiformi di marmi, prasiniti, anfiboliti. I marmi (c) hanno grana finissima e presentano belle variegature; gli imponenti affioramenti di Bormio non si prestano però allo sfruttamento a scopo ornamentale per la fitta fratturazione della roccia. Le prasiniti (p) sono abbondanti nella zona a facies filladica, mentre le anfiboliti (a) sono meno frequenti e prevalgono nei micascisti; le prime sono rocce verdi, compatte, composte di epidoto

pistacitico, plagioclasio andesinico, clorite e calcite in varie proporzioni, mentre le anfiboliti contengono, oltre all'orneblenda comune, soltanto il plagioclasio e alcuni derivati secondari; accessorio comune ed abbondante di prasiniti ed anfiboliti è la titanite. Scarsissima importanza hanno le rare intercalazioni di quarziti (q) e gneiss aplitici (π').

La formazione delle Filladi di Bormio inferiormente sovrasta in contatto tettonico il Cristallino di Languard; superiormente essa è ricoperta, sempre tettonicamente, dalla Formazione di Valle Grosina (a S) e dal complesso sedimentario dell'Ortles (a N). Mancando di rapporti continui con formazioni databili, l'età della formazione può essere soltanto oggetto di una limitazione induttiva: si può cioè soltanto presumere che la sedimentazione delle argilliti e areniti originarie sia avvenuta anteriormente alle fasi tettoniche alpine ed erciniche, responsabili dei due atti metamorfici che hanno interessato la formazione.

9) **gg-g₁-fm** — Formazione di valle Grosina: *Gneiss granitoidi e occhiadini, gneiss biotitici a grana minuta passanti a micascisti, filladi e micascisti filladici con biotite e clorite.*

(R. POTENZA)

La Formazione di Valle Grosina è costituita da materiali eterogenei pur mantenendo fra le altre formazioni valtelinesi l'individualità conferitale dai suoi limiti tettonici. Essa si estende dalla Valtellina a monte di Grosio (Vernuga), fino a tutta la Valle Grosina e al versante S della Val Viola; lembi si spingono a N fino al M. Radisca e al M. Scorluzzo presso il P.so Stelvio e a E fino al Corno di Boero e al M. Mala. I rapporti della Formazione di Valle Grosina con le formazioni adiacenti sono esclusivamente tettonici: alla base essa poggia in discordanza sugli Gneiss del Monte Tonale, che compaiono in finestra ad Eita, mentre al tetto compaiono, nella parte settentrionale, le formazioni sedimentarie del Sistema Ortles-Quattervals. La formazione stessa appare tettonicamente tormentata: oltre ai ripiegamenti degli gneiss minuti, più plastici, in Valle Gro-

sina possiamo notare che potenti banchi milonitici separano le embrechiti dalle sottostanti anatesiti, suddivise a loro volta in scaglie minori.

Le diverse facies presenti possono essere raggruppate in tre membri:

gg — Gneiss di Vernuga. (Vernugagranit Auct.) Gneiss granitoidi compatti e gneiss occhiadini più o meno scistosi, con biotite e muscovite in larghe lamine ondulate, di genesi chiaramente migmatica evidenziata soprattutto dalle strutture macro e mesoscopiche. Questa facies costituisce il termine topograficamente più alto della formazione: le cime dei monti più elevati della regione, C. de' Piazz, Corni di Verva, Cime Redasco, Cime di Lago Spalmo, Sasso Campana, Pizzo Matto, Pizzo di Dosdè, Corni di Dosdè, sono infatti formate di queste rocce. Nella terminologia migmatica le facies appartenenti a questo membro possono essere definite come *embrechiti* occhiadine e, più raramente, listate (epiboliti di Malghera e del circo del Dügürale) e in parte come *anatesiti* e graniti di *anatesi*. (C. de' Piazz, C.ni di Dosdè).

g₁ — Gneiss del Monte Storile. Gneiss biotitici a grana minuta con accessori anfibolo e staurolite. Il plagioclasio andesinico può localmente diminuire, rimpiazzato da una maggiore quantità di biotite: si passa allora a facies di tendenza micascistosa. La facile divisibilità in lastre rende la roccia poco consistente: nelle zone a rilievo più evoluto dà luogo infatti a ripiani o a forme morbide (Sasso Farinaccio, Dosso Sabbione, Pian del Lago), dove invece il rilievo è più giovane si trovano creste affilate e versanti ripidi, peraltro assai instabili (P.so del Gatto, M. Storile, M. Alpisella, Sassi Rossi). La bancatura regolare è a volte disturbata da complessi ripiegamenti (P.so di Verva, M. Alpisella).

fm — Filladi del M. Radisca. Filladi e micascisti filladici con biotite e clorite, passanti talvolta a gneiss biotitici con abbondanti lenti di quarzo. Le rocce di questo membro sono confinate agli affioramenti settentrionali della formazione in corrispondenza della V. Avigna, del M. Braulio e del M. Scorluzzo. Molto incoerenti, danno luogo a versanti poco ripidi oppure instabili, franosi e coperti di sfasciumi

- 10) g'_{si} — Gneiss del Passo dei Pastori: *Gneiss e micascisti generalmente granatiferi e sillimanitici, con frequenti intercalazioni di anfiboliti (a) e di calcari cristallini (c) e con filoni concordanti di pegmatiti (π').*
(A. BORGO)

Nelle « Scaglie del Passo dei Pastori » (Pozzi, 1965), alla sommità della cresta che segna a settentrione il confine con la Svizzera, si osservano alcuni ristretti lembi di rocce metamorfiche con caratteri petrografici nettamente distinti dai litotipi del Cristallino del Braulio, ai quali sono associate, e che manifestano al contrario molte analogie con alcuni termini del Cristallino del Tonale presenti in aree più a sud. Si tratta di una associazione di gneiss e di micascisti, prevalentemente biotitici, per lo più cataclastici, che in prossimità del M. Forcola e del Passo dei Pastori costituiscono una limitata scaglia sommitale che sovrasta, in contatto tettonico, il Sedimentario di Quatervals ed, in parte, il Cristallino del Braulio. L'elevato grado di metamorfismo degli scisti in questione è comprovato dalla presenza del granato e della sillimanite. Frequenti e caratteristiche appaiono, inoltre, le intercalazioni lenticolari di calcari più o meno dolomitici cristallini (c), di anfiboliti (a) ed i filoncelli, generalmente concordanti, di pegmatiti muscovitiche (π').

B) FORMAZIONI ERUTTIVE (R. POTENZA)

Le formazioni intrusive affioranti nell'ambito del F. 8 possono essere riunite in due gruppi principali. Nella zona settentrionale si trovano manifestazioni di un magmatismo a carattere prevalentemente granitico o granodioritico, che ha dato luogo alle masse della Val Viola, del Pizzo Leverone e, sul versante svizzero, della Cima di Campo. Più a sud, nella zona di Tirano e Sondalo affiora la grande intrusione del Gabbro di Sondalo, a cui si possono ricollegare i corpi minori di Eita e del M. Masuccio, la cui facies più diffusa, gabbro anfibolica, si differenzia nei gabbri olivinici e nelle noriti delle Prese e nelle gabbrodioriti e dioriti della parte più settentrionale del plutone. Probabilmente indipendenti da queste masse maggiori e in parte forse ricollegabili alle porfirite filoniane

di altre regioni alpine, sono i numerosi filoni porfiritici, la cui genesi non è però tuttora ben definita. L'appartenenza dei graniti e dei gabbri ad almeno due episodi intrusivi distinti è testimoniata, oltre che dalla loro diversa natura petrografica, anche dai contatti con le rocce incassanti, più sfumati e articolati nei graniti della Val Viola, intrusi nel Cristallino di Languard, più netti invece nei gabbri, intrusi negli Gneiss del Monte Tonale. Anche lo schema di differenziazione è distinto: mentre nei graniti troviamo tipi litologici assai simili e omogenei, con piccole variazioni a chiazze irregolari, nei gabbri la differenziazione è assai più complessa e dà luogo a facies molto diverse distribuite piuttosto regolarmente in banchi subverticali, concordanti con l'andamento regionale delle rocce incassanti e con i numerosi inclusi scistosi. L'età di questi complessi intrusivi è assai difficilmente determinabile dato che nessun indizio può essere ricavato dalle antichissime formazioni metamorfiche incassanti. I fenomeni di cataclasi, evidenti al bordo del Gabbro di Sondalo, farebbero propendere per un'età precedente ai fenomeni tettonici connessi con l'orogenesi alpina, mentre l'assenza di recessioni metamorfiche nei minerali delle rocce eruttive fa supporre che la messa in posto sia succeduta alle fasi metamorfiche connesse con l'orogenesi ercinica. Misure di età assoluta condotte in laboratori svizzeri su filoni intersecanti il gabbro avrebbero dato valori di 90 milioni di anni, il che confermerebbe appunto che le intrusioni gabbriche sono avvenute in una fase terdoercinica o prealpina. Le conoscenze sui graniti sono meno chiare a causa della loro piccola estensione: non sono stati rilevati effetti considerevoli di azioni tettoniche, ma i loro componenti sono comparativamente più alterati dei componenti dei gabbri, per cui non è da escludere che la loro età sia alquanto precedente l'intrusione dei gabbri. Quanto ai filoni di porfirite, la loro genesi è ancora più incerta dato che su di essi non sono mai stati condotti studi approfonditi; si può solo osservare che essi sono intrusi in tutte le formazioni cristalline del F. 8, nonché entro alcune linee di dislocazione di età non definita.

Nel Livignasco, alla base del « Verrucano Lombardo », esistono delle manifestazioni effusive a carattere porfirico, probabilmente attribuibili al Permiano.

Nel settore Sud-occidentale del F. BORMIO, nel Gruppo del Pizzo Palù, compare un gruppo di rocce eruttive, tettonicamente smembrate in due complessi differenti (Sistema del Bernina e Falda Sella), e riferibili con ogni probabilità alle manifestazioni magmatiche dell'orogenesi ercinica. Le formazioni ivi affioranti rappresentano le facies più acide (graniti e granodioriti), periferiche rispetto alle facies prevalentemente dioritiche, affioranti nel contiguo F. geologico SONDRIO-BERNINA.

- 11) γ_b — Granito del Pizzo Canciano: *Graniti biotitici con fenocristalli di ortose, a tessitura orientata, spesso fortemente cataclastici e milonitici. (Ciclo magmatico ercinico).*

(A. MONTRASIO)

Questa formazione affiora in due limitate scaglie entro le Filladi della Cima Vicima, in prossimità del contatto tettonico con il sottostante Cristallino della Margna. Essa affiora più estesamente verso W, nel contiguo F. 8 SONDRIO-BERNINA, e si ricollega a S con la massa intrusiva dell'Alta Val Fontana (F. 19 TIRANO), dove è stata istituita la formazione. Trattandosi di corpi stratoidi in falda, sradicati dalla zona d'intrusione durante l'orogenesi alpina, si ammette per essi un'età ercinica.

- 12) δ_B — Diorite del Pizzo Bernina: *Dioriti e granodioriti localmente feldspatizzate, fortemente cataclastiche, a grana da media a fine, talora con tessitura orientata.*

γ^F — *filoni granito-aplitici e pegmatitici.*

γ_b^i — *Graniti biotitici ricchi in feldspati alcalini, generalmente massicci, spesso cataclastici.*

$\gamma\delta_q$ — *Granodioriti e dioriti quarzifere, generalmente orientate, cataclastiche o milonitiche. (Ciclo magmatico ercinico).*

(A. MONTRASIO)

In questa formazione sono raggruppate tutte le manifestazioni intrusive del Cristallino di Bernina. Di essa affiorano in questo foglio solo

le facies granitica (γ_b^i) e granodioritica ($\gamma\delta_q$). Il resto della formazione affiora ad W e costituisce il massiccio del Bernina, dalla Forcola di Bellavista al Passo Sella F. 18-7 SONDRIO-BERNINA.

La facies granitica, che affiora al Pizzo Palù e lungo la bastionata sul confine, a SE del Passo Verona, è costituita da graniti biotitici grigio-chiari a grana da media a grossolana, localmente porfirici; la tessitura è generalmente massiccia con frequenti fenomeni di clastesi. La composizione mineralogica è caratterizzata, in ordine di importanza, da ortose, plagioclasii alterati, quarzo e biotite verde abbondantemente cloritizzata. La facies granodioritica, affiorante al Sasso Rosso, è caratterizzata quasi costantemente da una tessitura orientata, chiaramente attribuibile a fenomeni di laminazione tettonica. In una massa milonitica di fondo, quarzoso-sericitica, sono ancora riconoscibili relitti di quarzo, anfibolo, biotite, mentre il plagioclasio è quasi ovunque totalmente saussuritizzato.

Inferiormente il limite con la Formazione della Vetta Ron (mg, g_c^o) non è tettonico, benché vi si manifestino fenomeni di scollamento dovuti a diversa competenza delle rocce interessate.

La formazione nel suo insieme si deve probabilmente ricollegare alle analoghe manifestazioni intrusive della media Val Fontana, comprese nella Formazione della Vetta Ron (F. 19 TIRANO).

L'età ercinica (in ogni caso pre-alpina) della Diorite del Pizzo Bernina è chiaramente dimostrata dalla sua situazione tettonica; si tratta infatti di una massa stratoide in falda, sradicata dalla zona d'intrusione originaria. All'orogenesi alpina sono invece da imputare le già citate trasformazioni sia meccaniche (clastesi, milonisi), sia mineralogiche (diaforesi) che interessano in vario grado tutti i litotipi della formazione.

- 13) ρ — Porfidi quarziferi di Alp la Stretta: *Porfidi quarziferi con massa di fondo vetrosa, talora a struttura sferulitica. (Permiano) 50-60 metri.*

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

R. STAUB (1946) segnala queste rocce con la denominazione « Quarzporphyre der Serie Sassa Quadra - Val del Fain » e le inquadra nelle manifestazioni eruttive erciniche della Falda del Bernina.

L'area di affioramento principale è situata in territorio elvetico, nell'alta Val del Fain (Alp la Stretta); sul versante meridionale del M. Campaccio, alla testata della Valle del Monte di Dentro, esiste un unico, limitato affioramento.

Si tratta di un porfido quarzifero, di colore grigio-verde o rosso-violetto, più cristallino alla base, che fa superiormente passaggio a varietà criptocristalline o vetrose, profondamente alterate. La struttura porfirica della roccia è determinata da rari fenocristalli di quarzo, di feldspato potassico e di plagioclasio, parzialmente riassorbiti, immersi in un fitto aggregato microlitico o in una massa sferulitica. Tra i minerali accessori prevalgono: la biotite, alterata ed interessata da minute segregazioni di ossidi di ferro; l'epidoto (pistacite) in individui ad abito allungato; la calcite.

Localmente il plagioclasio assume eccezionale concentrazione, fino a divenire il componente essenziale più diffuso, conferendo in tal caso alla roccia il carattere di cheratofiro.

Nella Valle del Monte, i Porfidi quarziferi di Alp la Stretta si debbono riferire a due o più colate successive che hanno ricoperto una massa cospicua di gneiss occhiadini cloritici (g_{cl}) appartenenti alla Formazione della Vetta Ron. Non si riscontrano testimonianze di metamorfismo di contatto, né altre modificazioni evidenti connesse alla effusione. Al contrario le deformazioni tettoniche hanno prodotto locali fenomeni di scollamento dal basamento gneissico.

Al tetto la formazione dei porfidi appare sormontata da una litozona caratteristica a scisti sericitici ed a livelli clastici (arenarie variegata e conglomerati) del « Verrucano », nella quale sono frequenti elementi prodotti dalla degradazione e dal disfacimento dei porfidi stessi.

14) α' — « Filoni lamprofirici entro le metamorfite dei sistemi austroalpini ».

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

La maggior parte delle formazioni metamorfiche dei Sistemi di Scarl-

Umbrail, Ortles-Quaternals, Languard-Tonale e Bernina sono ovunque interessate da filoni a carattere prevalentemente lamprofirico.

I tipi petrografici più diffusi sono rappresentati da porfiriti plagioclasiche, porfiriti diabasiche e diabasi, con giacitura generalmente discordante rispetto agli scisti incassanti. La lunghezza dei filoni è variabile da qualche decina a qualche centinaio di metri, mentre la potenza oscilla da un metro ad una decina di metri.

Le porfirite presentano struttura porfirica (porfirite plagioclasiche), talora tendente all'ofitica (porfirite diabasiche); la composizione mineralogica è definita da quarzo e microclino, in fenocristalli parzialmente corrosi e riassorbiti, da plagioclasio, spesso zonato di tipo oligoclasico e con nucleo andesinico, nonché da anfibolo (orneblenda) e, subordinatamente, da biotite.

I diabasi hanno struttura ofitica minuta, determinata da fitti intrecci di cristalli prismatici di plagioclasio zonato (andesina-labradorite), immersi in una massa di fondo di pirosseno (augite), anfibolo (orneblenda), clorite e rara biotite.

Un carattere strutturale comune a tutti i filoni, sia porfirite sia diabasi, è rappresentato dal marcato grado di fratturazione; al microscopio, tuttavia, la diffusa clastesi della roccia appare generalmente risanata da venute secondarie di quarzo e di calcite.

Non esistono elementi validi che testimonino un eventuale rapporto genetico dei filoni lamprofirici con le masse intrusive dell'Alta Valtellina. Si constata, inoltre, la assoluta assenza di simili manifestazioni entro le formazioni sedimentarie. Segnaliamo, infine, l'esempio osservato al M. Verva di un filone di porfirite che attraversa le anatessiti della Formazione di Valle Grosina, ed è a sua volta bruscamente interrotto dal piano di scorrimento sulla sottostante Formazione della Punta di Pietra Rossa. In via preliminare, la genesi di questi filoni lamprofirici, ovunque presenti entro le metamorfite austroalpine, sembra essersi verificata in epoca anteriore all'eventuale ciclo magmatico alpino, mentre non si esclude un possibile rapporto con il plutonismo ercinico o con la fase effusiva dei porfidi, situati alla base della formazione del « Verrucano ».

- 15) γ_{m-e1} — Granito del Pizzo del Leverone: *graniti e granodioriti muscovitico-cloritiche, talora a struttura porfiroide, con fenocristalli feldspatici. (Ciclo magmatico alpino ?).*

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

Sotto questa denominazione sono state unificate le manifestazioni, eminentemente granitiche, che affiorano sul versante sinistro dell'alta Valle di Federia, in corrispondenza del Pizzo del Leverone e del M. Cotschen.

Queste due principali masse granitiche solo in parte interessano il territorio italiano, poiché vengono a giorno anche in Svizzera, nella Valle del Leverone e nella Val Chamuera. Esse già figurano nella Carta Geologica del Gruppo del Bernina di R. STAUB (1946), che le segnalò come « Granit-Serie der Parait Chavagl u. des Munt Cotschen (Lavirum) ».

Al Pizzo del Leverone il carattere predominante è quello di una leucogranodiorite a tessitura massiccia, senza evidente orientazione dei componenti mineralogici. La struttura è granulare con diffusa clastesi; accanto al quarzo, componente essenziale, abbonda il feldspato potassico, sia come ortose sia come microclino. Subordinato appare il plagioclasio (oligoclasio), mentre il componente lamellare più diffuso è la clorite (varietà pennina), accanto alla biotite ed alla muscovite.

A nord del Pizzo del Leverone una accentuata orientazione conferisce alla roccia un aspetto francamente gneissico con tessitura scistosa; si è preferito, pertanto, distinguere in sede cartografica queste varietà di rocce gneissiche (g^L), fortemente iniettate, che fanno transizione ai micascisti **mf**, poiché dubbia appare la loro connessione genetica con le masse eruttive in questione.

In prossimità del M. Cotschen, tra il Passo di Federia ed il torrente omonimo, affiorano varietà di rocce granitiche, di colore verde chiaro, in evidente rapporto con quelle sopra descritte. Si tratta per lo più di granodioriti massicce, a grana medio-grossa, con struttura granulare tendente alla porfiroide determinata da vistosi fenocristalli di ortose, componente essenziale più diffuso. Seguono per abbondanza il quarzo ed un plagioclasio oligoclasico-andesinico, profondamente alterato. Come per le grano-

dioriti della zona del Leverone la clorite è il componente lamellare più diffuso, sempre in intima associazione con la biotite e la muscovite. Il contatto con gli scisti **mf** incassanti appare al M. Cotschen assai brusco, senza transizioni di rocce iniettate a tessitura listata, come avviene a settentrione al Passo del Leverone. Mancano, tuttavia sicure testimonianze di metamorfismo di contatto, a differenza di quanto si è riscontrato per gli altri plutoni della zona.

Poco o nulla si può affermare circa la genesi di queste rocce, anche se essa sembra doversi probabilmente considerare successiva alla dislocazione principale degli scisti **mf**. Si deve, tuttavia, osservare che a differenza di quanto si nota nell'alta Val Viola, ove il Granito del Pizzo Bianco rivela stretti rapporti con le masse eruttive della Val di Campo, meno evidente ed alquanto dubbia appare, invece, una eventuale connessione genetica tra le suddette masse ed il Granito del Pizzo del Leverone.

- 16) Granito del Pizzo Bianco: γ_b *graniti prevalentemente biotitici in facies cataclastica; graniti aplitici muscovitico-cloritico-sericitici.*

γ_{b-1} : *granodioriti biotitico-anfibolitiche. (Ciclo magmatico alpino ?).*

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

Con questa accezione indichiamo le masse granitiche e granodioritiche presenti alla testata della Val Viola Bormina, in corrispondenza del Passo di Val Viola, del Lago di Val Viola e del Pizzo Bianco.

Si tratta, con ogni probabilità, di isolate apofisi superficiali di uno stesso corpo intrusivo più profondo; esiste, inoltre, un evidente rapporto tra queste manifestazioni minori ed il vicino plutone della Val di Campo.

Da un punto di vista petrografico sono state distinte due unità a diversa composizione mineralogica.

γ_b — Il settore sommitale del Pizzo Bianco è costituito da un granito chiaro, a grana media, localmente cataclastico, ricco di fenocristalli feldspatici, passante verso l'estremità occidentale ad una facies più scura

di colore bruno. La struttura è porfiroide; nella sua composizione mineralogica prevalgono: quarzo, microclino, plagioclasio (albite-oligoclasio) e biotite. I componenti accessori sono: muscovite, clorite ed epidoti.

Il contatto con gli scisti incassanti **mf** è netto e spesso accompagnato da filoncelli concordanti e discordanti di micrograniti muscovitico-cloritico-sericitici, nonché da sistemi di vene aplitiche e pegmatitiche; alle salbande dei filoni abbondano le brecce di intrusione.

$\gamma\delta_{b-a}$ — Nella zona del Passo e del Lago di Val Viola affiora una granodiorite di colore verdastro, a grana medio-fine, che ingloba e cementa elementi micascistosi della Formazione della Punta di Pietra Rossa.

La struttura è granulare; la composizione mineralogica è determinata da un plagioclasio oligoclasico-andesinico, quarzo, microclino, nonché da biotite ed anfibolo (orneblenda), presenti nelle stesse proporzioni. Tra i minerali accessori prevalgono la clorite, la titanite e gli epidoti.

In prossimità del contatto con gli scisti **mf** incassanti, sottolineato dalla comparsa di brecce di intrusione e da hornfels ad andalusite, tormalina e granato, esistono, come nel caso precedente, alcune apofisi di microgranito tormalinifero e filoncelli discordanti di natura aplitica e pegmatitica.

La forma del corpo eruttivo dell'Alta Val Viola, allungato secondo la direzione degli scisti, avvalorava l'ipotesi di una intrusione concordante guidata dalla giacitura subverticale della formazione incassante. L'età di queste masse granitiche e granodioritiche, in evidente rapporto genetico con le manifestazioni intrusive della Val di Campo, sembra doversi considerare successiva alla dislocazione principale degli scisti **mf**. D'altro canto, sul versante destro della valle, in prossimità della cresta di confine, la granodiorite è sovrascorsa dalle rocce anatessitiche della Formazione di Valle Grosina. Il contatto è di natura tettonica e si manifesta attraverso una potente fascia milonitica. Si può, pertanto, ritenere che l'intrusione sia anteriore o contemporanea alla dislocazione che ha posto a contatto la Formazione di Valle Grosina e la Formazione della Punta di Pietra Rossa.

17) $\varepsilon'\delta_n - \gamma\delta_z$ — Gabbro di Sondalo: *Gabbri anfibolici a grana media, pasanti localmente a noriti e gabbri olivinici (Le Prese) o a dioriti e granodioriti (Cepina). (Ciclo magmatico Alpino ?).*

(R. POTENZA)

Il Gabbro di Sondalo forma un corpo intrusivo allungato in senso N-S lungo l'asse della Valtellina, affiorante per circa 50 Km² tra Sondalo e Cepina. La facies principale è un gabbro anfibolico (ε') costituito principalmente da plagioclasio labradoritico e orneblenda bruna (kaersutite) con quantità accessorie di augite, biotite, ilmenite; a volte i componenti femici sono alterati in anfibolo verde (attinolite).

Il nucleo della massa intrusiva affiora presso Le Prese ed ha carattere prevalentemente noritico; entro questo nucleo si trovano localmente alcune masse di gabbro olivinico, che coprono in totale 1,5 Km² circa. Verso N i pirosseni e l'anfibolo bruno scompaiono completamente e, come componenti femici, restano l'anfibolo verde e la biotite; il plagioclasio si fa più sodico e compaiono gradualmente il quarzo ed il feldspato potassico (triclino).

Una differenziazione più netta, limitata in estensione, è dovuta all'assimilazione di lembi delle rocce incassanti, talora incuneati profondamente nella massa intrusiva, come a Le Prese, alle Rocce Rosse sopra S. Antonio Morignone, in val Novalena, alla Bocca di Profa. In questi casi si formano facies contaminate granodioritiche o anche granitiche, per lo più fortemente granatifere. L'importanza dei fenomeni sintetici nell'intera massa intrusiva è riconoscibile nella sua struttura, in quanto le zone differenziate sono disposte in banconi subverticali contigui e ben distinti, concordanti con l'assetto regionale della formazione incassante (Gneiss del Monte Tonale).

In rapporto alle formazioni incassanti, la parte principale del Gabbro di Sondalo è intrusa in concordanza entro gli Gneiss del Monte Tonale, aventi giacitura sub-verticale e direzione ESE-ONO. Al tetto, apofisi si innestano in discordanza entro gli gneiss appartenenti alle « Migmatiti di Valle Grosina », tettonicamente sovrastanti le altre formazioni; a N un lembo dell'intrusione penetra nelle Filladi di Bormio, anch'esse in con-

tatto tettonico con gli Gneiss del M. Tonale, mentre all'estremità meridionale la formazione intrusiva è separata dalla Formazione della Punta di Pietra Rossa da una dislocazione a carattere locale.

Data l'età indefinibile delle formazioni incassanti, dai soli rapporti geologici con le formazioni adiacenti si può dedurre che il Gabbro di Sondalo, disturbato dai movimenti alpini, appartiene ad un magmatismo senz'altro precedente alle ultime fasi alpine; recentissime ricerche sull'età assoluta della formazione sembrerebbero peraltro collocarla in un ciclo magmatico pre-alpino.

Il corteggio filoniano della massa intrusiva è piuttosto modesto: oltre alla massa gabbrica del M. Masuccio e all'apofisi di Eita in Valle Grosina, troviamo soltanto alcuni potenti filoni pegmatitici nella zona di Mondadizza e qualche venetta tormalinifera nella zona meridionale (sopra Grai-lè in un filone di pegmatite la tormalina è sostituita da dumortierite).

Anche le metallizzazioni sono poverissime: impregnazioni di pirrotina nelle cornubianiti di contatto e nelle masse di scisti incluse, arsenico nativo a Stabiello, solfuri di zinco e piombo sopra Plazzistolo, ilmenorutilo nelle facies a grana grossolana del gabbro, sono le uniche concentrazioni di minerali metallici notate nella zona. Assaggi sono stati effettuati in passato a Plazzistolo (blenda), a Le Prese (pirrotina) e per un certo tempo è stato sfruttato il giacimento di arsenico di Stabiello. Ogni attività mineraria è però attualmente abbandonata.

C) FORMAZIONI SEDIMENTARIE

Nell'area del F. 8 BORMIO in territorio italiano affiora una successione stratigrafica di età compresa tra il Permico ed il Liassico. Tale successione risulta tettonicamente scomposta in 4 unità, sistemi, di importanza regionale, dal basso verso l'alto:

- Sistema del Bernina (Fig. 1);
- Sistema di Languard - Tonale (Fig. 2, 3);
- Sistema di Ortles-Quaternals (Fig. 4);
- Sistema di Scarl-Umprail (Fig. 4).

Il Sistema del Bernina è caratterizzato da formazioni permo-liassiche

la cui area di affioramento è limitata alla parte nord-occidentale del foglio: Valle di Federia e Valle del Monte.

Il sedimentario del Sistema di Languard-Tonale, di età permo-norica, affiora solo in valle di Federia. Il sedimentario del Sistema di Ortles-Quaternals occupa una vasta estensione a nord della linea Bormio-Livigno. Esso è costituito da formazioni di età permo-liassica formanti una fascia pressoché continua diretta ONO-ESE, dal confine italo-svizzero ad occidentale sino al limite orientale del foglio.

Il Sistema di Scarl-Umbrail è caratterizzato da lembi sedimentari di età permo-norica distribuiti nella parte più settentrionale del foglio, più spesso lungo la linea di confine italo-svizzera.

Le formazioni riconosciute sono di seguito illustrate, dalle più antiche alle più recenti; la loro posizione tettonica, i loro rapporti stratigrafici sono discussi nel testo.

- 18) PE « Verrucano »: *Conglomerati poligenici rosso-verdastri alternati ad arenarie quarzose violacee e grigie; talora porfidi grigio-chiari o rossi alla base (p'). Localmente si sostituiscono scisti sericitici, cataclasiti e miloniti. Spessore 15-205 m. (Permico).*

(R. GELATI)

Il termine di « Verrucano » per questa formazione è impiegato da E. BÖSE (1896), A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914), W. HEGWEIN (1934), H.H. BOESCH (1937), R. STAUB (1946), E. MARTINA (1960), K. ZOEPPRITZ (1906), e O. SCHLAGINTWEIT (1908) lo descrivono unitamente al sovrastante Buntsandstein (= « Arenarie variegate »); R. POZZI (1959, 1960) parla specificamente di Formazione del Verrucano.

Affiora alla base della successione stratigrafica triassica in tutti e 4 i sistemi tettonici riconosciuti. Le esposizioni migliori si osservano all'Alpe Trecla (Valle Corta), in Valle di Federia (Livigno) alla base di Valle del Leverone e di Valle del Forno, in sinistra idrografica di Val d'Avigna tra il Piz Terza ed il Piz Starlex (Fig. 1, 2, 3, 4).

La formazione è costituita da conglomerati poligenici grigio-verdastri, rosso vinati o violacei con elementi di dimensioni varie, a spigoli smussati, di natura soprattutto quarzosa, quarzoso-micacea e porfirica in ma-

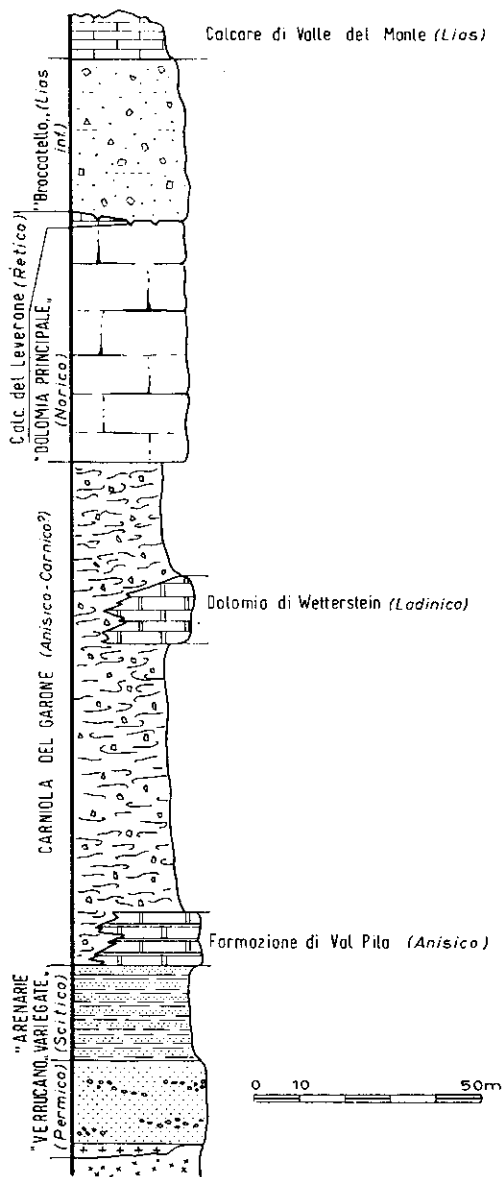


Fig. 1.

trice arenacea localmente prevalente. Si tratta in tal caso di arenaria quarzosa, con feldispati, muscovite e sericite nettamente subordinati. La stratificazione, quando non è indistinta, è marcata da orizzonti di spessore vario, spesso lenticolari.

Localmente si intercalano argilliti siltoso-sabbiose, rosse o verdi ad accentuata scistosità, in lenti sottili.

Lungo le linee di frattura principali, alle facies descritte, si sostituiscono scisti sericitici grigio-biancastri, cataclasiti e miloniti nerastre o violacee.

Il « Verrucano » si sovrappone solitamente alle rocce scistoso-cristalline del basamento. All'Alpe Trela (Sistema di Ortles-Quatervals) esso si sovrappone a porfidi quarziferi rossi o grigio-verdastri; nell'alta Valle del Monte (Sistema del Bernina) a porfidi grigio-chiari o rossi associati a facies vetrose, con rari cristalli di quarzo, feldspato e ossidi ferrosi in massa di fondo a struttura sferulitica (p').

Superiormente il « Verrucano » è in contatto stratigrafico con le « Arenarie variegate »; il passaggio, piuttosto rapido, è caratterizzato dalla scomparsa dei conglomerati e dalla comparsa di argilliti in strati sottili di frequente intercalate alle arenarie.

Lo spessore del Verrucano è stato misurato in 205 m all'Alpe Trela (Sistema di Ortles-Quatervals), in 92,6 m al Pian dei Morti-Valle di Federia (Sistema di Languard-Tonale); in 28,30 m in Valle del Forno ed in 15 m nella bassa Valle del Leverone, entrambe in sinistra idrografica della Valle di Federia (Sistema del Bernina).

Nel « Verrucano » non sono stati trovati fossili; il riferimento al Permico di questa formazione è eseguito tenendo conto della sua posizione stratigrafica e della sua uguaglianza di facies con formazioni in altre regioni databili con maggiore sicurezza.

19) T¹ — « Arenarie Variegate »: *Arenarie grigie, giallastre, verdi e rosso violacee in strati medio-sottili, con intercalate argilliti e siltiti varicolori ad accentuata scistosità. Spessore 7-12 m. (Scitico).*

(R. GELATI)

Per questa formazione i seguenti Autori impiegano il nome di « Bunt-

sandstein»: E. BÖSE (1896), K. ZOEPPRITZ (1906), O. SCHLAGINTWEIT (1908), A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914), W. HEGWEIN (1934), H.H. BOESCH (1937), R. STAUB (1946). G. THEOBALD (1866) parla di « scisti gialli », R. POZZI e E. MARTINA (1958-1960) illustrano una facies analoga nella parte inferiore della loro Formazione di Val Pila.

Gli affioramenti più estesi si segnalano all'Alpe Trela (Valle Corta), al Pian dei Morti (Valle di Federia) nella profonda incisione che dal fondovalle sale verso il Passo di Cassana, in destra idrografica di Valle del Forno (Valle di Federia) (Fig. 1, 2, 3, 4).

La formazione è costituita sostanzialmente da arenaria grigiastra, rosso-violacea, verde o giallastra, a tessitura debolmente scistosa, in strati, quando evidenti, di spessore massimo sui 30 cm, di frequente lenticolari, raramente con alla base impronte fisiche di tipo « ripple marks ». Le arenarie al microscopio più comunemente presentano, in matrice quarzoso-sericitica, clastici di quarzo e subordinatamente di rocce eruttive, di mica, di feldispato potassico; come accessori si trovano biotite, rutilo, zircone, leucoxeno, magnetite, tormalina.

Alle arenarie si intercalano con frequenza argilliti, argilliti siltose e siltiti grigio-verdoline, giallastre o rosse, in strati sottili o lamine. Si osservano pure sporadiche intercalazioni di calcareniti giallo nocciola in lenti di spessore massimo sui 30 cm.

Le « Arenarie variegate » in tutti i 4 sistemi tettonici riconosciuti sono sovrapposte al « Verrucano » come descritto in precedenza. Nei sistemi di Scarl-Umbrail, Ortles-Quatervals e Languard-Tonale esse sono stratigraficamente sottoposte alla Formazione di Val Pila; il passaggio, piuttosto rapido, è contrassegnato dalla comparsa di calcari (intrasparite) o calcareniti giallino nocciola in strati medi. Nel Sistema del Bernina le « Arenarie variegate » sono direttamente sottoposte alla Carniola del Garone; questo almeno è quanto si osserva al M. Garone (in alta Valle del Monte), nelle valli del Forno e del Leverone laterali della Valle di Federia.

Lo spessore delle « Arenarie variegate » è di 10 m all'Alpe Trela, di 7 m in Valle del Leverone, di 21 m in Valle del Forno, di 13,35 m al Garone.

Non si segnalano fossili.

Tutti gli Autori sono concordi nel ritenere le « Arenarie variegate » appartenenti al Triassico inferiore (Scitico), in quanto stratigraficamente interposte fra il Trias medio ed il « Verrucano » permico.

20) T² — Formazione di Val Pila: *Calcari, calcari dolomitici e dolomie calcaree grigi o giallo nocciola in strati di 5-30 cm; si alternano ad argilliti siltoso-arenacee varicolori in strati sottili. Talora calcareniti bianco-gialline nella parte inferiore della formazione. Spessore 30-37 m. (Anisico).*

(R. GELATI)

Per questa formazione sono stati impiegati nomi diversi, in particolare E. BÖSE (1896) parla di « Virgloriastufe oder alpiner Muschelkalk », K. ZOEPPRITZ (1906) di « Muschelkalkdolomit », R. STAUB (1946) di « anisicher Muschelkalk ». E. MARTINA (1958) introduce per primo il termine di Formazione della Val Pila comprendendovi però anche le sottostanti « Arenarie Variegate ». Le migliori esposizioni sono osservabili: all'Alpe Trela ove costituisce una fascia allungata in direzione est-ovest, dall'alta Valle Pila al versante meridionale di Cima Doscopa; sul versante sinistro del Rino Toscie in Valle di Federia; ancora in Valle di Federia nel vallone profondamente inciso che dalla zona del Passo di Cassana scende verso il Pian dei Morti (Fig. 1, 2, 3, 4).

Una sezione stratigrafica completa rilevata dallo scrivente nel vallone sopra indicato permette di osservare, dal basso verso l'alto, i caratteri litologici seguenti:

— calcare (intrasparite) giallino-nocciola o biancastro, in strati medio-sottili con patina superficiale giallo-bruna o rossiccia; si alternano arenarie fini grigiastre, argilliti, siltiti, argilliti siltose rosse in strati medio-sottili, lamine, lamine fissili, 8,50 m;

— calcare dolomitico (intrasparite dolomitica) nocciola o grigio-nocciola, a grana fine, in strati medio-sottili; si intercalano siltiti pasanti ad arenarie fini grigio-verdi, in lamine e lamine sottili, 3 m;

— calcare analogo al precedente, alternato ad arenaria quarzosa grigia in strati medio-sottili alternato a siltiti ed argilliti siltose grigio-nerastre, 7,50 m;

— dolomia calcarea grigio-scura in strati medio-sottili; si intercalano argilliti siltoso-arenacee nerastre, 11,70 m.

La Formazione di Val Pila nell'ambito dei sistemi di Languard-Tonale, Ortles-Quaternals e Scarl-Umbrail è compresa tra le « Arenarie Variegate » alla base, come descritto nel paragrafo precedente, e la Dolomia di Wetterstein al tetto. Il passaggio alla Dolomia di Wetterstein è caratterizzato dalla comparsa improvvisa di dolomie cristalline grigio-nerastre o grigio-cenere in strati medi.

Si ritiene che la Formazione di Val Pila nell'ambito del Sistema del Bernina sia sostituita, almeno in parte, dalle facies evaporitiche caratterizzanti la parte inferiore della Carniola del Garone (Fig. 1); questo in particolare si osserva nelle valli del Forno e del Leverone, in sinistra idrografica di Valle di Federia.

La Formazione di Val Pila misura 37 m all'Alpe Trecla, 30,7 m nella sezione descritta al Pian dei Morti.

In territorio italiano non sono stati trovati fossili (1). In territorio svizzero E. BÖSE (1896) segnala la scoperta di *Dadocrinus gracilis* e *Terebratula vulgaris* effettuata da GÜMBEL nel 1887 in località Camogask (Ponte); K. ZOEPPRITZ (1906) segnala *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH. in Val Malatt e nella Valle Chaumera inferiore; A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914) segnalano *Spirigera trigonella* SCHLOTH. al Piz Lad ed al Rimspitz, *Rhynchonella decurtata* GIR. al Rimspitz.

La posizione stratigrafica ed i fossili indicati consentono di riferire all'Anisico la Formazione di Val Pila.

21) T³ — Dolomia di Wetterstein: Dolomia grigia o nera normalmente in strati di 20-80 cm; contiene frammenti di Alghe (*Diplopora annulata* SCHAFFH.), di Gasteropodi (*Natica* sp. auctorum, *Chemnitzia*), di Lamellibranchi. Spessore 200 m circa. (Ladinico).

(R. GELATI)

K. ZOEPPRITZ (1906), A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914), W. HEGWEIN (1934), H.H. BOESCH (1937) e R. STAUB (1946) usano il termine di « Wetter-

(1) I nomi generici e specifici citati corrispondono a quelli indicati nella letteratura.

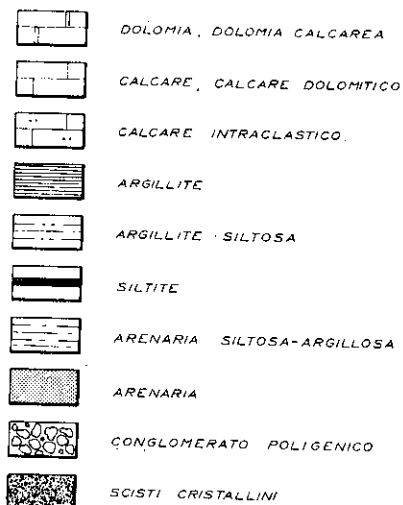
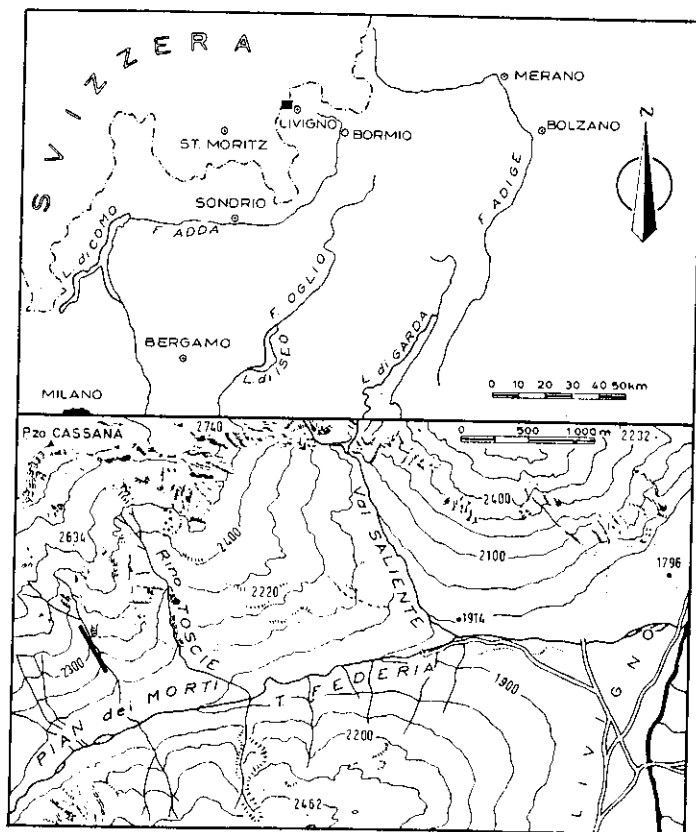
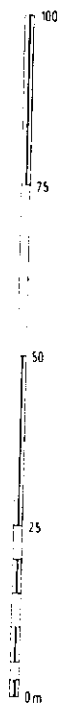
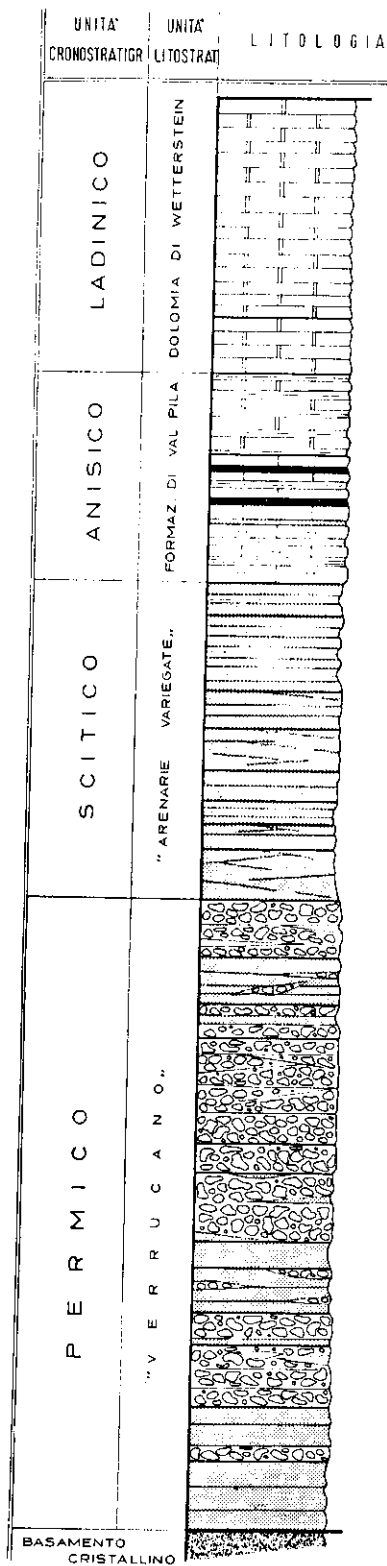


Fig. 2.

steindolomit » per la formazione qui descritta. Essa peraltro sembra correlabile, almeno in parte, con i Calcari di Alberg segnalati da G. THEOBALD (1866) e E. BÖSE (1896) nel territorio engadinese. Corrisponde alla Formazione dell'Alpe Trela di E. MARTINA e R. POZZI (1958, 1960).

La Dolomia di Wetterstein affiora chiaramente all'Alpe Trela costituendo una fascia orientata est-ovest dall'alta Val Pila alla Cima Doscopa. Occupa estesamente il versante sinistro della Valle di Federia (Livigno) dal Pian dei Morti alla Valle del Salicente; costituisce la parte più alta del Piz Starlex (Val d'Avigna); all'Acqua del Gallo è largamente estesa tra il T. della Cera ed il M.la Buffalora (Fig. 1, 2, 3, 4). La litologia di questa formazione è piuttosto uniforme; si tratta solitamente di dolomia cristallina grigio-cinerea o nerastra, grigio-chiara in superficie, in strati regolari più spesso compresi tra 20 e 80 cm. Si intercalano talora, con maggior frequenza verso la base, argilliti e argilliti siltose nerastre in giunti sottili.

Il passaggio alla sottostante Formazione di Val Pila è già stato descritto. La Dolomia di Wetterstein è in contatto stratigrafico normale con le formazioni al tetto solo in due località: Acqua del Gallo e Alpe Trela.

All'Acqua del Gallo (sul T. della Cera) tale contatto è con la Formazione della Val Forcola; all'Alpe Trela (in Valle Corta) con la Dolomia di Valle Lunga. In quest'ultima località al passaggio tra l'una e l'altra formazione si osservano brecciole dolomitiche a matrice arenaceo-argillosa.

Nell'ambito del Sistema del Bernina la Dolomia di Wetterstein è talora lateralmente sostituita dalla facies evaporitiche caratterizzanti la Carniola del Garone (Fig. 1).

Lo spessore della Dolomia del Wetterstein è di 200 m all'Alpe Trela, lungo la sezione della Valle Corta; è questa la sola località dove la misurazione può essere eseguita compiutamente.

I fossili che comunemente si trovano nella Dolomia di Wetterstein si riferiscono a frammenti di Alghe (*Diplopora annulata* SCHAFF., *Diplopora debilis* PIA), piuttosto frequenti pure frammenti di Gasteropodi con i generi *Natica* e *Chemnitzia* e di Lamellibranchi indeterminabili.

La Dolomia di Wetterstein è riferita al Ladinico.

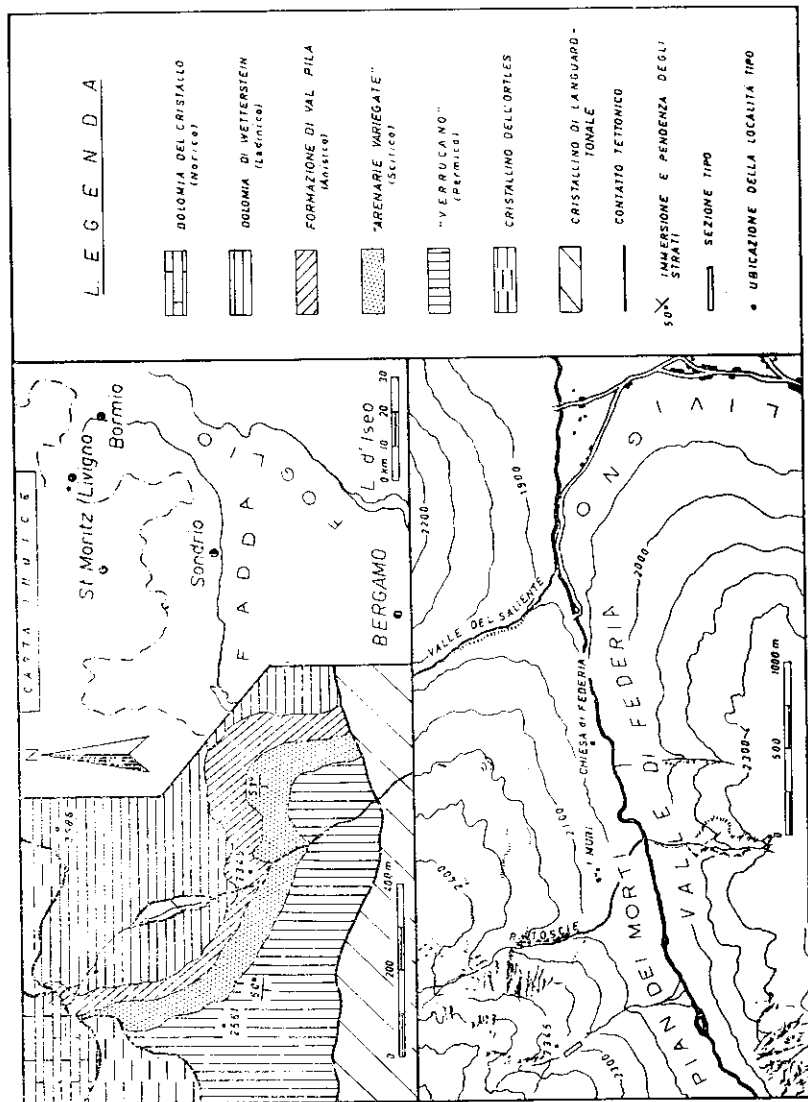


Fig. 3.

22) T_{do-ag}^4 — Formazione della Val Forcola: Dolomie cristalline grigio-gialle o brune, talora brecciate, dolomie argillose e dolomie vacuolari grigio-giallastre. Si intercalano argilliti marnose grigio-brune o verdastre e localmente gessi (g) e breccie ad elementi calcarei e dolomitici. Lo spessore massimo è stimato in 750 m. (Carnico).

(R. GELATI)

Nelle arce di affioramento di questa formazione O. SCHLAGINTWEIT (1908) segnala « Untertriadischer Dolomit » mentre A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914) parlano specificatamente di « Raiblerschisten (Karnische Stufe) ». Il termine « Raiblerschisten » è ripreso da W. HESS nel 1953. R. POZZI (1960) introduce la denominazione di « Strati della Val Forcola » a cui egli attribuisce un'età carnica.

La località-tipo di affioramento della formazione si trova in alta Valle Forcola (in sinistra idrografica della Valle di Fraele); estese esposizioni sono pure osservabili all'Acqua del Gallo, tra la Val Chiasabella e la Valle dell'Orsa. Per il resto la Formazione della Val Forcola si presenta sotto forma di lembi isolati di limitate dimensioni, distribuiti lungo le principali superfici di movimento (Fig. 4).

Da Baita Forcola verso Bocchetta del Lago si sovrappongono con regolarità (da R. Pozzi, 1957) le seguenti principali litozone, dal basso:

- breccia grigiastra, ad elementi calcarei e dolomitici;
 - dolomia grigia o giallo-bruna, microcristallina o intensamente brecciata;
 - dolomia vacuolare, giallo-rossastra;
 - dolomia grigia, grigio-bruna o giallastra, microcristallina o intensamente brecciata, con argilliti grigio-brune intercalate;
 - dolomia vacuolare giallastra o rossiccia;
 - dolomia grigia o bruna, brecciata o microcristallina;
 - argilliti marnose grigio brune o verdastre, alterate in giallastro o rossiccio;
 - dolomia vacuolare giallastra o rossiccia;
 - dolomia grigia, sovente brecciata, alterata in bianco-giallastro.
- Tra la Val Chiasabella e la Valle dell'Orsa sono osservabili affiora-

menti di dolomie talora argillose grigio-giallastre, associate ad argilliti grigio-nocciola o giallo brune ed a dolomie vacuolari, molto brecciate, di solito grigiastre.

Si riferiscono alla Formazione della Val Forcola i gessi affioranti in località Appostamenti, a sud di Punta di Rims, compresi tra il cristallino del M. Braulio e la Dolomia di Umbrail.

La Formazione di Val Forcola è riferibile al Sistema di Scarl-Umbrail; non se ne conoscono il tetto e la base stratigrafica.

Essa raggiunge in alta Val Forcola il massimo spessore; quivi esso è valutabile in 750 m circa. Non si segnalano fossili. Il riferimento al Carnico della Formazione di Val Forcola è operato tenendo conto della sua analogia di facies con unità stratigrafiche che in altre parti del territorio engadinese sono databili con maggiore sicurezza.

23) T⁴_{do} — Dolomia di Valle Lunga: Dolomie argillose grigio-nerastre in strati di 40-80 cm associate a dolomie cristalline grigie; localmente brecciole dolomitiche (alla base soprattutto), dolomie vacuolari e gessi (g). Spessore 150-200 m. Carnico.

(R. GELATI)

Nelle aree di più esteso affioramento di questa formazione O. SCHLAGINTWEIT (1908) segnala indifferentemente « Untertriadischer Dolomit »; W. HESS (1953) la fa rientrare nella « serie di base dell'Ortles » (Ortler Basis serie). R. POZZI (1957) ne individua per primo l'identità attribuendola al Carnico. E. MARTINA (1958) introduce la denominazione di « Strati di Val Lunga » di età carnica ritenendoli membro locale della Formazione di Premadio. Il termine Formazione di Premadio è impiegato ancora da R. POZZI (1960).

Le aree di affioramento della Dolomia di Valle Lunga non sono mai molto estese. Le migliori esposizioni si osservano nelle zone dell'Alpe Trela e di Premadio-Pedenosso.

All'Alpe Trela costituisce una fascia allungata in direzione est-ovest attraverso la Valle Lunga; nella zona di Premadio-Pedenosso, oltre al Sasso di Prada, costituisce i due ripidi costoni sviluppati a quote differenti tra l'abitato di Premadio e il Monte delle Scale (Fig. 4).

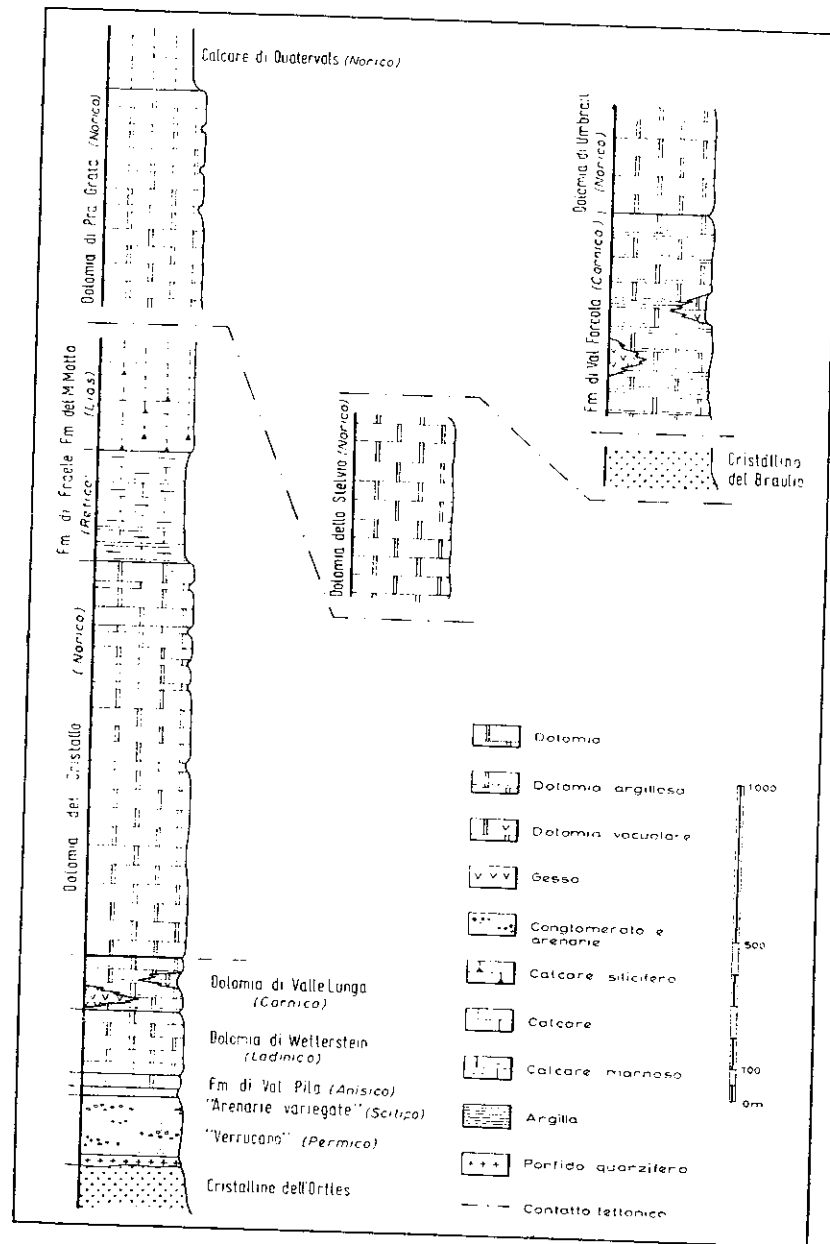


Fig. 4.

Tra la Valle Lunga e la Valle Corta la formazione è costituita da dolomie talora argillose grigie o brune con patina di alterazione superficiale bianco-giallastra, più frequentemente in strati di 10-15 cm; si intercalano argilliti grigio-nerastre in straterelli sottili. Ad ovest della Bocchetta Valle Lunga la formazione passa lateralmente a dolomie vacuolari grigiastre, di solito intensamente brecciate. Alla base della medesima, a contatto con la sottostante Dolomia di Wetterstein si sviluppano breccie dolomitiche a matrice argilloso-arenacea.

Un contatto tettonico di importanza regionale (la « linea dello Zembrù ») limita la Formazione di Valle Lunga nella località sopraindicata rispetto alla sovrastante Dolomia del Cristallo.

Al Sasso di Prada ed a nord di Premadio (nella gola dell'Adda in particolare) la Formazione di Valle Lunga è costituita da dolomie cristalline localmente argillose, grigio-brune o nerastre spesso brecciate, talora ad ooliti o pseudooliti, a stratificazione indistinta. Essa sembra quivi sempre limitata da contatti tettonici; con Cristallino dell'Ortles alla base e con la Dolomia del Cristallo al tetto. Ritengo che i gessi affioranti in Valle Gesso a nord di Uzza, lungo la « linea dello Zembrù », costituiscano una variazione di facies della Formazione di Valle Lunga.

Lo spessore massimo della Formazione di Valle Lunga non dovrebbe superare i 150-200 m; essa risulta peraltro sempre tettonicamente laminata.

L'unica segnalazione di fossili si riferisce ad Alghe di tipo *Dasycladacea* (R. POZZI, 1959) rinvenute nei pressi di Premadio.

La Formazione di Valle Lunga viene riferita al Carnico soprattutto per analogia di facies con unità stratigrafiche che in altre parti del territorio sono databili con maggiore sicurezza.

24) T⁴⁻² Carniola del Monte Garone: *Dolomie vacuolari grigie o giallastre spesso a stratificazione indistinta. Si alternano argilliti giallo-rossicce ed arenarie grigio-giallastre in strati medio-sottili nella parte inferiore, gessi solitamente nella parte superiore. Spessore 60-110 m. (Anisico-Carnico ?).*

(R. GELATI)

Si ritiene questa formazione comprensiva delle unità stratigrafiche

che R. STAUB (1946) ha classificato come segue, dal basso: Campiler-Serie, Untere Rauhwaacke, Wetterstein-Rauhwaacken, Raibler Rauhwaacken und Raibler Gips-Stufe, Oberkarnische Dolomite und Rauhwaacken (p.p.)

Gli affioramenti principali sono localizzati in Valle del Leverone, in Valle del Forno, alla Corna dei Gessi ed al M. Garone (Fig. 1).

In Valle del Leverone la Carniola del Garone sembra compresa tra le « Arenarie Variegate » e la « Dolomia Principale »; solo un piccolo lembo di Dolomia di Wetterstein interrompe nella parte alta della valle l'uniformità della successione. Essa è quivi costituita, dal basso verso l'alto, dalle seguenti litozone:

— dolomie biancastre o gialline, dolomie vacuolari giallo-brunastre o rossicce intensamente brecciate, arenarie giallo-brune, argilliti verdastre; il tutto in ripetuta alternanza in strati fino a 10 cm di spessore;

— dolomie vacuolari grigiastre, in strati di spessore inferiore a cm 10;

— dolomie vacuolari grigiastre, con chiazze color ruggine a stratificazione indistinta.

Lo spessore totale della successione è stimato in 100-110 m. Nella Valle del Forno la Carniola del Garone affiora stratigraficamente interposta tra le « Arenarie variegate » e livelli dolomitici riferibili alla Dolomia di Wetterstein.

Essa è qui costituita dalle seguenti successioni, dal basso:

— arenarie grigio-brunastre associate a dolomie vacuolari da brune a rossastre, in strati sottili, 0,80 m;

— dolomie vacuolari grigio-brune, brecciate, a stratificazione indistinta, 21,5 m;

— dolomie vacuolari grigiastre, brecciate, associate a dolomie cristalline pure grigiastre, in strati, quando distinguibili, da 5 a 10 cm, 8 m;

— dolomie vacuolari grigiastre brecciate, a stratificazione indistinta, 16 m;

— dolomie vacuolari grigio-cineree, con chiazze color ruggine, sfaticce, in strati al massimo di 20 cm, 25 m.

Lo spessore totale della successione è di 71,30 m. In località Corna dei Gessi sono stati riferiti alla Carniola del Garone, gessi bianco-grigiastri, cavernosi, stratigraficamente sottostanti alla « Dolomia Principale ».

Al M. Garone, la formazione è rappresentata da una successione di dolomie vacuolari prevalentemente grigie con facies giallastra nella parte superiore; il tutto su di uno spessore di 60 m circa. Tale successione per quanto localmente molto tettonizzata è compresa tra la Formazione di Val Pila (potente al massimo 12,5 m) o le « Arenarie Variegate » alla base e la « Dolomia Principale » al tetto.

La Carniola del Garone si trova solamente nel Sistema del Bernina. Non sono stati trovati fossili. E' soprattutto la posizione stratigrafica che consente di estendere la Carniola del Garone dall'Anisico al Carnico; essa localmente sembrerebbe sostituirsi alla Formazione di Val Pila e alla Dolomia di Wetterstein.

GRUPPO DELLA DOLOMIA PRINCIPALE

Si riuniscono in questo gruppo alcune formazioni di età norica, aventi caratteri litologici simili e occupanti posizioni tettoniche differenti. Tali formazioni sono di seguito sinteticamente descritte.

25) T⁵ — « Dolomia principale » s.l.: *Dolomie cristalline grigiastre, sovente brecciate, in strati di spessore vario, spesso indistinti.* (Norico).

(R. GELATI)

Si parla di « Dolomia Principale » s.l. a proposito di un'unità stratigrafica da O. SCHLAGINTWEIT (1908) compresa nell'« Untertriadischer Dolomit »; da A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914), W. HEGWEIN (1934) e R. STAUB (1966) cartografata in genere come « Hauptdolomit ».

Tale unità è rappresentata nei sistemi del Bernina, di Languard-Tonale e di Scarl-Umbrail.

Nel Sistema del Bernina rientrano gli affioramenti della Valle del Leverone, dell'alta Valle di Federia (Corna dei Gessi) e della Valle del Monte.

Si tratta quivi di dolomie cristalline grigiastre, sovente brecciate, con frequenti ed irregolari vene calcitiche, a stratificazione quasi sempre in-

distinta. In Valle del Leverone alla base delle medesime, localmente piuttosto tettonizzate, affiora la Carniola del Garone; al tetto con passaggio stratigrafico immediato il Calcere del Leverone.

In alta Valle di Federia ed in Valle del Monte a tetto della « Dolomia Principale » affiorano più estesamente breccie dolomitiche con argilliti rosse intercalate (Broccatello); il contatto è talora di difficile interpretazione.

Nel Sistema di Languard-Tonale rientra l'affioramento di dolomie grigie, giallo-brune in superficie, in strati di spessore vario, con locali sottili intercalazioni di marne argillose bruno-rossicce, costituente la vetta del Pizzo Cantone e direttamente sovrapposto al Cristallino di Languard-Tonale.

Al Sistema di Scarl-Umbrail si riferiscono gli affioramenti di M. Saliente-C.na Cavalli, Bocchetta di Valle Bruna, P.ta La Monata-P.ta Murtaröl, M. Cornaccia, M. Solena. Si tratta solitamente di dolomie cristalline grigio-brune o nerastre, intensamente brecciate, grigio-chiare o rossicce in superficie, di frequente in strati di 50-80 cm; si associano breccie dolomitiche grigie o rossicce a stratificazione indistinta.

Tali affioramenti da R. POZZI sono indicati rispettivamente con i nomi di Strati della Corna Cavalli (1960), Strati del Murtaröl-Cornaccia (comprensivi anche dell'affioramento di Bocchetta di Valle Bruna) (1960), Scaglia del Solena (1957) o p.p. degli Strati della Val Forcola (1960). Ad eccezione di quello del M. Solena, limitato al tetto e alla base da contatti tettonici, gli altri lembi sedimentari sono limitati alla base da contatti tettonici ed al tetto da superficie topografica. L'intenso grado di tettonizzazione rende impossibile ogni valutazione di spessore.

La « Dolomia Principale » non contiene fossili, il suo riferimento al Norico è operato più che altro tenendo conto della sua particolare facies.

Solo in Valle del Leverone (Sistema del Bernina), come già descritto, oltre alla facies soccorre la posizione stratigrafica.

26) T⁵_{do-c} — Dolomia del Cristallo: *Dolomie cristalline da grigie a nere, sovente zonate, in strati meci, alternate a calcari dolomitici e nella loro*

parte superiore a calcari marnosi neri, bituminosi, in strati sottili. Spessore massimo 1600 m circa. (Norico).

(R. GELATI)

Questa formazione è cartografata come «Obertriadischer Dolomit meist Hauptdolomit» da O. SCHLAGINWEIT (1908). E' denominata semplicemente «Hauptdolomit» da W. HAMMER (1908) e R. STAUB (1946). Costituisce parte delle «Cristalloschuppe» e «Zebrüschuppe» di U. KAPPELER (1938). La sua individualità è riconosciuta da R. POZZI il quale parla nel 1957 di «Serie Norica dell'Ortles-Cristallo». Per la medesima da E. MARTINA (1958) e R. POZZI (1960) è poi utilizzato il termine Formazione di Plator-Cristallo; R. GELATI nel 1964 introduce il nome qui utilizzato.

La Dolomia del Cristallo affiora, da ovest ad est, a partire dalla zona del Pizzo Cassana fino al Monte Crapene costituendo una fascia continua; dal Monte Crapene fino alla bassa Val Pila è ridotta a sottili e isolati lembi dolomitici distribuiti lungo la «linea dello Zebrù»; dalle falde meridionali di Cima Pozzin e del M. Torraccia si allarga progressivamente verso est per formare le Cime di Plator, il Monte delle Scale, la Cresta di Reit, il Monte Cristallo ed infine il Gruppo dell'Ortles (Fig. 4, 5).

I caratteri litologici della formazione sono ben evidenziati da alcune sezioni stratigrafiche qui di seguito schematizzate (Fig. 5).

R. POZZI (1957) in una sezione rilevata lungo le pendici del Monte delle Scale segnala quanto segue:

- una parte inferiore con dolomic grigie, 289 m;
- una parte media con dolomie grigie zonate a radioli di Echinidi e Gasteropodi indeterminabili, 375 m;
- una parte superiore a dolomie cristalline grigie con intercalazioni di argilliti e calcari marnosi nerastri, 59 m.

La sezione potente 723 m ha la base coperta da depositi detritici; al tetto è in contatto normale con la Formazione di Fraele.

In una sezione inedita rilevata da A. GIORCELLI attraverso la zona del Passo dell'Ables, dall'Alpe Cristallo al Lago del Mot, la Dolomia del Cristallo mostra i seguenti caratteri:

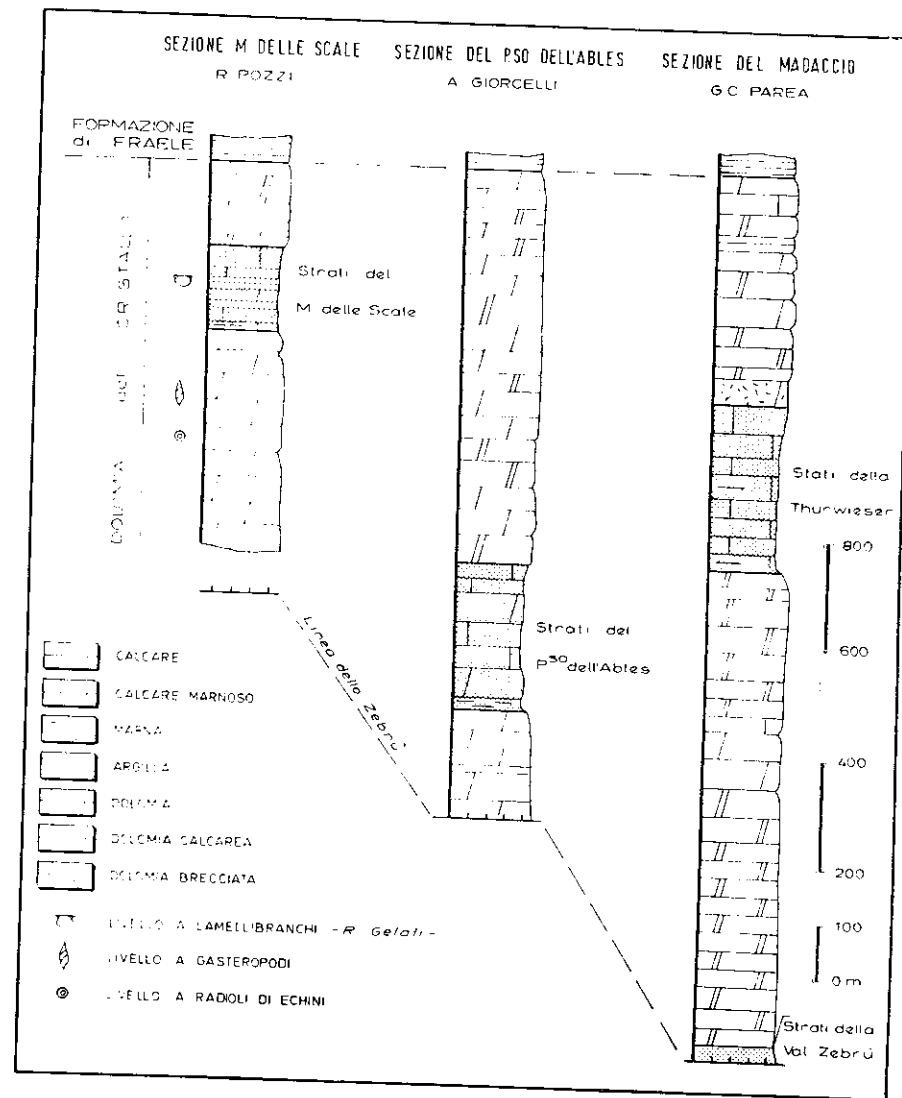


Fig. 5.

— una parte inferiore a dolomie grigie con rade e sottili intercalazioni di calcari marnosi neri, 191 m;

— una parte media con dolomie e dolomie calcaree grigie, talora zonate, alternate a calcari e calcari marnosi neri in strati sottili, 278 m;

— una parte superiore con dolomie e dolomie calcaree grigio nerastre, 728 m.

L'intera sezione è potente 1197 m ed è in contatto tettonico con il Cristallino dell'Ortles alla base, in contatto normale con la Formazione di Fraele al tetto.

All'estremità orientale di affioramento della Dolomia del Cristallo, dalla media Valle dello Zebrù al Madaccio di Mezzo, G. PAREA (1960) riconosce la seguente successione, dal basso:

— calcari sapropelitici nerastri (Strati della Val Zebrù), 20 m;

— calcari dolomitici grigio-nerastri con intercalazioni calcaree, (Strati del Sasso Rotondo), 885 m;

— calcari neri e calcari sapropelitici con intercalati calcari marnosi giallastri in lenti allungate (Strati della Thurwieser), 304 m;

— dolomie e calcari dolomitici grigio-scuri con argilliti intercalate nella parte superiore (Strati del Madaccio), 413 m.

L'intera sezione, sviluppata a partire dal Cristallino dell'Ortles, raggiunge uno spessore di 1622 m.

La Dolomia del Cristallo è compresa nell'ambito del Sistema di Ortles-Quaternals. In nessuna parte dell'area rilevata è possibile osservarne con sicurezza la base stratigrafica. Dal Monte Solena alle Platigliole al limite con la sovrastante Formazione di Fraele si osserva talora un banco a *Rissoa alpina* GÜMB. e *Cerythium eutyctum* AMMON.

— O. SCHLAGINTWEIT (1908) scrive di aver trovato 5 esemplari di *Worthenia solitaria* in Valle di Fraele.

— R. GELATI (1964) in località Lago delle Scale nella parte medio-superiore della formazione segnala *Isognomon exilis* (STOPPANI), *Mytilus eduliformis* (SCHLOTHEIM), *Myoconcha* sp.; in analoga posizione stratigrafica a Bocca d'Adda segnala *Isognomon exilis* (STOPPANI), *Neoschizodus*?

La Dolomia del Cristallo è riferibile al Norico.

27) T₅⁵ — Dolomia dello Stelvio: *Dolomie cristalline grigio-azzurre o grigio-scure, biancastre in superficie, a stratificazione indistinta, sempre molto brecciate. Spessore non definibile. (Norico).*

(R. GELATI)

Questa formazione è cartografata come « Obertriadischer Dolomit di O. SCHLAGINTWEIT (1908); è cartografata come « Hauptdolomit » da A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914). U. KAPPELER (1938) ne riconosce la posizione tettonica parlando specificatamente di Scaglia dello Stelvio (Stelvio-schuppe). R. POZZI (1960) introduce la denominazione di Strati del Môt e Sottostelvio.

La Dolomia dello Stelvio costituisce una fascia affiorante in direzione ovest-est, dal versante meridionale del M. Solena al Giogo dello Stelvio; le migliori esposizioni si osservano nella zona del M. Pedenolo, alle Corne di Radisca e del Palone, al Giogo dello Stelvio (Fig. 4).

Essa è costituita da dolomie grigio-azzurre o grigio-scure alterate in grigio-cenere o in grigio-giallastro, a stratificazione indistinta, in genere piuttosto brecciate. Tale facies si mantiene pressoché invariata in tutta l'area di affioramento.

L'intenso grado di tettonizzazione rende praticamente impossibile la valutazione dello spessore della Dolomia dello Stelvio. Tale formazione infatti è limitata alla base ed al tetto da contatti tettonici; a tale riguardo è da dire come essa occupa la posizione tenuta più ad occidente da Dolomia di Pra Grata e Calcare di Quaternals.

Il riferimento al Norico della Dolomia dello Stelvio è operato tenendo conto della sua analogia di facies con formazioni databili con maggiore sicurezza.

28) T₅⁵ — Dolomia di Pra Grata: *Dolomie grigie, cristalline, frequentemente zonate, in strati e banchi di varia potenza con alterazione rossiccia; talora calcari neri intercalati. Spessore 700-900 m. (Norico).*

(R. GELATI)

La Dolomia di Pra Grata rientra nell'« Obertriadischer Dolomit meist Hauptdolomit » di O. SCHLAGINTWEIT (1908); è cartografata come « Hauptdolomit » da A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914), W. HEGWEIN (1934), R.

STAUB (1946). Essa è comprensiva di « Hauptdolomit » e « Prä-Grata-Schichten » di W. HESS (1953); è comprensiva di « Strati dello Spöl » e « Strati di Prä Grata » di R. POZZI (1960).

La Dolomia di Pra Grata affiora estesamente dal confine italo-svizzero ad ovest (zona dell'alta Valle del Cantone) alla Val Cancano ad est; costituisce in particolare il Corno Brusadella, il Pizzo del Ferro, la Cima di Pra Grata, il Pizzo Aguzzo, la parte inferiore della Val Paolaccia (Fig. 4).

Dal punto di vista litologico è localmente divisibile in due parti:

— una parte inferiore, chiaramente osservabile sul versante sinistro della Valle di Fraele, a dolomie massicce, a stratificazione pressoché indistinta.

— una parte superiore, a dolomie solitamente ben stratificate.

Si tratta sempre di dolomie microcristalline, spesso zonate, con alterazione superficiale rossiccia, localmente piuttosto brecciate. Si alternano talora (con maggiore frequenza verso l'alto) calcari neri o grigio-scuro, densi, con vene calcitiche, in strati quasi sempre sottili.

La Dolomia di Pra Grata è limitata alla base da un contatto tettonico, al tetto passa gradualmente al Calcere di Quaternals.

Non è improbabile che la parte superiore della Dolomia di Pra Grata sia eteropica con la parte inferiore del Calcere di Quaternals.

Lo spessore della formazione qui esaminata è valutabile in 700-900 m.

La Dolomia di Pra Grata è riferibile al Sistema di Ortles-Quaternals; unitamente al Calcere di Quaternals costituisce una scaglia tettonica occupante la parte più alta del sistema medesimo. Il suo contenuto in fossili è scarso.

S. FRANCHI (1911) segnala *Worthenia solitaria* BENECKE (= *W. contabulata* COSTA) alla Cima di Pra Grata, *Isognomon exilis* (STOPPANI) in Valle della Casina.

E. MARTINA (1958) segnala *Isognomon exilis* (STOPPANI) in Val Paolaccia e in Valle della Casina, *Trachynerita* cf. *quadrata* (STOPPANI) in Valle della Casina.

I fossili segnalati e la posizione stratigrafica consentono di riferire al Norico la Dolomia di Pra Grata.

29) T⁵ — Calcere di Quaternals: *Calcari e calcari marnosi neri, talora bituminosi, in strati medio-sottili, localmente in alternanza con argilliti nerastre fogliettate; dolomie grigie si intercalano nella parte inferiore. Spessore 700 m circa. (Norico).*

(R. GELATI)

Il Calcere di Quaternals costituisce parte del Retico (Rhät) di O. SCHLAGINTWEIT (1908). W. HEGWEIN (1934) lo cartografa come « Plattenkalke » ritenendolo ancora di età retica. W. HESS (1953) ne riconosce per primo la precisa individualità; egli parla infatti di « Quaternals Schichten » a cui riferisce un'età norica superiore. Il Calcere di Quaternals è comprensivo di « Strati di Ponte del Gallo » e « Strati di Quaternals » di R. POZZI (1960).

Esso occupa una vasta zona lungo il confine italo-svizzero dall'alta Valle del Cantone alla Bocchetta di Val Cancano; in particolare costituisce la cresta M. Serra-M. Murtarus, M. Cima del Fopel, Cima Paradiso, la Cima del Serraglio e l'alta Val Paolaccia (Fig. 4).

Il Calcere di Quaternals è costituito da calcari e calcari marnosi neri, con vene di calcite, per lo più in strati medio-sottili spesso alterati in giallo-rossastro; localmente si alternano argilliti nerastre, sfaticce, in lamine sottili.

Soprattutto nella parte inferiore della formazione si intercalano dolomie grigie in strati medi.

Inferiormente il Calcere di Quaternals passa gradualmente alla Dolomia di Pra Grata; è probabile una parziale eteropia tra le due formazioni come ricordato in precedenza.

Al tetto il Calcere di Quaternals è limitato da superficie topografica d'erosione.

In territorio italiano si valuta uno spessore massimo di circa 700 m.

Il Calcere di Quaternals rientra tettonicamente nel Sistema di Ortles-Quaternals; unitamente alla sottostante Dolomia di Pra Grata costituisce una scaglia tettonica occupante la parte più alta del sistema medesimo.

Il suo contenuto in fossili è relativamente abbondante (R. POZZI, R. GELATI, A. ATLASINAZ 1962).

A Cima del Fopel, nella parte inferiore della formazione è stato trovato: *Neoschizodus prolixus* (TOMMASI), *Isognomon exilis* (STOPPANI), *Parallelodon songavatii* (STOPPANI), *Worthenia* cf. *escheri* STOPPANI, *Worthenia* sp.

Al Ponte del Gallo, nella parte inferiore della formazione si segnala: *Isognomon exilis* (STOPPANI), *Gervilleia gemmellaroi* TOMMASI, resti di Gasteropodi, resti di Pesci (*Paralepidotus* cf. *ornatus* [AGASS.]).

Lumachella a *Isognomon exilis* (STOPPANI) sono state trovate sul Torrente della Cera e in Valle dell'Orsa, nella parte medio-inferiore della formazione.

Alla Cima del Serraglio nella parte medio-superiore della formazione è stato trovato: *Isognomon exilis* (STOPPANI), *Neoschizodus prolixus* (TOMMASI), *Neoschizodus balsami* (STOPPANI), *Worthenia contabulata* COSTA.

Al M. Murtarus nella parte superiore della formazione si segnala: resti di vegetali, squame di *Paralepidotus* cf. *ornatus* (AGASS.), *Isognomon exilis* (STOPPANI).

R. POZZI (1959) in alta Val Cancano nella parte media della formazione ha individuato: *Worthenia solitaria* BENECKE (= *W. contabulata* COSTA), *Isognomon* cf. *exilis* (STOPPANI), *Trachynerita* cf. *quadrata* (STOPPANI).

Il Calcare di Quaternals in base alle associazioni faunistiche indicate è riferito al Norico.

30) T⁵_{do} — Dolomia di Umbrail: *Dolomie e dolomie calcaree grigio-nerastre, spesso zonate, a stratificazione indistinta, frequentemente strati ai 50-80 cm; si associano breccie dolomitiche grigie o rossicce. Spessore 360 m circa. (Norico).*

(R. GELATI)

La Dolomia di Umbrail è considerata da O. SCHLAGINTWEIT (1908) come facente parte « dell'Untertriadischer Dolomit »; da A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914) è cartografata come « Hauptdolomit ». W. HESS (1953) parla specificatamente di « Hauptdolomit der Umbraildecke »; R. POZZI (1960) introduce la denominazione di « Strati del Piz Umbrail ».

L'area tipo di affioramento di questa formazione si estende da Bocchetta del Lago al Piz Umbrail attraverso la P.ta di Rims (Fig. 4).

Sul versante meridionale del Piz Umbrail, dallo spuntone quotato 2781 fino alla quota 2995, sulla cresta, si succedono le seguenti litozone:

a) dolomie grigie zonate associate a breccie dolomitiche in strati di spessore vario, 55 m;

b) dolomie grigio-nera, talora zonate, microcristalline, a patina bruna, spesso biancastre all'alterazione, associate a breccie dolomitiche; la stratificazione è varia, localmente indistinta, 50 m;

c) dolomie nere, microcristalline o mesocristalline, a patina giallastra o giallo-nerastra, passanti talora a breccie, in strati di spessore vario, 42 m;

d) dolomie nere o grigie, micro e mesocristalline, a patina grigio-nerastra e cilestrina; breccie nettamente subordinate; stratificazione massiccia o indistinta, 80 m;

e) breccie dolomitiche ad elementi scuri, angolosi, di dimensioni molto variabili, in cemento prevalentemente calcitico, 62 m;

f) dolomie grigio-nera a patina biancastra o bruna alternate a dolomie grigie zonate ed a breccie dolomitiche; stratificazione quasi sempre indistinta, 75 m.

Lo spessore totale della sezione è di 364 m.

Estese coperture detritiche e laminazioni tettoniche impediscono solitamente di vedere la base stratigrafica della Dolomia di Umbrail. E' da notare al proposito la posizione dei gessi segnalati in località Appostamenti; questi per quanto parzialmente coperti da depositi superficiali sono interposti tra la sommità del Cristallino del Braulio e la base della Dolomia di Umbrail.

La Dolomia di Umbrail è quasi sempre limitata al tetto da superficie topografica d'erosione; solo verso il M. Forcola vi si sovrappongono tettonicamente piccoli lembi di scisti cristallini.

La Dolomia di Umbrail è tettonicamente compresa nel Sistema di Scarl-Umbrail.

Il contenuto in fossili è molto scarso, sono stati rinvenuti livelli ad

Ostracodi ed a bivalvi indeterminabili nella litozona *a*), a soli Ostracodi nella litozona *d*) della sezione illustrata.

R. POZZI e F. VILLA (1962) descrivono un campione ad Ostracodi proveniente dalla P.ta di Rims.

L'età norica della Dolomia di Umbrail è giustificata soprattutto dalla sua analogia di facies con formazioni databili con maggior sicurezza.

31) T_{c-cm}^6 — Calcare del Leverone: *Calcari e calcari marnosi grigio-nerastri in strati ai potenza varia, alternati talora ad argilliti grigio-plumbee o nerastre in strati sottili. Spessore 64 m. (Retico).*

(R. GELATI)

K. ZOEPPRITZ (1906) usa il termine di « Rhätische Stufe » per questa formazione; R. STAUB (1946) le cartografa come « Oberes Rhät »; R. POZZI (1959) semplicemente come Retico.

Il Calcare del Leverone affiora sulla destra idrografica della Valle del Leverone ed alla testata della Valle di Federia, in prossimità del punto quotato 2703 (Fig. 1).

E' in Valle del Leverone che i suoi caratteri litologici sono osservabili con maggiore chiarezza; quivi, dal basso verso l'alto, risulta costituito dalle litozone di seguito illustrate.

1. - calcari e calcari marnosi grigio-scuri o nerastri, talora a lumachella, in strati e banchi da 20 cm a 1 m, 16 m;

2. - calcari e calcari marnosi grigio-nerastri, a lumachella, in strati di 20-40 cm; argilliti marnose grigio-brune, intercalate con frequenza in giunti, più raramente in strati al massimo di 30 cm, 14 m;

3. - calcari e calcari marnosi grigio-nerastri, di frequente a lumachella, in strati sui 20-40 cm, verso l'alto in banchi massicci, 10,50 m;

4. - calcari dolomitico grigio-scuvo in strati di 20-30 cm, 2,50 m;

5. - calcari e calcari marnosi grigio-nerastri, in banchi di spessore superiore anche al metro, 17 m;

6. - calcari e calcari marnosi grigio-nerastri, talora a lumachella, in strati al massimo di 20 cm; si alternano argilliti marnose nerastre in straterelli di 1-5 cm, 4 m.

L'intera sezione è potente 64 m; è compresa stratigraficamente fra dolomie grigio-chiare (« Dolomia Principale » s.l.) alla base e dolomie grigio-biancastre o rossicce talora brecciate in alternanza con argilliti marnose rosso vinate o giallo-brune (« Broccatello ») al tetto.

Il Calcare del Leverone tettonicamente è compreso nel Sistema del Bernina.

Nella sezione descritta si segnalano i fossili seguenti:

— litozona 2: *Protocardia rhaetica* (MERIAN);

— litozona 3: *Rhaetina gregaria* (SUESS);

— litozona 5: *Rhaetina gregaria* (SUESS), *Cardita munita* (STOPPANI);

— litozona 6: *Modiolus ervensis* (STOPPANI), *Rhaetavicula contorta* (PORTLOCK).

R. POZZI (1959) sempre in Valle del Leverone segnala anche *Pecten (Variamussium) schafhäutli* WINKL., *Plicatula archiaci* STOPP.

Le faune elencate permettono di riferire al Retico il Calcare del Leverone.

32) T_{c-ag}^6 — Formazione di Fraele: *Calcari e calcari marnosi grigio-nerastri in strati di potenza varia, alternati ad argilliti grigio-plumbee o nerastre in giunti sottili o in banchi. Lo spessore massimo è di 350 m. (Retico).*

(R. GELATI)

L'individualità di questa formazione è da tempo conosciuta. O. SCHLAGINTWEIT (1908) parla di « Rhätkalke der Valle di Fraele »; A. SPITZ e G. DYHRENFURTH (1914) di « Rhätische Stufe - Fraele Facies »; U. KAPPELER (1938) di « Fraelerhätzug ».

La denominazione di Formazione di Fraele è introdotta da R. POZZI (1960) ed è in seguito impiegata da R. GELATI e A. ALLASINAZ (1964).

La Formazione di Fraele costituisce un'unica fascia continua dalla zona del Pizzo Cassana ad ovest della Valle dello Spöl, sui versanti meridio-

nali dei monti Motto, La Paré, Crapene, Torraccia e Pettini, attraverso la Valle di Fraele, sino al Monte Solena. Da qui alle Platigliole, lungo le valli del Braulio e dei Vitelli, si prolunga ancora ininterrottamente, per quanto complicazioni tettoniche ne modificano sensibilmente la distribuzione (Fig. 4).

I caratteri litologici della formazione da ovest verso est sono di seguito illustrati.

a) Nella zona occidentale di affioramento si hanno calcari nerastri in strati di 1-20 cm, passanti inferiormente a calcari marnosi e marne; al M. Crapene R. Pozzi (1959) li considera potenti circa 50 m.

b) Alle falde meridionali del M. Torraccia si possono distinguere dal basso verso l'alto le seguenti litozone:

1) calcari e calcari marnosi in strati medio-sottili, regolarmente alternati con marne ed argilliti, 75 m;

2) calcari leggermente magnesiaci, separati da sottili orizzonti di argilliti, 25 m;

3) calcari marnosi ed argilliti in alternanza, 146 m;

4) calcari debolmente marnosi, talora a Coralli, in strati di 30-100 cm alternati ad argilliti scistose grigio-plumbee in orizzonti di spessore vario, 57 m;

5) calcari grigio-scuri o neri, spesso a lumachella, piuttosto compatti, 13 m.

Lo spessore totale della successione, tenendo conto delle zone coperte (R. GELATI, A. ALLASINAZ, 1964) è di circa 350 m.

c) In Valle di Fraele R. Pozzi (1957) nell'ambito della Formazione di Fraele distingue:

— una parte inferiore con scisti calcareo-marnosi e calcari neri intercalati, potente 40 m;

— una parte media con calcari e calcari marnosi alternati a scisti argilloso-marnosi, potente 120 m;

— una parte superiore calcarea, potente 70 m.

d) Dal M. Solena alla Valle del Braulio la Formazione di Fraele mostra una successione di argilliti e calcari a scistosità più o meno accentuata, alternantisi con regolarità.

e) In Valle dei Vitelli e nella zona delle Platigliole si osserva una uniforme successione di calcari e calcari marnosi, notevolmente scistosi, per uno spessore di 150 m.

Il limite inferiore della Formazione di Fraele è con la Dolomia del Cristallo. Il passaggio dall'una all'altra unità è piuttosto rapido; in particolare dal M. Solena alle Platigliole, alla base della Formazione di Fraele si trova spesso un banco a *Rissoa alpina* GÜMBEL.

Il limite superiore è con la Formazione del M. Motto: solitamente si osserva dapprima una graduale diminuzione dei termini argillitici ed il prevalere dei calcari, infine la comparsa di selce diffusa e talora frammenti indeterminabili di crinoidi che segnano l'inizio della formazione soprastante. O. SCHLAGINTWEIT (1908) aveva posto al tetto dei suoi « Rhätkalke der Valle di Fraele » un grosso banco di calcare nero che fa spicco sul versante meridionale del M. Pettini.

La Formazione di Fraele tettonicamente è compresa nel Sistema di Ortles-Quaternals.

I fossili che più frequentemente si trovano (R. GELATI, A. ALLASINAZ, 1964) sono:

Rhaetina gregaria (Suess), *Rhaetavicula contorta* (Portl.), *Bakevellia praecursor* (Quest.), *Chlamys falgeri* (Mer.), *Dimyodon intusstriatus* (Emm.), *Neoschizodus reziae* (Stopp.), *Myophoriopsis isosceles* (Stopp.), *Cardita austriaca* (Hauer), *Protocardia rhaetica* (Mer.), *Corbula alpina* (Wink.), *Laternula amicis* (Stopp. emend. Mariani), *Rissoa alpina* GÜMBEL.

La Formazione di Fraele è riferita al Retico.

33) G²⁻¹ — Formazione del Monte Motto: *calcare e calcari marnosi grigio-scuri o neri, talora con selce, solitamente in strati di 10-30 cm. Spessore massimo 375 m. Lias (Hettangiano-Sinemuriano).*

(R. GELATI)

Con il nome di Formazione del M. Motto si fa riferimento ad un'unità litostratigrafica compresa nel « Liasschiefer » di K. ZOEPPRITZ (1906) e indicata semplicemente come « Lias » da O. SCHLAGINTWEIT (1908). Per la medesima W. HEGWEIN (1934) introduce la denominazione di « Dunkle

Kalke und Kalkschiefer, Allgäuschiefer», R. STAUB (1946) di « Allgäuschiefer und Lias i.a. ». R. POZZI (1960) impiega il termine Formazione del Motto.

La Formazione del M. Motto costituisce una fascia continua allungata in direzione ONO-ESE per circa 15 km in territorio italiano, dalla zona di P.ta Tropione alla Valle di Fraele, attraverso i monti Motto e Crapene, la Cima di Pozzin, i monti Torracchia e Pettini (Fig. 4).

I suoi caratteri litologici si mantengono piuttosto uniformi su tutta l'area di affioramento.

La sezione stratigrafica-tipo è stata studiata da R. POZZI che ha messo a mia disposizione tutti gli inediti relativi. Tale Autore nell'ambito della Formazione del M. Motto nella zona dei monti Crapene e La Paré distingue:

— una parte inferiore, potente 45 m, costituita da calcari siliciferi grigi, calcari a nastri e noduli di selce, lumachelle calcareo-silicee nere;

— una parte media, potente circa 150 m, a calcari siliciferi grigi con qualche intercalazione di scisti calcareo-marnosi neri;

— una parte superiore, potente 180 m circa, costituita da calcari neri e calcari siliciferi grigi ben stratificati.

Lo spessore totale della formazione è di 375 m circa; misure più precise, anche altrove, non sono possibili a causa della tettonica locale.

La Formazione del M. Motto, tettonicamente compresa nel Sistema di Ortles-Quatervals, si sovrappone stratigraficamente alla Formazione di Fraele come in precedenza descritto; al tetto una superficie di movimento di importanza regionale la separa dalla Dolomia di Pra Grata. La Formazione del M. Motto è piuttosto fossilifera. R. POZZI (1960) nella parte inferiore della medesima segnala una fauna a Rhyconella (*R. cartieri* APPEL, *R. variabilis* SCHLOTHEIM, *Prionorhynchia latifrons* STUR in GEYER ecc.), Turritellidi (*Promathildia dunkeri* [TERQUEM], *P. nucleata* [QUENSTEDT], *P. semele* [D'ORBIGNY]), Anomie (*A. irregularis* TOM.), resti di Cri-noidi; tale fauna è indicativa dell'Hettangiano.

Sempre R. POZZI nella parte media segnala una fauna riferibile al Sinemuriano inferiore: Ammoniti con i generi *Metophioceras*, *Vermiceras*,

Arnioceras Eoderoceras, *Paltechioceras*; Gervillie (*G. dunkeri* [TOM.]) e Grifee (*Liogryphaea arcuata* [LAM.]).

Il medesimo Autore riferisce al Sinemuriano superiore (Lotharingiano) la parte superiore della formazione. Vi segnala tra l'altro: *Asteroceras* cf. *quadragonatum* (HYATT), *A. obtusum* (SOW.), *Vermiceras* cf. *rothpletzi* (BÖSE), *V.* cf. *affine* FUCINI; *Echioceras raricostatum* (ZIET.), *E. edmundi* (DUM.), *Paltechioceras taráecrescens* (v. HAUER).

34) **G_{br}** — « Broccatello »: *Dolomie grigio-chiare, rossicce o biancastre in superficie, breccie dolomitiche grigio-chiare o rosate, con intercalazioni di argilliti rossicce. Lo spessore non è determinabile. (Lias ?).*

(R. GELATI)

Con la denominazione « Broccatello » si fa riferimento ad un'unità litostratigrafica da R. STAUB (1946) in Valle del Monte cartografata come « Bunte Liasbreccie, alvbreccie, vom Typus Broccatello d'Arzo und Salsalbo », in Valle del Leverone in parte come « Roter Lias », in parte come « Hauptdolomit ». Sempre in Valle del Leverone da R. POZZI (1959) è cartografata e descritta come « Lias rosso ».

Gli affioramenti di « Broccatello » sono localizzati in Valle del Leverone, alla Corna dei Gessi (Valle di Federia) e in Valle del Monte (Fig. 1).

In Valle del Leverone la formazione è rappresentata da dolomie grigio-chiare, biancastre o rossicce in superficie, talora brecciate, con alternate argilliti marnose rosso-vinate o giallo-brune in orizzonti anche di 30 cm; le dolomie passano localmente, soprattutto verso l'alto a vere breccie dolomitiche. Sempre in Valle del Leverone il « Broccatello » si sovrappone stratigraficamente al Calcare del Leverone; solo nella zona del punto quotato 272^o sembra sovrapporsi direttamente alla « Dolomia Principale » s.l.

Nella medesima località il « Broccatello » al tetto passa stratigraficamente al Calcare di Valle del Monte. Sia alla Corna dei Gessi che in Valle del Monte il « Broccatello », rappresentato da breccie dolomitiche grigio-rosate con elementi a spigoli vivi di dimensioni varie in matrice argilloso-arenacea rosso-giallastra, poggia in discordanza sulla « Dolomia Principale ».

le » s.l.; in Valle del Monte è stratigraficamente sottostante ai Calcari di Valle del Monte.

Non è possibile valutare lo spessore della formazione. Essa, tettonicamente compresa nel Sistema del Bernina, è riferita al Lias soprattutto in relazione alla sua posizione stratigrafica.

35) G_c — Calcarea di Valle del Monte: *Calcari grigio-scuri o neri, talora con selce, localmente alternati a calcareniti, brecciole e ad argilliti dello stesso colore; la stratificazione è medio-sottile. Spessore 50 m circa. (Lias inf.-medio ?).*

(R. GELATI)

Il Calcarea di Valle del Monte da K. ZOEPPRITZ (1906) è cartografato come « Liasschiefer », da R. STAUB (1946) come « Allgäuschiefer und Lias i.allg. » (Scisti di Allgäu e Lias in generale), semplicemente come Lias (in Valle del Leverone) da R. POZZI (1959).

Il Calcarea di Valle del Monte affiora in Valle del Leverone ed in Valle del Monte; è in quest'ultima località che se ne osservano con particolare chiarezza i caratteri litologici. Una sezione stratigrafica rilevata dallo scrivente nella parte media della valle mette in evidenza dal basso all'alto, la seguente successione:

1) calcari microcristallini e calcari marnosi da grigio-scuri a neri, in strati di 5-20 cm; si alternano argilliti e argilliti siltose grigio-scure o nerastre in giunti sottili e in strati di spessore fino a 5-6 cm, 12,80 m;

2) calcareniti grigio scure in strati di spessore fino a 60 cm; si associano brecciole in lenti sottili, 2,80 m;

3) è uguale a livello 1), spessore 16,40 m;

4) calcari selciosi grigio-scuri, in strati fino a 30 cm di spessore, 13 m;

5) calcari microcristallini neri, talora selciosi, in strati di 5-10 cm, 3 m.

Lo spessore totale della formazione nell'ambito della successione descritta è di 48 m.

Il Calcarea di Valle del Monte, tettonicamente compreso nel Sistema

del Bernina, è limitato al tetto da superficie topografica di erosione, alla base passa stratigraficamente al « Broccatello ». In esso non sono stati trovati fossili; lo si riferisce al Lias inferiore-medio (?) soprattutto tenendo conto della sua posizione stratigrafica.

36) G_{TM} — « Sedimentariato più o meno metamorfico della Margna »: *Calcari e marni grigio-nerastri e calcescisti a letti generalmente minuti (« Bindnerschiefer » del Giurassico sec. R. STAUB). Dolomie cristalline giallastre vacuolari, per lo più massicce (« Dolomia Principale » e « Triassico in generale » sec. R. STAUB), (Mesozoico).*

(A. MONTRASIO)

All'estremo SW del Foglio, in alternanza tettonica coi Micascisti del Monte Acquanera, affiorano alcuni lembi, cartografati con una singola lente nel F. BORMIO, di rocce calcarea-dolomitiche, riferibili, secondo R. STAUB al Mesozoico, variamente colpite dalle azioni metamorfiche. Secondo la teoria delle falde, questi lembi di rocce mesozoiche occupano i nuclei delle sinclinali strizzatissime che fungono da elemento separatore tra le falde vere e proprie, anticlinali coricate il cui nucleo è costituito dal « Cristallino antico » pre-Mesozoico.

D) FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE

(G. BONSIGNORE - R. GELATI - U. RAGNI)

Il Quaternario nell'area del Foglio Bormio è rappresentato soprattutto da: detriti, depositi palustri, alluvioni e conoidi di deiezione, morene.

Detriti

Gli accumuli detritici rappresentano il prodotto della disgregazione meccanica delle rocce, legata all'azione degli agenti atmosferici. Si trovano ai piedi di pendii piuttosto ripidi, di natura soprattutto dolomitica e gneissica, ove assumono forma diversa in rapporto alla configurazione e all'ampiezza della zona di distacco dei detriti e alla morfologia del ter-

reno su cui gli stessi si depositano; si tratta comunemente di falde di detrito, coni di detrito, falde di frana.

Falde di detrito e coni di detrito si sviluppano al piede dei versanti delle vallate principali o lungo la base delle creste montuose più rilevate; entrano spesso tra di loro in coalescenza costituendo fasce di detrito la cui lunghezza può essere dell'ordine di qualche chilometro. Le fasce di detrito di maggiore sviluppo sono localizzate in particolare: lungo la valle del fiume Spöl, sul versante meridionale della cresta montuosa Cima Doscopa - Cime di Plator - M. delle Scale - Cresta di Reit, nella parte occidentale della Val Grosina (Val Cantone di Dosdé, Valle di Avedo, Valle di Sacco), nella zona montuosa ad est del fiume Adda (M. Vallecetta, M. Sobretta, Corno di Boero).

Spesso i depositi detritici sono misti a materiali morenici; questo si osserva in particolare nell'alta valle del Fiume Braulio e nella valle del Torrente Federia ove il limite tra l'una e l'altra formazione non è facilmente individuabile. Le falde di frana, peraltro a sviluppo molto limitato, sono determinate dallo scivolamento di materiali morenici e detritici a copertura erbosa discontinua, sui quali ha buon gioco l'azione delle acque selvagge. Fenomeni di questo tipo, in fase iniziale di sviluppo, si osservano nella zona di Malghera in Val di Sacco, sul versante orientale di Vetta Blesaccia, nella zona di Trepalle e del Passo di Foscagno.

Depositi palustri

Sono costituiti da argille, argille sabbiose, torbe, materiali vari di origine organica, talora ferriferi («ferro delle paludi»). Occupano aree solitamente limitate, sovente non cartografabili, ubicate in corrispondenza di piccole depressioni glaciali. Gli esempi più rappresentativi sono stati osservati alla testata della Valle di Sacco (Pian di Mezzo e Pian del Lago), nell'alta Val Viola e in Valle Minestra (Baita del Pastore).

Alluvioni e conoidi di deiezione

I depositi alluvionali sono pressoché limitati alle alluvioni di fondo-valle di due principali corsi d'acqua: il fiume Adda ed il torrente Spöl. I corsi d'acqua minori hanno determinato solo locali accumuli nei tratti

di minor pendenza o di sensibile allargamento del letto, in rapporto a brusche diminuzioni di velocità della corrente.

La natura litologica e granulometrica dei depositi alluvionali rispecchia chiaramente le variazioni della velocità di flusso delle acque; prevalgono, pertanto, nei tratti a monte depositi ciottolosi, talora con massi ed elementi di eccezionali dimensioni, mentre in corrispondenza dei tratti più a valle e nelle zone di confluenza esistono potenti accumuli di materiali ghiaiosi e ghiaioso-sabbiosi. Nel tratto mediano della Valle dello Spöl, nella zona di Livigno in particolare, la pendenza limitata della valle ha favorito il divagare del corso d'acqua, la formazione di aree stagnanti e la conseguente deposizione di materiali argilloso-torbosi.

I depositi alluvionali costituiscono due principali ordini di terrazzi; a questo proposito si distinguono: terrazzi alluvionali recenti ed attuali e terrazzi alluvionali antichi.

I primi sono sensibilmente più sviluppati; formano aree attualmente esondabili, parzialmente coperte da vegetazione, allineate lungo l'asta dei principali corsi d'acqua.

I terrazzi alluvionali antichi, altimetricamente più elevati dei precedenti, sono concentrati soprattutto lungo la valle dell'Adda a sud di Bormio; danno luogo ad affioramenti isolati alla confluenza tra la Val Mora e l'Acqua del Gallo, nella zona di Ponte del Gallo.

Anche i coni di deiezione possono essere distinti in recenti-attuali ed antichi.

I coni di deiezione recenti-attuali, spesso a prima vista non facilmente distinguibili dagli accumuli detritici di forma conica, sono localizzati alla confluenza dei corsi d'acqua minori con le valli principali; talora, in particolare nella Valle di Livigno, rappresentano le forme di rimaneggiamento da parte delle acque incanalate di preesistenti depositi morenici.

I coni di deiezione antichi, meno pendenti dei precedenti, solitamente appaiono sotto forma di relitti più o meno smembrati dall'azione dei corsi d'acqua attuali. Si riscontrano in particolare alla confluenza tra il T. Federia ed il Fiume Spöl, nella zona immediatamente a sud di Bormio, alla confluenza tra la Val d'Avigna e la «Munstertal».

Localmente i diversi sistemi di conii di deiezione appaiono reciprocamente compenetrati.

Morene

I depositi morenici sono largamente distribuiti sull'area del foglio Bormio. Si tratta di materiali con caratteri litologici e granulometrici estremamente eterogenei costituenti coltri più o meno estese di potenza variabile, normalmente sede delle più importanti zone prative o coltivate. Tali coltri sono soprattutto localizzate in Valle di Livigno, sul versante orientale di P.zo Borrón, nella zona M. Pedenolo - M. Scorluzzo, nell'alta Vallaccia, in Valle di Sacco, nella zona P.zo Dosdè - Cima dé Piazzì - Cime Redasco. Nell'ambito delle medesime si individuano talora caratteristiche forme di accumulo aventi probabilmente il significato di cordoni stadiali testimoni delle oscillazioni dei ghiacciai. Al proposito R. STAUB parla specificatamente di morene postwürmiane riferibili agli stadi di Gschnitz e di Daun; la distinzione sembra operata esclusivamente sulla base di criteri altimetrici. I cordoni principali sono stati osservati sul versante orientale di Vetta Blesaccia, in Valle del Monte, in Valle di Sacco, in Val Viola Bormina, su entrambi i versanti della Valle dell'Adda.

Si segnalano inoltre apparati morenici minori, solitamente di forma arcuata, localizzati al fronte delle vedrette e dei circhi glaciali attuali.

Di particolare significato la presenza di morene che si presentano sotto forma di accumuli caotici di materiali grossolani, privi di matrice argilloso-limosa in seguito al dilavamento delle acque meteoriche. Si tratta di masse scheletriche su cui la vegetazione attecchisce con difficoltà; i più caratteristici esempi sono osservabili nella media ed alta Val Viola.

Si notano, infine, depositi misti di morene e detriti come in precedenza accennato, oppure di morene e alluvioni. In quest'ultimo caso si realizza una evoluzione costante dei primi nei secondi, attraverso caratteristiche forme di transizione (depositi fluvio-glaciali, lacustro-glaciali ecc.); fenomeni di questo tipo si riscontrano soprattutto in Valle di Federia, nella Valle dello Spöl, sul Torrente Vallaccia, in Valle di Dentro, in Valle di Sacco.

V — TETTONICA

A) SGUARDO TETTONICO D'INSIEME

(R. Pozzi)

Prima di discutere nel dettaglio la struttura del territorio compreso nel Foglio BORMIO ritengo di premettere gli schemi tettonici che più da vicino riguardano l'Alta Valtellina.

Secondo R. STAUB (1961-1964) — alla cui opera si riallaccia praticamente tutta la Eidgenössische Technische Hochschule di Zurigo — le unità tettoniche regionali sono così raggruppabili:

I — ELEMENTI AUSTRALPINI SUPERIORI

- a) Zona Juvavica occidentale
- b) Falda del Silvretta s. str.

II — ELEMENTI SUBSILVRETTIDI: FALDA DI GROSINA S.L.

- a) Zona dei klippen superiori e delle scaglie della Val Grosina
- b) Sistema Quaternals-Umbrail
- c) Falda di Scarl delle Dolomiti Engadinesi

III — ELEMENTI AUSTRALPINI MEDI S. STR.

- a) Sistema Campo-Ortles
- b) Sistema Languard

IV — ELEMENTI AUSTRALPINI INFERIORI (COMPLESSO DELL'ERR-BERNINA)

L'interpretazione regionale di KARAGOUNIS (1962) non ha una diversa fisionomia. Questo Autore analizza in particolare la cosiddetta « Linea del Gallo » che dovrebbe separare la Falda di Scarl (Austroalpino superiore) dalla Falda di Campo (Austroalpino medio); individua tre direzioni di movimento succedutesi nel tempo, ma non prende una posizione univoca in merito al dibattuto problema dell'Austroalpino medio. Del resto in una regione ove le nostre ricerche (1957-1965) precedenti, contemporanee e successive a quelle dell'Autore hanno portato a notevoli ritrovamenti di fossili e quindi a tracciare una stratigrafia (ed una tettonica) ben più sicura e documentata di quella esistente, KARAGOUNIS non porta alcun contributo concreto e la sua tettonica sembra una questione teorica, avulsa dal concreto problema stratigrafico; in questo senso lascia perplessi anche la più recente interpretazione di TOLLMANN (1960-63) che pur dopo la autorevole presa di posizione di CADISCH (1961) rimette in discussione l'esistenza dell'Austroalpino medio, nel quale però comprende anche le falde del Silvretta e dell'Oetz, da tutti gli Autori considerate appartenenti all'Austroalpino superiore! Anche in questo caso la grande sintesi tettonica che investe tutte le Alpi Orientali è fatta su basi stratigrafiche che, per il territorio di nostra competenza e specifica conoscenza, appaiono del tutto insufficienti. Legittimo quindi chiederci quale limite di validità dare a correlazioni fra Mesozoico della regione a nord del Brennero, a facies « austroalpina media » e Mesozoico delle Dolomiti Engadinesi s.l. così come fatto da TOLLMANN.

Anche l'interpretazione tettonica di KOENIG (1964) è allineata secondo la direttrice tracciata da STAUB. Lo studio di KOENIG, essenzialmente petrografico, riguarda una regione chiave come quella compresa tra Grosio, Sondalo, S. Antonio Morignone, la Val Grosina ad ovest ed il Passo di Verva-M. Campaccio a nord. Sono riconosciuti due complessi tettonici distinti; il Cristallino di Grosina dell'Austroalpino superiore ed il Cristallino di Campo dell'Austroalpino medio. I due complessi sarebbero separati oltre che da miloniti anche da scaglie di rocce carbonatiche, che l'Autore assimila naturalmente ai tipi della zona dell'Ortles. Le radici del

Cristallino di Campo sono da ricercarsi nella zona del Tonale; è d'altra parte noto che il Cristallino di Grosina è attribuito da STAUB (1937) al Sistema di Umbrail.

E' ben noto che le suddivisioni dell'Austroalpino di STAUB sono state contestate da numerosi studiosi austriaci (HAMMER), italiani (Gb. DAL PIAZ) e svizzeri (J. CADISCH, E. WENK), secondo i quali non è possibile separare la Falda dell'Oetz da quella di Campo, cioè l'austroalpino superiore dall'austroalpino medio; perciò la Falda di Campo (ed il massiccio dell'Ortles) non può appartenere all'austroalpino medio. Si avrebbe invece un unico grande complesso austroalpino superiore chiamato da DAL PIAZ Oetzta-Campo (Oetzta s.l.).

Secondo questa direttrice generale hanno lavorato in questi ultimi anni i ricercatori italiani ed una parte degli svizzeri.

Ad esempio KELLERHALS (1966) della scuola di Berna formula un'ipotesi di lavoro che presuppone una unica massa austroalpina superiore (Silvretta) tra Davos, il Vintschgau e la zona di Zernez. La massa del Silvretta dopo il suo spostamento verso nord, sarebbe stata suddivisa in un certo numero di digitazioni maggiori (Teildecken) in seguito ad una spinta orogenica tardo alpina diretta prevalentemente da est verso ovest. Ad occidente della massa del Silvretta s.str. sarebbero in particolare la Falda di Adula e le Dolomiti di Arosa, mentre a SE si sarebbero originate le Falde di Languard, Umbrail, Quatervals e Ortles in contatto verso nord con la Falda di Scarl. Viene inoltre negata la possibilità di separare, in alta Val Venosta, la Falda di Scarl dalla Falda di Oetz, il Cristallino delle due unità essendo uguale, e si concorda sostanzialmente con quanto già affermato da Gb. DAL PIAZ a proposito della dislocazione della Valle di Slingia che assume effettivamente un significato « assai più locale di quello attribuito da Staub ». In questo modo secondo KELLERHALS si potrebbero spiegare le grandi somiglianze di facies fra le falde estalpine, ed anche la impossibilità di una separazione netta fra le singole unità nella loro zona di radice.

Anche la scuola di Milano si è mossa come si è detto nella direzione indicata da HAMMER, Gb. DAL PIAZ, CADISCH e WENK, ridimensionando l'assetto strutturale della regione, prima di tutto dando alle unità tettoniche

un significato più ristretto ed alle dislocazioni un significato più locale; a parte il fatto che di certi lembi sedimentari o di « Verrucano » interposti fra i nuclei cristallini delle varie « falde » non si è trovata traccia.

Pozzi (1965) analizzando il significato delle dislocazioni che nell'alta Valtellina sono assunte a riprova della tettonica ultrafaldista, contesta che la « Frattura del Gallo » possa separare un Austroalpino medio da un Austroalpino superiore, o che i tratti calcarei presenti nel Massiccio dell'Ortles possano testimoniare i complessi e ripetuti movimenti di scagliamento in questo settore.

L'assetto tettonico regionale è così riassunto:

AUSTROALPINO SUPERIORE

C) SISTEMA DI SCARL-UMBRIL

- 5) Scaglie del Passo dei Pastori (M. Forcola, P.ta La Monata, P.zo Aguzzo, Vetta del Sumbraida, M. Cornaccia, C.ma La Casina, C. Cavalli);
- 4) Sedimentario di Umbrail (P.zo Umbrail, Bocchetta di Lago);
- 3) Sedimentario della Val Tagliata (Val Chiasabella, Valle dell'Orsa);
- 2) Scaglie di base (Alta Val Forcola, M. Pedenolo, M. Solena);
- 1) Cristallino di Umbrail (M. Braulio, M. Scorluzzo, Alpe di Glorenza).

B) SISTEMA DI ORTLES-QUATERS

- 6) Sedimentario di Quaters (dal M. Sumbraida ad E sino alla Cima del Fopel ed al M. Serra ad O);
- 5) Scaglia dello Stelvio (Giogo dello Stelvio, Val Forcola);
- 4) Scaglia della Nagler (P.ta Nagler, Platigliole, V.ne di Pedenolo, M. Solena, Parete Alta);
- 3) Sedimentario dell'Ortles (dal M. Ortles a E attraverso le Cime di Plator e P.ta Tropiane a O);

- 2) Scaglie di base (Val Solda, Rocca Bianca (Trafoi), Val Zebrù, Alpe Trela, La Peré, Val Saliente);

- 1) Cristallino dell'Ortles (Val Zebrù, Bormio, Livigno).

A) SISTEMA DI LANGUARD

- 2) Sedimentario di Languard (Campo Piccolo, Rino Toscie, P.so di Cassana, P. Cantone);
- 2) Scaglie di base (Trafoi, Val Solda, Val Federia);
- 1) Cristallino di Languard (Val Solda, M. del Toro, P.zo del Leverone, M. Cotschen, M. Campaccio, M. delle Rezze, M. Ganda).

AUSTROALPINO INFERIORE

A) SISTEMA DELL'ERR-BERNINA

- 2) Sedimentario del Bernina (Valle del Leverone, Val del Forno, Corna dei Gessi, M. Garrone, Valle Ambrio, Forcola di Livigno);
- 1) Cristallino del Bernina (M. Garone, M. Brevia (Stretta), P.ta del Plata).

In questo schema ho cercato, per il possibile, di adoperare la nomenclatura tettonica già in uso, per non aumentare ulteriormente l'elenco dei toponimi, molti dei quali, alla fine, risulterebbero equivalenti.

Più in particolare viene proposto l'abbandono del termine di « Falde di Campo » in quanto sinonimo di Austroalpino medio e si assegna un ruolo di maggiore importanza alla « Falda di Languard » che rappresenterebbe la parte più profonda del Cristallino dell'Ortles s.l. La Falda di Languard verrebbe così ad occupare buona parte del territorio a nord, ad est ed a sud nella massa sedimentaria dell'Ortles (Val Solda, catena Vioz-Cevedale, settore a sud di Bormio) la cui tetto-genesi è legata a tre fasi di movimenti diversi per direzione, tempo ed importanza (pp. 27-28).

E' implicita la tendenza a dare un significato differente da quello tradizionale ai termini « Falda » e « zona di radice », che già Gb. DAL PIAZ

intendeva come « regione di origine » e non come la parte posteriore « fortemente compressa, raddrizzata e magari retroflessa del ricoprimento ».

GELATI (1966) descrivendo i caratteri strutturali del Sistema dell'Err-Bernina in Valle di Federia (una valle laterale della Valle di Livigno) ne mette molto bene in evidenza le direttrici principali; in particolare il sedimentario della Valle del Leverone e della Valle del Forno è più esattamente attribuito alla Falda del Bernina della quale il Cristallino della Stretta non è una digitazione legata a movimenti diretti da sud a nord bensì una scaglia determinatasi in seguito ai movimenti tardivi diretti da est verso ovest. Questi movimenti compresi da HAMMER (1908), Gb. DAL PIAZ (1936), POZZI (1965) in una fase tetto-genetica detta di « Umbrail » giocherebbe un ruolo determinante nell'assetto tettonico della regione in esame.

Nel 1967 sono stati ultimati i rilevamenti ed in buona parte gli studi di laboratorio di tutto il territorio compreso nel F. Bormio; sulla base, in particolare, delle ricerche e delle nuove proposte di G. BONSIGNORE-U. RAGNI e di S. BORGO sulla tettonica del cristallino austridico, di A. MONTRASIO sulle unità pennidiche, è possibile completare il quadro strutturale dell'alta Valtellina precedentemente descritto, nel seguente schema generale:

AUSTRALPINO SUPERIORE

C) SISTEMA DI SCARL-UMBRAIL

- 5) Scaglie del Passo dei Pastori;
- 4) Sedimentario di Umbrail;
- 3) Sedimentario della Val Tagliata;
- 2) Scaglie di base;
- 1) Cristallino di Grosina, del Braulio e della Val d'Avigna (M. Scorzuzo, Alpe di Glorenza, settore P.so Dosdè-Cima dé Piazzi, M. Mala, C.no di Boero).

B) SISTEMA ORTLES-QUATERTALS

- 6) Sedimentario di Quaternals;
- 5) Scaglia dello Stelvio;
- 4) Scaglia della Nagler;
- 3) Sedimentario dell'Ortles;
- 2) Scaglie di base;
- 1) Cristallino dell'Ortles (Livigno, Val Viola, Bormio, Valfurva, M. Sobretta).

A) SISTEMA LANGUARD-TONALE

- 4) Sedimentario di Languard (Campo Piccolo, Rino Toschie, P.so di Cassana, P. Cantone);
- 3) Scaglie di base;
- 2) Cristallino del Tonale e Zona dei Klippen del Corno-Foscagno-M. della Neve;
- 1) Cristallino di Languard e della Pietra Rossa (Val Solda, M. del Toro, P.zo del Leverone, M. Cotschen, M. Campaccio, M. delle Rezze, M. Ganda, settore del P.zo Filone-valle Bucciana-Cima Savoretta).

AUSTROALPINO INFERIORE

A) SISTEMA DELL'ERR-BERNINA

- 2) Sedimentario del Bernina (Valle del Leverone, Valle del Forno ecc.);
- 1) Cristallino del Bernina (M. Garone, M. Breva, P.ta del Plata, P.zo Palù).

PENNIDICO SUPERIORE

A) FALDA SELLA

1) Cristallino del Sella (Cima di Val Fontana).

B) FALDA MARGNA

2) Sedimentario della Margna (alta Val Malenco, ramo orientale);

1) Cristallino della Margna (alta Val Malenco, ramo orientale).

MASSE INTRUSIVE DELL'ALTA VALTELLINA (Sóndalo, Pizzo Bianco, P.sso di Val Viola).

Il Cristallino di Grosina (base del Sistema di Scarl-Umbrail) occupa il settore del P.zo Dosdè-C.ma dé Piazzì-C.no di S. Colombano-C.me Redasco, mentre scaglie isolate formano il M. Mala ed il C.no di Boero. Costituisce una zolla relativamente estesa sovrapposta tettonicamente, a nord, al Cristallino di Languard del settore del Pizzo Filone; il piano di movimento è poco inclinato verso NO e contrassegnato da spesse zone di miloniti e cataclisiti. In Valle Grosina, invece, il Cristallino profondo di Scarl-Umbrail è in contatto tettonico con il Cristallino del Tonale (Sistema Languard-Tonale), che manifesta una zona di culminazione assiale e di debolezza corrispondente alla vasta intrusione di Sóndalo. La culminazione è meglio riconoscibile nel settore SE del Foglio BORMIO (Cima Savoretta-P.so di Pietra Rossa) ove affiora addirittura il Cristallino di Languard, cioè la parte più profonda del Sistema Languard-Tonale, al quale si sovrappone il Cristallino del Tonale del C.no di Profa-P.ta di Pollore. In questa zona il contatto è tettonico ed è imputabile alla incompetenza fra i due tipi di Cristallino che portano a scollamenti più o meno locali all'altezza dei livelli filladico-micascistosi. Questo fatto d'altra parte è una caratteristica anche del Cristallino dell'Ortles rispetto al Cristallino di Languard: lo « Scorrimento della Blesaccia », che in Valle di Federia separa le due unità tettoniche, si concretizza come un piano di scivolamento dei micascisti e delle filladi dell'Ortles sugli gneiss di Languard. Le stesse caratteristiche mantiene il proseguimento orientale di questo elemento tettonico a suo tempo già descritto (POZZI 1965); BONSIGNORE e RAGNI

lo hanno individuato nei settori del M. della Neve-alta Vallaccia-M. Foscagno-media e bassa Val Viola-Bormio-M. Sobretta così da fargli assumere un ruolo chiave per l'interpretazione di tutto il territorio in esame. Il Cristallino dell'Ortles (nel senso ristretto di Pozzi (1965, pag. 27) appare nel suo insieme relativamente poco dislocato e composto, stratigraficamente al di sotto degli scisti sericitici e quarzosi o addirittura dei conglomerati e delle puddinghe del « Verrucano ». La ben nota « linea dello Zebrù » accentua il proprio carattere di locale scollamento di masse rigide (in massima parte sedimentarie) su masse plastiche (filladi e micascisti). Lungo il piano di scorrimento, che si potrebbe chiamare « della Blesaccia-Val Viola », il Cristallino di Languard localmente sovrascorre su quello dell'Ortles involupandosi con esso; le sue caratteristiche geometriche variano da settore a settore ed in Val Viola ad esempio, secondo BONSIGNORE e RAGNI ha una giacitura suborizzontale. Siamo tuttavia in grado di confermare che questa struttura è imputabile a direzioni di movimento dirette da SO a NE. Le analogie fra quanto trovato da GELATI e POZZI in Valle di Federia e ciò che BONSIGNORE e RAGNI hanno constatato nel settore di loro pertinenza, ci hanno convinti che il Cristallino di Languard ha uno stile uniforme in tutto il territorio ed è caratterizzato da scagliamenti locali determinati dalla diversa competenza dei litotipi che compongono le unità polimetamorfiche.

Nel settore del M. Foscagno-M. Corno al Cristallino di Languard si sovrappongono klippen di Cristallino del Tonale, a testimoniare i movimenti da sud a nord, che assumono in tal modo un ruolo determinante in tutta la regione.

Per ciò che riguarda il Pennidico, secondo i rilievi di A. MONTRASIO, esso è limitato all'estremo settore SW del Foglio ove si ha, in una ristretta area, la sovrapposizione della Falda Sella alla Falda Margna (Pennidico superiore), a loro volta sormontate dal Cristallino del Bernina (Austroalpino inferiore).

La massa intrusiva di Sóndalo occupa il fondovalle da Mondadizza a Cepina ed i versanti sino ad una altitudine di circa 2500 m; interessa le formazioni metamorfiche di Languard-Tonale, mentre il contatto con il Cristallino di Grosina è quasi sempre tettonico e contrassegnato da una

spessa fascia di miloniti a giacitura subparallela (versante sinistro tra Tiola e Pedemonte). Piccoli ammassi intrusivi si trovano anche ad occidente del corpo principale, nel settore P.zo Bianco - alta Val Viola e ad oriente, nell'alta Valle di Rezzalo.

B) LINEAMENTI STRUTTURALI DEL CRISTALLINO

(G. BONSIGNORE - A. MONTRASTO - U. RAGNI)

Sulla base dei caratteri strutturali e dei reciproci rapporti tra le diverse unità metamorfiche ed eruttive, nelle aree interessate da rocce cristalline sono state distinte cinque zone principali:

1) *Culminazione a sud della Val Viola Bormina - Valle di Sotto - M. Vallecetta;*

2) *Basamento cristallino del Sistema Ortles-Quaternals da Bormio a Livigno;*

3) *Culminazione dell'Austroalpino inferiore (zona della Forcola di Livigno);*

4) *Zona delle scaglie superiori del Braulio e del Passo dei Pastori;*

5) *Zona delle unità Pennidiche ed Austroalpine inferiori dell'Alta Val Malenco (ramo orientale) e del Pizzo Palù.*

1) *Culminazione a sud della Val Viola Bormina - Valle di Sotto - M. Vallecetta.*

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

L'unità più profonda presente in questo settore è rappresentata dalla Formazione della Punta di Pietra Rossa, parte basale del Sistema Languard-Tonale. Nell'estremo sud-orientale del foglio, essa è in rapporto tettonico con l'unità superiore del suddetto Sistema (Cristallino del Tonale), in concomitanza della zona di nucleo dell'« anticlinale valtellinese ». In contatto tra il Cristallino della Pietra Rossa ed il Cristallino del Tonale

è contrassegnato da una serie di dislocazioni di età « pre-intrusiva », accompagnate da estese fasce milonitiche (« Linea del Mortirolo » - BONSIGNORE-RAGNI, 1966). A nord della Valle di Rezzalo, l'ala settentrionale del piegamento costituisce con gli Gneiss del M. Tonale il massiccio del Pollore, ed è parzialmente sovrascorsa dalle masse gneissiche del Cristallino di Grosina (Sistema Scarl-Umbrail) nella zona del Corno di Boero e del M. Mala.

A conferma della continuità settentrionale dell'« anticlinale valtellinese » esistono lembi relitti, in facies di contatto, delle due unità del Sistema Languard-Tonale su entrambi i versanti della Valle dell'Adda nell'ambito del plutone di Sondalo (Campo Teggia - Le Prese - Cima di Profa - Morignone) ed immediatamente a nord di questo (zona di Valle di Sotto).

Il Cristallino di Grosina assume il suo massimo sviluppo sul versante destro della Valle dell'Adda, ove costituisce un vasto lembo isolato alla sommità del Sistema Languard-Tonale, in corrispondenza di una inflessione assiale del piegamento, compresa tra il plutone di Sondalo, il confine italo svizzero e l'alta Val Viola. Inoltre esso sovrascorre, localmente, secondo una superficie suborizzontale le Filladi di Bormio (parte basale del Sistema dell'Ortles) e le formazioni intrusive dell'alta Valtellina. I caratteri strutturali (giacitura suborizzontale e locali blandi piegamenti) del tutto differenti da quelli delle sottostanti unità intensamente tettonizzate e contorte, nonché la molteplicità dei rapporti con queste ultime testimoniano come lo scorrimento del Cristallino di Grosina si sia manifestato in una fase tardiva del diastrofismo alpino, per lo meno posteriore alla fase principale responsabile delle strutture più profonde. D'altro canto tale « fase Grosina » si deve ritenere quanto meno successiva anche all'atto intrusivo principale dell'alta Valtellina; ciò è dimostrato da numerosissimi esempi di « tranciamento » delle rocce dioritiche e gabbriche al M. Mala e al M. Profa, nella zona di S. Antonio Morignone, a nord di Eita (V. Grosina orientale) ed in alta Val Viola.

In un precedente lavoro (BONSIGNORE-RAGNI, 1966) riguardante la regione immediatamente a sud del F. BORMIO, ci si era già posti il problema della provenienza del Cristallino di Grosina ed era stato, inoltre, proposto il collegamento di queste masse con i lembi di rocce migmatiche

(« Gneiss di Stavel » Auct.) che, lungo la « linea del Tonale », sovrastano gli Gneiss del M. Tonale. Tale soluzione, oltre a giustificare la presenza dei suddetti lembi migmatici insubrici, del tutto estranei ai litotipi adiacenti, riconferma il motivo strutturale del cristallino austridico predominante nella regione, definito da ricoprimenti provenienti da una « zona di radice » meridionale.

Nel settore più a sud il basamento dell'unità Grosina è rappresentato dal Cristallino del Tonale; il contatto è contrassegnato da estese e potenti fasce di rocce cataclastiche e milonitiche, talora da breccie tettoniche, ma si è manifestato senza totale elisione di termini dei soggiacenti elementi strutturali, ben visibili attraverso la « finestra » di Avedo.

Al contrario, nel settore settentrionale (versante meridionale della Val Viola Bormina) le masse Grosine con il loro sovrascorrimento da sud verso nord hanno determinato l'eliminazione del Cristallino del Tonale, ed ora poggiano direttamente sul Cristallino della Pietra Rossa. La scomparsa dell'unità Tonale è giustificata dall'improvviso innalzamento dell'edificio strutturale austridico nel Livignasco (paragrafo 3). Le scaglie sommitali del M. Corno, del M. Foscagno e dell'alta Val Nera si debbono interpretare quali « klippen » fortemente laminati, del Cristallino del Tonale, portati innanzi dall'unità Grosina nel suo movimento verso nord. La provenienza meridionale delle suddette scaglie è comprovata dalla litofacies di contatto, del tutto simile a quelle riscontrabili in prossimità e nell'ambito del plutone di Sondalo.

Per quanto concerne i rapporti tra il Cristallino di Grosina e le Filladi di Bormio, essi vengono definiti nel paragrafo 2.

In connessione con le controspinte dirette in « senso lato » da N verso S (« fase del Braulio » di Pozzi, 1965), responsabili delle note retroflessioni insubriche si debbono considerare: la grande « flessura Avedo-Redasco-Zandila-Pollere »; il conseguente rapido abbassamento delle masse grosine fino al fondovalle valtellinese, nella zona di Valle di Sotto; il prevalere di vergenze rivolte a sud sull'alto versante destro della Val Viola Bormina, nonché gli scagliamenti sommitali del Saoseo-Cima Viola-

Pizzo Matto-Sasso Campana-Cima del Bosco-Dosso Le Ponc-Pizzo Borron.

La complessa struttura di Avedo-Redasco-Zandila-Pollere, nel suo sviluppo assiale diretto da ovest ad est, manifesta un graduale passaggio da un semplice piegamento (brachianticlinale simmetrica in Valle di Avedo), ad una flessura (Cassavrolo-Alpe Zandila), fino a degenerare in una piega-faglia nel settore orientale (versante sinistro della Valle dell'Adda). Questa struttura coinvolge simultaneamente il Cristallino di Grosina, il Cristallino del Tonale ed il plutone stesso che, nella zona compresa tra Tiolo e Morignone, appare intensamente tettonizzato; ciò porta necessariamente a concludere che tale dislocazione si è manifestata in una fase tardiva di movimenti (« fase del Braulio »), successiva alla fase Grosina principale.

2) *Basamento cristallino del Sistema Ortles-Quatervals da Bormio a Livigno.*

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

Le Filladi di Bormio costituiscono nel loro sviluppo dal Livignasco alla Val Furva la base della massa sedimentaria dell'Ortles; esse risultano normalmente sottostanti al « Verrucano » ed al Trias dell'Ortles ed appaiono, nell'insieme, poco dislocate. La separazione cristallino-sedimentaria è definita all'incirca dal decorso della « linea dello Zebrù », che viene pertanto considerata come un locale scollamento delle masse rigide, in massima parte sedimentarie, dalle masse scistose più plastiche.

Secondo R. STAUB (1964) la formazione scistosa di Bormio, elemento dorsale della sua Falda Languard, a sua volta ricoperta dagli scisti di Campo (attuale Sistema Languard-Tonale p.p.), è visibile attraverso la « finestra di Bormio », in corrispondenza delle incisioni della Valle di Dentro e della Val Furva. Contrariamente a quanto sostenuto da STAUB si può ora affermare che le formazioni ad alto grado di metamorfismo di Languard-Tonale (Falda Campo di STAUB) non sovrascorrono sulle Filladi di Bormio, ma costituiscono il naturale basamento di queste ultime. Il Cristallino di Languard-Tonale rappresenta l'unità tettonicamente più pro-

fonda dell'Austroalpino superiore ed è, pertanto, l'antica base del Cristallino dell'Ortles; quest'ultimo non può essere di conseguenza interpretato, come affermava STAUB, quale prodotto dello smembramento del nucleo della Falda Campo.

La separazione tra le formazioni ad alta cristallinità di Languard-Tonale (Gneiss del M. Tonale, Micascisti della Cima Rovaia e Formazione della Punta di Pietra Rossa) ed il Cristallino dell'Ortles a minor grado di metamorfismo, effettuata sulla base di evidenze tettoniche (« Scorrimento del Foscagno-Val Viola-Vallecetta »), trova una ulteriore conferma in considerazioni di carattere stratigrafico. Il contatto con le Filladi di Bormio si manifesta attraverso una superficie la cui traccia decorre tortuosamente dalla Valle di Federia fino alla zona del M. Sobretta, per poi proseguire ulteriormente verso E nel F. M. CEVEDALE. In realtà, tale superficie non rappresenta soltanto un semplice piano di scorrimento, ma è verosimilmente testimone dell'antica discordanza stratigrafica delle serie dell'Ortles, normalmente sovrapposte al preesistente basamento cristallino di Languard-Tonale.

In corrispondenza di essa si sono successivamente manifestate intense dislocazioni, responsabili tra l'altro di reciproci, locali involuppi delle masse cristalline dell'Ortles e di Languard-Tonale. In particolare, nel tratto compreso tra la Valle di Livigno, il Passo di Foscagno, la Val Viola Bormina e Premadio, le Filladi di Bormio costituiscono una complessa struttura, assimilabile nell'insieme ad una sinclinale strizzata, ripetutamente scagliata e talora involuppata dagli scisti di Pietra Rossa (Oga e Dossaccio), al nucleo della quale sono riconoscibili lembi sedimentari discontinui ed isolati (Scaglie di base, Permo-Trias di Isolaccia e Trias di Premadio).

Buona parte di queste dislocazioni rappresentano gli effetti del sovrascorrimento principale delle masse rigide del Cristallino di Grosina verso settentrione, e del loro ribaltamento verso S (« fase del Braulio » di Pozzi). Analogamente, la massa del Sassalbo, situata al limite meridionale del Foglio in territorio elvetico, può essere intesa come l'unità più arretrata del Sistema dell'Ortles, costituita da un pacchetto di scaglie conseguenti al trascinarsi dell'elemento Grosina della zona Teo-Saoseo-Dosdè-Piazzì.

In Valle di Federia, infine, il contatto tra il Cristallino dell'Ortles e la sottostante unità Languard si esplica lungo lo « Scorrimento della Blesaccia », prosecuzione occidentale del già menzionato « Scorrimento del Foscagno-Val Viola-Vallecetta ». Nella zona del P.zo Cassana le Filladi di Bormio sovrastano il Sedimentario di Languard secondo una superficie di scorrimento suborizzontale, che tende successivamente ad immergere verso N e NE (Val Saliente, Chiesa di Federia e Valle di Livigno) con inclinazioni più accentuate, comprese tra 30° e 40°.

3) *Culminazione dell'Austroalpino inferiore (zona della Forcola di Livigno)*
(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

Il Sistema di Languard-Tonale, dopo la grande inflessione meridionale nella zona a S della Val Viola Bormina ove risulta sormontato da una vasta zolla dell'unità Grosina, tende ad innalzarsi gradualmente verso settentrione. Ciò avviene dapprima con blande ed ampie ondulazioni (M. Val Nera - P.zo della Valle - M. Foscagno), successivamente attraverso complessi piegamenti e numerosi scagliamenti (M. Ganda - M. Campaccio - M. delle Mine). Gli assi delle pieghe sono diretti all'incirca OSO - ENE ed immergono per lo più verso E. In fine, in corrispondenza della Forcola di Livigno e dell'alta Valle di Federia, una repentina culminazione dell'edificio tettonico consente agli elementi austroalpini inferiori di venire a giorno. In particolare, il contatto tra il Cristallino di Languard ed il Sistema del Bernina si manifesta attraverso una marcata superficie di scorrimento (« Scorrimento del M. Garone » - Pozzi, 1965) che si immerge decisamente ad E, e che segna tra l'altro la separazione tra l'Austroalpino superiore e l'Austroalpino inferiore. La traccia di tale superficie decorre lungo il fondovalle della Val Forcola, quindi piega verso N con andamento sinuoso per dar luogo in Valle Abrie ad un vasto affioramento di Cristallino del Bernina accompagnato da scaglie sedimentarie, a loro volta sovrascorse dai micascisti e dagli gneiss occhiadini di Languard.

Più a N, attraverso le finestre della Corna dei Gessi e della Valle

del Leverone, vengono nuovamente a giorno le unità sedimentarie del Bernina, ma non sono visibili tracce di Cristallino.

4) *Zona delle scaglie superiori del Braulio e del Passo dei Pastori.*

(G. BONSIGNORE - U. RAGNI)

In precedenza si è trattato diffusamente del Cristallino di Grosina e dei suoi rapporti con le masse cristalline dei Sistemi dell'Ortles e di Languard-Tonale, nelle zone a S della Val Viola, di Valle di Dentro e di Bormio.

Sul versante settentrionale della Valle del Braulio ed a N della Cresta di Reit fino al confine italo-svizzero, che decorre dal Giogo di S. Maria al M. Forcola, la situazione tettonica ricalca gli stessi motivi delle zone sopra menzionate ed è, inoltre, evidenziata dalla presenza dei sedimentari delle singole unità. In particolare, nel settore M. Scorluzzo - M. Braulio - M. Pedenolo i lineamenti strutturali sono definiti dalla sovrapposizione del Cristallino del Braulio alle dolomie noriche della Scaglia dello Stelvio. Il contatto è contrassegnato dal decorso della « linea di Trafoi », traccia della superficie di scorrimento del Sistema di Scarl-Umbrail sul Sistema di Ortles-Quaternals.

In prossimità del Passo dello Stelvio tale superficie immerge chiaramente a N ed è accompagnata da una fascia di rocce che mostrano segni di marcata laminazione. Procedendo verso W lungo la base del M. Scorluzzo la pendenza del piano di scorrimento tende ad attenuarsi (circa 25°), per accentuarsi nuovamente (circa 40°) nella Valle del Braulio. Nella zona del M. Pedenolo e ad E del Piano di Pedenolo le masse cristalline sovrascorrono le dolomie costituendo numerosi « *klippen* » di ridotte proporzioni.

Da quanto si è detto appare evidente che il Cristallino del Braulio forma una vasta scaglia, separata inferiormente dagli elementi sedimentari del Sistema dell'Ortles attraverso lo « Scorrimento di Trafoi »; strettissime analogie litologiche confermano, inoltre, il collegamento di questa massa cristallina all'unità Grosina delle zone a S della Val Viola, di Valle di Dentro e di Bormio (C.no Dosdè, P.zo Dosdè, Cima dè Piazzi,

P.ta di Pollore e C.no di Boero). Viene, così, indiscutibilmente provata l'appartenenza del Cristallino di Grosina alla parte basale del Sistema di Scarl-Umbrail.

Alla parte sommitale dello stesso Sistema si debbono, invece, riferire le scaglie cristalline minori (« Scaglie del Passo dei Pastori » - Pozzi, 1965) presenti sulla cresta spartiacque che segna il confine italo-svizzero al Passo dei Pastori, al M. Forcola, al M. Sumbrada, al M. Cornaccia, a C.ma la Casina e alla P.ta La Monata. Esse sono direttamente sovrapposte al Sedimentario di Quaternals e rappresentano, quindi, gli elementi più elevati dell'edificio tettonico della regione.

5) *Zona delle unità Pennidiche ed Austroalpine inferiori dell'Alta Val Malenco (ramo orientale) e del Pizzo Palù.*

(A. MONTRASIO)

Nel settore Sud-occidentale del foglio l'edificio strutturale è costituito dalla sovrapposizione di tre unità tettoniche, di cui le due più profonde (Falda Margna e Falda Sella) appartengono alle Pennidi, quella più elevata (Sistema del Bernina) all'Austroalpino inferiore. E' questo lo schema tettonico proposto da R. STAUB e qui accettato.

Queste unità tettoniche rappresentano la continuazione verso N delle omonime unità, che hanno più a S (F°. TIRANO) la loro « zona di radice » (Val Fontana) e la « zona di culminazione » (Pizzo Scalino). La loro continuità spaziale, perseguibile nella Valle di Poschiavo, in territorio elvetico, è assicurata dai rilevamenti colà eseguiti da R. STAUB (1946), e confermata dalle profonde analogie petrografiche delle formazioni costituenti e dalla identità dei rapporti di sovrapposizione. La giacitura è qui notevolmente concordante; i banchi rocciosi pendono da mediamente a debolmente verso N e NE.

Il contatto Margna-Sella, caratterizzato da vistosi fenomeni cataclastici, è contrassegnato dall'esistenza di scaglie di rocce calcareo-dolomitiche (nel foglio geologico sono fuse in una sola lente), probabilmente mesozoiche, che conoscono altrove (Pizzo Scalino-Pizzo Canciano, Vedretta di Scerscen Inferiore, Pizzo Tre Mogge) un ben maggiore sviluppo.

Analogamente tra il Cristallino del Sella e il Cristallino del Bernina s'interpone un truciolo tettonico di rocce serpentinosi (Serpentine di Fellaria). E' probabile che le rocce calcareo-dolomitiche (G-T_M) e le Serpentine di Fellaria (sr') abbiano lo stesso significato tettonico rappresentando, le prime i resti dei sedimenti depositi nella zona intercalare tra le « geoanticlinali » da cui sono uscite le falde Margna e Sella, e le seconde il prodotto metamorfosato delle effusioni ofiolitiche verificatesi nella analoga depressione tra le « geoanticlinali » « Sella » e « Bernina ». Al contrario R. STAUB (1946) considera le Serpentine di Fellaria (*Serpentin von Morterasch*) come normali intercalazioni entro i « Parascisti della Serie di Carale » (= Formazione della Vetta Ron), legate allo stesso ciclo eruttivo ercinico della Diorite del Pizzo Bernina (*Hercynische eruptiva aês Bernina-Stockes*).

C) LINEAMENTI STRUTTURALI DEL SEDIMENTARIO

(R. GELATI - R. POZZI)

Come accennato in precedenza le formazioni sedimentarie sono riferibili a 4 grandi unità tettoniche di importanza regionale i cui caratteri differiscono sensibilmente. Si tratta, dal basso verso l'alto, dei sistemi del Bernina, di Languard-Tonale, di Ortles-Quatervals e di Scarl-Umbrail, qui di seguito sinteticamente illustrati. Al riguardo e per notizie più dettagliate si rimanda agli studi — a scala diversa — pubblicati da R. POZZI e R. GELATI.

1) - Sistema del Bernina

Il sedimentario del Sistema del Bernina, nella parte nord-occidentale del foglio, affiora in corrispondenza di piccole finestre tettoniche in Valle del Leverone, in Valle del Forno e alla Corna dei Gessi; unitamente al cristallino, nella Valle della Forcola di Livigno e in Valle del Monte in territorio italiano, è limitato superiormente da una grande superficie di movimento (« Scorrimento del M. Garone ») (Fig. 6, 7).

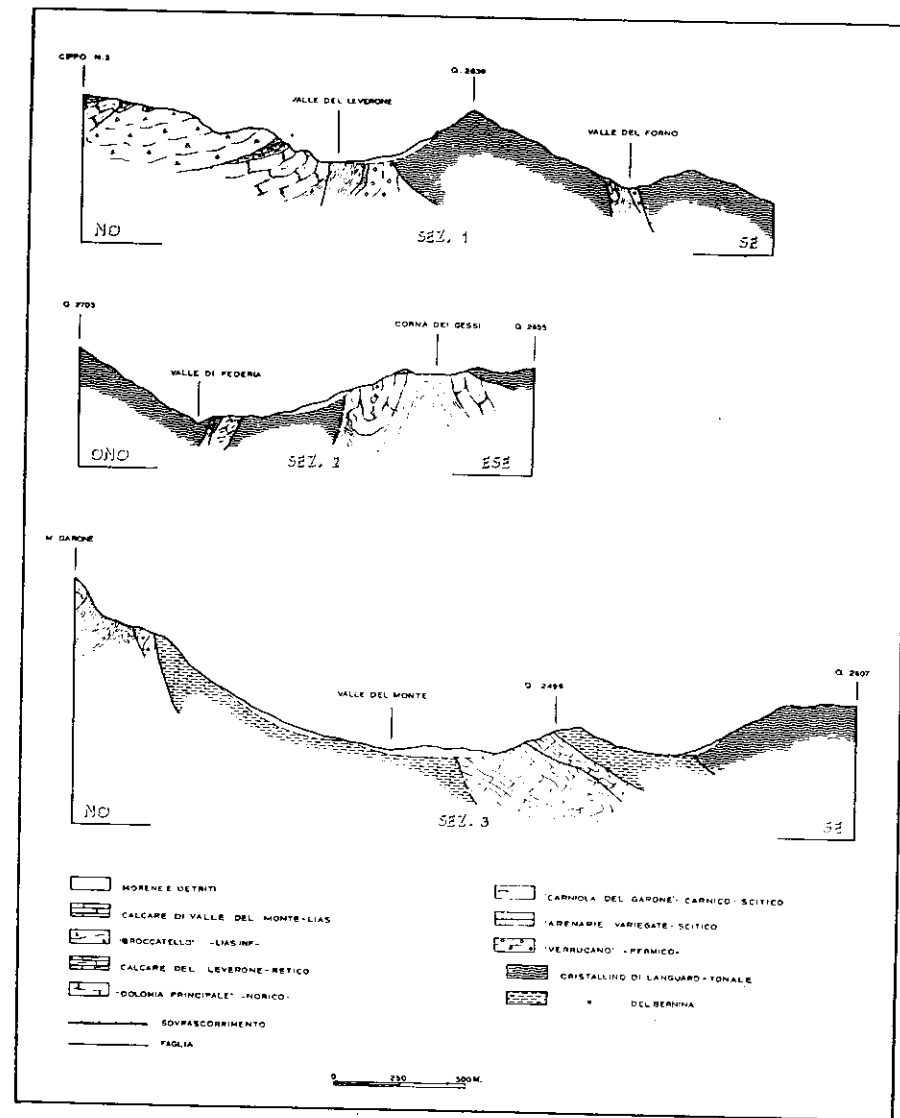


Fig. 6.

a) Nella « Finestra del Leverone » le formazioni sedimentarie di età permo-liassica sono nettamente sottostanti a scisti cristallini del Sistema di Languard-Tonale. Il contatto con gli stessi sul lato destro della valle si immerge a sud con una pendenza di circa 60°, a nord e NNE con pendenza di circa 20° sul lato sinistro, a ovest con pendenza da 20° a 50° alla testata della valle. Nel loro assieme esse costituiscono una piega-faglia diretta ENE-OSO; il piano di faglia limitante il fianco normale superiore (piuttosto laminato) da quello inferiore si immerge a NNO con pendenze variabili da 40° a 60°-65°.

b) Nella « Finestra della Valle del Forno » le formazioni sedimentarie di età permo-ladinica sono chiaramente ricoperte dagli scisti cristallini di Languard-Tonale sul lato destro e sul lato sinistro della valle. Sul lato destro si ha una superficie di contatto immersa prevalentemente a sud con pendenza di 65° circa, sul lato sinistro la superficie di contatto è verticale o immersa ancora a sud con pendenze sui 60°; all'inizio della valle, a quota 2300 m, il contatto è immerso a SO con pendenze di 30°-40°.

Nelle suaccennate formazioni sedimentarie gli strati sono subverticali, oppure immersi a SSE con pendenze di circa 60°.

c) Nella zona della Corna dei Gessi sono distinguibili due aree di affioramento del sedimentario.

Una prima area è localizzata proprio sulla Corna dei Gessi; affiora quivi al di sotto degli scisti cristallini di Languard-Tonale una successione triassico-liassica che descrive una piega completa diretta NE-SO con piano assiale subverticale.

Una seconda area è localizzata più ad ovest della precedente, verso la testata della Valle di Federia; quivi le formazioni norico-retiche (« Dolomia Principale » e Calcare del Leverone) si alternano ripetutamente agli scisti cristallini dando luogo ad un complicato motivo a scaglie con piani di faglia diretti NE-SO, subverticali o immersi a NO con pendenza varia.

d) Nella Valle della Forcola di Livigno ed in Valle del Monte sedi-

mentario e cristallino del Bernina sono separati dal Sistema di Languard-Tonale dallo « Scorrimento del M. Garone ». Si tratta di una superficie di movimento riconoscibile dal M. Garone alla Forcola di Livigno attraverso la media Valle del Monte e la zona del Lago del Monte. Tale superficie si immerge a NNE con pendenza di pochi gradi al M. Garone, a NE con pendenza di 40°-60° tra il M. Campaccio e la Forcola di Livigno.

In questa zona il sedimentario costituisce anzitutto piccole scaglie o lembi di spinta lungo la superficie di movimento testé descritta; sono soprattutto « Dolomia Principale » e Carniola del Garone ad occupare questa posizione.

Il sedimentario descrive poi un motivo a pieghe-faglie nella media Valle del Monte; due sinclinali a nucleo liassico (Calcare di Valle del Monte) sono separate da una superficie di faglia lungo la quale si distribuiscono i resti di un nucleo anticlinalico rappresentato dalla « Dolomia Principale » del punto quotato 2699. Tali elementi strutturali sono diretti NNE-SSO e chiaramente vergenti a ONO. Alla testata della Valle del Monte la successione permo-liassica del M. Garone è subverticale o immersa a NO con pendenza notevole; costituisce probabilmente l'ala sudorientale di una sinclinale diretta NE-SO sviluppata soprattutto in territorio svizzero.

Il Sedimentario del Sistema del Bernina affiora infine in corrispondenza di due piccolissime finestre tettoniche nella Valle del Monte di Fuori.

2) - Sistema di Languard-Tonale.

Il sedimentario di tale sistema affiora limitatamente alla Valle di Federia, dalla confluenza con la Valle del Saliente al P.zo Cantone. In questa zona, unitamente a scisti cristallini di tipo vario, affiora al di sotto del Sistema di Ortles-Quaternals ed a tetto del Sistema del Bernina come prima descritto. La superficie di movimento limitante il Sistema di Languard-Tonale da quello di Ortles-Quaternals è indicata con il nome di « Scorrimento della Blesaccia » (POZZI, 1965). Esso si inizia

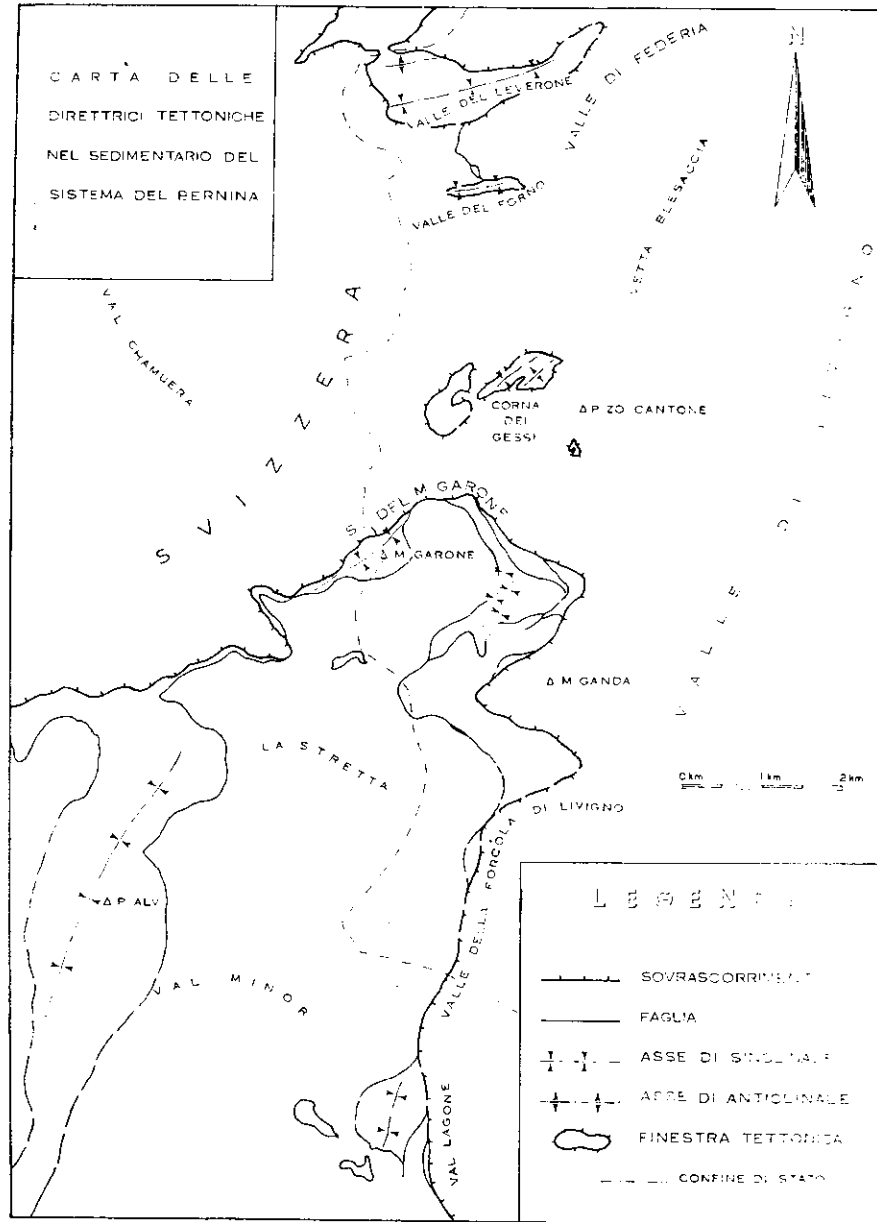


Fig. 7.

a sud di M. Motto, sui fianco sinistro di Valle del Saliente, ove si collega alla Frattura dello Zebrù. Gira poi ad ovest di Vetta Blesaccia sino al Pizzo Cantone per scendere di nuovo in Valle di Livigno in località S. Rocco. Lo « Scorrimento della Blesaccia » si immerge sostanzialmente ad est tra la Valle del Saliente ed il Pizzo Cantone, con pendenze di 30° - 60° ; a nord verso la valle di Livigno con pendenza di 45° - 60° . Più ad oriente il suo andamento è descritto da BONSIGNORE-RAGNI nel paragrafo precedente. Dalla Valle del Saliente al Pizzo Cantone lungo lo « Scorrimento della Blesaccia » si distribuiscono sottili lembi di formazioni sedimentarie permo-noriche intensamente tettonizzate. Le formazioni sedimentarie del Sistema Languard-Tonale costituiscono poi: pieghe e pieghe faglie al Rino Toscie, scaglie al Passo di Cassana, lembi di spinta e lame di trascinamento alla Chiesa di Federia. In particolare le pieghe e le pieghe-faglie del Rino Toscie sembrano dirette ONO-ESE oppure ovest-est, con vergenza a NNE e a nord.

Tali elementi strutturali sono indicati nel loro assieme come « Scaglie di base » del Sistema di Languard da R. POZZI (1965).

3) - Sistema di Ortles-Quaternals.

Il sedimentario di tale sistema occupa una vasta area nella parte centro-settentrionale del F.° BORMIO; forma sostanzialmente una larga fascia diretta ONO-ESE sviluppantesi a nord della linea P.so di Cassana - P.so di Val Trela - Premadio - V.le del Zebrù.

Esso è costituito da formazioni permo-liassiche e in territorio italiano è in linea di massima limitato da « Scorrimento di Trafoi-Prato » e « Frattura del Gallo » a nord, dalla Frattura dello Zebrù » a sud (Fig. 8).

— Lo « Scorrimento di Trafoi-Prato » limita il sistema di Ortles-Quaternals da quello di Scarl-Umbrail. Nell'ambito del F.° BORMIO si sviluppa a partire dal Gioio dello Stelvio sui versanti meridionali dei monti Scorzuzzo, Radisca e Braulio; a partire dall'alta Valle Forcola si scompone in una serie di piani di taglio a cui sono legate le scaglie del Passo dei Pastori, dei monti Forcola, Sumbraida, Solena, Cornaccia e di Cima la Casina. La superficie di movimento in esame tra il Gioio dello Stelvio

e l'alta Valle Forcola mette a diretto contatto il Cristallino del Braulio con la Dolomia dello Stelvio (Norico) nel modo descritto da BONSIGNORE-RAGNI nel paragrafo precedente; limitatamente al versante sud-orientale del M. Scorluzzo il Cristallino del Braulio si sovrappone direttamente a Dolomia del Cristallo (Norico) e Formazione di Fraele (Retico).

— La «Frattura del Gallo» in territorio italiano limita il Sistema di Ortles-Quaternals da Scarl-Umbrail immediatamente a nord dell'Acqua del Gallo (affluente del F. Spöl), tra la Val Chiasabella ed il versante settentrionale di Cima del Serraglio; in particolare tra la Val Chiasabella e la Valle dell'Orsa sembra immergersi costantemente verso SSO con pendenza di 50° circa. Essa porta direttamente a contatto il Calcare di Quaternals (Norico) con la Dolomia di Wetterstein (Ladinico) e la Formazione della Val Forcola (Carnico).

— La «Frattura dello Zebrù» è diretta ONO-ESE oppure ovest-est e immersa a NNE o a nord con pendenze di 40°-65°; nell'area del F. BORMIO in territorio italiano, a partire dal Passo di Cassana, è riconoscibile sui versanti meridionali di P.zo Cassana, M. Motto, M. Crapene, M. Torracchia, Cima di Plator, M. delle Scale e Cresta di Reit. Il suo decorso segna quasi sempre il limite fra il cristallino (Filladi di Bormio) e la messa sedimentaria di Ortles-Quaternals; solo al M. Crapene ed all'Alpe Trela si sviluppa tra Formazione di Fraele (Retico) o Dolomia del Cristallo (Norico) e la parte inferiore della successione permo-triassica, in quelle località normalmente sovrapposte alle Filladi di Bormio. Lungo la «Frattura dello Zebrù» si distribuiscono solitamente scaglie, lembi di spinta o lame di trascinamento costituiti soprattutto da scisti cristallini e dalle formazioni permo-carniche, nel caso estremamente tettonizzante; sono le «Scaglie di base del Sistema Ortles-Quaternals nel senso di R. Pozzi (1965). Tutto questo si osserva in particolare alle falde meridionali di Pizzo Cassana e M. Motto; tra Pedenosso-Premadio e la Valle dello Zebrù.

Una grande superficie di movimento, la «Frattura dell'Alpisella», divide chiaramente in due parti la massa sedimentaria in esame. Tale frattura a partire da Forcola Tropione ad ovest, decorre lungo la Val Viera e la Valle Alpisella sino in Valle di Fraele; quivi è riconoscibile sul versante

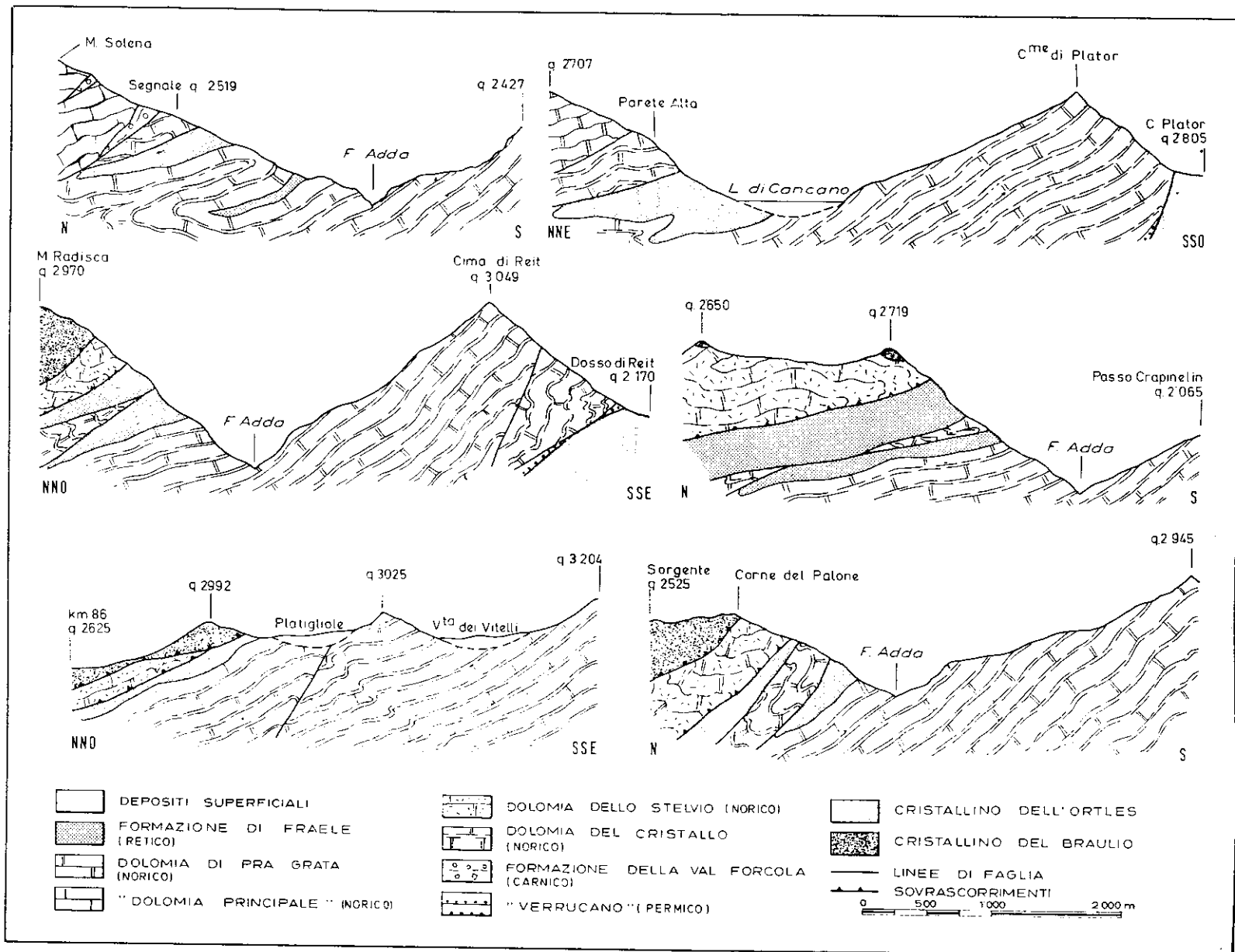


Fig. 8.

meridionale dei Monti Cornaccia e Sumbraida. Attraversa poi la Valle Forcola, assumendo infine un andamento parallelo allo « Scorrimento Trafoi-Prato », a cui si unisce nella zona delle Platigliole, a SE di M. Scorluzzo. La « Frattura dell'Alpisella », in sintesi, nel suo assieme è diretta est-ovest ed immersa prevalentemente a nord con pendenze di 50°-65° ad ovest della Valle dello Spöl, di 20°-50° dalla Valle dello Spöl alle Platigliole.

— Il sedimentario a nord della « Frattura dell'Alpisella », Sedimentario di Quaternals s.s., è costituito anzitutto da Dolomia di Pra Grata e Calcare di Quaternals (entrambi norici) immersi prevalentemente verso nord e nord-ovest con pendenze medie. Questa monotona successione calcareo-dolomitica è interrotta da faglie di rigetto non eccessivo o fratture solitamente subverticali e con direzione prevalente est-ovest oppure nord ovest-sud est; le segnalo in particolare al M. Murtarus, in Val Trezeira, nella zona di Cima Paradiso e di Cima del Serraglio.

Dal M. Solena al Gioigo dello Stelvio la Dolomia dello Stelvio occupa la posizione geometrica del Sedimentario di Quaternals s.s.; costituisce una scaglia tettonica di notevoli proporzioni compresa tra la « Frattura dell'Alpisella » e lo « Scorrimento di Trafoi-Prato ».

— Il sedimentario a sud della « Frattura dell'Alpisella », sedimentario dell'Ortles s.s., è costituito da una successione continua di età permo-liassica. A partire dal confine italo-svizzero ad occidente esso descrive un piegamento a sinclinale, via via più evidente verso la Valle di Fraele. Si tratta di una sinclinale aperta verso sud, con asse diretto ONO-ESE e piano assiale immerso a NNE; il suo fianco superiore è interamente laminato dalla « Frattura dell'Alpisella »; il suo fianco inferiore più o meno parzialmente ridotto dalla « Frattura dello Zebrù, il suo nucleo è costituito dalla Formazione del M. Motto (Lias). A partire dal M. Solena verso la Valle dei Vitelli la sinclinale illustrata si va gradualmente evolvendo in una piega completa. Infatti al Grasso di Solena è la Formazione di Fraele (Retico) a costituire il nucleo di una piega sinclinale piuttosto strizzata, cui fa seguito una anticlinale di ritorno (anticlinale del M. Solena, Pozzi, 1960) che porta ad affiorare un nucleo più antico riferibile alla Dolomia del Cristallo (Norico). Nella

zona de « i Alt » al motivo testé descritto si sovrappone una scaglia tettonica, costituita ancora da Dolomia del Cristallo e sviluppantesi a partire dalla Parete Alta lungo la « Frattura dell'Alpisella ». Tutte queste unità strutturali, ulteriormente laminate, sono ancora riconoscibili verso la Valle del T. Braulio (sul versante meridionale di M. Radisca) ed in Valle dei Vitelli verso le Platigliole.

4) - Sistema di Scarl-Umbrail.

Il Sistema di Scarl-Umbrail occupa la posizione tettonicamente più elevata nell'ambito del F. BORRAIO. Il sedimentario di tale sistema è formato da più masse rocciose isolate, distribuite su di un'area molto ampia ed i cui elementi strutturali sono qui di seguito illustrati.

— La Val d'Avigna. In sinistra idrografica della Val d'Avigna, tra il Piz Starlex ed il Piz Terza, affiora una successione di scaglie tettoniche costituite dal cristallino e dalle formazioni permo-ladiniche. Esse sono separate da piani di movimento suborizzontali o immersi a sud.

— La zona compresa tra la Val Chiasabella ed il versante settentrionale di Cima del Serraglio, a nord dell'Acqua del Gallo. Quivi le formazioni ladino-carniche costituiscono un motivo a pieghe, in gran parte celate dalle coperture superficiali, con assi diretti prevalentemente NNO-SSE.

— La zona compresa tra il Piz Umbrail e il M. Forcola. E' caratterizzata da una serie di scaglie tettoniche o lembi di spinta costituiti, oltre che da cristallino, dalle formazioni carnico-noriche. Sono separati prevalentemente da superfici di movimento suborizzontali o immerse ad est; la loro messa in posto è legata ad una fase tettogenetica tardiva, diretta ad est verso ovest (Fase di Umbrail, R. Pozzi, 1965).

— La zona M. Sumbraida - M. Solena - M. Cornaccia - P.ta la Monata. Per i suoi caratteri strutturali si ricollega alla precedente. Essa è infatti ancora costituita da scaglie di formazioni norico-carniche e di scisti cristallini al M. Solena; da lembi di spinta di « Dolomia Principale » (Norico) ed ancora di scisti cristallini, limitati alla base da superfici suborizzontali, tra il M. Sumbraida e P.ta la Monata.

— Il Pizzo Aguzzo e la C.na Cavalli. L'area del Pizzo Aguzzo e la cresta C.na Cavalli - M. Saliente - P.zo Fier sono costituite dai lembi sedimentari di Scarl-Umbrail maggiormente sovrascorsi verso occidente. Il lembo del Pizzo Aguzzo, è formato sostanzialmente da « Dolomia Principale » (Norico); limitatamente alla sua base, suborizzontale, si distribuiscono sottili lame di scivolamento riferibili alla Formazione della Val Forcola (Carnico).

Pure il lembo C.na Cavalli - M. Saliente - P.zo Fier è formato da « Dolomia Principale » (Norico); esso è separato dal substrato da una superficie di movimento leggermente immersa a nord-est lungo la quale si segnalano ancora scaglie o lame di scivolamento di scisti cristallini, di « Verrucano » (Permico) e di « Arenarie variegata » (Scitico) soprattutto.

VI — MORFOLOGIA

(G. BONSIGNORE - R. GELATI - U. RAGNI)

La regione compresa nella parte italiana del F.^o BORMIO si sviluppa in un'area tipicamente alpina, caratterizzata da elevati rilievi e da profonde depressioni vallive.

La maggior parte delle cime dei gruppi montuosi presenta una altitudine relativamente costante variando, infatti, fra i 3150 m ed i 2900 m. Fanno eccezione, in particolare, i massicci della zona centrale (C.ma Saoseo 3257 m, C.no Dosdè 3233 m, P.zo di Dosdè 3280 m, C.ma Viola 3374 m, C.ma dè Piazzì 3439 m), nonché il M. Sobretta (3296 m) nel settore sud-orientale del foglio, ed il P.zo Palu (3906 m) che nel settore sud-occidentale rappresenta l'estrema propaggine ad est del massiccio del Bernina.

La maggior parte delle vette è sede di vedrette, sviluppate eminentemente a nord delle vette medesime in circhi di diversa entità; si segnalano, al proposito, la Vedretta dé Piazzì, la Vedretta di Dosdè e quella del M. Sobretta. Attualmente le lingue glaciali sono in fase di ritiro, come attestato dai rilievi effettuati di recente a cura del Comitato Glaciologico Italiano; l'arretramento delle fronti si manifesta con un ritmo massimo di circa 20 m all'anno.

Il reticolato idrografico è di tipo dendritico e in esso si differenziano due principali bacini imbriferi: il bacino del Fiume Adda e quello del Fiume Inn. Il bacino dell'Adda occupa la maggior parte della regione in esame, mentre il bacino dell'Inn, sviluppato soprattutto in territorio elvetico, nel tratto italiano è limitato alla Valle del Fiume Spöl.

I corsi d'acqua sono orientati secondo due direzioni principali. La prima si sviluppa da N-S a NE-SW (Valle dello Spöl, Val Viola, Valle

dell'Adda); la seconda è pressochè normale alla precedente variando da E-W a NW-SE (Acqua del Gallo, Valle di Fraele, Valle di Dentro, Valfurva, Val d'Avedo).

L'evoluzione morfologica si è realizzata attraverso una serie di cicli erosivi le cui tracce sono riscontrabili a quote differenti.

Secondo GIORCELLI (1960) l'altitudine relativamente costante delle cime principali potrebbe testimoniare un antico livello di spianamento, situato ad una quota di circa 2900-3000 m, dal quale sporgevano soltanto isolati rilievi. Sempre secondo lo stesso Autore, un secondo livello di erosione corrisponderebbe alla zona altimetrica dei circhi a quote notevolmente inferiori rispetto alle linee di cresta.

In sintesi il territorio si è evoluto morfologicamente attraverso la duplice azione glaciale e fluviale, manifestatasi con diversa intensità in tempi differenti. Le forme dell'una e dell'altra azione sono riconoscibili nelle varie parti del territorio; si tratta di forme di accumulo, già descritte in precedenza (IV-D), o di forme di erosione. L'azione erosiva glaciale prevale soprattutto nella Valle dell'Adda, nella Valle di Livigno, nella Valle di Fraele, nell'Alta Valle del Braulio, nella Val Viola, ove è documentata da alvei spaziosi a fianchi ripidi, con curve di fondo a gradinata, circhi alla testata e yalli pensili sui lati.

Forme minori sono date da rocce montonate e striate, nonché da aree sovraescavate talora sede di piccole conche lacustri.

L'azione erosiva dei corsi d'acqua, manifestatasi sia contemporaneamente che in alternanza con quella glaciale, è particolarmente evidente laddove si riscontrano anguste forre profondamente incise (Ponte del Gallo, Spondalunga, Bocca d'Adda, Semogo, Fumero).

VII — GEOLOGIA APPLICATA

(R. POZZI)

1) - CAVE E MINIERE.

Nel territorio compreso nel F. BORMIO si trovano soltanto alcune miniere di ferro, la maggiore delle quali, quella di Pedenoletto, è indicata anche sulle carte topografiche.

Le manifestazioni di minerali di ferro (limonite soprattutto) erano note sin dall'antichità ma per primo ne dà notizie circostanziate CURIONI (1877) segnalando idrossido ferrico a Pedenoletto (sulla riva destra del torrente Braulio), alla Ferrarola (lungo la vecchia strada da Premadio alle Torri di Fraele), a Radisca (300 m più in basso della miniera di Pedenoletto) ed in Val Bruna (antiche cave che alimentavano il forno di S. Giacomo di Fraele). Successivamente STELLA (1921) fornisce ben più dettagliati ragguagli sulle « Miniere del Bormiese » nel volume *Le Miniere di Ferro dell'Italia*. Il giacimento di Pedenoletto (sito a 2600 m s.l.m.) era noto sin dal 1450 ma la vera coltivazione inizia intorno al 1800; il minerale veniva fuso nell'altoforno di Premadio, costruito nel 1852 dalla Ditta Cornegliani ove erano giornalmente lavorati da 12 a 15 t. di minerale; la limonite della miniera di Pedenoletto aveva un tenore di circa il 58,77% in ferro. Secondo STELLA — che visitò a più riprese la miniera avvalendosi anche di quanto riferito dallo ZOPPETTI — si tratta di ammassi limitati e disposti « sia nel verso principale dei banchi di poco inclinati verso monte, sia nel senso di stacchi o litoclasti disposte a controverso ». Di tutti questi ammassi STELLA segnala il maggiore avente lo spessore medio di 7 m ed un volume di circa 1500 mc, pari a circa 3000 t. di minerale. Per ciò che riguarda la natura del minerale conferma trattarsi di tipica limonite concrezionare, generalmente

spugnosa; accanto al ferro si trovano poco manganese, ed accidentalmente zinco ed arsenico.

La Miniera di Pedenoletto fu chiusa e riaperta a più riprese; nuove ricerche vi furono compiute anche nel 1919 e ne riferisce AGOSTINI (1923) in un quadro completo delle possibilità minerarie della regione (che sono ritenute di « grande interesse industriale »). Nel 1942 si ebbe un nuovo interessamento a questo giacimento e ne fa testimonianza un articolo di U. MARTINELLI che pone l'accento sulle mutate condizioni logistiche locali conseguenti alla costruzione in Valle di Fraele della diga di Cancano; a giudizio dell'Autore anche l'economicità della miniera di Pedenoletto, sempre discussa a causa della altitudine e delle disagiate condizioni, dovrebbe trarne vantaggi. In effetti mancano completamente studi modernamente impostati sulla totalità dei problemi (geologici e giacimentologici) che interessano questo giacimento (la stessa cosa si può dire per le manifestazioni dell'alta Val Zebrù, presso Cima della Miniera, che non vengono qui prese in considerazione in quanto comprese nel F. M. Cevedale.

Per ciò che riguarda le *cave* si ricordano quelle di gesso in Valle Uzza che sfruttavano la cospicua lente presente nella zona di contatto fra il Cristallino dell'Ortles e la Dolomia del Cristallo (Norico). La cava ha avuto un periodo di intensa coltivazione e poi un rapido declino conseguente alle mutate esigenze del mercato.

Si ricordano inoltre numerose cave aperte saltuariamente per la sovrastruttura (e la manutenzione) delle strade della regione; il pietrisco che si ricava dalle rocce sedimentarie e metamorfiche presenti ha rilevato ottime proprietà tecniche. Analogamente hanno avuto notevole importanza nella costruzione delle dighe di ritenuta di Cancano II e S. Giacomo di Fraele — quali inerti dei calcestruzzi — le falde di detrito presenti lungo le pendici meridionali del M. delle Scale e delle Cime di Plator che nastri trasportatori portavano ai vagli e successivamente ai silos posti presso il Lago delle Scale.

Risulta che vari assaggi sono stati effettuati in filoni di quarzo entro i parascisti in varie località comprese nell'area studiata, così come sono segnalati affioramenti di amianto al M. Verva (Val Viola), da CURIONI.

Una piccola miniera abbandonata di arsenico nativo si trova in località Stabiello a NNO di Sondalo; si tratta di un filone mineralizzato ad arsenico nativo ed altri minerali secondari; la miniera ha avuto un periodo di attività intorno al 1850 ed il minerale veniva estratto con metodi artigianali.

Piccole fornaci di interesse locale sottopongono a cottura i calcari e le dolomie per ottenerne calce per lo più magre mentre i calcari marnosi di Fraele sono stati presi in considerazione quali pietre da cemento.

2) IDROGEOLOGIA

a) *Caratteristiche idrogeologiche della regione.*

La costituzione geologica della regione, formata per oltre 9/10 da rocce metamorfiche e sedimentarie permeabili per fessurazione, e la tettonica particolarmente complessa determinano una distribuzione molto irregolare delle risorse idriche regionali. Particolarmente evidente è la sproporzione fra l'abbondanza delle risorse in acque superficiali e la relativa povertà in acque sotterranee, che risulta dall'assenza di strutture idrogeologiche tali da garantire la possibilità di accumulo delle acque di falda.

I problemi posti da questa situazione non intaccano certo la sostanziale ricchezza di acque adatte allo sfruttamento sia per l'alimentazione che per le industrie: a una notevole portata complessiva dei corsi d'acqua e delle sorgenti corrisponde anche una grande purezza delle acque naturali, quasi tutte oligominerali, con durezza relativamente bassa e minima aggressività, specialmente quelle alimentate da bacini composti in prevalenza da rocce cristalline.

La mancanza di disponibilità notevoli di acque sotterranee è quindi abbondantemente compensata dal numero e dalla portata delle sorgenti regolarmente distribuite su tutto il territorio e a tutte le quote; pur non essendo stato ancora effettuato un censimento di tutte le sorgenti, si può affermare che la massima parte di esse è rappresentata dalle sorgenti di fessura e di contatto. Tra queste, le più ricche di acque e con

regime più regolare sono quelle che si trovano in corrispondenza delle principali dislocazioni, in quanto alimentate da un bacino idrogeologico di grandi proporzioni, che comprende in genere anche i grandi ghiacciai ed i nevai perenni.

E' infatti in base alla costanza dell'alimentazione (precipitazioni estive e invernali, fusione delle nevi in primavera) e all'intensa fessurazione delle rocce che si spiegano la regolarità del regime e le notevoli portate di queste sorgenti. Minore importanza hanno le sorgenti di contatto, di trabocco ecc. alimentate da piccole falde contenute nei depositi morenici; spesso anzi la qualità delle loro acque risulta inferiore per la facilità con la quale possono essere soggette all'inquinamento.

Le acque sotterranee sono concentrate nei naturali serbatoi costituiti dalle alluvioni dei fiumi (Adda-Spöl), dai conoidi e dalle falde di detrito. La consistenza delle riserve in acque sotterranee è legata all'alimentazione da parte dei corsi d'acqua e alla qualità delle acque che le alimentano. Pertanto il problema della loro conservazione è strettamente legato alla protezione dall'inquinamento delle acque superficiali, al momento pressochè inesistente (mancando vere e proprie attività industriali), ma prevedibile in un prossimo futuro in conseguenza dell'incremento demografico legato al turismo e all'espansione urbanistica ad esso conseguente.

In conclusione, pur mancando un vero e proprio problema di ricerca idrica, la gestione delle risorse (proprio perchè esse sono costituite quasi esclusivamente da acque superficiali, che sono le più esposte agli inquinamenti) dovrebbe essere programmata soprattutto come protezione e difesa delle acque superficiali.

b) *Le sorgenti minerali.*

Nell'area del F.^o BORMIO si trovano alcune sorgenti minerali celebri da oltre un secolo (Bagni di Bormio e S. Caterina Valfurva), altre che hanno determinato più recentemente uno sfruttamento industriale rapido quanto imponente (l'acqua « Levissima » delle Sorgenti S. Maria in un comune di Val di Sotto) ed altre ancora che, benchè poco note, rivestono

un interesse notevole dal punto di vista scientifico (Sorgente S. Michele in Val Viera di Livigno). Di queste sorgenti sono stati effettuati studi molto recenti ad opera di P. BERBENNI (Istituto di Idrologia dell'Università di Pavia) e di R. POZZI e ad essi si rimanda per notizie dettagliate (1965-1967); delle sorgenti della « Levissima » è in atto lo studio da parte degli stessi autori nel più ampio quadro di una indagine sulle acque minerali della Valtellina. Diamo qui di seguito le principali caratteristiche delle sorgenti sopra citate.

Sorgenti termominerali dei Bagni di Bormio.

Ubicazione: le sorgenti dei Bagni di Bormio — in numero di 9 — vengono a giorno in una « area di emergenza idrominerali » secondo il significato di G. CASTANY, nella Gola dell'Adda.

Altimetricamente possono essere suddivise in due gruppi: il primo, composto dalle sorgenti Cinghaccia, Nibelungi, Ostrogoti e Pliniana è posto a quote varianti fra i 1280 ed i 1340 m, cioè più vicino al fondovalle; le rimanenti: S. Martino, Arciduchessa, Zampillo dei Bambini, Cassiodora, S. Carlo si trovano fra i 1370 ed i 1421 m di quota. La sorgente più alta è la S. Martino, sita a 1421 m s.l.m., la più bassa è la Cinghaccia a 1280 m.

Geologia: le sorgenti sono localizzate in vicinanza di una dislocazione tettonica di importanza regionale (la « Frattura dello Zebrù ») che all'incirca segna il contatto fra il substrato cristallino e le soprastanti rocce sedimentarie. L'emergenza delle acque è determinata dalla esistenza di un fitto sistema di diaclasi e faglie vicarianti che scompaginano notevolmente la roccia tanto da ridurla localmente a breccia. In corrispondenza dell'area di emergenza si osservano dolomie brune, massicce, a patina di alterazione giallastra (Dolomia di Valle Lunga del Carnico-Trias medio) che la tettonica ha reso molto permeabili per fessurazione. Queste fessure interessando un complesso omogeneo e rigido nel suo assieme debbono continuare in profondità mantenendosi pressochè sempre beanti; in tal modo esistono tutte le premesse meccaniche ad una rapida risalita di acque profonde. Anche la giacitura delle dislocazioni

(direzione circa NNO-SSE, subverticali) è tale da favorire la risalita delle acque secondo un sistema di condotti secondari (griffons).

Come si è detto le sorgenti emergono a due quote medie diverse, a circa 600 m a nord della Frattura dello Zebrù, sul versante sinistro di una stretta e profonda gola (la « Gola dell'Adda ») secondo quanto già rilevato — più in generale — da CADISCH e da DESIO. Tuttavia anche nell'alveo dell'Adda nei periodi di magra, si possono osservare polle d'acqua gorgoglianti ed a temperatura notevolmente superiore alla media esterna. Attorno agli orifici sorgentiferi si notano sempre depositi concrezionari di spessore ed estensione aerale assai notevoli, tanto che vaste superfici di roccia, ne appaiono ricoperte, anche a quote più elevate di quella massima ove attualmente emergono le acque. Una caratteristica di importanza notevole di tali concrezioni è quella di presentare una radioattività rimarchevole, tanto da essere rilevata anche con i contatori Geiger usati nelle ricerche di campagna di minerali radioattivi.

Le acque termominerali sono immagazzinate in un complesso calcareo-dolomitico (« Dolomia del Cristallo ») del Norico, in contatto tettonico con dolomie e calcari dolomitici (Dolomia di Valle Lunga) del Carnico e con depositi arenaceo-conglomeratici del Trias inferiore e del Permico (« Verrucano »). Queste rocce sedimentarie sono in contatto tettonico con un basamento cristallino, praticamente impermeabile, costituito da filladi e micascisti; il piano di movimento (la « Frattura dello Zebrù ») localmente è immerso verso nord con circa 60° di pendenza.

La serie sedimentaria permo-triassica ora descritta fa parte del sedimentario dell'Ortles e nella regione del M. Pedenolo e del M. Braulio è, al tetto, in contatto tettonico con una potente zolla di Cristallino (Cristallino del Braulio) che localmente, conserva resti più o meno potenti della propria normale copertura sedimentaria (sedimentario di Umbrail).

Fra le mineralizzazioni che più frequentemente si trovano nelle rocce del bacino di alimentazione ricordiamo i minerali di ferro ed il gesso.

Quest'ultimo nella serie stratigrafica si trova quasi al contatto con il basamento cristallino frammisto ad altri litotipi, per lo più ridotti a cataclasi e miloniti. Forma una massa cospicua in Valle Uzza ove raggiunge una potenza di quasi 30 m; lenti di gesso si trovano anche sulle

pendici meridionali del M. delle Scale a 1550 m s.l.m. Gessi sono ugualmente associati a dolomie cariate ed a scisti sericitici verde-chiaro, immediatamente soprastanti il cristallino.

Per ciò che concerne i minerali di ferro va ricordato che concentrazioni anche rimarchevoli si trovano lungo il contatto tettonico superiore Cristallino del Braulio - Sedimentario dell'Ortles; una miniera, ora abbandonata, era stata aperta al Piano di Pedenoletto e forniva soprattutto limonite. Altre mineralizzazioni di una certa consistenza si notano lungo il contatto tettonico inferiore fra il basamento cristallino e la già descritta serie sedimentaria. Le mineralizzazioni più vistose accompagnano intrusioni porfiritiche e dioritico-porfiritiche e sono costituite da magnetite ed ematite. Una miniera, ora abbandonata, era stata aperta nell'alta Valle del Zebrù (C.ma della Miniera - Pale Rosse) e coltivava diversi filoni della potenza media di 30-35 cm, mineralizzati a magnetite ed ematite oltre che ad altri minerali secondari (siderite, calcopirite, arsenopirite, pirite). I fenomeni di intrusione, sono molto diffusi, in scala diversa, in tutta la massa filladica ed interessano parzialmente e localmente le stesse rocce sedimentarie (come nel caso dell'alta Val Zebrù) creando aureole metamorfiche di contatto, di spessore variabile secondo le dimensioni dei filoni. L'aureola metamorfica nelle dolomie contiene principalmente fassaite, giadeite e vesuvianite.

Legate ad un'origine del tutto diversa sono invece le mineralizzazioni a pirite e calcopirite (principalmente) che molto frequentemente si osservano nelle filladi e nei paragneiss. In questo tipo di rocce, al microscopio si osservano inoltre numerosi minerali accessori quali: magnetite, ematite, pirrotina, marcassite, oltre che siderite e limonite; a questi si aggiungono: clorite, muscovite, biotite, granati, apatite, ecc.).

Un cenno a parte meritano i minerali radioattivi: ricerche di campagna svolte nella media ed alta Valle del Zebrù hanno messo in evidenza, entro la serie dei parascisti zone a radioattività anomala. Alcuni campioni raccolti in alta Val Zebrù, hanno dato alle analisi radiometriche di laboratorio sino alle 0,02% di U_3O_8 + ThO_2 ed alla analisi chimica sino alle 0,03% di U_3O_8 . Questi valori, anche se non hanno importanza come giacimento minerario, confermano tuttavia la presenza di

minerali radioattivi nei parascisti di base, in concentrazioni superiori al normale.

Questa breve rassegna delle mineralizzazioni più comuni presenti nel probabile bacino di alimentazione delle sorgenti potrà mettere in evidenza che esistono tutte le premesse perchè l'acqua risulti notevolmente mineralizzata (come è in effetti).

Iatogeologia: si tratta di sorgenti mesotermali (classificazione DESIO, 1959), caratterizzate da una notevole concentrazione in solfati e bicarbonati, nonchè da una notevole radioattività (82 millimicrocurie/litro). Le temperature oscillano in media sui 40°C, tranne la fonte S. Carlo (19°C). La loro origine è spiegata ammettendo che le acque, alimentate dalle infiltrazioni meteoriche, dalla fusione delle nevi e dei ghiacciai nel massiccio del Braulio, penetrino in profondità sino al basamento cristallino (arricchendosi oltre che di altre sostanze minerali anche in sostanze radioattive) e risalgono lungo la dislocazione dello Zebrù anche per fenomeni di termosifonamento (nel senso di CASTANY).

Il termalismo delle sorgenti è stato spiegato con il gradiente geotermico; in effetti al di sopra della quota media delle sorgenti (circa 1400 m s.l.m.) troviamo una massa rocciosa potente oltre 1600 m, permeabile per fessurazione, capace non solo di convogliare acqua in profondità ma anche di riscaldarla progressivamente. Si tratta cioè di sorgenti termominerali vadose e geotermali (nel senso di Desio, 1959). E' stata calcolata anche la profondità minima di provenienza dell'acqua, ottenendo per la Sorgente Pliniana una profondità di 1016 m circa e per le Sorgenti S. Martini e Arciduchessa una profondità minima di circa 1075 m; a queste profondità passano le isogeoterme 44° e 53° che determinano le temperature delle acque alla sorgente rispettivamente di 37° circa (media della Sorgente Pliniana) e di 39° circa (media delle sorgenti Arciduchessa e S. Martino).

La risalita delle acque è favorita sia dalla pressione piezometrica derivata dalla altitudine del bacino di alimentazione che dai gas disciolti ma non si deve dimenticare che la fessurazione esistente nelle rocce causata dalla dislocazione di importanza regionale (la Frattura dello Zebrù di cui si è già fatto cenno) determinando una notevole velocità

ascensionale dell'acqua ne impedisce, in gran parte, la dispersione della temperatura.

In base all'analisi chimica e chimico-fisica si può dire:

— Le acque dei Bagni di Bormio possono essere definite, secondo la classificazione di MAROTTA e SICA, come acque minerali, termali, solfato-bicarbonato-alcalino-terrose, radioattive.

— Nella predominanza ionica il calcio ed il magnesio sono bene equilibrati dagli ioni solforico e bicarbonico. Quest'ultimo ha grande valore ed importanza quando queste acque vengono utilizzate come bibita; come acque da tavola, sopportano molto bene l'addizione della anidride carbonica. E' nota la importanza del sistema H_2CO_3/HCO_3^- o sistema tampone nelle acque imbottigliate (13 b).

— L'ione solforico è presente in una forma molto labile e facilmente riducibile da microorganismi presenti nell'acqua a zolfo metallico. Sono in corso delle esperienze per la ricerca nelle acque di questa stazione termale dello zolfo libero e delle varie forme ridotte e ossidate.

— Le acque dei Bagni di Bormio hanno tutte la stessa origine; secondo la classificazione di SCHOELLER, già ricordata da P. BERBENNI in un altro lavoro, la composizione di queste acque è la seguente: $SO_4 > HCO_3 > Cl$ e $Ca > Mg > Na$.

Sorgente di S. Caterina Valfurva.

Ubicazione: comune di S. Caterina Valfurva (Sondrio), quota 1750 m s.l.m.

Geologia: la sorgente sgorga da depositi limoso-sabbiosi con lenti di torba che formano i sedimenti di un piccolo lago di sbarramento morenico. Essi riposano su di un substrato di rocce parametamorfiche, affioranti sui versanti del M. Confinale e di P. Tresero: si tratta di filladi quarzifere e micascisti, nei quali sono frequentemente intercalati filoni meso e iposilicici; localmente (Costa Sobretta, Madaccio e Corna Rossa) si hanno alternanze di marmi verdini ben stratificati. I versanti della

conca di S. Caterina sono ricoperti da depositi morenici sino ed oltre i 2000 m di quota.

Idrogeologia: la falda mineralizzata contenuta nei depositi lacustri viene captata con un tubo infisso alla profondità di circa 2 m; il suo livello piezometrico è attualmente leggermente al disotto del piano di campagna mentre nelle prime relazioni sulla fonte (TARAMELLI, 1907) si dichiara che essa zampillava in superficie.

Il progressivo abbassamento del livello piezometrico della falda si è accompagnato, in quest'ultimo mezzo secolo, con una variazione dei caratteri fisico-chimici e della portata delle acque, che restano comunque (come risulta per confronto con le prime analisi) bicarbonato ferruginose, fredde.

La mineralizzazione di questa sorgente, che è alimentata da una falda che scorre in prevalenza in terreni permeabili per porosità, non è elevata (0,5 mg/l) ma l'alto tenore in ferro (24,5 mg/l) e in bicarbonati (598,5 mg/l) in presenza di 2713 mg/l di CO_2 , la rendono molto caratteristica nell'ambito delle acque minerali italiane. Le ragioni delle variazioni della mineralizzazione sono da collegarsi con l'origine delle acque, che provengono dall'infiltrazione in terreni morenici delle acque meteoriche, e che si arricchiscono in ferro soprattutto nel tratto terminale del loro percorso sotterraneo, in presenza delle torbe che caratterizzano gli ultimi episodi della sedimentazione nell'antica conca lacustre. Le torbe infatti, decomposte dai microrganismi, producono un eccesso di CO_2 e di conseguenza conferiscono alle acque sotterranee un'aggressività tale da permettere una solubilizzazione dei materiali litoidi contenenti ferro; si spiega così l'elevato tenore in bicarbonati in una sorgente nel cui bacino le rocce calcaree sono di limitata estensione, senza chiamare in causa un'origine endogena dell'acido carbonico (ipotizzata da TARAMELLI) almeno apparentemente ingiustificata dal contesto geologico.

Le stesse variazioni di composizione e di regime della sorgente nel corso del secolo, caratterizzate da una costante diminuzione di portata e di mineralizzazione, si possono spiegare con un accentuato prelievo di acque dal sottosuolo, in ragione dell'incremento demografico, dell'apertura di cave nella conca lacustre ecc. Alla diminuzione di portata ha

fatto seguito l'abbassamento del livello piezometrico della falda e il richiamo di acqua non mineralizzata proveniente dalle perdite laterali e di fondo del T. Frodolfo.

La protezione della mineralizzazione della fonte è quindi un problema che va risolto nell'ambito della soluzione del problema idrico locale e nell'eliminazione delle cause (cave) che possano portare all'alterazione dell'equilibrio esistente fra acque mineralizzate e acque dolci.

Sorgente S. Maria (« Levissima ») di Valdisotto.

Ubicazione: la sorgente si trova in località Valle del Prete in frazione di Zola nel comune di Valdisotto sulla destra orografica della Valtellina.

Geologia: nel settore ove viene a giorno la sorgente si ha il contatto fra la massa intrusiva granodioritica di S. Antonio Morignone ed i parascisti del Cristallino dell'Ortles; depositi superficiali (morene e detriti di falda) ricoprono buona parte del versante e dislocazioni tettoniche di entità diverse interessano tutte le unità litostratigrafiche.

Idrogeologia: non si hanno notizie ufficiali sulla idrogeologia della sorgente che, come si è detto, è in corso di studio. Si tratta di un'acqua bicarbonato alcalino-terrosa che ha una temperatura di circa 5°, un PH di 7,6, una durezza di 4,8 ed un residuo fisso di 61 mg/l. Questa sorgente, oligominerale fredda, è del tipo di contatto; alimenta una industria che ha assunto in pochissimo tempo una importanza notevole nell'economia della Valtellina con uno stabilimento fra i più moderni d'Italia.

Sorgente S. Michele in Val Viera di Livigno.

Ubicazione: Val Viera, confluyente della Valle di Livigno sul versante orografico sinistro. E' indicata come « Sorgente di acqua solfurea » anche sulla Tavola al 25.000 Livigno, a quota 1919 m s.l.m. presso la confluenza Val Viera-Valle Rossa.

Geologia: l'acqua della sorgente sgorga da calcari fessurati e molto piegati del Lias inferiore (Formazione del M. Motto) che giacciono a franapoggio lungo il versante destro della Val Viera, con tutta probabilità da una frattura celata da depositi di copertura superficiali (falda

di detrito). Il bacino di alimentazione della sorgente si estende a nord (settore della Corna Cavalli) ed a ovest (alta Val Saliente-Punta Tropione). L'emergenza delle acque è favorita dalla presenza, lungo la Val Viera, del contatto tettonico fra la zona dell'Ortles e quella di Quatervals; lungo questo piano di movimento le Dolomie di Prà Grata (Norico di Quatervals) sono rialzate sino al livello della Formazione del M. Motto (Lias dell'Ortles) e di conseguenza viene a determinarsi una culminazione del basamento cristallino impermeabile che sbarrata la percolazione delle acque sotterranee.

Idrogeologia: in base alle osservazioni idrogeologiche e fisico-chimiche effettuate, si può dire che si tratta di una sorgente, mediominerale bicarbonato-solfato-alcalino-terrosa, solfurea che trova alimentazione da un vasto bacino, in cui affiorano in una elevata percentuale gessi e calcari spesso a mosche di pirite (tali da giustificarne la particolare mineralizzazione). La costanza della temperatura, che si mantiene sui 4° per tutto l'anno, nonostante le notevoli variazioni del regime termico locale, permette inoltre di affermare che la circolazione dell'acqua si sviluppa per la massima parte in profondità. La portata media della sorgente è di 1,5 litri al primo; le variazioni sono notevoli per apporti superficiali dato che la sorgente non ha opere di captazioni e per il momento l'acqua sgorga allo stato naturale.

Si deve ritenere che le acque, alimentate dalle precipitazioni e dalla fusione delle nevi, scorrano prevalentemente entro rocce sedimentarie e che la loro emergenza sia favorita da dislocazioni tettoniche (sorgente minerale fredda del tipo « di fessura » secondo la classificazione di DESIO, 1959).

L'esistenza di una sorgente solfurea ad una altitudine di 1919 m s.l.m. non è di facile riscontro; risulta anzi essere tra le più alte di questo tipo di acque in tutte le Alpi, da ciò il suo notevole interesse scientifico.

Data di presentazione del manoscritto: febbraio 1969.

Ultime bozze restituite il: 13 ottobre 1969.

VIII — BIBLIOGRAFIA

- AGOSTONI U. - *Qua e là per le contrade minerarie italiane: i giacimenti ferri-feri dell'Alta Valtellina*. « La Miniera Italiana », vol. 7, fasc. 1, Milano 1923.
- AMPFERER O., HAMMER W. - *Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Algau zum Gardasse*. « Jahrbuch d. geol. Reichsanstalt », vol. 61, pp. 531-710, Wien 1911.
- ANDREATTA C. - *Sulle rocce eruttive del gruppo Ortles-Cevedale*. « Rend. Accad. d'It., cl. Sc. fis. mat. nat. », vol. 3, pp. 289-304, Roma 1942.
- ANDREATTA C. - *Successioni nelle manifestazioni magmatiche nel massiccio Ortles-Cevedale*. « Studi Trent. d. Sc. Nat. », vol. 23, pp. 161-187, Trento 1943.
- ANDREATTA C. - *La « Linea di Peio » nel massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. « Acta Geol. Alp. », n. 1, pp. 1-63, Bologna 1948.
- ANDREATTA C. - *La tettonica « a vortici » nei monti della Val di Sole*. « Rend. Accad. Naz. Lincei, cl. Sc. fis. mat. nat. », vol. 5, pp. 60-67, Roma 1948.
- ANDREATTA C. - *Il metamorfismo delle formazioni del gruppo dell'Ortles*. « La Ric. Scient. », vol. 21, pp. 190-196, Roma 1951.
- ANDREATTA C. - *Foglio « Monte Cevedale » della Carta Geologica delle Tre Venezie*. Magistrato alle Acque di Venezia (Ministero dei Lav. Pubbl.), Firenze 1951.
- ANDREATTA C. - *Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlesgruppe*. « Neues Jahrb. f. Min. », pp. 13-28, Stuttgart 1952.
- ANDREATTA C. - *Syntektonische und posttektonische magmatische Erscheinungen der Ortlesgruppe in Beziehung zum alpinen Magmatismus*. « Tschermarks Min. Petr. Mitt. », vol. 3, pp. 93-114, Wien 1953.
- ANDREATTA C. - *La Val di Peio e la Catena Vioz-Cevedale*. « Acta Geol. Alpina », n. 5, 336 pp., 2 carte geol., 107 fig., Bologna 1954.
- BERBENNI P., POZZI R. - *Le sorgenti termominerali dei Bagni di Bormio: osservazioni idrogeologiche, chimiche e chimico-fisiche*. In: « Giornate della chimica e chimica analitica delle acque naturali, Bormio 10-11 luglio 1965, Atti », pp. 57-78, 3 fig., Parma, Maccari ed., 1966.
- BERBENNI P., POZZI R. - *La sorgente solfurea di Val Viera (Livigno). (Osservazioni idrogeologiche e chimiche preliminari)*. In: « Giornate della chimica e chimica analitica delle acque naturali, Bormio 10-11 luglio 1965, Atti », pp. 79-88, 3 fig., Parma, Maccari ed., 1966.
- BONSIGNORE G., RAGNI U. - *Carta Geologica dell'Alta Valtellina e dell'Alta Val Canonica 1:50.000 con schema tettonico 1:250.000*. Pubbl. n. 176 Ist. Min. Petrogr. e Geoch. Univ. Milano, Milano 1966.
- BONSIGNORE G., RAGNI U. - *Studio di alcuni movimenti franosi nella Media Valtellina (Alpi Retiche)*. « Fond. Probl. Mont. Arco Alpino », N° 55, C.N.R., Milano 1967.
- BONSIGNORE G., RAGNI U. - *Contributo alla conoscenza del Cristallino dell'Alta Valtellina e dell'Alta Val Canonica (Alpi Retiche). Nota Prima: La Formazione della Punta di Pietra Rossa*. « Fond. Probl. Mont. Arco Alpino », N° 73, C.N.R., Milano 1968.
- CADISCH J. - *Geologie der Schweizeralpen*. Wepf & Co., Basel 1953.
- CADISCH J. - *Geologie des Grenzgebietes zwischen West-und Ostalpen*. « Verh. Geologischen Bundesanst. », Heft 2, pp. 115-124, Wien 1961.
- CAMPIGLIO C., POTENZA R. - *Facies dioritiche collegate con il gabbro di Sondalo (Alta Valtellina). Studio petrografico*. « Atti Soc. Ital. Sc. Nat. », vol. CIII, fasc. IV, 1964.
- CAMPIGLIO C., POTENZA R. - *Le facies oliviniche del gabbro di Sondalo (Alta Valtellina, Lombardia)*. « Atti Soc. Ital. Sc. Nat. », vol. CV, 1966.
- CAMPIGLIO C., POTENZA R. - *Facies a pirosseno rombico del gabbro di Sondalo (Alta Valtellina)*. « Atti Soc. Ital. Sc. Nat. », vol. CVI, fasc. III, 1967.
- CORNELIUS H. P., FURLANI-CORNELIUS M. - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. « Denkschr. Akad. Wiss. Wien, Naturwiss. Kl. », vol. 102, pp. 207-301, Wien 1930.
- DAL PIAZ Gb. - *La struttura geologica delle Austridi. Nota III*. « Atti della Reale Accad. Sc. Torino », vol. 71 (29 pp.) e Nota IV. « Studi Trentini Sc. Nat. », vol. 71 (16 pp.), Trento 1936.
- DAL PIAZ Gb. - *Recensione critica sul lavoro di Kappeler. Zur Geologie der Ortlesgruppe und zur Stratigraphie ecc.* « Studi Trentini Sc. Nat. », vol. 19/2, Trento 1938.
- DAL PIAZ Gb. - *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio del Monte Croce*. « Mem. Museo St. Nat. Ven. Trid. », vol. 5, pp. 176-360, Trento 1942.
- DAL PIAZ Gb. - *La genesi delle Alpi*. « Atti R. Ist. Ven. Sc., Lett., Arti », vol. 104, pp. 467-498, Venezia 1945.
- DELL'ORTO G. - *Ricerche geologico-petrografiche sul versante destro della bassa Valle Grosina (Sondrio)*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », vol. CIV, fasc. II, Milano 1965.
- DE MICHELE E. - *Migmatiti della Val di Sacco (Val Grosina, Sondrio)*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. », vol. CII, Milano 1963.
- DESIO A. - *I ghiacciai del Gruppo Ortles-Cevedale*. 2 voll. pp. XXIII+874, 207 tav. e 1 carta, Torino 1967.

- EUGSTER H. - *Beitrag zur Tektonik der Engadiner Dolomiten*. « Ecl. geol. Helv. », vol. 52, n. 2, pp. 555-562, Basel 1959.
- FIORENTINI M., PETTINICCHIO L., POTENZA R. - *Geochimica dello Sr, Li ed altri elementi nelle anfiboliti e prasiniti dell'Alta Valtellina*. « Boll. Svizz. Min. Petr. », vol. 48/2, 1968.
- FRANCHI S. - *Notizie preliminari sulla geologia dell'Alta Valtellina*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. XXX, pp. 487-517, Roma 1911.
- GELATI R. - *Stratigrafia della Falda di Languard in Valle di Federia (Livigno - Alpi Retiche)*. « Riv. Ital. Paleont. Strat. », vol. 72, pp. 321-341, 6 fig., Milano 1966.
- GELATI R. - *Caratteri strutturali del Sedimentario del sistema dell'Err-Bernina nell'Alta Valtellina (Alpi Retiche)*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. », A, vol. 100, pp. 922-935, Milano 1966.
- GELATI R., ALLASINAZ A. - *Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'alta Valtellina*. « Riv. Ital. Paleont. », vol. 70, pp. 15-63, 4 fig., 2 tavv., Milano 1964.
- GIORCELLI A. - *La serie stratigrafica della Valle dell'Ardofo, Bormio (Alpi Retiche)*. « Rend. Soc. Min. Ital. », a. XIII, pp. 271-280, 1 fig., Pavia 1957.
- HAMMER W. - *Die Ortlergruppe und der Ciavalatschkamm*. « Jb. K. K. Geol. Reichsanst. », v. 58, fasc. 1, pp. 79-196, Wien 1908.
- HAMMER W. - *Geologische Spezialkarte, Blatt Bormio und Passo del Tonale e relative Erläuterungen*. « Geol. Reichsanstalt », Wien 1908.
- HAMMER W. - *Bemerkungen zu R. Staubs « Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler »*. « Verhandl. Geol. Bundestanst. », pp. 227-237, Wien 1938.
- HECKER O. - *Petrographische Untersuchungen der Gabbrogesteine des oberen Veltlin*. « N. Jb. Min. », vol. 17, 1903.
- HEGWEIN W. - *Beitrag zur Geologie der Quaternalsgruppe im Schweizerischen Nationalpark*. « Inaug. Diss. Univ. », Bern 1927.
- HESS W. - *Beiträge zur Geologie der südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und der Valle di Fraele (Graubünden)*. « Eclogae geol. Helv. », vol. 46, pp. 39-142, Basel 1953.
- KAPPELER U. - *Zur Geologie der Ortlergruppe und Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Suldén und dem Engadin*. « Inaug. Diss. Univ. », Zürich 1938.
- KELLERHALS P. - *Einige neue Beobachtungen zur Geologie der Ortlergruppe des Vintschgaus und der südöstlichen Engadinerdolomiten*. « Ecl. Geol. Helv. », vol. 58, n. 1, pp. 39-49, Basel 1965.
- KELLERHALS P. - *Geologie der nordöstlichen Engadinerdolomiten zwischen Piz San Jon, S-Caharl und Piz Sesvenna*. « Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. », Bern 1966.
- KOENIG M. A. - *Geologisch-petrographische Untersuchungen im oberen Veltlin*. « Inaug. Diss. », Zürich 1964.
- KÜCHLER H. - *Chemische und optische Untersuchungen an Hornblenden und Augiten aus dem Diorit-Gabbro-Massiv des oberen Veltlin*. « Chemie der Erde Jena 1 ». 1914.
- LEUPOLD W. - *Gemeinsame Einleitung zu den Exkursionen 92, 93 und 94 (Unterengadiner Dolomiten)*. « Geolog. Führer der Schweiz. », Basel 1934.
- MALARODA R. - *Su alcune porfiriti comprese nella serie del Tonale e, in particolare, su un filone di notevole significato geologico*. « Rend. Accad. Naz. Lincei », cl. sc. fis. mat. nat., vol. 8, pp. 134-140, Roma 1951.
- MARTINA E. - *Contributo alla conoscenza del Norico dell'Alta Valle del Gallo*. « Atti Soc. Ital. Sc. Nat. », vol. XCVII, n. 1, pp. 65-84, 1 fig., Milano 1958.
- MARTINA E. - *Osservazioni geologiche nella zona dell'Alpe Trela (Alpi Retiche - Bormio)*. « Boll. Serv. Geol. d'Italia », vol. 80, 1958, pp. 479-495, 3 fig., Roma 1960.
- MARTINELLI U. - *I giacimenti di ferro in Valle Fraele*. « Materie prime d'Italia e dell'Impero », n. 2, Roma 1941.
- MÜLLER R. O. - *Petrographische Untersuchungen im Diorit von S. Antonio - Morignone*. Unveroff. Diplomarbeit ETH Zürich 1954.
- NABHOLZ W. - *Beziehungen zwischen Fazies und Zeit*. « Eclogae geol. Helv. », vol. 44, n. 1, pp. 131-158, Basel 1951.
- NANGERONI G. - *La valle del Braulio. Osservazioni geomorfologiche*. « Natura », vol. 23, pp. 133-159, Milano 1932.
- NANGERONI G. - *Osservazioni geomorfologiche sui monti del Livignasco*. « Natura », vol. 45, pp. 109-124, Milano 1954.
- PACE F. - *Studio petrografico dell'Alta Val Viola (Sondrio)*. « Atti Soc. Ital. Sc. Nat. », vol. CV, Milano 1966.
- PAREA G. B. - *Contributo alla conoscenza del Triassico superiore del Gruppo dell'Ortles*. « Riv. Ital. Paleont. », vol. LXVI, n. 3, pp. 323-344, Milano 1960.
- PIETRACAPRINA A. - *Il complesso sedimentario di Radisca (Alta Valtellina)*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. LXXVII, fasc. I, pp. 293-302, Roma 1959.
- PIETRACAPRINA A. - *La geologia dell'Alta Valle del Braulio*. « Boll. Soc. Geol. Ital. », vol. LXXXI, fasc. 1, pp. 41-68, 5 fig., 1 tav., Roma 1962.
- PIETRACAPRINA A. - *I fenomeni crionivali nei monti a Ovest dell'Ortles-Cevedate (Alpi Retiche)*. « Studi Sassaesi, Sez. III, Annali Fac. Agraria », 11, pp. 223-252, 26 tav., 1 carta pedologica, Sassari 1963.
- PIETRACAPRINA A. - *I fenomeni crionivali nell'alta Valle del Braulio*. « L'Universo », vol. 43, n. 2, pp. 259-272, Firenze 1963.

- POTENZA R. - *Anfiboliti e scisti cloritico-epidotici intercalati negli scisti dell'Alta Valtellina*. « Rend. Soc. Min. It. », anno XVIII, 1962.
- POTENZA R. - *La serie micascistoso-filladica dell'Alta Valtellina. Studio geologico-petrografico*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. », A, vol. 97, 1963.
- POZZI R. - *La Geologia della bassa valle di Fraele (Alpi Retiche)*. « Eclog. Geol. Helv. », vol. 50, n. 1, pp. 99-140, 5 fig., 2 tav., Basel 1957.
- POZZI R. - *Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno-Passo dello Stelvio)*. « Riv. Ital. Paleont. », vol. LXV, n. 1, pp. 3-54, 2 fig., Milano 1959.
- POZZI R. - *Studio geologico della Valle di Federia (Alpi Retiche-Livigno)*. « Riv. Ital. Paleont. », vol. LXV, n. 3, pp. 203-219, 2 fig., Milano 1959.
- POZZI R. - *Rapporti tettonici fra le falde di Quaternals, Umbrail ed Ortles dalla Val Saliente alla Val Forcola (Alta Valtellina)*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. », A, vol. 94, pp. 650-673, 5 fig., Milano 1960.
- POZZI R. - *Nuovi fossili norici nei calcari dell'alta Val Cancano (Bormio-Alpi Retiche)*. « Riv. Ital. Paleont. », vol. 66, n. 1, pp. 127-134, 1 tav., Milano 1960.
- POZZI R. - *La fauna itassica dell'Alta Valtellina (Alpi Retiche)*. « Riv. Ital. Paleont. », vol. 66, n. 4, pp. 445-483, 4 tav., Milano 1960.
- POZZI R. - *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles*. « Ecl. geol. helv. », vol. 58, pp. 21-38, 2 fig., 1 carta tett. 1:75.000, Basel 1965.
- POZZI R., GELATI R., ALLASINAZ A. - *Osservazioni stratigrafiche e paleontologiche nella bassa valle dello Spöl (Livigno-Alpi Retiche)*. « Riv. Ital. Paleont. », vol. LXVIII, pp. 39-65, 3 fig., 1 tav., Milano 1962.
- POZZI R., BERBENNI P. - *Idrogeologia chimico-fisica della fonte di S. Caterina Valfurva (Sondrio)*. « Geologia Tecnica », n. 6, pp. 3-11, 4 fig., 5 tab., Milano 1967.
- RASCH W. - *Petrographische Untersuchungen der dioritischen Gesteine aus dem Gabbromassiv des oberen Veltlin*. « N. Jb. Min. », 32, 1911.
- ROSSI D. - *Relazione preliminare sul rilevamento geologico Foglio Bormio - Quadrante III*. « Boll. Serv. Geol. d'Italia », vol. 76, Roma 1954.
- ROSSI D. - *Risultati delle osservazioni di campagna svolte in Val Grosina*. « Boll. Serv. Geol. d'Italia », vol. 78, Roma 1956.
- SALOMON W. - *Gequetschte Gesteine des Mortiroloales*. « N. Jb. Min. », Beil.-Bd. 11, 1897.
- SAUERBREI W. - *Petrographische Untersuchungen sedimentogener kristalliner Schiefer aus dem oberen Veltlin*. « N. Jb. Min. », 34, 1912.
- SCHLAGINTWEIT O. - *Geologische Untersuchungen in den Bergen zwischen Livigno, Bormio und S. Maria im Münstertal*. « Z. Deutsch. Geol. Gesell. », vol. 60, n. 2-3, pp. 198-272, München 1908.

- SPITZ A., DYHRENFURTH G. - *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scans und dem Stilserjoch*. « Beitr. Geol. Karte Schweiz »; (N.F.), 44, 1914.
- SQUARZINA F. - *Notizie sull'industria mineraria in Lombardia. Paragrafo 6: I giacimenti feriferi dell'Alta Valtellina*. « L'industria Mineraria », Roma 1960.
- STACHE G. - *Über die alten andesitischen Eruptivgesteine des Ortlergebietes*. « Verh. Geol. R. A. », Wien 1876.
- STACHE G. - *Die geologischen Verhältnisse des Gebietes zwischen Bormio und Passo del Tonale*. « Verhandl. geol. Reichsanst. », 1878, pp. 174-175, Wien 1878.
- STAUB R. - *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. « Vjschr. Naturf. Ges. Zurich », vol. 60, pp. 55-26, 1915.
- STAUB R. - *Tektonische Studien im östlichen Berninagebirge*. « Vjschr. Naturf. Ges. Zürich »; vol. 61, pp. 324-404, 1916.
- STAUB R. - *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. « Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. », vol. 72, pp. 1-115, Zurich 1937.
- STAUB R. - *Geologische Karte der Berninagruppe. 1:50.000 und tektonische Karte der südostlichen rhatischen Alpen 1:250.000. Spez. Karte 118, herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Komm., 1946.*
- STAUB R. - *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. « Ecl. Geol. Helv. », vol. 42, pp. 215-408, Basel 1950.
- STAUB R. - *Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin*. « Jahresb. Naturf. Ges. Graub. », vol. 89, und 90, Bischofberger & Co., Chur 1964.
- STELLA A. - *Le miniere di ferro dell'Italia. Capitolo IV: le miniere di ferro del Bormiese*. I Congr. Miner. Naz. della F.M.I., Lattes ed., Torino 1921.
- STUCKY K. - *Petrographische Untersuchungen im Gabbro von Le Prese*. Unveroff. Diplomarbeit ETH Zurich.
- TOLLMAN A. - *Résultats nouveaux sur la position, la subdivision et le style structural des zones helvétiques, penniques et austroalpines des Alpes orientales*. « Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot », tome II, pp. 477-490, Paris 1960-63.
- VILLA F., POZZI R. - *Microfacies e microfauna del Mesozoico dell'alta Valtellina (Alpi Retiche)*. « Riv. Ital. Paleont. », vol. 68, n. 4, pp. 447-482, Milano 1962.
- WENK E. - *Der Gneiszug Pra Puter-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta Oetzaldecke*. « Ecl. geol. Helv. », vol. 27, pp. 135-146, Basel 1934.
- ZAPFE H. - *Das Mesozoikum in Österreich*. « Mitt. Geol. Gesel. », heft 2, 2 tab., pp. 361-399, Wien 1964.
- ZOEPPRITZ K. - *Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno*. « Ber. Naturf. Gesell. », vol. 16, pp. 164-231, Freiburg 1906.