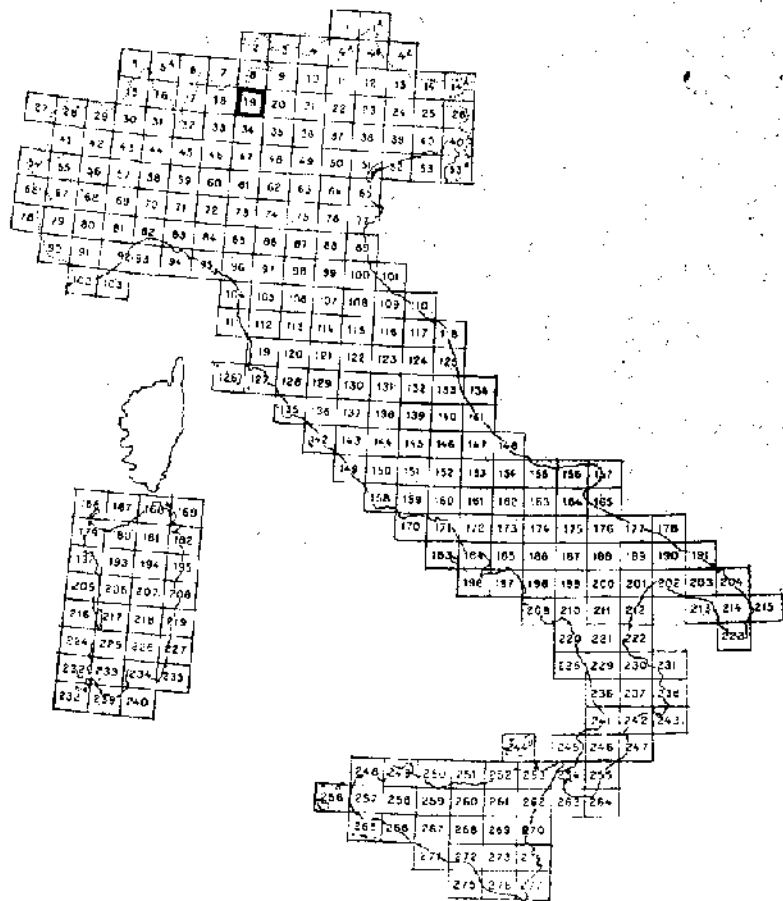


# CARTA GEOLOGICA D'ITALIA



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 19

# TIRANO

G. BELTRAMI, A. BIANCHI, G. BONSIGNORE, E. CALLEGARI, P. CASATI,  
R. CRISPI, I. DIENI, M. GNACCOLINI, G. LIBORIO, A. MONTRASIO,  
A. MOTTANA, U. RACNI, G. SCHIAVINATO, B. ZANETTIN.



ROMA  
NUOVA TECNICA GRAFICA  
1971



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

NOTE ILLUSTRATIVE  
della  
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

ALLA SCALA 1 : 100.000

FOGLIO 19

**TIRANO**

G. BELTRAMI, A. BIANCHI, G. BONSIGNORE, E. CALLEGARI, P. CASATI,  
R. CRESPI, I. DIENI, M. GNACCOLINI, G. LIBORIO, A. MONTRASIO,  
A. MOTTANA, U. RAGNI, G. SCHIAVINATO, B. ZANETTIN.



ROMA  
NUOVA TECNICA GRAFICA  
1971

## SOMMARIO

|     |                                                                     |        |
|-----|---------------------------------------------------------------------|--------|
| I   | — INTRODUZIONE . . . . .                                            | Pag. 9 |
| II  | — CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE . . . . . | » 12   |
| III | — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME . . . . .                             | » 15   |
| IV  | — STRATIGRAFIA . . . . .                                            | » 20   |
|     | A) FORMAZIONI METAMORFICHE . . . . .                                | » 20   |
|     | 1) Serpentine della Val Malenco . . . . .                           | » 20   |
|     | 2) Scisti anfibolici del Lago Pirola . . . . .                      | » 22   |
|     | 3) Micascisti del Monte Acquanera . . . . .                         | » 24   |
|     | 4) Filladi della Cima Vicima . . . . .                              | » 25   |
|     | 5) Formazione della Vetta Ron . . . . .                             | » 26   |
|     | 6) Formazione della Punta di Pietra Rossa . . . . .                 | » 28   |
|     | 7) Micascisti della Cima Rovalta . . . . .                          | » 30   |
|     | 8) Gneiss del M. Tonale . . . . .                                   | » 32   |
|     | 9) Formazione di Valle Grosina . . . . .                            | » 33   |
|     | 10) Gneiss di Cima Fraïtina . . . . .                               | » 36   |
|     | 11) Gneiss del M. Palone del Sopressà . . . . .                     | » 36   |
|     | 12) Gneiss di Morbegno . . . . .                                    | » 37   |
|     | 13) Filladi di Ambria . . . . .                                     | » 37   |
|     | 14) Scisti di Edolo . . . . .                                       | » 37   |
|     | B) FORMAZIONI ERUTTIVE . . . . .                                    | » 41   |
|     | 15) Granito del Pizzo di Canciano . . . . .                         | » 41   |

|                                                                                                             |         |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| 16) Granito del Monte Rolla . . . . .                                                                       | Pag. 43 |
| 17) Anfiboliti gabbriche del Motto della Scala . . . . .                                                    | » 44    |
| 18) Gabbro di Sòndalo . . . . .                                                                             | » 45    |
| 19) Diorite del Monte Serottini . . . . .                                                                   | » 47    |
| 20) Gabbro del Monte Masuccio . . . . .                                                                     | » 49    |
| 21) Tonalite dell'Adamello . . . . .                                                                        | » 51    |
| 22) Granodiorite del Lago dell'Avio . . . . .                                                               | » 52    |
| 23) Filoni di porfiriti metamorfosate per contatto ai margini delle masse intrusive dell'Adamello . . . . . | » 59    |
| 24) Filoni di porfiriti, diabasi e porfiriti diabasiche di età post-werfeniana . . . . .                    | » 60    |
| 25) Filoni di porfiriti e porfiriti diabasiche nei Cristallini di Grosina e Tirano . . . . .                | » 61    |
| C) FORMAZIONI SEDIMENTARIE . . . . .                                                                        | » 62    |
| a) <i>Sedimentario più o meno metamorfico della Margna</i> . . . . .                                        | » 62    |
| 26) Calcari e dolomie . . . . .                                                                             | » 62    |
| b) <i>Lembi di rocce sedimentarie lungo la Linea del Tonale</i> . . . . .                                   | » 64    |
| 27) Anageniti, arenarie, scisti sericitici . . . . .                                                        | » 65    |
| 28) Dolomie e calcari . . . . .                                                                             | » 65    |
| c) <i>Sedimentario sudalpino</i> . . . . .                                                                  | » 65    |
| 29) « Conglomerato basale » . . . . .                                                                       | » 65    |
| 30) Formazione di Collio . . . . .                                                                          | » 67    |
| 31) « Verrucano lombardo » . . . . .                                                                        | » 68    |
| 32) « Formazione a Bellerophon » . . . . .                                                                  | » 70    |
| 33) « Servino » . . . . .                                                                                   | » 70    |
| 34) Dolomia di Elto . . . . .                                                                               | » 73    |
| 35) Carniola di Bòvegno . . . . .                                                                           | » 73    |
| 36) Calcare di Angolo . . . . .                                                                             | » 74    |

|                                                             |         |
|-------------------------------------------------------------|---------|
| 37) Calcare di Prezzo . . . . .                             | Pag. 76 |
| 38) Formazione di Buchenstein . . . . .                     | » 77    |
| 39) Formazione di Wengen . . . . .                          | » 78    |
| 40) Argillite di Lozio . . . . .                            | » 79    |
| 41) Calcare di Esino . . . . .                              | » 80    |
| 42) Formazione di Gorno . . . . .                           | » 82    |
| 43) Formazione di Breno . . . . .                           | » 82    |
| 44) Formazione di S. Giovanni Bianco . . . . .              | » 83    |
| D) FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE . . . . .            | » 83    |
| V — TETTONICA . . . . .                                     | » 88    |
| A) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE ALPI MERICIONALI . . . . .  | » 90    |
| B) LINEA INSUBRICA . . . . .                                | » 95    |
| C) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE UNITÀ AUSTRALPINE . . . . . | » 98    |
| D) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE UNITÀ PENNIDICHE . . . . .  | » 106   |
| VI — MORFOLOGIA . . . . .                                   | » 111   |
| VII — GEOLOGIA APPLICATA . . . . .                          | » 114   |
| VIII — BIBLIOGRAFIA . . . . .                               | » 119   |

## I — INTRODUZIONE

Il Foglio Geologico 19 « Tirano » comprende la Valtellina medio-alta da Ponte in Valtellina a Sondalo, l'alta Val Camonica e le testate della Val Seriana e della Val di Scalve. Esso copre il settore sud-orientale delle Alpi Retiche, la metà orientale delle Alpi Orobiche, nonché le propaggini occidentali del gruppo dell'Adamello.

La pubblicazione del Foglio Geologico « Tirano », che esce in 1<sup>a</sup> edizione, consente di colmare una grave lacuna nella cartografia geologica italiana per un importante settore delle Alpi Centrali. Di quest'area, infatti, nonché dei contigui Fogli 7-18 « Pizzo Bernina-Sondrio » e 8 « Bormio », non esistevano fino ad ora che rilevamenti ed indagini geologiche parziali o lavori di carattere generale.

I rilevamenti sistematici del Foglio « Tirano » per la Carta Geologica d'Italia, che risultano in gran parte originali ed inediti, si inquadrano in un vasto programma di ricerche geologico-petrografiche e strutturali in corso di svolgimento già da molti anni presso gli Istituti di Mineralogia e di Geologia delle Università di Milano e di Padova.

I rilevamenti geologici, iniziati nel 1961 ed ultimati nel 1968, hanno subito numerose revisioni e perfezionamenti nelle fasi finali del rilevamento ed in fase di coordinamento del foglio, grazie anche all'esperienza ed alle nuove conoscenze maturate col procedere dei rilevamenti e con l'estendersi degli stessi alle aree collaterali. A tal proposito si fa presente che un notevole sforzo è stato compiuto per applicare alla legenda del foglio il criterio formazionale, proposto da un codice di nomenclatura stratigrafica che proprio in quegli anni si andava elaborando e che fu reso definitivo nel Codice Italiano di Nomenclatura stratigrafica. Tale criterio, valido per le formazioni sedimentarie, non è ancora pienamente

soddisfacente per le formazioni cristalline in generale e per quelle metamorfiche in particolare; e ciò sia per le caratteristiche specifiche di queste unità litologiche, caratteristiche inerenti alla loro complessa evoluzione geologica (variazioni di grado metamorfico nella stessa unità, sovrapposizione di facies metamorfiche, intima associazione nella stessa « formazione » di litotipi di composizione, genesi ed età molto differenti, iniezioni magmatiche, fenomeni migmatici, fenomeni di contatto, ecc.), sia per le frequenti elisioni tettoniche che hanno privato il più delle volte le suddette unità del loro substrato e della loro copertura « normali », sia infine per le notevoli complicazioni strutturali alle quali si deve talora imputare la dislocazione di unità litologiche apparentemente identiche in diverse unità tettoniche. Tutto ciò ha messo in luce la necessità di riesaminare tutta la questione delle formazioni cristalline al fine di elaborare nuove norme classificative di tali unità litologiche.

Il Foglio Geologico « Tirano », di dimensioni superiori al normale per consentire una esauriente illustrazione dei caratteri essenziali della vastissima gamma di litotipi ivi rappresentati, è corredato di tre sezioni geologiche, di uno schema dei rapporti stratigrafici e di uno schema tettonico che ne rendono più agevole la lettura e l'interpretazione.

Al rilevamento hanno partecipato, per le rispettive aree indicate sul foglio, le seguenti *équipes* di geologi composte in parte dai Rilevatori della Carta Geologica d'Italia distaccati presso i vari Istituti Universitari, in parte dai Docenti degli Istituti stessi: G. BONSIGNORE, A. BORGO, A. BORIANI, C. CAMPIGLIO, R. CRESPI, G. LIBORIO, A. MONTRASIO, A. MOTTANA, U. RAGNI, G. SCHIAVINATO dell'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano diretto dal Prof. G. SCHIAVINATO; G. COMIZZOLI, L. D. PASSERI dell'Istituto di Geologia, Paleontologia e Geografia Fisica dell'Università di Milano diretto dal Prof. A. DESIO e, dal 1967, dal Prof. B. MARTINIS; GP. DE VECCHI, F. SASSI, B. ZANETTIN dell'Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova diretto dal Prof. A. BIANCHI e, dal 1963, dal Prof. B. ZANETTIN; GB. DAL PIAZ, I. DIENI, F. PROTO DECIMA dell'Istituto di Geologia e Paleontologia dell'Università di Padova diretto dal Prof. GB. DAL PIAZ.

Sono inoltre compresi rilevamenti editi ed inediti di B. ACCORDI, S. MORGANTE ed A. POLLINI.

Il coordinamento generale del foglio è stato eseguito presso l'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano, sotto la direzione scientifica di G. SCHIAVINATO.

Tutti gli elementi per il disegno della carta furono esaminati dal Comitato Geologico ed approvati nel novembre 1966, relatore il Prof. ZANETTIN.

Il disegno per la stampa del foglio e la redazione delle presenti Note Illustrative sono stati curati presso l'Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano, dal Dott. ATTILIO MONTRASIO.

GIUSEPPE SCHIAVINATO

## II — CENNI STORICI SULLE CONOSCENZE GEOLOGICHE DELLA REGIONE

(G. LIBORIO - A. MONTRASIO - A. MOTTANA)

La bibliografia geologica riguardante l'area compresa nel Foglio « Tirano » è relativamente ricca. Tuttavia, a parte poche eccezioni, si tratta quasi sempre di studi di carattere locale, oppure di ampie sintesi nelle quali l'area considerata viene trattata in modo marginale. In generale si può dire che la Valtellina, ed in particolare questo settore della Valtellina, non ha goduto, da parte dei geologi, delle attenzioni che essa meritava.

Il primo studioso che, fin dal secolo scorso, si occupò in maniera abbastanza approfondita ed organica del settore a Nord della Linea Insubrica fu G. THEOBALD, autore di una carta geologica in scala 1:100.000 dei Grigioni sud-orientali e della limitrofa Valtellina (1865) nonché di una voluminosa memoria descrittiva (1866) della suddetta carta. Questi lavori, benché superati sotto certi aspetti, conservano ancora un notevole valore per la grande messe di osservazioni e di dati che contengono.

La zona compresa tra la Valtellina e la Valle di Poschiavo (parte nord-occidentale del foglio) rappresenta il settore orientale dell'area presa in esame da H.P. CORNELIUS nel suo lavoro sulla zona delle radici nella bassa Valtellina (1916), che oltre a fornire un notevole contributo alla conoscenza dei caratteri litologici delle rocce affioranti nella zona, rappresenta uno dei primi tentativi di sintesi tettonica della regione valtellinese, secondo la teoria delle falde di ricoprimento. Di H. P. CORNELIUS e M. FURLANI-CORNELIUS (1930) è la fondamentale memoria sulla

Linea Insubrica dal Ticino al Passo del Tonale, nella quale, dopo aver fornito una minuziosa descrizione dei caratteri litologici, stratigrafici e strutturali dei numerosi lembi di rocce permo-mesozoiche incuneate in questa importante dislocazione, i suddetti Autori passano in rassegna, nella parte conclusiva, tutte le possibili interpretazioni del significato della Linea Insubrica. Di questa linea tettonica di importanza regionale si sono interessati più recentemente L. U. DE SITTER (1963), K. A. DE JONG (1966), R. W. VAN BEMMELEN (1967) e A. GANSSER (1968).

Lo studioso che più di ogni altro ha contribuito allo sviluppo ed alla elaborazione delle conoscenze riguardanti l'assetto geologico e strutturale dei Grigioni e, per quanto si riferisce alla zona in esame, del settore nord-occidentale del presente foglio, è R. STAUB, autore di numerosissime pubblicazioni (1914-1964), le più importanti delle quali, fra quelle che si riferiscono alla regione considerata, sono citate in Bibliografia. La carta geologica del gruppo del Bernina in scala 1:50.000 (1946) del suddetto Autore ha costituito un'ottima base per i nuovi rilevamenti del settore nord-occidentale del Foglio Geologico « Tirano ».

Tra i lavori più recenti riguardanti il settore a Nord della Linea Insubrica si ricordano quello di G. BONSIGNORE e U. RAGNI (1968) sulle metamorfite austroalpine e quelli di C. CAMPIGLIO e R. POTENZA (1964, 1966, 1967) sulle facies petrografiche del Gabbro di Sòndalo.

L'area a Sud della Linea Insubrica fu rilevata ed in parte descritta da C. PORRO (1903) con maggiori dettagli per il versante camuno (1911). Rilevamenti di dettaglio di valore ancora attuale sono quelli degli allievi della scuola di Leida (J. J. DOZY, 1935; J. J. DOZY e P. D. TIMMERMANS, 1935; J. WEEDA, 1936; J. FABER, 1941; G. ZIJLSTRA, 1941), collegati e riassunti in un lavoro regionale da L. U. DE SITTER e C. M. DE SITTER-KOOMANS (1949).

Fra gli Autori italiani, recenti lavori sulla geologia delle Alpi Meridionali sono dovuti a B. ACCORDI (1950, 1951, 1953), G. ARDIGÒ (1953, 1954), A. MOTTANA (1963), G. LIBORIO e A. MOTTANA (1964, 1969, 1970), R. ASSERETO e P. CASATI (1965, 1968), R. ROSSETTI (1966 a, 1966 b).

Per quanto riguarda il massiccio intrusivo dell'Adamello, di cui affiorano nel presente foglio le propaggini occidentali, si devono segnalare, oltre ai lavori classici di W. SALOMON (1907, 1908, 1910), quelli più recenti di A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1940, 1948), di G. SCHIAVINATO (1951) e di B. ZANETTIN (1956 a, 1956 b).

### III — SGUARDO GEOLOGICO D'INSIEME

(A. MONTRASIO)

Il Foglio Geologico « Tirano » inquadra una regione che, per varietà ed importanza di motivi geologici e strutturali, costituisce un punto chiave nell'interpretazione delle Alpi centrali. In esso figurano infatti tutti i principali complessi tettonici che formano l'edificio strutturale dell'area suddetta: *Alpi Meridionali*, *Austridi*, *Pennidi*. Inoltre vi compaiono importanti masse eruttive riferibili al magmatismo alpino, e precisamente le propaggini occidentali del *massiccio intrusivo dell'Adamello* e le *masse intrusive dell'alta Valtellina*.

Le *Alpi Meridionali* (o *Complesso Sudalpino*). Questo importante complesso strutturale occupa i 2/3 meridionali del foglio e comprende il basamento cristallino (*Cristallino Sudalpino*) e la sua copertura carbonifero-mesozoica (*Sedimentario Sudalpino*).

Il basamento cristallino, caratterizzato da una scarsa varietà di formazioni metamorfiche, è costituito in prevalenza dagli *Scisti di Edolo* comprendenti una serie abbastanza monotona di micascisti entro i quali si intercalano tipi litologici di varia composizione, di cui il più importante per estensione è rappresentato dalle *Quarziti del Dosso Pasò*. Nella fascia mediana della zona di affioramento degli Scisti di Edolo compaiono delle formazioni gneissiche (*Gneiss del Monte Palone del Sopressà* e *Gneiss di Cima Fraitina*) che rappresentano presumibilmente dei derivati metamorfici di rocce eruttive. Al margine occidentale del foglio si associano agli Scisti di Edolo le *Filladi di Ambria* e gli *Gneiss di Morbegno*, che si sviluppano molto più estesamente nel contiguo Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio ».

Nella fascia più meridionale del foglio si sviluppa la copertura car-



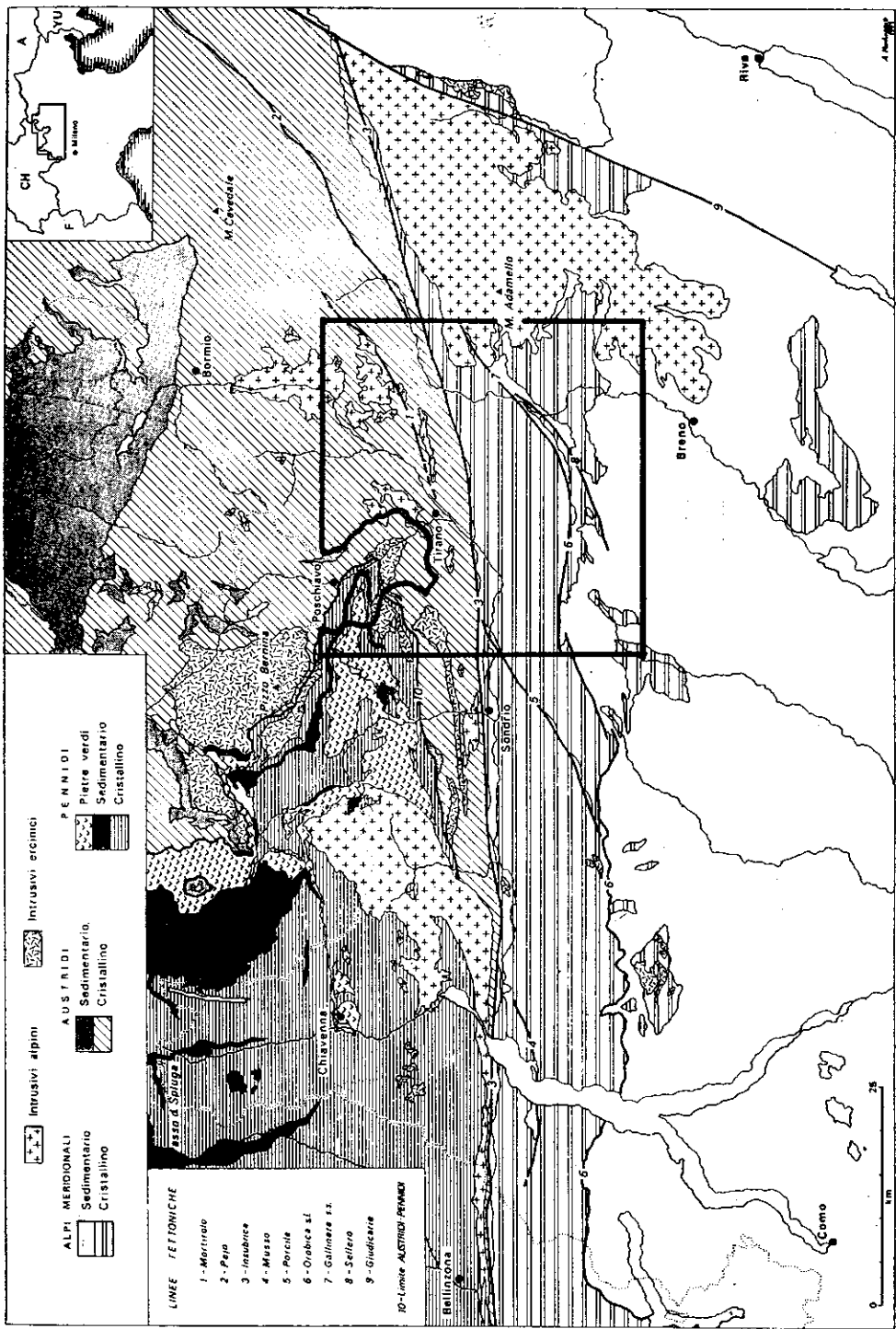


Fig. 1 — Schema strutturale della Valtellina e zone limitrofe (il riquadro delimita l'area del Foglio geologico « Tirano »).

bonifero-mesozoica che nel settore sud-occidentale, in corrispondenza dell'alta Val Bondione, risulta incisa fino a riportare alla luce il substrato cristallino (finestra di Gromo-Val Bondione), mentre nella porzione centro-orientale riaffiora in lembi e fasce anche cospicui, isolati dall'erosione e da motivi tettonici (anticlinale di Cedégo, Linea Orobica, L. della Gallinera, L. del Sellero) che coinvolgono sia il substrato sia la stessa copertura sedimentaria.

Questa comprende nella sua parte inferiore, paleozoica, terreni prevalentemente continentali, subaerei (« *Conglomerato basale* » e « *Verrucano lombardo* ») e presumibilmente (CASATI e GNACCOLINI 1967) lacustri (*Formazione di Collio* p.p.) Fra questi ultimi ed il Conglomerato basale si interpongono rocce vulcaniche che testimoniano di una intensa attività effusiva nel Permico inferiore. Dopo il Permico ha inizio una ingressione marina, dapprima (Trias inferiore) con depositi di mare sottile, litorali (« *Servino* ») o lagunari (*Carniola di Bòvegno*) e successivamente (Trias medio-superiore) di mare più profondo, come testimoniano le formazioni sempre più francamente marine di questo periodo.

Il limite tra l'infrastruttura cristallina e la sovrastuttura sedimentaria è rappresentato quasi ovunque da sovrascorrimenti verso sud, il cui piano di movimento è più o meno fortemente inclinato a nord. Il più importante di questi sovrascorrimenti è costituito dalla Linea Orobica che, nel suo tratto più orientale, diventa tutt'uno con la Linea della Gallinera.

Lungo il margine orientale del foglio lo zoccolo cristallino e la sua copertura sedimentaria risultano vistosamente interessati da fenomeni di contatto in prossimità delle masse eruttive dell'Adamello.

Il Complesso Sudalpino è limitato a nord dalla *Linea del Tonale*, importante linea tettonica già formatasi nell'orogenesi ercinica ma soprattutto ripresa durante i movimenti alpini. Essa lo separa dagli elementi tettonici più elevati del Complesso Austroalpino.

*Le Austridi* (o *Complesso Austroalpino*). Si estendono su tutta la parte settentrionale del foglio, ad eccezione dell'estremità nord-occidentale dove affiorano i terreni più profondi pennidici. Le Austridi comprendono una vasta gamma di formazioni cristalline che sono state raggruppate

nelle seguenti unità di rango superiore: *Cristallino*<sup>1</sup> di Grosina, *Cristallino di Tirano*<sup>2</sup> e *Cristallino del Bernina*. Di questi i primi due formano l'Austroalpino superiore,<sup>3</sup> mentre il terzo rappresenta l'Austroalpino inferiore. Queste formazioni che sono in gran parte metamorfiche (ad eccezione della parte occidentale del foglio dove alla costruzione dell'edificio austroalpino partecipano in cospicua parte rocce eruttive riferite al magmatismo ercinico) si contrappongono nettamente alle formazioni del Cristallino Sudalpino, non solo per un più elevato grado metamorfico, ma anche per una spiccata varietà di facies litologiche e, per alcune di esse, per una estrema abbondanza di intercalazioni di varia natura.

Dal punto di vista tettonico il Complesso Austroalpino presenta, nella sua fascia più meridionale a ridosso della Linea del Tonale (« zona di radice »), un andamento all'incirca E-W ed una pendenza prossima alla verticale o fortemente immersa a nord, mentre nella zona più settentrionale del foglio gli strati sono sempre più decisamente rovesciati a nord, fino a raggiungere un assetto di ricoprimento con ondulazioni ad ampio raggio.

Le *Pennidi* (o *Complesso Pennidico*). Il Complesso Pennidico, che comprende gli elementi tettonici più profondi fra quelli affioranti nell'am-

<sup>1</sup> Con il termine « Cristallino » si intende qui una entità litologica, costituita da una o più formazioni di rocce cristalline, che presenta una certa omogeneità di caratteri litologici o di associazioni litologiche, e che rappresenta *in toto* o in parte una unità strutturale. Equivale all'incirca al significato di « Gruppo » delle formazioni sedimentarie.

<sup>2</sup> Il termine di « Cristallino di Tirano » adottato nel Foglio « Tirano » è risultato, alla luce degli studi successivi, inadeguato a rappresentare la complessità dei caratteri litologici delle formazioni che esso comprende. Nei Fogli geologici 8 « Bormio » e 7-18 « Pizzo Bernina-Sondria », pubblicati posteriormente al Foglio 19 « Tirano », esso è stato sostituito con il « Cristallino del Tonale » (= Anfiboliti gabbriche del Motto della Scala, Gneiss del Monte Tonale, Micascisti della Cima Rovaia) ed il « Cristallino (di Languard e) della Pietra Rossa » (= Granito del Monte Rolla, Formazione della Punta di Pietra Rossa), che formano nell'insieme il « Sistema di Languard-Tonale ».

<sup>3</sup> Per la discussione sulla suddivisione dell'Austroalpino si rimanda al capitolo di Tettonica.

bito del foglio, compare nell'estremo settore nord-occidentale, tra la testata della Val Fontana e la Valle Poschiavina italiana. E' costituito dalle *Falde Sella* e *Margna* (Pennidico superiore) e dalla *Falda Suretta* (Pennidico medio). Una pronunciata culminazione, che porta ad affiorare le rocce di quest'ultima unità, divide *grosso modo* simmetricamente le formazioni delle unità soprastanti.

La *Falda Sella* comprende una copertura epimetamorfica costituita da filladi e micascisti filladici con intercalazioni di gneiss occhiadini (Filladi della Cima Vicima), e da elementi basali che, nella zona di radice (testata della Val Fontana e Pizzo Painale), sono rappresentati da rocce prevalentemente eruttive, mentre verso la zona frontale (a nord della Valle Poschiavina italiana) consistono in gneiss occhiadini e gneiss granitoidi molto cataclistici.

La *falda Margna* è costituita da micascisti e paragneiss di grado metamorfico non troppo elevato (*Micascisti del Monte Acquanera*) e da una serie di scisti anfibolici (*Scisti anfibolici del Lago Pisola*) posti alla base della falda.

Al limite tra i sistemi cristallini del Sella e della Margna si interpone una importante zona a scaglie listriche costituite da lembi delle due formazioni a contatto nonché da lembi di rocce carbonatiche (dolomie, calcari, calcescisti) probabilmente mesozoiche.<sup>1</sup>

Infine la *falda Suretta* è qui costituita esclusivamente dalle Serpentine della Val Malenco che rappresentano il prodotto di manifestazioni eruttive ultrabasiche, verificatesi nel Giurassico-Cretacico inferiore, che hanno subito successivamente le azioni del metamorfismo alpino.

Numerose *masse eruttive*, riferibili al magmatismo alpino, attraversano le formazioni sedimentarie e metamorfiche, sia a sud che a nord della Linea del Tonale. Le principali sono quelle del M. Baitone e del M. Frisozzo, propaggini, rispettivamente occidentale e sud-occidentale, del Massiccio intrusivo dell'Adamello, ed inoltre quelle del M. Masuccio e dei M. Serottini e la porzione meridionale del Gabbro di Sòndalo.

<sup>1</sup> L'esistenza di questa zona di scaglie si ricollega direttamente al problema del limite tra le Pennidi e le Austridi, del quale si discute altrove (v. Tettonica).

#### IV — STRATIGRAFIA

##### A) FORMAZIONI METAMORFICHE

1) sr — Serpentine della Val Malenco: *serpentiniti e serpentinoscisti in prevalenza antigoritici, con olivina e pirosseni in relitti. (Mesozoico)*. (A. MONTRASIO).

Gli affioramenti di Serpentine della Val Malenco nel presente foglio rappresentano la porzione più orientale di questa ben nota formazione, prescindendo naturalmente dalla stretta lingua che, dai Passi di Uer e di Canciano, si prolunga fin quasi a « Le Prese » a Nord del Lago di Poschiavo, in territorio elvetico.

I tipi litologici fondamentali sono costituiti da serpentiniti e serpentinoscisti, di colore da verde chiaro a verde scuro fino a nero, da estremamente scistososi a massicci. Il componente mineralogico fondamentale è rappresentato dall'antigorite (almeno i 3/4 della roccia) presente sia come aggregato di fondo in minutissime lamelle feltrate, sia in lamine di grandi dimensioni attorno alle plaghe pavimentose di olivina; questa, che è presente anche in piccolissimi granuli dispersi e consiste in un termine magnesifero quasi puro (forsterite), rappresenta, insieme ad un pirosseno di tipo augitico, dei relitti di minerali costituenti la roccia originaria che doveva consistere in diversi tipi di peridotiti (Iherzolti, wehriliti, ecc.). L'olivina si rinviene anche in noduli e masserelle da alcuni centimetri fino a qualche decimetro. Un altro minerale costantemente presente nella roccia è la magnetite, sia diffusa in minute granulazioni nella massa di fondo e attorno ai relitti di olivina e pirosseni, sia in noduli macroscopici delle dimensioni anche di qualche centimetro; essa rappresenta un

prodotto secondario della serpentinizzazione di olivina e pirosseni. La magnetite si rinviene anche come minerale di diacfase in bei cristalli ottaedrici e deriva in tal caso dalla trasformazione secondaria della serpentina in amianto.

Altri minerali sia originari, sia derivati dalla serpentinizzazione sono rappresentati da titanclinohumite (titanolivina) in noduli, clorite verde in pacchetti, e actinolite in aggregati aciculari o fibroso-raggiati. Infine quali minerali di alterazione superficiale delle serpentine si segnalano l'idromagnesite, l'artinite e la brugnatellite.

Ben maggiore importanza, dal punto di vista economico, hanno l'amianto e il talco, minerali geneticamente legati alle serpentine, dei quali tuttavia esistono, nella ristretta zona di affioramento delle serpentine di questo foglio, manifestazioni del tutto irrilevanti.

In base ai loro rapporti con formazioni calcareo-dolomitiche ritenute triassiche, e a considerazioni di ordine tettonico, si attribuisce alle Serpentine della Val Malenco un'età post-triassica, forse giurassico-cretacea; esse cioè appartengono al ciclo ofiolitifero alpino. Le rocce peridotitiche, da cui le serpentine derivano per autometamorfismo, si sarebbero intruse alla base del complesso austroalpino, approfittando della zona di intensa embriciatura esistente tra questo e i sottostanti elementi penninici. Uno sguardo più generale esteso alle zone contigue consente infatti di constatare che le rocce serpentinosi accompagnano costantemente le unità penniniche; le Serpentine della Val Malenco rappresentano la massa più cospicua di queste manifestazioni magmatiche iniziali a carattere femico dell'orogenesi alpina.

Le Serpentine della Val Malenco fanno parte della unità tettonica più profonda fra quelle comprese nel Foglio « Tirano », la falda Suretta. Superiormente esse sono sormontate dal Cristallino della Margna, rappresentato ora dagli Scisti anfibolici del Lago Pirola, ora dai Micascisti del M. Acquanera. Il contatto, di natura palesemente tettonica, è caratterizzato da una laminazione talora imponente delle serpentine che, per uno spessore di 50-100 m e oltre sono state trasformate in una roccia squamosa fogliettata, estremamente scistosa, o in un aggregato aciculare farinoso, o infine in talcoscisti. Questa formazione ha indubbiamente rap-

rapresentato un livello lubrificante nei riguardi dello scorrimento del Cristallino della Margna.

Fenomeni di laminazione e di scagliamento si osservano anche nelle formazioni soprastanti, in particolar modo sul versante settentrionale della Valle Poschiavina italiana.

Le formazioni che fanno da substrato alle Serpentine della Val Malenco non sono osservabili nel presente foglio. Esse vengono a giorno immediatamente a Ovest (Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio ») sul fondovalle della bassa Val Lanterna e alla confluenza di questa con la Val Malenco, e comprendono una vasta gamma di metamorfiti sormontata da una cospicua massa di rocce calcareo-dolomitiche e calcescistose, probabilmente mesozoiche.

2) <sup>sa</sup> — Scisti anfibolici del Lago Pirola: *scisti anfibolico-epidotici listati con relitti di rocce gabbriche; gneiss albitico-anfibolico-cloritici con tessitura ocellare; scisti anfibolico-granatiferi a sericite. Rare intercalazioni di calcari dolomitici cristallini (c) e di gneiss muscovitici occhiadini e listati (go'')*. (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

Questa formazione corrisponde alle « Rocce anomale al limite con le serpentine » e al « Gabbro delle pendici Nord e Est del M. Braccia » di H. P. CORNELIUS (1915) nonché al « Gabbro del M. dell'Oro » (cristallino antico) e alle « Masse gabbriche più grandi di incerta appartenenza » (mesozoiche?) di R. STAUB (1946).

Affioramenti di questa formazione si trovano, nell'ambito del Foglio « Tirano », attorno al massiccio del Pizzo Scalino, a cavallo tra l'alta Val Malenco e la Val Painale.

Verso Ovest (Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio ») gli Scisti anfibolici del Lago Pirola compaiono in diverse zone di affioramento, frazionate per cause tettoniche e per l'erosione, lungo tutta l'alta Val Malenco, dalla Val Muretto, al Lago Pirola, al Lagazuolo, fino alla zona qui considerata. Delle tre facies sopra enunciate, quella degli scisti anfibolico-epidotici listati con relitti di rocce gabbriche è la più caratteristica e diffusa della

formazione, considerata in tutta la sua estensione. Essa deriva da rocce gabbriche intruse in età ercinica o preercinica nel basamento cristallino o nei sedimenti da cui derivarono le rocce incassanti; successive azioni metamorfiche (alpine e erciniche) vi apportarono sostanziali modifiche nella composizione mineralogica e nella tessitura, pur conservandovi localmente brandelli talora cospicui della roccia originaria, con trasformazioni mineralogiche più o meno evidenti. A questa facies, che affiora solo nel contiguo Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio », sono probabilmente legate dal punto di vista genetico le altre due facies della formazione: gli gneiss albitico-anfibolico-cloritici ocellari e gli scisti anfibolico-granatiferi a sericite. Nei primi, che presentano spesso l'aspetto macroscopico di tipiche prasiniti, gli ocelli sono costituiti da un plagioclasio albitico-oligoclasico, mentre l'aggregato verde di fondo risulta composto da anfibolo actinolitico, muscovite, quarzo, clorite, epidoto clinozoisitico; nei secondi invece, che costituiscono limitati affioramenti al margine Ovest del presente foglio, sono ben visibili chiazze verdi di un anfibolo actinolitico irregolarmente delimitate da letti sericitici grigiastri, e piccoli cristalli tondeggianti di granato; il quarzo e un plagioclasio albitico-oligoclasico sono subordinati all'anfibolo.

Queste due facies meno caratteristiche degli Scisti anfibolici del Lago Pirola si possono considerare, sia per i loro caratteri, sia per la giacitura marginale rispetto al resto della formazione, i primi (prasiniti) come il risultato di un metamorfismo regionale di rocce basiche, più spinto rispetto alla facies precedentemente descritta, la seconda come il prodotto di fenomeni di assimilazione operati dalla originaria massa gabbrica sulle rocce incassanti (Micascisti del M. Acquanera).

Rare e limitate lenti di calcari dolomitici cristallini e di gneiss occhiadini sono intercalate nella formazione.

Superiormente gli Scisti anfibolici del Lago Pirola vengono in contatto con i Micascisti del M. Acquanera, coi quali costituiscono in questa zona il Cristallino della Margna. Inferiormente invece il contatto con le sottostanti Serpentine della Val Malenco, appartenenti alla falda Suretta, è di natura tettonica ed è contrassegnato da vistosi fenomeni di laminazione e di scagliamento.

3)  $m_{c1}$  — Micascisti del Monte Acquanera: *micascisti e paragneiss cloritico-granatiferi, talora biotitici e anfibolici, spesso in facies cataclastica. Intercalazioni di gneiss muscovitici occhiadini e listati* ( $g_{o''}$ ). (Archeozoico?). (A. MONTRASIO).

I Micascisti del M. Acquanera corrispondono ai « Paraschiefer der Maloja Serie » di R. STAUB (1946) e alle rocce della « Zona gneissica settentrionale » (pro parte) di H. P. CORNELIUS (1915).

Essi compaiono in due zone di affioramento a Nord e a Sud della Valle Poschiavina italiana. I rilevamenti di R. STAUB (1946), estesi anche in territorio elvetico, assicurano il loro collegamento.

A Sud della Valle Poschiavina essi hanno uno spessore di almeno 1000 metri e formano il passiccio del Pizzo Scalino, dal Passo Forame (a Sud) ai Passi di Campagneda e di Canciano (a Nord). La giacitura, dapprima fortemente inclinata verso Sud in zona di « radice » (Passo Forame), tende poi all'orizzontale in zona di « culminazione » (dal Pizzo Scalino al Passo di Campagneda). Sul versante settentrionale della Val Poschiavina essi affiorano dal Passo di Uer (o della Poschiavina) fino all'Alpe Gembré con giacitura mediamente inclinata verso Nord-Est; lo spessore è qui limitato a poche centinaia di metri.

La formazione dei Micascisti del M. Acquanera è costituita da parascisti (micascisti e gneiss in prevalenza) che rispecchiano condizioni di ambiente metamorfico di mesozona; deboli tracce di azioni retrometamorfiche, consistenti essenzialmente nella cloritizzazione parziale di anfiboli, biotite e granato, sono probabilmente da attribuire all'orogenesi alpina.

Rare lenti di gneiss muscovitici occhiadini e listati sono intercalate nella formazione.

I Micascisti del M. Acquanera, unitamente agli Scisti anfibolici del Lago Pirola, appartengono al Cristallino della Margna e ne rappresentano la parte superiore. Nella loro porzione sommitale essi si presentano in fitta alternanza tettonica con formazioni calcareo-dolomitiche e calcesciostose (Sedimentario più o meno metamorfico della Margna) che ne dovevano rappresentare in origine la copertura sedimentaria.

Il tutto è sovrascorso tettonicamente dal Cristallino del Sella, rappre-

sentato di volta in volta dalla Filladi della Cima Vicina, dal Membro degli gneiss dell'Alpe Cavaglia e dal Granito del Pizzo di Canciano.

$f_{c1}$  — Filladi della Cima Vicina: *filladi cloritiche e granatifere a lenti e noduli di quarzo; micascisti filladici; filloniti talora carbonose con locali intercalazioni di cloritoscisti. Rari filoni di quarzo* ( $q$ ) in Val Fontana.

Membro degli gneiss dell'Alpe Cavaglia: *gneiss occhiadini cloritici, gneiss listati muscovitici e gneiss granitoidi biotitici* ( $g_{ob}$ ). (Paleozoico?). (A. MONTRASIO).

Le Filladi della Cima Vicina compaiono nel presente foglio in tre zone di affioramento: in zona di « radice » del Cristallino del Sella, tra il Passo Saline e la Cima Vicina (alta Val Fontana e alta Val di Ron) con giacitura da fortemente a mediamente inclinata verso Sud; sul crinale Pizzo Scalino - Pizzo di Canciano - M. Gardé, in zona di « culminazione », sotto forma di lembi isolati aventi giacitura da sub-orizzontale a debolmente inclinata a Sud; infine sul versante settentrionale della Valle Poschiavina italiana, tra il Corno delle Ruzze e il Passo Confinale, dove la immersione media verso Nord e Nord-Est prelude all'abbassamento verso la zona « frontale », posta più a Nord in territorio elvetico. Il collegamento tra queste zone è possibile grazie ai rilevamenti di R. STAUB (1946) nella Valle di Poschiavo e nella zona del Passo del Bernina.

La formazione è costituita essenzialmente da parascisti nettamente epizonali, i cui caratteri corrispondono a ciò che nella letteratura geologica è noto come « Scisti di Casanna » (« Casannaschiefer »), ai quali si attribuisce generalmente un'età paleozoica.

Tuttavia la presenza di minerali di mesozona (granato, biotite) e di strutture relitte non esclude la possibilità che le Filladi della Cima Vicina rappresentino anch'esse, al pari delle metamorfite sotto e soprastanti, una formazione polimetamorfica e, come tale, appartengano al « Cristallino antico », archeozoico (?).

Questa formazione comprende anche il Membro degli gneiss dell'Alpe Cavaglia costituito da corpi lenticolari di gneiss di vario tipo, di probabile origine magmatica, inglobati nella massa filladica fondamentale.

Le Filladi della Cima Vicima formano nel loro insieme la copertura metamorfica del Cristallino del Sella, costituito nella sua parte basale da una formazione eruttiva, il Granito del Pizzo Canciano, comprendente diverse facies ben differenziate ( $\gamma g'$ ;  $\delta''$ ;  $\epsilon_a$ ). Il suo limite inferiore è pertanto di natura sostanzialmente litologica, nonostante locali fenomeni di scollamento dovuti alla diversa competenza delle rocce a contatto. Superiormente essa è sovrascorsa dalla formazione della Vetta Ron; vistosi fenomeni cataclastici e milonitici, discordanze angolari, lenti quarzose di neoformazione inglobanti brandelli dell'una e dell'altra formazione, depongono a favore della natura tettonica del contatto. Inoltre immediatamente a Nord del presente foglio (angolo Sud-Ovest del Foglio « Bormio ») il limite tra le Filladi della Cima Vicima e la Formazione della Vetta Ron è sottolineato da un brandello di serpentine (sr': Serpentine di Fellaria) probabilmente mesozoiche, che avrebbero la stessa funzione dei sedimenti mesozoici, come elemento separatore di unità tettoniche diverse.

5) mg — Formazione della Vetta Ron: *micascisti e gneiss muscovitico-cloritici, talora quarzitici, con passaggi a scisti cloritici e a prasiniti cloritico-epidotiche con titanite.*

Membro degli gneiss del Pizzo Sareggio: *gneiss occhiadini cloritici e gneiss listati chiari muscovitico-cloritici, in lenti e masse cospicue ( $g_{cl}''$ ). (Archeozoico?). (R. CRESPI, A. MONTRASIO).*

Questa formazione comprende la parte inferiore della Serie di Carale di R. STAUB (1946). Nella sua Carta geologica del gruppo del Bernina questo Autore raggruppa nella Serie di Carale sia la Formazione della Vetta Ron, sia la Formazione della Punta di Pietra Rossa, che in effetti presentano caratteri litologici molto simili.

La zona di affioramento della Formazione della Vetta Ron, nel settore Nord-Ovest del foglio, corrisponde alla parte medio-alta della Val Fontana ed all'alta Val di Ron. Verso Est essa oltrepassa il confine italo-svizzero tra il Passo Saline e il Passo dell'Arasé, da dove si sviluppa in territorio elvetico (R. STAUB, 1946), per ricomparire più a Nord nella

Valle della Forcola di Livigno (Foglio 8° « Bormio ») e sul versante meridionale del Massiccio del Bernina (Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » e Foglio « Bormio »). Nel suo sviluppo verso Ovest la Formazione della Vetta Ron tende a modificare piuttosto repentinamente i suoi caratteri, nel senso di un più elevato grado di metamorfismo; nel Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » essa è descritta con la denominazione di Gneiss del M. Canale. I rapporti petrografici fra la Formazione della Vetta Ron e gli Gneiss del M. Canale potranno essere meglio chiariti in seguito e verranno definiti in apposita pubblicazione.<sup>1</sup>

La formazione della Vetta Ron è costituita da una massa fondamentale finemente scistosa, verdastra, in facies di epi-mesozona, inglobante masse stratoidi anche molto cospicue, generalmente concordanti di gneiss occhiadini.

La massa di fondo, d'aspetto apparentemente alquanto monotono, raggruppa in realtà una serie svariata di litotipi che comprendono micascisti e gneiss muscovitico-cloritico-anfibolici, talora quarzitici, scisti cloritici e prasiniti, in intima associazione e con transizioni reciproche continue.

I già citati gneiss occhiadini inglobati in seno alla formazione, di cui rappresentano un aspetto caratteristico e costante, prendono la denominazione di Membro degli gneiss del Pizzo Sareggio, e si identificano con gli « Ortogneiss della Serie di Carale meridionale » di R. STAUB (1946). Si tratta di gneiss occhiadini cloritici di tipo granitoide e di gneiss listati chiari muscovitico-cloritici in potenti bancate, derivati probabilmente da una originaria massa eruttiva andata soggetta ad azioni metamorfiche complesse.

La formazione rappresenta, insieme alle limitate scaglie di rocce dioritiche inglobate, il Cristallino del Bernina che viene a contatto, inferiormente, col Cristallino del Sella, qui rappresentato dalle Filladi della Cima Vicima, superiormente col Cristallino di Tirano (= Cristallino di Languard-Tonale p.p. dei Fogli « Bormio » e « Pizzo Bernina-Sondrio »).

<sup>1</sup> Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia - *Formazioni geologiche* - Servizio Geologico d'Italia, Roma.

I fenomeni cataclastici e milonitici, anche se maggiormente sviluppati in prossimità dei contatti tettonici di importanza regionale (Cristallino del Sella a Nord; Cristallino di Tirano a Sud), sono molto manifesti anche in seno alla massa principale, che risulta costituita da un costipamento di più scaglie. Infatti la stessa suddivisione degli gneiss occhiadini in masse lenticolari deriva con ogni probabilità dallo smembramento tettonico di una massa granitoide (archeozoica?) originariamente unitaria. Il fenomeno è ancora più manifesto per i brandelli di rocce dioritiche erciniche inglobate nella formazione.

6) mf — Formazione della Punta di Pietra Rossa: *micascisti muscovitico-cloritici, gneiss minuti biotitico-anfibolici, con intercalazioni di quarziti (q) e di scisti anfibolici (a). (Archeozoico). (G. BONSIGNORE, U. RAGNI).*

La formazione interessa il settore settentrionale del foglio; affiora, infatti, su entrambi i versanti della Valtellina (M. Combolo, Valle Grosina, Grosio, P.so del Mortirolo, P.ta di Pietra Rossa), supera lo spartiacque con la Val Camonica e si spinge fino alla zona del P.so di Gavia, per poi continuare verso la catena Vioz-Cevedale.

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, nonché tipi filladici cloritici, sono spesso intimamente associati ai micascisti.

In prossimità dei corpi intrusivi del M. Masuccio e del Massiccio Serottini-Tremoncelli, gli scisti della Formazione della P.ta di Pietra Rossa manifestano chiare testimonianze di fenomeni di contatto, quali breccie di intrusione (Vedait; P.so di Varàdega) ed hornfels ad andalusite, per lo più in cristalli macroscopici, granato e tormalina.

In rapporto con i tipi filladici e micascistosi sono diffuse le lenti di quarzo e 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:

g<sup>o</sup> — *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. Il limite con gli scisti incassanti avviene attraverso la transizione di termini più o meno feldspatizzati; tale fenomeno è, localmente, mascherato da effetti di clastesi o di laminazione.

Il tipo petrografico più diffuso è uno gneiss occhiadino a due miche, prevalentemente biotitico ed 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*). Queste rocce affiorano, ad occidente, nella media Val Fontana, al P.zo Trevesina, in Val Piana ed al Dosso Cornin; nella regione centro-orientale si riscontrano in prossimità del fondovalle valtellinese e del Corno di Dombastone, ove sono interessate dalla massa intrusiva di Sòndalo.

A nord di Grosotto alla confluenza del T. Artegione con il T. Roasco, nonché in altre zone intensamente tettonizzate, sono inoltre presenti gneiss occhiadini cloritico-epidotici, di colore grigio-verdognolo, che manifestano evidenti tracce di laminazione.

g<sup>L</sup> — *Membro degli gneiss listati del M. Varàdega.*

Sono rocce esclusive e caratteristiche del gruppo del M. Varàdega; hanno aspetto gneissico e manifestano una tessitura listata assai regolare, dovuta a fitte e ripetute alternanze di letti biotitici e di bande quarzoso-feldspatiche.

Il litotipo prevalente è uno gneiss biotitico, granatifero ed epidotico, con relitti di 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 del P.zzo Alto alla Croce e le intrusioni dioritiche del gruppo Serottini-Tremoncelli. Questa duplice connessione denota una probabile influenza del corpo eruttivo su preesistenti masse feldspatizzate, manifestatasi attraverso processi di assimilazione magmatica.

f — *Membro delle filladi di Grossotto.*

Lungo il fondovalle valtellinese, nel tratto compreso tra Tovo S. Agata e Grosio affiorano caratteristiche rocce filladiche, spesso diafrotitiche, riconoscibili per il loro colore di insieme grigio-plumbeo e per la presenza di spalmature carboniose sulle superfici di scistosità.

Il quarzo è il componente prevalente, distribuito in letti alternati a bande muscovitico-cloritiche; sempre evidenti appaiono i fenomeni cataclastici, talora accompagnati da intensa laminazione. La tessitura ed il carattere filladico di tali rocce si debbono attribuire a processi dinamometamorfici, responsabili di aver in parte obliterato la facies mesozonale di originari micascisti.

Sia il limite superiore sia quello inferiore della Formazione della Punta di Pietra Rossa sono di natura tettonica. Al letto essa sovrasta direttamente le rocce sedimentarie e cristalline del Sistema del Bernina; al tetto è, a sua volta, sovrascorsa dal Cristallino del Tonale o da altre unità che occupano posizioni più elevate nell'edificio austroalpino.

7)  $m_{st}$  — Micascisti della Cima Rovala: *micascisti muscovitici o a due miche, nodulari, talora gneissici, spesso granatiferi e staurolitici. Metamorfiti di contatto: hornfels ad andalusite, granato e tormalina (punteggiato rosso). Intercalazioni di quarziti scure (q) e di anfiboliti biotitiche in lenti (a).*

Membro degli gneiss della Cima Verde: *gneiss muscovitici rosati,*

*talora occhiadini o listati, compresi entro gli  $m_{st}$ , e situati per lo più ai margini della Diorite del Monte Serottini. ( $g_m$ ). (G. BONSIGNORE, U. RAGNI).*

I Micascisti della Cima Rovala si identificano con i *micascisti a granato e staurolite* di CORNELIUS e FURLANI (1930). Costituiscono una ampia fascia che si estende da SO a NE, da Lòvero, al Lago del Mortirolo, alla C.ma Rovala, per proseguire oltre la Val Cané nel Foglio « Adamello ». Affioramenti minori interessano il settore settentrionale (Grosio e Valle Grosina). Una cospicua scaglia di tali rocce appare inclusa entro gli Gneiss del M. Tonale ad est di Bianzone (Stazzona, S. Rocco). Scaglie più limitate affiorano nella Valle di Bianzone, nella Valrognà e in Val Fontana.

Il tipo petrografico medio più diffuso è definito da un micascisto nodulare, talora gneissico, muscovitico o a due miche, ricco di granato e di staurolite; quest'ultimo minerale si presenta, spesso, in individui macroscopici, geminati a croce.

Nella zona del Mortirolo, al M. Pagano e sul versante Nord della C.ma Mattaciul, in conseguenza dei contatti con gli eruttivi della C.ma Verde e del massiccio Serottini-Tremoncelli, sono assai sviluppati tipi cornubianitici ed hornfels nodulari ad andalusite e granato.

Molto diffuse sono le intercalazioni in lenti concordanti di anfiboliti biotitiche e granatifere (a) e di quarziti micacee grigio-scure (q), dovute a locali concentrazioni calcaree ed arenacee nella serie sedimentaria d'origine.

( $g_m$ ) — Membro degli gneiss della C.ma Verda. Si tratta di rocce feldspatizzate, presenti in forma di lenti o di ammassi stratoidi entro i Micascisti della C.ma Rovala. Prevalgono gneiss chiari o rosati, prevalentemente muscovitici ed epidotici, a grana minuta ed a tessitura occhiadina o listata. Le migliori esposizioni si osservano nella zona del Lago del Mortirolo ed alla C.ma Verda, ove tali rocce vengono frequentemente a contatto con le dioriti del M. Serottini.



8)  $g_{s1}$  — Gneiss del Monte Tonale: *gneiss a due miche o prevalentemente biotitici, generalmente sillimanitici e granatiferi, talora iniettati « letto a letto »: gneiss scuri a larghe lamine di muscovite lungo le linee di dislocazione. Metamorfiti di contatto: hornfels a biotite, sillimanite e granato (punteggiato rosso). Intercalazioni di calcari cristallini più o meno dolomitici e di calcefiri (c), di anfiboliti e di anfiboliti gneissiche (a). Pegmatiti e gneiss pegmatitici generalmente muscovitici, talora con tormalina e granato, in filoni raramente discordanti; filoni aplitici ( $\pi'$ ). Piccolo ammasso di serpentine tremolitiche, con relitti di olivina (sr') (a N di Teglio). (Archeozoico?). G. BONSIGNORE, U. RAGNI).*

Due sono le principali zone di affioramento: la fascia di radice immediatamente a nord della « linea del Tonale » da Ponte Valtellina alla Val Cané; il settore settentrionale (Valle Grosina), dal confine italo-svizzero a Sondalo.

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 la « linea del Tonale » ed, in genere, lungo le principali dislocazioni, si osservano gneiss milonitici scuri o rossastri, con caratteristiche lamine di muscovite sulle superfici di scistosità. Sono riconoscibili testimonianze di almeno due atti metamorfici, di cui il principale a carattere catazonale è stato, solo parzialmente, obliterato da quello successivo di tipo epizonale.

Sud fondovalle valtellinese, nei dintorni di Sondalo ed, in minor misura, in località prossime a Lòvero e Sernio, gli Gneiss del M. Tonale sono compenetrati e smembrati dagli intrusivi dell'Alta Valtellina. I processi metamorfici di contatto hanno, pertanto, trasformato gli originari gneiss e micascisti in hornfels a granato, biotite e sillimanite. A Sommacologna si osservano affioramenti di tipiche *agmatiti* e di breccie di intrusione, costituite da elementi di Gneiss del M. Tonale cementati da materiale granitico-aplitico.

Ovunque diffuse nella formazione risultano le intercalazioni lenticolari di anfiboliti e di anfiboliti gneissiche (a), spesso in intima associa-

zione con calcari, calcari dolomitici cristallini e calcefiri (c); più rare, sono invece, le lenti di quarziti micacee.

Le suddette intercalazioni hanno carattere singenetico sedimentario; la loro presenza deve essere posta in rapporto a locali variazioni nella composizione litologica di un originario deposito argilloso-arenaceo, colpito dal metamorfismo principale della formazione.

Lungo l'intera fascia a nord della « linea del Tonale » (P.so di Gussessa, Monno, Vezza d'Oglio, M. Bles) ed in Valle Grosina sono assai diffusi i filoni di pegmatiti e di gneiss aplitico-pegmatitici ( $\pi'$ ). Si tratta di rocce a 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 attraversano le intercalazioni di marmi e di anfiboliti (Grosio), 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.

Un piccolo ammasso di rocce serpentinosi tremolitiche, con relitti di olivina, inglobato negli Gneiss del M. Tonale, si segnala a Nord di Teglio.

Nel settore meridionale il limite inferiore della formazione si manifesta per graduali transizioni petrografiche con i Micascisti della C.ma Rovaia; nel settore settentrionale (Valle Grosina) gli Gneiss del M. Tonale sovrastano tettonicamente i litotipi della Formazione della P.ta di Pietra Rossa. Al tetto essi sono, a loro volta, sovrascorsi dalla Formazione di Valle Grosina.

#### 9) Formazione di Valle Grosina.

$g_b$  — Membro degli Gneiss del M. Storile: *gneiss minuti a biotite, talora anfibolici, associati alle migmatiti di Vernuga.*

$g_g$  — Membro delle migmatiti Vernuga: *gneiss occhiadini e listati prevalentemente muscovitici (« embrechiti » Auct.) talora milonitici;*

*gneiss granitoidi generalmente biotitici (« anatesiti » Auct.); gneiss aplitici. (Archeozoico?)*. (G. BONSIGNORE, U. RAGNI).

La Formazione di Valle Grosina è costituita da una vasta gamma di diversi litotipi, ma conserva fra le altre formazioni metamorfiche austroalpine una sua individualità, poiché rappresenta nell'insieme un elemento tettonicamente ben distinto (Cristallino di Grosina del Sistema di Scarl-Umbrail). Nell'ambito del Foglio « Tirano » essa occupa principalmente il settore nord-occidentale; si estende, a partire dal confine italo-svizzero alla testata della Valle Grosina (P.so di Malghera, Lago di Malghera, M. Pedruna, Ortisei, Foppa), fino al M. Storile ed alla Valle dell'Adda (Vernuga, Migiondo).

Un lembo isolato sovrasta, in contatto tettonico, le dioriti affioranti in prossimità della centrale elettrica ad Est di Grosio.

I rapporti della Formazione di Valle Grosina con le altre formazioni adiacenti sono di natura tettonica; essa sovrascorre, con evidente discordanza di giacitura, gli Gneiss del M. Tonale (Sistema di Languard-Tonale), secondo una superficie la cui traccia decorre su entrambi i versanti della Valle Grosina. Lungo tale dislocazione i litotipi delle due unità danno luogo ad una potente fascia di rocce cataclastiche e milonitiche. Inoltre, nell'ambito stesso della formazione, si osservano fenomeni di scagliamento e dislocazioni a carattere locale, dovute allo scollamento tra le parti gneissiche più plastiche e quelle migmatiche più rigide.

Il limite superiore della formazione non è visibile, poiché essa rappresenta l'unità più elevata dell'edificio tettonico. La sua potenza, nonostante lo smantellamento operato dall'erosione, supera attualmente i 1500 metri.

Il tipo petrografico medio prevalente è uno gneiss minuto biotitico, nel quale si intercalano masse cospicue di rocce migmatiche; le diverse facies litologiche presenti possono essere distinte in due membri principali:

g<sub>b</sub>) Gneiss del M. Storile. La compagine scistosa originaria della formazione (*paleosoma*) è costituita da gneiss minuti, prevalentemente biotitici ed anfibolici, con granato. A locali diminuzioni del plagioclasio andesinico, corrispondono aumenti percentuali di quarzo e di biotite; si osservano, così, insensibili e gradualità transizioni a tipi quarziticci o mica-scistosi. Si riscontrano, inoltre, concentrazioni di cianite e di staurolite; in particolare, la frequenza di quest'ultimo minerale, talora alterato in clorite, giustifica la distinzione di veri *gneiss staurolitici*, presenti in forma di intercalazioni lenticolari.

Gli Gneiss del M. Storile affiorano nella conca di Malghera, su tutto il versante sinistro della Valle Grosina occidentale, nonché alla sommità del massiccio del M. Storile. La fine divisibilità in lastre e la marcata scistosità rendono la roccia poco consistente; la bancatura è regolare, ma spesso disturbata da pieghe a corto raggio (Vetta dello Storile).

gg — Migmatiti di Vernuga (« Vernugagranit » Auct.). Gneiss granitoidi biotitici compatti e gneiss occhiadini o listati, più o meno scistosi, a muscovite prevalente. Si tratta di facies rappresentate da rocce di genesi migmatite, evidenziata soprattutto dalle strutture macro e microscopiche, variabili attraverso una vasta gamma di termini di passaggio da tipi a struttura eterogenea e zonata, ad altri tipi più omogenei, assimilabili a rocce granitiche. I principali affioramenti sono distribuiti nel settore meridionale del Foglio « Bormio » (C.no Dosdè. C.ma de' Piazzi. C.no S. Colombano, C.me Redasco); nel Foglio « Tirano », sporadiche esposizioni si osservano alla testata della Valle del Roasco (Grasse di Predruna, Alpe Canfinale) ed alla base del M. Storile (Vernuga, Migiondo, Bedollo).

Nella terminologia migmatite le facies appartenenti a questo membro possono essere definite come *embrechiti occhiadine* e, più raramente, *listate (epiboliti)* della zona di Malghera, nonché come *graniti di anatesiti* ed *anatesiti*, assai meno diffuse e presenti sotto forma di lenti e nuclei isolati nell'ambito delle masse a tessitura più eterogenea (Forcola di Rosso, Baite Menarolo, Vernuga).

10)  $g_m$  — Gneiss di Cima Fraitina: *gneiss chiari, muscovitico-fengitici, talora biotitici, spesso finemente laminati e rossastri per alterazione superficiale*. (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

Questa formazione non presenta continuità areale: in fasce allungate associate a Gneiss del Palone di Sopressà affiora nelle alte Val Belviso e Val Campovecchio; in ammassi limitati si trova anche nei fondovalle (Malga Caronella, Baite San Paolo, etc.); ma compare anche in banchi (filoniani?) tanto concordanti che discordanti con la scistosità  $S_1$  degli scisti incassanti. Si tratta di gneiss chiari, rosati, molto massicci, composti da una massa di fondo fine quarzoso-feldspatica, da laminette di fengite e da porfiroblasti di albite. Parte dell'albite presenta geminazione a scacchiera. Comuni le spalmature limonitiche che conferiscono alla roccia un colore rossastro in massa. Nelle aree marginali la muscovite aumenta e la roccia assume un aspetto più scistoso. Gli Gneiss di Cima Fraitina derivano dal metamorfismo in facies di scisti verdi, subfacies probabilmente del granato, di rocce di composizione assai acida, ma i dati finora acquisiti non permettono di chiarirne il tipo originario.

11)  $g_{ci}$  — Gneiss del M. Palone del Sopressà: *gneiss cloritico-granatiferi, talora biotitici, con albite a scacchiera; marginalmente gneiss muscovitici laminati*. (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

Affiorano sulla cresta spartiacque tra la Valle dell'Oglio e la Val Paisco ed, in aree più ristrette, attorno al Pizzo del Diavolo di Malgina. Il massimo si ha attorno al Palone del Sopressà, dove si osserva anche il limite normale, cioè non tettonico, tra Gneiss del Palone del Sopressà e Scisti di Edolo. Sono rocce gneissiche, molto uniformi, massicce, di colore verde, composte da quarzo, clorite, granato e da feldspato albitico che può comparire in più tipi strutturali, di cui uno costantemente geminato a scacchiera. Più rare sono aree a biotite macroscopica, in cui la tessitura è quasi granitoide. Ai margini della formazione, per la presenza di muscovite, la roccia assume una certa tessitura scistosa. Gli Gneiss del Palone del Sopressà sono derivati in facies di scisti verdi, subfacies del granato, di masse probabilmente arcosiche; certe caratteristiche di

struttura e giacitura si potrebbero però meglio spiegare con un'origine da rocce intrusive.

12)  $g_{ab}$  — Gneiss di Morbegno: *gneiss biotitici a noduli di albite, talora granatiferi con passaggi a tipi quarziticci*. (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

L'estremità più orientale degli Gneiss di Morbegno (CORNELIUS-CORNELIUS FURLANI, 1930) entra nel Foglio « Tirano » e costituisce la testata della Valle di Scais. Si tratta di gneiss scuri, con massa di fondo quarzoso-biotitica, talora anche con granato, muscovite e clorite, in cui si evidenziano noduli di albite (1-5 mm) raramente geminata, a struttura peciloblastica. Caratteristici i loro grandi banchi separati da interstrati a grana fine, scistosi o quarziticci. Nella zona del Pizzo Biorco gli gneiss sono quarziticci in massa, mentre nel circo alto della Pioda prevalgono micascisti con grossi noduli (fino a 20 mm) di albite.

13)  $f_a$  — Filladi di Ambria: *filladi quarzifere, spesso granatifere, talora albitizzate. Intercalazioni di gneiss occhadini scuri a feldspato potassico ( $go'$ )*. (Pizzo di Rodes). (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

Il nome di Filladi di Ambria fu dato da J. J. DOZY (1935) a rocce filladiche affioranti, tra gli Scisti di Edolo a Nord e gli Gneiss di Morbegno a Sud, nella zona tra la Valle di Arigna e la Valle Venina (Foglio « Sondrio »). Sono rocce a grana fine, grigio scure, fittamente pieghettate, con frequenti zone a granato macroscopico (1-5 mm di diametro) e locali albitizzazioni tardo o post-cinematiche. L'estremo margine ad Est della formazione, in cui sono contenuti lembi tettonici di rocce di età Triassica inferiore (?), mostra graduale passaggio agli Scisti di Edolo per aumento nelle dimensioni delle miche. Un grosso banco a giacitura filoniana è intercalato nelle filladi nella zona del Lago di Rodes. Si tratta di uno gneiss a matrice scura, plagioclasico-biotitico-muscovitica, con grossi fenoblasti subidiomorfi di feldspato potassico. Esso è stato interpretato alternativamente come metatufite (DOZY, 1935) e come paleomilonite (G. LIBORIO in A. MOTTANA, 1963).

14)  $m_m$  — Scisti di Edolo: *micascisti muscovitici, talora a due miche*

e granatiferi; micascisti quarziticici passanti a micascisti filladici. Zone e lenti albitizzate generalmente lungo le linee di dislocazione (punteggiato blu). Metamorfiti di contatto: hornfels a biotite, sillimanite, granato e tormalina (punteggiato rosso). Intercalazioni lenticolari di anfiboliti albitico-epidotiche (a), di cloritoscisti (s<sub>cl</sub>) e di rari calcari cristallini (c) (Castello dell'Acqua, Val Brandet).

Massa di gneiss chiari occhiadini muscovico-cloritici con lenti di anfiboliti (g<sub>oa</sub>) (Forno d'Allione).

Membro delle quarziti del Dosso Pasò: quarziti e quarziti micacee in lenti e masse di varie dimensioni (q<sub>m</sub>).

Membro delle « Colmiti »: gneiss chiari e gneiss occhiadini muscovitico-cloritici in masse e lenti (g<sub>om</sub>) (Monte Colmo). (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

Col termine di « Scisti di Edolo », introdotto da SALOMON (1901), si intendono le rocce scistose di basso grado metamorfico che costituiscono la maggior parte del Complesso Sudalpino nel foglio. Sul terreno e macroscopicamente, si riconoscono due tipi: scisti grigio scuri, cloritici e talora biotitici, con letti e vene di quarzo (« Quartzlagerphyllite ») sviluppati, in prevalenza, ad Est dove passano anche, per diaforesi, a filladi; e scisti argentei con porfiroblasti di granato, sviluppati in prevalenza nella zona centro-occidentale. In entrambi i litotipi si possono avere zone con ocelli, da micro a macroscopici, di albite tardo-postcinematica, sostituite la compagine muscovitica per metablastesi. Le albitizzazioni hanno sovente un andamento a fasce dirette E-W.

Anfiboliti epidotico-cloritico-biotitiche e cloritoscisti anfibolico-biotitico-epidotici sono intercalati negli Scisti di Edolo, di solito in concordanza (zona a Sud dell'Aprica); ma talora anche in discordanza (Valli Malgine). I banchi concordanti sono probabilmente derivati metamorfici di tufi; quelli discordanti derivano forse da filoni basici (diabasi) (F. BARBAGELATA - A. MOTTANA, 1969). Due lembi di marmi bianchi si hanno alle Case Gadaldi di Castello dell'Acqua e nella media Val Brandet: essi sono associati ad anfiboliti e contengono, ai bordi, anfiboli raggiati o steatite in masserelle.

Tra Forno d'Allione e Cedegolo affiora una cupola gneissica caratterizzata dall'intima associazione di gneiss chiari occhiadini, a microclino e fengite, e di anfiboliti cloritiche ad andesina, con giacitura caotica « a fiamme ». Un altro affioramento di gneiss chiaro a microclinmicroperite si ha al Lago di Santo Stefano in Valle d'Arigna, ed è da ricollegare con la Formazione del Corno Stella affiorante nel Foglio 18 « Sondrio ». Frequenti sono lenti di quarziti intercalate negli scisti, passanti a masse imponenti di notevole omogeneità e purezza (Corno dell'Agna, Dosso Pasò, Ponte di Ganda, Lago di Santo Stefano).

Gli Scisti di Edolo derivano dal metamorfismo, in facies di scisti verdi, di una serie sedimentaria pelitica a Sud, neritico-pelitica a Nord; le variazioni litologiche sono dovute in parte al variare regolare del grado metamorfico, essendo le isograde della biotite e del granato orientate diagonalmente alla fogliazione.

(A. BIANCHI - E. CALLEGARI)

Il basamento cristallino nell'area della Val Savio e della bassa Val Salarno (ad occidente della Val Camonica) è costituito essenzialmente da micascisti e paragneiss a due miche, talora granatiferi, interessati da una più o meno marcata retrocessione metamorfica con sviluppo diffuso di sericite e di clorite; quest'ultima assume ruolo di componente essenziale. Localmente, una retrocessione metamorfica più accentuata può portare alla comparsa di filloniti cloritiche. Hanno in genere colore grigio o grigio-verdognolo, netta tessitura scistosa, da piana ad ondulata o localmente pieghettata, e sono costituite abitualmente da alternanze di sottili letti quarzoso-feldspatici e micaceo-cloritici. Contengono qua e là lenticelle quarzose.

*Paragneiss a due miche con abbondante biotite*, plagioclasio sodico e talora anche microclino, si trovano in Val Camonica a Sud di Cedegolo e nella zona di Grevo, come pure al Ponte dei Cavalli presso Gresine.

*Paragneiss a due miche con prevalente muscovite* e subordinata biotite, più o meno cloritizzata, compaiono al Ponte di Cedegolo, a Monte Blisie e sotto Cima Boazzo fra Valle Salarno e Val Savio (S. LORENZONI, 1955).

*Micascisti gneissici e paragneiss granatiferi a due miche* si osservano sul fianco sinistro della bassa Val Savioire; presso le Malghe Fabrezza in Val Salarno (S. LORENZONI, 1955) e nell'area fra Savioire e Pian della Regina (B. ZANETTIN, 1956).

*Micascisti gneissici e paragneiss granatifero-epidotici* a due feldspati, con abbondante clorite, a tessitura fortemente pieghettata affiorano presso S. Zenone a Nord di Cedègolo.

Intercalazioni di *scisti gneissici sericitico-quarzosi* compaiono in Val Camonica presso Forno d'Allione e nella zona soprastante fra Monte e Poggio La Croce. Tipi analoghi con caratteri cataclastici si trovano in località Spinelli sulla sinistra di Val Savioire a Monte di Grevo.

Fra i componenti accessori abituali nelle facies micascistose e gneissiche predette troviamo ilmenite, rutilo, apatite, zircone, epidoto. Più rara la presenza di tormalina.

*Metamorfiti di contatto.* Dove gli scisti cristallini si trovano compresi nell'aureola di contatto del plutone granodioritico-tonalitico dell'Adamello, si notano trasformazioni mineralogiche e strutturali di grado e di intensità varia.

Gli scisti decisamente metamorfosati sono rappresentati da *cornubianiti grigio-brune o violacee*, compatte, a biotite rigenerata, andalusite, sillimanite, feldspato potassico e talora corindone.

Allontanandosi dal contatto si possono trovare anche ad una certa distanza dalle masse magmatiche *rocce scistose con carattere semimeta-morfico* nelle quali si osserva, rispetto ai parascisti che si trovano fuori dall'aureola di contatto, una maggior compattezza, una tinta grigia a tendenza violacea con patine rugginose, ed una diffusa rigenerazione di biotite in minute lamelline. Come accessorio caratteristico compare la tormalina.

Salendo da Isola al Lago d'Arno si può notare una ripetuta alternanza di facies più o meno metamorfiche in rapporto anche con zone di locale infiltrazione di residui magmatici sialici.

Analoghe alternanze di facies più o meno metamorfosate si osservano anche risalendo le Valli di Savioire e Salarno.

## B) FORMAZIONI ERUTTIVE

15)  $\gamma_g'$  — Granito del Pizzo di Canciano: *graniti biotitici e granodioriti talora a tessitura orientata, spesso con fenocristalli di K-feldspato; frequenti le facies cataclastiche e milonitiche (Pizzo di Canciano-M. Gardé, Val Forame).*

$\delta''$  — *Dioriti e dioriti quarzifere, a grana da media a minuta, generalmente massicce (Cima Painale).*

$\varepsilon_a$  — *Gabbrodioriti e gabbri anfibolici, di colore verde scuro, a grana generalmente grossolana (alta Val Fontana). (Ciclo magmatico ercinico). (A. MONTRASIO).*

La formazione affiora nell'alta Val Fontana e in corrispondenza della Cima Painale, a cavallo tra la Val Forame e la Val Painale. Essa comprende una vasta gamma di litotipi che va dai graniti ai gabbri. La sua giacitura attuale, stratoide e sostanzialmente concordante con le formazioni contigue, sta ad indicare che essa è stata sradicata dalla zona d'intrusione originaria e dislocata fino ad assumere l'assetto tettonico di ricoprimento.

La facies granitica forma il settore di cresta tra il Pizzo di Canciano e il Passo Saline; da qui si prolunga verso Sud fino all'Alpe Campiascio, poi verso Ovest lungo la Val Forame, dove presenta una forte inclinazione verso Sud. Lembi e piccole masse granitiche si trovano incluse nella facies gabbrica dell'A. Gardé nonché nella massa dioritica del Pizzo Painale. La tessitura passa frequentemente da massiccia a orientata; frequenti le facies porfiriche per la presenza di fenocristalli di feldspato. Altri componenti mineralogici essenziali sono: un plagioclasio spesso alterato, quarzo, biotite, muscovite; presente talora l'orneblenda, che sposta i termini corrispondenti verso tipi granodioritici.

Le facies dioritiche e dioritico-quarzifere affiorano essenzialmente nel massiccio del Pizzo Painale, ma non mancano affioramenti anche a Est della Cima Val di Togno, al contatto col tetto della falda Margna, e altrove. I componenti femici, piuttosto abbondanti, sono costituiti da orneblenda e biotite, quest'ultima nettamente subordinata; l'una e l'altra risultano abbondantemente cloritizzate. Fra i componenti leucocrati pre-

vale un plagioclasio di tipo andesinico saussuritizzato, mentre quarzo in granuli ad estinzione ondulata e plaghe limpide di albite sono decisamente subordinati. La sericite, molto abbondante, deriva dall'alterazione dei plagioclasti; essa denota un certo orientamento. Accessori abituali sono titanite, ematite e magnetite; sono invece prodotti secondari clorite, sericite ed epidoti. Differenziazioni filoniane di tipo aplitico, localmente numerose ma di scarso spessore, intersecano queste rocce.

Le facies più femiche, gabbrodioritiche e gabbro-anfiboliche, di questa massa intrusiva, formano l'alto gradino morfologico che, all'altezza dell'Alpe Campiascio, chiude bruscamente la Val Fontana, deviandola verso Ovest nella Val Forame. Queste rocce sono caratterizzate dalla associazione: anfibolo, plagioclasio e, subordinatamente, biotite, quarzo. L'anfibolo, di tipo orneblendico, frequentemente cloritizzato, è il componente mineralogico di gran lunga il più abbondante; il plagioclasio, totalmente saussuritizzato, doveva essere originariamente un termine notevolmente basico; il quarzo è piuttosto scarso o del tutto assente; la biotite infine è presente in scarse lamelle talora cloritizzate. A seconda dei rapporti quantitativi fra questi componenti mineralogici si riconoscono i due litotipi suaccennati. Sericite, epidoti e albite rappresentano prodotti secondari dell'alterazione del plagioclasio primario; accessori abituali la titanite, l'apatite, l'ematite e la magnetite.

Questa formazione eruttiva rappresenta la parte inferiore del Cristallino del Sella, ricoperta dalle Filladi della Cima Vicima, nonostante che, per fenomeni di scagliamento, lembi di quest'ultima formazione si trovino inclusi nella prima se non addirittura alla sua base.

Nel presente foglio il Granito del Pizzo di Canciano tende ad estinguersi verso Ovest, cosicché al Pizzo Scalino esso è già totalmente sostituito dalle Filladi della Cima Vicima; nella zona del Pizzo Painale invece esso si estingue immediatamente ad Ovest del margine del foglio, facendo transizione abbastanza brusca a facies gneissiche. Queste rappresentano probabilmente le facies marginali più decisamente laminate della massa eruttiva in questione.

Verso Nord (versante destro della Valle Poschiavina italiana) la massa eruttiva del Cristallino del Sella è collegabile forse con le interca-

lazioni di ortogneiss occhiadini colà affioranti sia alla base che entro le Filladi della Cima Vicima.

La formazione del Granito del Pizzo di Canciano rappresenta, come già accennato, la porzione basale del Cristallino del Sella (Pennidi superiori), di cui le Filladi della Cima Vicima formano invece la copertura. Con quest'ultima formazione i rapporti sono di natura sostanzialmente litologica, a parte fenomeni di scollamento locale, o di scagliamento. Inferiormente la formazione è in contatto decisamente tettonico con i Micascisti del M. Acquanera (Cristallino della Margna); la convalida di ciò è data, oltre che da vistosi fenomeni cataclastici e milonitici che vi si manifestano, anche dalla fitta embriatura dei micascisti suddetti con formazioni calcateo-dolomitiche e calcescitose mesozoiche, della quale si deve ritenere responsabile il sovrascorrimento del Cristallino del Sella sul Cristallino della Margna.

16)  $\gamma$  — Granito del Monte Rolla: *graniti e granodioriti, talora a grossi feldspati, spesso fortemente cataclastici e con evidente tendenza gneissica, soprattutto nelle zone periferiche e verso Ovest (A. Vicima, il Guado).*

$\delta_a$  — *Dioriti quarzifere, spesso fortemente cataclastiche, localmente attraversate da filoni aplitici; dioriti anfiboliche cataclastiche e milonitiche, grigio-scure (M. Campòndola, media Val Fontana).*

*(Ciclo magmatico ercinico).* (R. CRESPI, A. MONTRASIO).

La zona d'affioramento è sul versante destro della media Val Fontana, dalla Val Vicima al margine occidentale del foglio.

In questa formazione sono compresi tipi litologici diversi, da granitici a dioritici, appartenenti a un ammasso intrusivo radicato dalla zona d'intrusione originaria, al quale i successivi movimenti tettonici hanno conferito una forma stratoide.

Nel presente foglio compare la porzione più orientale della formazione che è la più cospicua e quella in cui si manifestano le già citate differenziazioni. La facies granitica rappresenta la zona nucleare dell'affioramento e comprende graniti biotitici passanti a granodioriti, a

grana generalmente grossolana, localmente con fenocristalli di K-feldspato. La tessitura da massiccia passa frequentemente a gneissica nelle zone marginali e nelle zone occidentali della formazione, dove questa si assottiglia; le facies cataclastiche e milonitiche sono molto sviluppate. I componenti mineralogici sono costituiti, in ordine di importanza, da K-feldspato, plagioclasti alterati, quarzo, biotite e, localmente, orneblenda. Le facies più femiche, affioranti nella zona marginale della formazione, sono rappresentate da dioriti quarzifere massicce a grana media o fine in cui prevalgono un plagioclasio piuttosto acido (oligoclasio-andesina), biotite, orneblenda e quarzo, e da dioriti anfiboliche grigio-scure con una massa fondamentale da cataclastica a milonitica (plagioclasti saussuritizzati, sericite, clorite, anfiboli, quarzo ne sono i principali componenti) nella quale sono visibili individui ben sviluppati di orneblenda. Localmente (es. ad Est del M. Campòndola) le facies massicce sono intersecate da un fitto sistema di filoni aplitici.

Il Granito del Monte Rolla presenta contatti apparentemente tettonici sia con la Formazione della Vetta Ron sottostante (Cristallino del Bernina), sia con la Formazione della Punta di Pietra Rossa (Cristallino di Tirano) che affiora più a Sud.

In considerazione del fatto che quest'ultima formazione si presenta, nel contiguo Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio » (Ovest della bassa Val Postalesio), in fitta alternanza litologica col Granito del M. Rolla, questo è stato compreso, provvisoriamente, nel Cristallino di Tirano (= Sistema di Languard-Tonale). Tuttavia non sono ancora emersi elementi decisivi per una sua attribuzione tettonica sicura.

17) aε — Anfiboliti gabbriche del Motto della Scala: *anfiboliti gabbriche, generalmente pirosseniche in masse e lenti. (Ciclo magmatico ercinico?)*. (G. BONSIGNORE, U. RAGNI).

Nel settore centro-settentrionale del foglio, poco a sud di Tirano (Ganda, Pra Alessio, il Ponto) e, più ad Est, in prossimità di Alpe Valchiosa, Naregnu, Motto della Scala e Fontana Lunga, vengono a giorno cospicue masse di rocce anfibolitiche, con caratteristica colorazione grigio-

verdastra fino a verde-scura. Esse costituiscono corpi a giacitura lenticolare o filoniana, che si sviluppano per lo più in direzione E-O, oppure ENE-OSO, all'incirca parallelamente al decorso della « linea del Tonale ». Il contatto con gli Gneiss del M. Tonale incassanti si manifesta bruscamente, ed è generalmente contrassegnato da evidenti discordanze.

Prevale una anfibolite plagioclasica ad augite e a biotite, localmente titanifera; il componente essenziale della roccia è rappresentato dall'anfibolo (orneblenda verde), cui segue per diffusione il plagioclasio (andesina-labradorite). La tessitura, massiccia al nucleo degli ammassi, diviene viepiù scistosa verso le zone periferiche. Gli scisti incassanti manifestano, localmente, segni evidenti di indurimento per effetti termici, nonché arricchimenti in biotite.

Le Anfiboliti gabbriche del Motto della Scala hanno origine endogena, attribuibile a magmi a composizione gabbroteralitica. L'atto intrusivo si deve ritenere successivo alle pegmatiti presenti entro gli Gneiss del M. Tonale; l'elevato grado di clastesi ed il parziale metamorfismo della roccia gabbrica originaria, fanno propendere per una età sicuramente anteriore all'alpina.

#### MASSE INTRUSIVE DELL'ALTA VALTELLINA

18) ε' — Gabbro di Sòndalo: *gabbri anfibolici a grana media, passanti localmente a noriti ed a gabbri olivinici.*

δ<sub>ε</sub> — *Dioriti e dioriti quarzifere localmente passanti a granodioriti talora granatifere.*

(Ciclo magmatico alpino). (G. BONSIGNORE, U. RAGNI).

Il Gabbro di Sòndalo che nell'alta Valtellina tra Sòndalo e Cepina forma un corpo intrusivo allungato in senso Nord-Sud di oltre 50 km<sup>2</sup> di ampiezza, occupa con la sua propaggine meridionale l'estremo lembo settentrionale del fondovalle valtellinese compreso nel Foglio « Tirano ». La maggior parte della formazione si estende pertanto nel soprastante Foglio 8 « Bormio », alle cui Note illustrative si rimanda per una descrizione più completa.

Esso è limitato da un arco di cerchio che da Sòndalo — dove esso include grossi setti scistososi di Gneiss del M. Tonale parzialmente assimilati ed in netta facies metamorfica di contatto — attraverso la media Val Raltana, la Val di Tocco e la Val di Dombastone, ritorna verso nord passando per B.te Rezzo e Piazza dei Re. A partire dalla Val Raltana esso interseca i vari litotipi della Formazione della Punta di Pietra Rossa con contatti sempre assai bruschi, accompagnati spesso da intensi fenomeni di laminazione e di clastesi.

La facies principale è definita da un gabbro anfibolico a grana media costituito principalmente da plagioclasio labradoritico ed orneblenda bruna, con biotite, augite e minerali metallici in quantità accessoria. Vi sono tuttavia rappresentati altri litotipi della famiglia dei gabbri, quali noriti (a E di Sòndalo e nella media Val di Tocco), gabbri olivici (nei pressi di Le Merée), ed anortositi (formate quasi esclusivamente da plagioclasio labradoritico-bitownitico) che si distinguono anche macroscopicamente per il loro colore più chiaro. Queste ultime sono particolarmente diffuse lungo la costa tra Pradaccio e Villa Manara.

Nella zona compresa tra Piazza dei Re e l'alta Val Dombastone affiorano rocce decisamente dioritiche, in sicura connessione genetica con il corpo intrusivo di Sòndalo di cui costituiscono una limitata fascia marginale. I limiti delle due litofacies risultano infatti sfumati, passando il gabbro alla diorite con termini di transizione molto gradualmente.

Il litotipo più comune è rappresentato da una diorite, a luoghi quarzifera, biotitico-anfibolica, a grana medio-grossa, di colore grigio scuro tendente al violaceo. I componenti leucocrati (per lo più plagioclasio zonato a nucleo labradoritico e bordo andesinico) risultano in quantità pressoché identica a quella dei minerali femici. La tessitura delle rocce è generalmente massiccia; solo a tratti si notano segni di laminazione in concomitanza a locali disturbi tettonici.

Localmente appaiono facies granodioritiche granatifere, originatesi con ogni probabilità in seguito ad assimilazione e parziale digestione degli scisti mf incassanti.

Il corteggio filoniano connesso al corpo intrusivo è oltremodo sviluppato specie nella zona compresa tra la Val Raltana e B.te Rezzo; po-

tenti filoni pegmatitici intersecano in vario modo il gabbro e sono oggetto in qualche caso di intensa attività estrattiva.

L'età della messa in posto del plutone di Sòndalo può essere approssimativamente ricostruita sulla base dei soli rapporti geologici con le unità plurimetamorfiche circostanti. Le plutoniti in questione, nonostante siano interessate da disturbi legati ai movimenti alpini e vengano sovrascorse dal Cristallino di Grosina (v. Note illustrative del Foglio « Bormio »), interrompono nettamente la « linea del Mortirolo ». Si ritiene pertanto che l'atto intrusivo possa inquadarsi ancora nell'orogenesi alpina e riconnettersi ad un ciclo sinorogenico precoce.

19)  $\delta_4$  — Diorite del Monte Serottini: *dioriti quarzifere prevalenti, con passaggi locali a granodioriti oppure a gabbrodioriti.*

$\gamma$  — *Graniti a due miche in ammassi irregolari; filoni microgranitici.*

$\delta\epsilon'$  — *Dioriti e gabbrodioriti a grana grossa.*

(Ciclo magmatico alpino). (G. BONSIGNORE, U. RAGNI).

Il corpo intrusivo affiora nel settore nord-orientale del foglio e si estende dal fondovalle valtellinese, ad est di Grosio, ai gruppi montuosi del Varàdega-Resverde, del Serottini-Tremoncelli, fino a raggiungere ad oriente la zona delle Cime di Glere (Alta Val Canè). Affioramenti isolati, ma in sicura connessione genetica con il plutone principale, vengono a giorno in aree più occidentali, alla Cima Verda e nei pressi di Biolo (Sernio).

Il massiccio presenta carattere eminentemente dioritico; facies più acide (granodioriti e graniti) e più basiche (gabbrodioriti) costituiscono locali differenziazioni con passaggi insensibili alla diorite prevalente.

Il litotipo più diffuso è definito da una diorite a grana medio-fine, a composizione tonalitica, macroscopicamente quarzifera e con plagioclasio andesinico-labradoritico. La tessitura della roccia appare, spesso, orientata, specialmente nelle aree marginali dell'intrusione; frequenti sono, inoltre, i fenomeni di clastesi e di fratturazione. Le zone di maggiore diffusione dioritica si riscontrano alla periferia del plutone (versante nord-occidentale del M. Varàdega, Cime di Glere), nonché nel settore nucleare del gruppo Serottini-Tremoncelli-Resverde.



Qui più che altrove sono particolarmente numerosi gli esempi di assimilazione magmatica a scapito degli scisti della Formazione della P.ta di Pietra Rossa, con conseguente modificazione della compagine mineralogica della diorite e comparsa di vistosi porfiroblasti di granato di origine endo-metamorfica.

Nella media Val Grande ed, in particolare, nel gruppo Monte Tremoncelli-Corno Tremoncelli ed alla Cima di Grom, si osservano ammassi irregolari di graniti a due miche, con caratteristici macrocristalli di feldspato potassico. La tessitura di queste rocce appare alquanto laminata ed altrettanto diffusa è la fratturazione secondo sistemi di diaclasi con varia orientazione.

Nella zona del M. Serottini ed a nord della Cima Mattaciùl affiorano, inoltre, alcuni filoni di micrograniti a due miche, che attraversano la massa dioritica principale del plutone nonché le formazioni metamorfiche incassanti.

Al M. Pagano, sul medio versante occidentale della Val Grande (Baite Caret) e nei pressi del Lago Seroti (a sud del M. Tremoncelli), si riscontrano ammassi stratoidi di dioriti anfiboliche a grana grossolana, talora granatifere, passanti localmente a tipi gabbrici. Queste rocce, ben individuabili per il caratteristico colore di insieme verdastro, presentano tessitura marcatamente orientata e sono interessate da una intensa laminazione, assai accentuata nelle zone marginali delle intrusioni.

Per quanto riguarda i reciproci rapporti esistenti tra i litotipi descritti, le dioriti anfiboliche  $\delta\epsilon'$  ed i filoni microgranitici  $\gamma$  sembrano doversi attribuire ad una fase successiva a quella principale di intrusione della diorite  $\delta_q$ . A loro volta i graniti del gruppo Monte Tremoncelli-Corno Tremoncelli appaiono chiaramente smembrati e compenetrati dalle dioriti  $\delta_q$ , e si possono pertanto ritenere a queste precedenti.

Data l'età indefinibile delle formazioni metamorfiche incassanti, dai soli rapporti geologici, quali:

— l'interruzione della « linea del Mortirolo »;

— il sovrascorrimento da parte delle masse del Cristallino di Grosina;

— l'orientazione d'insieme dei sistemi di fratture, grosso modo parallela al decorso della « linea del Tonale »;

l'atto intrusivo principale può venire collocato nel ciclo magmatico alpino e, probabilmente, esso si inquadra in una fase sincinemica o precoce.

20)  $\epsilon''$  — Gabbro del Monte Masuccio: *gabbri anfibolici a grana grossa passanti localmente a gabbrodioriti a grana fine*;

$\delta$  — *dioriti e dioriti quarzifere con passaggi locali a gabbrodioriti ed a granodioriti*;

$\gamma'$  — *graniti a due miche o prevalentemente biotitici*.

(Ciclo magmatico alpino). (G. BONSIGNORE, U. RAGNI).

Il corpo intrusivo si estende nella parte settentrionale del foglio ed interessa il settore centrale della linea di confine italo-svizzera, tra Madonna di Tirano e l'alta Val Ferrata.

In territorio italiano esso si sviluppa all'incirca da N a S tra la Val Ferrata, il gruppo montuoso del Masuccio e la zona di Prà Campo, dove devia sensibilmente verso SW fino a raggiungere la Val Poschiavina, poco a Nord di Madonna di Tirano.

Corpi intrusivi minori compaiono isolatamente a N e a SW di Bianzone e nella Valle di Boalzo sotto forma di ammassi e di dicchi per lo più allungati in direzione E-W, in probabile connessione genetica con la massa principale del Masuccio.

Il massiccio intrusivo è costituito eminentemente da rocce femiche di tipo gabbrico fino a gabbrodioritico; facies più acide (dioriti e granodioriti anfiboliche) si riscontrano sia come locali differenziazioni entro la massa gabbrica, sia, soprattutto, nelle zone marginali del plutone.

Il litotipo più comune è rappresentato da un gabbro anfibolico di colore grigio verdastro scuro, con patina di alterazione rossastra ed a grana grossolana per la presenza di macrocristalli feldspatici e di anfibolo. Al microscopio presenta una struttura granulare a grana grossa tendente talora alla porfirica, una clastesi assai pronunciata ed un'alterazione avanzata. I minerali essenziali componenti, anfiboli (orneblenda verde) e plagioclasti (di tipo labradoritico), si presentano, infatti, i primi in grossi

individui fortemente cataclasi e con aspetto cribroso per l'avanzata alterazione in epidoti, clorite e muscovite, i secondi in cristalli quasi completamente saussuritizzati.

Il locale arricchimento della roccia in biotite e, subordinatamente, in quarzo, oltre ad una modificazione nelle dimensioni della grana da grossolana a fine, contrassegnano il passaggio a tipi a chimismo gabbrodioritico.

Le facies decisamente dioritiche sono diffuse soprattutto ai margini dell'ammasso nucleare gabbrico, come nei pressi di B.te Saline, di Prà Campo e di Schiazzera, oppure, in forma di corpi irregolari e di dicchi, a Nord di Bianzone e nella Valle di Boalzo. La tessitura di queste rocce, in genere massiccia, appare localmente laminata ed altrettanto frequente è la fratturazione secondo i vari sistemi di diaclasi.

Si tratta di dioriti quarzifere anfibolico-biotitiche con chimismo molto prossimo a quello di un magma « normaldioritico ». Frequenti sono le differenziazioni sia di tipo acido (granodioriti anfiboliche a grana fine), sia di tipo basico (gabbrodioriti), come pure diffusissimi sono gli interclusi autigeni (scisti della Formazione della Punta di Pietra Rossa e di Gneiss del M. Tonale) parzialmente assimilati e con manifesti segni di metamorfismo termico (hornfels ad andalusite o a sillimanite).

Nella zona dei Laghi di Val Ferrata, al Pizzo l'Ometto ed a Nord del Lago di Schiazzera si riscontrano ammassi di granito a due miche o prevalentemente biotitici, generalmente caratterizzati da macrocristalli di feldspato potassico. Il grado di laminazione e di clastesi è localmente molto intenso. Il chimismo di queste rocce è assimilabile a quello di un magma granitico, particolarmente ricco in sodio.

Gli ammassi granitici sono inoltre caratterizzati dalla presenza di un corteggio filoniano di tipo aplitico, sviluppato in particolare nell'alta Val Piana (Piatteda).

In considerazione dell'età antichissima e non precisabile delle formazioni metamorfiche incassanti, dai soli rapporti geologici quali:

- l'interruzione della « linea del Mortirolo » (a nord di Bianzone);
- la presenza di indubbi disturbi legati ai movimenti alpini quali

sistemi di fratture con decorso grosso modo parallelo a quello della « linea del Tonale »,

il Gabbro del M. Masuccio appartiene senza dubbio ad un magmatismo precedente alle ultime fasi alpine, da inquadrare in un ciclo sinorogenico precoce.

Per quel che concerne i reciproci rapporti delle magmatiti componenti il plutone del Masuccio, si ritiene che i tipi gabbrici e dioritici possano essersi differenziati nella stessa fase intrusiva; meno chiare appaiono invece le correlazioni genetiche con le masse granitiche. Per analogia con i circostanti plutoni (Sòndalo e Serottini), si può tuttavia pensare che la messa in posto di queste ultime abbia preceduto l'intrusione gabbrodioritica.

#### MASSE INTRUSIVE DELL'ADAMELLO (M. BAITONE, M. FRISOZZO)

I gruppi montuosi del M. Baitone e del M. Frisozzo, che rappresentano gli estremi contrafforti, rispettivamente occidentale e sud-occidentale del massiccio eruttivo terziario dell'Adamello, occupano la porzione orientale e sud-orientale del Foglio geologico « Tirano ». In rapporto alla estensione degli affioramenti si sono distinte nella legenda del foglio due formazioni principali nell'ambito del suddetto massiccio eruttivo.<sup>1</sup>

21) † — Tonalite dell'Adamello: *tonaliti e leucotonaliti biotitico-anfiboliche a grana media e grossolana (M. Baitone, C.no del Lago); tonaliti e leucotonaliti a grana minuta (M. Frisozzo).*

εε — *Dioriti e gabbrodioriti con rare orneblenditi.*

ε — *Gabbri anfibolici e leucogabbri talora a grana grossa (M. Marsèr).*

<sup>1</sup> Si deve peraltro tener presente che l'elevazione al rango di formazione delle granodioriti è alquanto artificiosa poiché al di là delle differenze litologiche, resta il dato fondamentale della sostanziale unità genetica di tutte le facies eruttive che compongono il massiccio dell'Adamello, da quelle granodioritiche a quelle gabbriche.

22)  $\gamma\delta$  — Granodiorite del Lago dell'Avio: *granodioriti e leucotonaliti biotitiche, povere o prive di anfibolo e con scarso feldspato potassico* (M. Avio, M. Aviolo); *granodioriti biotitiche ad anfibolo* (Lago d'Arno).

(Ciclo magmatico alpino).

La descrizione che segue si discosta da quella adottata per le altre formazioni, per seguire un criterio geografico, e ciò allo scopo di rendere ragione della distribuzione ed associazione delle varie facies e differenziazioni nelle principali aree di affioramento.

(G. SCHIAVINATO)

*Le masse granodioritiche e tonalitiche, e loro differenziazioni femiche, del gruppo del M. Baitone.* Nel gruppo del M. Baitone si riconoscono tutte le facies eruttive fondamentali che compongono il massiccio dell'Adamello, nonché una vasta rappresentanza di filoni che ne costituiscono il normale accompagnamento.

La facies granodioritica forma la fascia più settentrionale del massiccio, tra il M. Avio ed il M. Aviolo, sviluppantesi completamente a Nord della Linea della Gallinera. A Sud di questa un lembo più limitato di granodioriti affiora attorno alle Malghe Bombiano, tra la Val Gallinera e la Val Rabbia.

Queste rocce hanno struttura olocristallina a grana media e sono costituite da un plagioclasio andesinico, talora zonato con nucleo andesinico-labradoritico e bordo oligoclasico (circa 40% in volume), quarzo (ca. 30%), biotite (ca. 20%) ed ortoclasio (5-6%). L'anfibolo è normalmente assente; laddove è presente (orneblenda verde presso la cima del Corno Piazza) esso fa pensare a prodotti di intenso metamorfismo e granitizzazione di rocce incassanti, più che a normali differenziazioni della massa granodioritica. I componenti accessori più comuni sono: apatite, zircone, titanite, ecc.

Sui versanti più orientali della cresta del M. Aviolo affiora una facies granodioritica a composizione mineralogica normale ma a grana uniforme molto minuta, relativamente ricca di epidoto.

Nuclei di concentrazione femica, biotitico-anfibolici, sono presenti un po' ovunque nella massa granodioritica, e soprattutto verso il Passo delle Gole Larghe.

Il chimismo di queste rocce è tipicamente alcali-calcico (v. tabelle a pagg. 54-55; analisi II).

A sud della Linea della Gallinera, tra il M. Baitone ed i Corni di Cevo, affiora la massa tonalitica del Baitone, a grana da media a grossolana, corrispondente al « tipo Adamello » di GB. TRENER. Si tratta di tonaliti normali, biotitico-anfiboliche, nelle quali, in una massa olocristallina chiara, prevalentemente plagioclasica, i due componenti femici essenziali sono presenti in quantità pressoché equivalenti, rappresentando insieme all'incirca il 25% in volume della roccia, la cui formula magmatica presenta caratteri intermedi fra quelli dei tipi « dioritico-quartzifero-normale » e « tonalitico » di Niggli (v. tabelle pagg. 54-55; analisi IV).

Nella zona compresa tra la Roccia Baitone e la sponda meridionale del Lago Baitone la tonalite sfuma, attraverso facies tonalitiche piuttosto femiche, ad ammassi di rocce decisamente più basiche come dioriti e gabbrodioriti molto ricche in anfibolo, che può rappresentare fino al 50% in volume. I dati chimico-analitici di una differenziazione gabbrodioritica biotitico-anfibolica sono illustrati nelle tabelle di pagg. 54-55 (analisi VI).

(B. ZANETTIN)

*Le masse gabbriche del M. Marsèr.* Nella zona del Monte Marsèr, che rappresenta l'appendice meridionale del Gruppo del Baitone, affiora una estesa massa di rocce basiche, costituita prevalentemente da gabbri e gabbrodioriti anfibolici caratterizzati da una notevole varietà di composizione e di grana. A rocce di grana media o minuta sono localmente associate rocce a grana molto vistosa, provviste di anfiboli che possono raggiungere parecchi centimetri di lunghezza (« Riesentonalt » di SALOMON). Gabbri e gabbrodioriti fanno passaggio a litotipi più sialici, dioritico-tonalitici ed anche granodioritici (Cima del Coppetto).

Le rocce basiche del M. Marsèr sono costituite da orneblenda e da un plagioclasio di tipo bitownitico o anche anortitico, omogeneo, bordato

TIPI PETROGRAFICI DEL MASSICCIO DELL'ADAMELLO  
COMPRESI NELL'AREA DEL FOGLIO « TIRANO »

FACIES PETROGRAFICHE

- I — Versante sinistro del Lago d'Arno. Granodiorite biotitica con raro anfibolo, a grana medio-minuta (facies leucocrata del « tipo M. Re di Castello »). (Anal. E. CALLEGARI e P. G. JOBSTRAIBIZER, 1968).
- II — Piano d'Aviolo. Quarzodiorite biotitica a grana media appartenente alle facies « tipo Avio » dell'Adamello settentrionale. (Anal. G. SCHIAVINATO, 1951).
- III — Conca del Volano. Leucotonalite a grana medio-minuta del « tipo M. Re di Castello ». (Anal. E. CALLEGARI e P. G. JOBSTRAIBIZER, 1968).
- IV — Parete N del Monte Baitone. Tonalite biotitico-anfibolica a grana medio-grossa del « tipo Adamello ». (Anal. G. SCHIAVINATO, 1951).
- V — Parete S del Monte Marsèr. Diorite biotitico-anfibolica a grana media. (Anal. B. ZANETTIN, 1956).
- VI — Sotto la diga del Lago Baitone. Gabbrodiorite anfibolico-biotitica a grana media nella tonalite. (Anal. G. SCHIAVINATO, 1951).
- VII — Parete N del Monte Marsèr. Gabbro anfibolico a grana medio-grossa o grossa (media di due analisi di campioni analoghi, B. ZANETTIN, 1956).
- VIII — Cresta W del M. Baitone. Filone di porfirite orneblendico-plagioclasica nella tonalite. (Anal. G. SCHIAVINATO, 1951).

COMPOSIZIONE MINERALOGICA MODALE

|                        | I    | II   | III  | IV   | V    | VI   | VII  |
|------------------------|------|------|------|------|------|------|------|
| Plagioclasio . . . . . | 42.0 | 41.0 | 58.4 | 50.6 | 64.0 | 52.5 | 48.2 |
| Quarzo . . . . .       | 31.7 | 39.0 | 22.8 | 21.9 | 10.4 | 6.8  | 1.1  |
| K-feldispato . . . . . | 12.4 | 2.1  | 4.2  | tr.  | tr.  | —    | —    |
| Biotite . . . . .      | 8.4  | 16.8 | 5.8  | 18.0 | 17.3 | 9.2  | 5.6  |
| Anfibolo . . . . .     | 2.3  | tr.  | 6.1  | 8.2  | 4.8  | 29.0 | 43.7 |
| Accessori e secondari  | 3.0  | 1.1  | 2.7  | 2.3  | 3.5  | 2.5  | 1.4  |

VIII — Fenocristalli: plagioclasio, 14.2; quarzo, 6.5; anfibolo, 12.9. Massa di fondo: 66.4%.

COMPOSIZIONE CHIMICA

|                                          | I      | II    | III | IV    | V     | VI     | VII    | VIII   |
|------------------------------------------|--------|-------|-----|-------|-------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub> . . . . .               | 66.21  | 63.04 | —   | 58.59 | 54.64 | 47.96  | 46.72  | 54.14  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 16.08  | 17.56 | —   | 16.89 | 18.20 | 21.70  | 20.25  | 17.57  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . | 0.30   | 1.16  | —   | 2.87  | 3.75  | 1.36   | 1.74   | 2.34   |
| FeO . . . . .                            | 3.41   | 3.71  | —   | 4.04  | 5.22  | 7.94   | 8.16   | 6.26   |
| MnO . . . . .                            | 0.11   | 0.08  | —   | 0.11  | tr.   | 0.12   | 0.07   | 0.09   |
| MgO . . . . .                            | 1.71   | 1.95  | —   | 2.65  | 3.74  | 5.15   | 6.06   | 4.39   |
| CaO . . . . .                            | 4.73   | 5.05  | —   | 6.59  | 7.64  | 10.30  | 10.87  | 8.84   |
| Na <sub>2</sub> O . . . . .              | 3.41   | 2.70  | —   | 3.18  | 2.67  | 2.02   | 2.04   | 2.32   |
| K <sub>2</sub> O . . . . .               | 2.29   | 2.54  | —   | 2.38  | 1.50  | 1.08   | 1.01   | 1.38   |
| TiO <sub>2</sub> . . . . .               | 0.43   | 0.55  | —   | 0.88  | 0.78  | 0.88   | 1.20   | 1.05   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .  | 0.19   | 0.13  | —   | 0.19  | 0.34  | 0.09   | 0.18   | 0.09   |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .  | 1.31   | 1.17  | —   | 1.20  | 1.16  | 1.68   | 1.35   | 1.54   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .  | 0.20   | 0.20  | —   | 0.23  | 0.12  | 0.15   | 0.14   | 0.14   |
| CO <sub>2</sub> . . . . .                | —      | —     | —   | —     | —     | —      | 0.29   | —      |
| Somma . . . . .                          | 100.28 | 99.84 | —   | 99.80 | 99.76 | 100.43 | 100.08 | 100.15 |

FORMULE E TIPI MAGMATICI (secondo P. NIGGLI)

|                | si  | al   | fm   | c    | alk  | k    | mg   |                                                                           |
|----------------|-----|------|------|------|------|------|------|---------------------------------------------------------------------------|
| I . . . . .    | 279 | 40.0 | 23.0 | 21.2 | 20.0 | 0.30 | 0.45 | tipo farsunditico<br>(magmi granodioritici)                               |
| II . . . . .   | 233 | 38.5 | 25.6 | 20.0 | 15.9 | 0.39 | 0.42 | tipo leucotonalitico<br>(magmi granodioritici)                            |
| III . . . . .  | 238 | 36.0 | 24.7 | 21.2 | 18.1 | 0.29 | 0.49 | fra tipo farsunditico e<br>tipo leucopelécitico<br>(magmi granodioritici) |
| IV . . . . .   | 187 | 31.9 | 30.7 | 22.6 | 14.8 | 0.33 | 0.41 | tipo tonalitico<br>(magmi quarzodioritici)                                |
| V . . . . .    | 155 | 30.5 | 36.2 | 23.2 | 11.0 | 0.27 | 0.43 | tipo orbitico<br>(magmi dioritici)                                        |
| VI . . . . .   | 114 | 30.5 | 36.8 | 26.3 | 6.4  | 0.27 | 0.49 | tipo achnahaitico<br>(magmi leucogabbroidi)                               |
| VII . . . . .  | 109 | 27.7 | 40.1 | 26.1 | 6.1  | 0.24 | 0.52 | tipo achnahaitico<br>(magmi leucogabbroidi)                               |
| VIII . . . . . | 148 | 28.2 | 37.3 | 26.0 | 8.5  | 0.29 | 0.48 | tipo leucomiharaitico<br>(magmi leucogabbroidi)                           |

da miscele di composizione andesinica. Nelle facies dioritiche la porzione andesinica periferica è più estesa e mostra di sostituire le parti centrali più calciche. Lo stesso motivo è accentuato nelle rocce più sialiche, nelle quali compaiono o divengono più abbondanti anche il quarzo e subordinatamente il feldspato potassico.

Tali caratteri strutturali hanno permesso di stabilire che le rocce del Marsèr si sono costituite per fenomeni di reazione fra una fase magmatica sialica e rocce basiche con plagioclasio bitownitico-anortitico. L'intensità dei fenomeni di sostituzione determinerebbe la natura più o meno femica della roccia (B. ZANETTIN, 1956).

L'alto contenuto in anortite del plagioclasio è stato attribuito dallo stesso Autore a processi di « assimilazione » operati da magmi sialici su terreni calcareo-dolomiti puri ed impuri del Trias. Questi sono ora inclusi in lembi di varie dimensioni entro alla massa basica.

(A. BIANCHI, E. CALLEGARI)

*Le masse granodioritiche e tonalitiche, e loro differenziazioni femiche, del M. Frisozzo* (M. Frisozzo, C. Barbignaga, C. Mezzamalga, bacino del Lago d'Arno, conca del Volano, alta Valle di Doi). Nell'area predetta, che costituisce l'estremo settore sud-orientale del Foglio « Tirano », prevalgono rocce granodioritico-tonalitiche a grana medio-minuta, che appartengono alle facies distinte da G.B. TRENER con la denominazione comprensiva di tonalite « tipo Monte Re di Castello », la cui cima trovasi poco ad oriente del Monte Frisozzo, nell'angolo Sud-Ovest del contiguo Foglio « Adamello ».

Le rocce qui considerate risultano in genere relativamente povere di componenti femici (10-20%) costituiti da biotite ed orneblenda in rapporti variabili. Fra i componenti sialici prevalgono nettamente i plagioclasii, seguiti in ordine di importanza dal quarzo e dal feldspato potassico, che per lo più si annida negli interstizi degli altri granuli, ma qua e là costituisce plaghe di fondo più estese riconoscibili anche ad occhio nudo.

Il plagioclasio ha composizione da labradoritica ad andesinica con zonatura oscillatoria, e contiene abitualmente relitti fortemente corrosi di un nucleo calcico di tipo bitownitico.

Il feldspato potassico, di solito rappresentato da un ortoclasio microperitico, più raramente da microclino, provoca sui plagioclasii corrosioni e sviluppo di orli mirmechitici.

Accessori abituali sono titanite, apatite, zircone, ossidi ferro-titaniferi, ortite, pirite; come prodotti secondari troviamo clorite, clinozoisite-epidoto, sericite.

Prevalgono *tipi leucotonalitici*, con quantità all'incirca equivalenti di biotite e di anfibolo, nella conca del Volano e nella Valle di Doi. Si notano da un lato variazioni verso *tipi granodioritici* a biotite con scarsa orneblenda (fianco sinistro del Lago d'Arno e Passo Mezzamalga) e dall'altro verso *tipi tonalitici* più ricchi di orneblenda (M. Frisozzo, M. Re di Castello, M. Sablunera).

Nelle rocce sopra descritte si trovano frequenti noduli e lenticelle di *inclusi femici* (microdioriti e microgabbrri anfibolici e anfibolico-biotitici), di tinta più scura, per lo più isolati o talora raggruppati sulla spalla sinistra della diga del Lago d'Arno, ed in vari tratti della conca del Volano (sopra Malga del Dosso, sotto Passo Mezzamalga ed al Buco delle Grole sul Monte Barbignaga).

Lembi cornubianitici di rocce incassanti compaiono talora ai margini della massa plutonica presso il contatto con le rocce cristalline o permotriassiche.

Differenziazioni femiche a grana media o minuta, di composizione dioritica, granodioritica fino a gabbrica, ricche di anfibolo e povere di biotite, si trovano a costituire masserelle o corpi basici di un certo sviluppo nel gruppo del M. Barbignaga (sperone sud-ovest verso il Pian di Campo e parete nord-est).

(A. BIANCHI, E. CALLEGARI, G. SCHIAVINATO)

*Differenziazioni filoniane.* Nel gruppo del Baitone vaste aree del complesso eruttivo sono totalmente prive di formazioni filoniane, che si accentrano in limitate zone, per lo più marginali, soprattutto nella re-

gione centro meridionale, dove numerose apliti a grana minuta e media intersecano in varie direzioni le rocce tonalitiche, dioritiche e gabbrodioritiche e le zolle di terreni permo-triassici ivi inglobati, nonché le formazioni incassanti, passando talora indisturbate da una roccia all'altra. Assai meno numerosi sono i filoni basici, più o meno differenziati in senso lamprofirico, costituiti da porfiriti il cui componente principale è un'orneblenda verde-brunicia poco pleocroica, presente, come il plagioclasio (30-60% di anortite) sia tra i fenocristalli, come in una generazione minuta nella massa di fondo (v. analisi VIII, pagg. 54-55).

Nel gruppo del M. Frisozzo il seguito filoniano delle rocce magmatiche comprende numerosi filoni di vario tipo, più o meno differenziati sia in senso sialico che in senso femico. I primi sono rappresentati da apliti granitiche e granodioritiche a grana minuta e da pegmatiti quarzoso-feldspatiche a grana medio-grossa con rara biotite. Se ne trovano nella conca del Volano attorno a Malga del Dosso e fra la sponda sinistra del Lago d'Arno e la Cima del M. Sablunera.

Filoni poco differenziati microdioritici (ad anfibolo e biotite) e lamprofiri di tipo spessartitico-odinitico (ad anfibolo prevalente e subordinato pirosseno) intersecano in vari sensi la massa plutonica sia nella conca del Volano (Malga del Dosso, Malga del Marmor, sotto Passo Mezzalunga) sia sulle pendici del M. Sablunera e nel bacino del Lago d'Arno (parete Nord del M. Frisozzo).

Caratteristico fra tutti il fascio di filoni lamprofirici che con direzione NE-SW si sviluppa per oltre 1 Km sul fianco nord-orientale del M. Sablunera, sovrastante il Lago d'Arno, tagliando un fascio di filoni aplitici diretti NW-SE.

I filoni sopradescritti, a motivo dei loro rapporti di giacitura con le rocce incassanti, vanno considerati come manifestazioni tardive del magmatismo terziario dell'Adamello. Ad essi si contrappongono numerosi filoni porfiritici e spessartitici che, per le condizioni di giacitura (si rinven- gono solo nelle rocce incassanti, anche a notevole distanza dal contatto), per l'avanzato stato di alterazione e per essere interessati dal metamorfismo di contatto della massa intrusiva, nonché per essere talora intersecati

da apofisi filoniane di quest'ultima, devono essere considerati di età pre-terziaria. Si rimanda per essi alla formazione seguente.

23)  $\alpha_4$  — *Filoni di porfiriti quarzifere e di porfiriti plagioclasico-anfiboliche, talora pirosseniche e biotitiche, metamorfosate per contatto ai margini delle masse intrusive dell'Adamello. (Carnico-Ladimico). (I. DIENI).*

Nel gruppo del M. Marsèr, in quello del Baitone, nella zona del Pizzo Badile, lungo la sponda settentrionale del Lago d'Arno ed in altre località del Massiccio dell'Adamello, nonché sul fianco occidentale della Val Camonica affiorano, entro gli scisti cristallini e le formazioni neopaleozoiche e triassiche, numerosi corpi filoniani caratterizzati da un grado di alterazione molto avanzato (che contrasta nettamente con la freschezza dei filoni incassati nelle rocce plutoniche terziarie) e da facies petrografiche abbastanza diverse rispetto a quelle dei filoni « tipo Adamello »; si tratta generalmente di termini con netta struttura porfirica corrispondenti in prevalenza, dal punto di vista petrografico, a porfiriti quarzifere, quarzoso-feldspatiche, plagioclasico-quarzoso-anfiboliche e plagioclasico-anfiboliche, talora pirosseniche e biotitiche. Questi filoni, la cui potenza oscilla generalmente tra 50 e 200 cm, quando sono localizzati entro l'aureola di contatto del plutone dell'Adamello si presentano anch'essi in facies metamorfica, con costante sviluppo di una tessitura orientata, talora molto marcata, ed una struttura di tipo cristalloblastico che non riesce a mascherare quella originaria a carattere porfirico. L'azione metamorfica trova riscontro, al microscopio, in un fenomeno di rigenerazione parziale o totale dei vari minerali della massa di fondo, con neoformazione di cristalloblasti di biotite, anfibolo e plagioclasio; per quanto riguarda i fenocristalli, quelli di quarzo conservano sempre il loro aspetto primitivo, mentre quelli plagioclasici in alcune facies mantengono ancora le caratteristiche originarie (zonature, geminazioni) ed in altre conservano soltanto relitti delle primitive strutture, apparendo in gran parte sostituiti da prodotti feldspatici di neoformazione. Dal punto di vista chimico questi vari termini filoniani s'inquadrano generalmente nel gruppo dei magmi dioritici.

Per quanto riguarda l'età dei filoni, si può sicuramente affermare che essi sono da riferire ad un periodo anteriore a quello in cui hanno preso posizione i corpi intrusivi terziari, essendo colpiti essi stessi, analogamente alle rocce incassanti, dalle azioni metamorfiche di contatto esercitate dalle masse plutoniche; essi, inoltre, risultano spesso intersecati, oltre che dai prodotti tardivi della differenziazione magmatica dell'Adamello, quali pegmatiti ed apliti, dagli stessi termini fondamentali tonalitici (p.e. nel gruppo del Baitone e sul Pizzo Badile) e dioritici.

In base ai rapporti di giacitura esistenti tra analoghi corpi filoniani cornubianitici ed i vari termini della serie stratigrafica permo-triassica affiorante presso Forcel Rosso, nell'adiacente Foglio « Monte Adamello », I. DIENI e C. VITERBO (1961) hanno potuto dimostrare come queste porfirite siano da collegare alle manifestazioni magmatiche verificatesi nella regione veneto-tridentino-lombarda durante l'intervallo di tempo compreso tra il Ladinico ed il Carnico inferiore.

24)  $\alpha_6$  — *Filoni di porfirite plagioclastiche, anfiboliche e biotitiche di diabasi e di porfirite diaboliche ( $\beta$ ) di età post-werfeniana, in prevalenza tardo-alpina.* (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

I filoni di porfirite sono presenti in tutte le formazioni sudalpine ed in particolare negli Scisti di Edolo, con tendenza ad addensarsi nelle zone vicine alle linee di dislocazione con direttrice alpina. Essi mantengono una direzione pressoché costante (N 80° E - N 110° E) nel cristallino, con immersione circa subverticale. Sono cioè trasversali alla scistosità delle rocce metamorfiche (N 80° E - N 110° E ma con immersione 60° - 80° N). Nella zona limite tra cristallino e sedimentario, dove la tettonica tardo-alpina si è sviluppata prevalentemente con assestamenti verticali diretti N-S, i filoni si allineano secondo una direzione da N-S a NW-SE. Qui essi attraversano indisturbati più formazioni sia metamorfiche sia sedimentarie e lo scorrimento (Linea Orobica) che separa i due complessi (LIBORIO-MOTTANA, 1969). Nella zona di Sazzo filoni di porfirite attraversano indisturbati il sedimentario incuneato nella Linea del Porcile (CRESPI-GANDINI, 1959). Il chimismo delle porfirite è prevalentemente

dioritico normale, con estremi quarzodioritici e gabbri (CRESPI-GANDINI, 1959; DE SITTER-DE SITTER KOOMANS, 1949; MOTTANA, 1963). Porfirite biotitiche e porfirite ibridizzate contenenti granato sono limitate alle zone limitrofe al Gruppo del Baitone.

I diabasi sono quasi esclusivamente limitati alla Valle di Còrteno ed all'area di Edolo, in Valle Camonica (AZZINI, 1915 e 1921; SCHIAVINATO, 1954). Non mostrano orientazione preferenziale: in alcuni casi sono trasversali a zone milonitiche che attraversano senza segni di disturbo; in altri presentano un avanzato grado di trasformazione secondaria e possono rappresentare iniezioni precoci, forse legate al magmatismo ofiolitico mesozoico (SCHIAVINATO, 1954). Il chimismo dei diabasi ha tendenza gabbroide sodica.

Esiste un'unica datazione assoluta preliminare delle porfirite sudalpine, non suffragabile però in base alle osservazioni geologiche: 70 M.A. (GANSSE, 1968).

25)  $\alpha'$  — « *Filoni di porfirite e porfirite diaboliche nel Cristallino di Grosina e di Tirano* ». (G. BONSIGNORE e U. RAGNI).

Nell'ambito delle formazioni metamorfiche del Cristallino di Grosina e del Cristallino di Tirano si osservano alcune manifestazioni filoniane a carattere eminentemente lamprofirico.

La giacitura dei filoni è nella maggior parte dei casi nettamente discordante rispetto alle metamorfite incassanti; la loro lunghezza è variabile da qualche decina ad alcune centinaia di metri. La potenza è dell'ordine metrico, comunque mai superiore ai 20 metri. Caratteristica comune è l'intensa fratturazione secondo vari sistemi di diaclasi, in parte risanate da venute tardive idrotermali di quarzo e di calcite.

La composizione mineralogica delle rocce è in genere assai uniforme; essa è definita essenzialmente da plagioclasio zonato a nucleo labradoritico e bordo oligoclasico-andesinico, da anfibolo di tipo actinolitico o da orneblenda bruna e, subordinatamente, da biotite. In quantità accessoria: clorite, pirosseno augitico (in relitti), titanite e ilmenite, mentre

quarzo e microclino compaiono per lo più in fenocristalli parzialmente corrosi e riassorbiti.

La struttura varia da filone a filone; essa è nettamente porfirica nelle *porfiriti s. str.*, mentre tende alla ofitica nelle *porfiriti diabasiche*.

Le maggiori manifestazioni filoniane si riscontrano:

- a Frassuolo, nell'ambito del Cristallino di Grosina quasi a diretto contatto con la linea di sovrascorrimento sul Cristallino di Tirano;
- a N di Sernio, a N del Lago di Schiazzera, a NE di Vervio e nella media Val Carogna.

Al Passo di Varàdegga e lungo il versante nord-occidentale del monte omonimo (Vedait, Canton de l'Ors), i filoni di porfirite si presentano perfettamente concordanti rispetto alle metamorfite incassanti mf ivi affioranti in setti isolati ed inclusi all'interno della Diorite del M. Serottini. Localmente, i filoni appaiono smembrati in blocchi di dimensioni variabili, cementati da materiale dioritico o microgranitico. Il quadro risultante è una vera e propria breccia di intrusione, che talora interessa solo parzialmente la manifestazione filoniana.

Per quanto riguarda il problema della datazione dei filoni lamprofici in questione, sembra doversi escludere un loro eventuale rapporto genetico con le masse intrusive dell'alta Valtellina. La situazione geologica delle manifestazioni nella zona del M. Varàdegga è tale infatti da testimoniare una loro sicura preesistenza alla messa in posto della Diorite del M. Serottini e da inquadrare la loro genesi in un ciclo filoniano pre-alpino.

### C) FORMAZIONI SEDIMENTARIE

a) *Sedimentario più o meno metamorfico della Margna*

26) G-T — *Calcarei e marmi grigi o nerastri a strati generalmente minuti (« Calcescisti » e « Bündnerschiefer » di R. STAUB). (Giurassico).*

*Dolomie cristalline gialle talora vacuolari, per lo più massicce. (Triassico). (A. MONTRASIO).*

Nel settore nord-occidentale del foglio, in corrispondenza del gruppo del Pizzo Scalino e sul versante destro (settentrionale) della Valle Poschiavina italiana, affiorano lembi di rocce calcareo-dolomitiche e calcescistose, alle quali R. STAUB attribuisce il significato di sedimenti mesozoici che fanno da elemento separatore fra i nuclei cristallini antichi della falda Margna e della falda Sella.

Questi lembi mesozoici si innestano, con forte immersione a Sud nella zona di « radice » delle falde Margna e Sella, in corrispondenza del Passo del Forame, prolungandosi a Est e ad Ovest nella parte terminale delle Valli Forame e Painale; si sviluppano poi con continuità, seppure frazionate in diverse scaglie, verso Nord lungo il crinale che, attraverso la Cima Val di Tegno, adduce al Pizzo Scalino, con inclinazione da media a debole verso Sud. Qui essi si fondono in due scaglie più importanti che, con giacitura suborizzontale, contornano la cima del Pizzo Scalino. Da qui continuano sotto la Vedretta del Pizzo Scalino per riaffiorare lungo il confine italo-svizzero, a Sud del Passo di Canciano. Essi riaffiorano poi sul versante settentrionale della Valle Poschiavina italiana, dal Corno delle Ruzze fino all'Alpe Gembrè, con inclinazione media verso Nord-Est. Il collegamento fra queste due zone di affioramento è assicurato verso Est, in territorio elvetico, dai rilevamenti colà eseguiti da R. STAUB (1946). Verso Ovest infine queste formazioni proseguono sul versante meridionale del Massiccio del Bernina (Fogli 8° « Bormio » e 7°-18° « Pizzo Bernina-Sondrio »).

Questi sedimenti, che altrove sono più ampiamente rappresentati sia come estensione che come varietà di formazioni (Gruppo del Bernina e, più a Nord, in territorio elvetico), sono qui costituiti essenzialmente da due litotipi fondamentali: i « calcescisti » giurassici e le dolomie triassiche. I primi consistono in calcari e marmi grigi o nerastri, di solito sottilmente stratificati, talora abbondantemente impregnati di minerali silicatici (miche, quarzo, ecc.); grazie alla loro elevata plasticità sono spesso intensamente pieghettati. Alle seconde, R. STAUB, che le definisce come « Dolomia Principale » (« Hauptdolomit »), attribuisce un'età triassica; esse consistono in dolomie e calcari dolomitici più o meno cristallini, di colore



chiaro, da giallastro a bianco, generalmente massicci o malstratificati, spesso intensamente fratturati e brecciati.

Data la piccola scala del foglio geologico (1:100.000) si è resa necessaria, in sede cartografica, la fusione di queste due formazioni in una sola unità, contraddistinta con la sigla G-T. Per le stesse limitazioni tecniche non è stato possibile rappresentare adeguatamente la ripetuta alternanza di scaglie di questo « Sedimentario » con i Micascisti del M. Acquanera (Cristallino della Margna); il motivo è stato quindi cartografato in modo del tutto indicativo e schematico.

In mancanza di reperti fossili e di validi argomenti stratigrafici, la datazione di queste formazioni, andate soggette a un metamorfismo sia regionale sia dinamico, è stata fondata sulle correlazioni di facies e di posizione tettonica con analoghe formazioni a Nord e ad Ovest della zona considerata (R. STAUB, 1946).

b) *Lembi di rocce sedimentarie lungo la « Linea del Tonale »* (A. MONTRASIO).

Lungo la « Linea del Tonale » (o « Linea Insubrica » Auct.) sono incuneati lembi di rocce calcareo-dolomitiche e conglomeratico-scistose note nella letteratura geologica con il nome di « Permo-Trias Insubrico ». Esse appartengono alla copertura sedimentaria del « Cristallino antico » ma vengono qui descritte separatamente dai coevi depositi del « Sedimentario Sudalpino », coi quali presentano peraltro notevoli analogie, a motivo del loro particolare significato tettonico di cui si tratterà più avanti (v. Tettonica) e per i loro peculiari caratteri litologici e stratigrafici (H. P. CORNELIUS-M. FURLANI, 1930). Le serie di riferimento, più complete e significative, si trovano nell'alta Val Morobbia e nella Valle S. Jorio (a Ovest del Lago di Como) e a Dubino (bassa Valtellina), e sono state minuziosamente descritte dagli Autori suddetti.

Nei limitati e scarsi affioramenti di Permo-Trias insubrico del presente foglio, compaiono elementi stratigrafici isolati, smembrati tra di loro per cause tettoniche e fittamente embriciati con lembi di metamorfiti appartenenti sia al Cristallino Sudalpino, sia ad elementi austroalpini.

27) T-PE — *Anageniti, arenarie conglomeratiche scistose e scisti sericitici. (Permiano-Trias).*

H. P. CORNELIUS-M. FURLANI (1930) segnalano l'esistenza di limitatissimi brandelli di rocce, peraltro non cartografabili, riferibili a questa formazione, posti alla base delle rocce calcareo-dolomitiche triassiche sopra descritte. Si tratta di conglomerati e arenarie scistosi (Stazzona) e di scisti sericitici (Teglio, Boalzo, M. Padrio) che i suddetti Autori attribuiscono al « Verrucano » e al « Servino ».

28) T<sup>6-2</sup> — *Dolomie giallastre brecciate e calcari scuri in facies cataclastica e milonitica. (Trias superiore e medio).*

Nell'ambito del Foglio 19° « Tirano », queste rocce compaiono in quattro affioramenti lungo la « Linea del Tonale »: a Nord di Teglio, a Ovest di Boalzo, a Stazzona e al M. Padrio. Si tratta di lembi di spessore molto esiguo, da alcuni metri fino a pochi decimetri, di dolomie gialle massicce poco o nulla cristalline, molto brecciate, e di calcari grigi più o meno stratificati, molto cataclastici, spesso caoticamente inglobati in una matrice argillosa di origine tettonica, il tutto inframmezzato a scaglie di Scisti di Edolo (m<sub>m</sub>) verso Sud, e di Gneiss del Monte Tonale (g<sub>1</sub>) e Gneiss del Monte Storile (Formazione della Valle Grosina p.p.) verso Nord. La giacitura è da subverticale a fortemente inclinata verso Nord, con direzione leggermente oscillante attorno a Ovest-Est.

c) *Sedimentario sudalpino*

29) CA<sup>7-3</sup> — « Conglomerato Basale »: *conglomerati e arenarie, con elementi di rocce metamorfiche e di quarzo, più raramente con elementi di rocce vulcaniche. (Carbonifero sup.?). (P. CASATI).*

Ad ovest della Valle del Sèllero (Val Paisco) e fino al limite occidentale del foglio, tra il basamento scistoso-cristallino e la Formazione di Collio si interpone un'unità di conglomerati ed arenarie che in Lombardia è denominata « Conglomerato basale » in quanto si trova alla base della serie sedimentaria (e vulcanica) locale.

Questa formazione è costituita da conglomerati prevalentemente a ciottoli di scisti cristallini e di quarzo, dal colore da verdastro a grigio e da arenarie quarzose e siltiti a volte con struttura simile a quella della Pietra Simona e cioè « a rigonfiamenti tubolari ». Il colore delle arenarie e delle siltiti varia da grigio scuro a rossastro.

Sono discretamente frequenti conglomerati in cui, ai elastici di quarzo e rocce metamorfiche, si uniscono anche, e talora in notevole percentuale, clastici di rocce vulcaniche (porfidi e porfiriti). Sono segnalate dai diversi autori anche intercalazioni di tufi.

Presso il Lago del Barbellino si osserva, al di sopra del basamento, un livello conglomeratico a ciottoli quarzosi e di scisti cristallini, per lo più in matrice arenacea compatta. Segue verso l'alto un'arenaria rossa micacea da grossolana a finissima con struttura quest'ultima tipo « Pietra Simona » e contenente varie sacche e lenticelle conglomeratiche. A queste arenarie fanno seguito conglomerati di colore da rosato a nerastro con lenti di arenarie e siltiti rossastre. Verso l'alto questi conglomerati contengono ciottoli scuri di vulcaniti e fanno passaggio alle vulcaniti verdastre della Formazione di Collio.

Nell'alta Val di Vo lo spessore del « Conglomerato basale » è ridotto ad una decina di metri e la formazione contiene intercalazioni tufacee.

I litotipi della formazione indicano un'ambiente di deposizione continentale; si tratta di antiche alluvioni deposte dai corsi d'acqua che erodevano l'antica superficie topografica ove affioravano gli scisti cristallini.

Lo spessore del « Conglomerato basale » varia, nell'area del foglio, da 0 m ad Est, ove la formazione manca per lacuna unitamente alla Formazione di Collio, a 200 m circa.

Il « Conglomerato basale » poggia, con marcata discordanza, sul basamento scistoso-cristallino e fa passaggio verso l'alto al membro vulcanico della Formazione di Collio.

Nella leggenda del foglio l'unità è attribuita al Carbonifero superiore; in effetti non vi sono argomenti sicuri a favore di questa attribuzione e non è da escludere una sua appartenenza al Permiano inferiore.

30)  $PE_{ng}^{2-1}$  — Formazione di Collio: *argilliti nerastre, talora scistose, spesso alternate ad arenarie grigiastre; arenarie tufacee grigio-brune e grigio-verdi, da fini a grossolane, ben stratificate, passanti sovente a conglomerati da grigi a verdastri ad elementi di porfidi e tufi; locali intercalazioni di porfidi e tufi, prevalentemente verdastri. Scisti porfirici grigi, grigio-verdi, biancastri e rosati, porfiroidi di colore verde chiaro, tufi laminati da biancastri a verdonoli; localmente (Valle del Gleno) porfiriti ( $PE_{ng}^{2-1}$ ). (Permiano inferiore). (P. CASATI, M. GNACCOLINI).*

La Formazione di Collio affiora ampiamente alla testata della valle del F. Serio, costituendo gran parte dei gruppi Redorta-Scais-Coca e Recastello-Gleno. In essa sono stati distinti due membri, l'uno costituito prevalentemente da argilliti e arenarie, l'altro da rocce vulcaniche e vulcanoclastiche. Il membro vulcanico giace solitamente sotto il membro argilloso-arenaceo; verso est, tuttavia, esso viene a costituire l'intera formazione.

Il membro argilloso-arenaceo è formato da argilliti, siltiti e arenarie nerastre, talora grigie o verdastre. Le argilliti sono localmente caratterizzate da « mud cracks », impronte di Tetrapodi, piste di organismi, impronte di gocce di pioggia, ecc. In esse si osserva spesso una scistosità (« slaty cleavage ») variamente orientata rispetto alla stratificazione.

Nelle arenarie e nelle siltiti sono presenti frequentemente « ripple marks », laminazioni oblique di vario tipo, laminazioni parallele e inclusi argillosi (CASATI, 1969).

Nel membro in questione si rinvencono localmente intercalazioni di conglomerati ad elementi di rocce vulcaniche.

Il membro vulcanico è costituito da arenarie tufacee, tufi, porfiroidi, da grigi a verdastri a biancastri a rosati. Le rocce di quest'ultimo membro hanno subito un lieve metamorfismo, che rende difficile un sicuro riconoscimento dei tipi litologici.

La Formazione di Collio è assente per lacuna nell'alta Val Camonica e nella Val Paisco, ove il Verrucano lombardo giace direttamente sul basamento scistoso-cristallino. Lo spessore della Formazione di Collio

crece gradualmente verso ovest, raggiungendo valori superiori ai 1500 m nella regione del Pizzo di Coca (DE SITTER e DE SITTER KOOMANS, 1949). La formazione in questione è ricoperta dal Verrucano lombardo; giace sul « Conglomerato basale » o direttamente sul basamento cristallino.

31) PE<sup>3-2</sup> — « Verrucano Lombardo »: *conglomerati a ciottoli di quarzo e di vulcaniti, in genere rossastri, talora verdognoli, per lo più intercalati con arenarie quarzoso-feldspatiche, a volte micacee. Passanti localmente a siltiti di colore rosso cupo. Metamorfiti di contatto, hornfels quarzosi, bronzei, fortemente micacei, a sillimanite, magnetite, ecc.; quarziti grigie, localmente macchiettate, a feldspato, biotite, andalusite, sillimanite, tormalina, anfibolo. (Permiano superiore).* (I. DIENI).

La formazione affiora su vasta estensione tra Sèllo in Val Camonica e l'alta Val Seriana (Valbondione), costituendo gran parte del versante settentrionale dell'alta Val di Scalve e della testata della Valle del Gleno. Essa presenta inoltre vaste aree di affioramento sul versante sinistro della Val Camonica, tra Nadro e la Val Savio e presso Rino, e su quello destro, ad occidente di Sèllo, con una potenza complessiva valutabile sui 600 metri.

L'unità è costituita da conglomerati rossastri o violacei alternati con arenarie rosse, localmente molto micacee, facenti transizione talora a siltiti ed argilliti finemente laminate; la stratificazione è poco distinta, in grossi banchi. Nella serie si nota in linea generale uno spessore intermedio di materiali psammitici e pelitici al cui letto e tetto stanno facies psefitiche; è comunque impossibile dare per questa formazione una successione litostratigrafica di valore generale in quanto i rapporti tra arenarie e conglomerati varia spesso in senso laterale anche su distanze di pochi metri. I conglomerati hanno grana da media a grossolana; in un'abbondante matrice arenacea di solito intensamente colorata in rosso, sono immersi ciottoli perlopiù arrotondati costituiti in prevalenza da quarzo bianco o rosa e subordinatamente da porfidi quarziferi e da scisti cristallini (micascisti, quarziti micacee, gneiss, ecc.); la loro distribuzione

talora è uniforme e talora piuttosto caotica. Nelle zone più orientali, oltre agli elementi citati, si rinvengono nei conglomerati lenti od accumuli di frammenti di argilloscisti riferibili alla Formazione di Collio, con diametro fino a 20 cm; la colorazione complessiva dei materiali clastici in tal caso passa dall'usuale tinta rosso-violacea a toni grigi o nerastri a seconda della povertà o ricchezza in argilloscisti.

L'area di origine di questi elementi argillosi non è ben chiara; è verosimile comunque che essi provengano da Est dato che lo spessore della formazione aumenta gradualmente da oriente verso occidente (300-400 metri a N del M. Colombé, 1000 circa presso Schilpario) (ACCORDI, 1953).

Le arenarie quarzoso-feldspatiche, a volte micacee, sono di solito a grana medio-grossolana e solo localmente, in alcuni livelli, fanno passaggio a termini siltitici (p.e. a Nord di Paspardo).

Particolarmente interessante è la facies con cui il Verrucano Lombardo si presenta presso Rino e Malonno; in conseguenza delle intense sollecitazioni tettoniche, gli originali livelli conglomeratici ed arenacei risultano fortemente compressi e laminati tanto da essere trasformati in scisti sericitici, con colore variabile dal giallastro al rosso vinato (« Porfiroidi » degli AA.).

Nelle aree ricordate la formazione poggia in discordanza sugli scisti del basamento cristallino; per esempio a nord di Paspardo mentre i letti basali hanno una direzione media N 20° W con inclinazione di 35° verso WSW, gli scisti hanno direzione N 60° W con pendenza a SSW di 40° (ACCORDI, 1953).

Nel Verrucano Lombardo non sono mai stati rinvenuti resti fossili; tuttavia in base alla sua posizione stratigrafica esso è concordemente attribuito dagli Autori al Permiano superiore.

(A. BIANCHI, E. CALLEGARI)

*Metamorfiti di contatto.* Sulla destra del Lago d'Arno, sopra il lago e lungo la Traversera, affiorano arenarie quarzose a grana medio-minuta e conglomerati arenacei arcocici a ciottoli quarzosi in facies normale, che a tratti denotano effetti più o meno sensibili di contatto offrendo eleganti

facies chiazate o fiorite che divengono tipiche e prevalenti procedendo ad oriente verso il Passo di Campo.

Le chiazze floreali sono costituite da biotite, muscovite, tormalina, feldspati, anfiboli. I noduli verdi da feltri di anfibolo circondati talora da bordi rossastri ricchi di biotite.

Facies analoghe si trovano anche a Malghe Macesso di sotto in Val Salarno, dove rappresentano la prosecuzione dei tipi illustrati da S. LORENZONI (1955) nel soprastante affioramento del Passo di Bos, e da B. ZANETTIN (1956) al Campanon del Coppo.

32) PE<sup>3</sup> — « Formazione a Bellerophon »: *metamorfiti di contatto: cornubianiti variegata bruno-rossastre e verdi, con livelli di dolomie cariate friabili. (Permiano superiore). (B. ZANETTIN).*

Di questa formazione, che si sviluppa ben più estesamente verso oriente, affiora nel Foglio « Tirano » un piccolissimo lembo, sulla sponda settentrionale del Lago d'Arno, nel settore sud-orientale del foglio.

L'affioramento, che è il più occidentale dell'intera formazione, consiste di un livello di pochi metri di spessore, intercalato tra il « Verrucano Lombardo » alla base ed il « Servino » al tetto. Esso risulta completamente inglobato nell'aureola metamorfica di contatto del massiccio leucotonalitico e granodioritico del M. Frisozzo, ed i suoi caratteri litologici originari sono del tutto alterati. La sua attribuzione alla « Formazione a Bellerophon » è pertanto basata sulla posizione stratigrafica che tale livello occupa, nonché su vaghe analogie petrografiche con le facies normali della formazione.

Nell'area in esame l'unità è costituita da marmi calcareo-dolomitici cariatati, friabili, associati a cornubianiti calciche e/o biotitiche di vari colori. Queste ultime non sono forse riferibili alla « Formazione a Bellerophon », potendo rappresentare invece i termini più bassi del « Servino ».

33) T<sub>1</sub><sup>1</sup> — « Servino »: *marne arenacee e micacee con intercalato un livello di calcari oolitici rossastri a gasteropodi; arenarie e siltiti micacee laminate, marne spesso zonate e calcari marnoso-arenacei grigio-verdi e violacei. Fossili: Natiria semicostata (LEPSIUS), N. costata (MÜN-*

*STER), Claraia clarae (HAUER). Banchi mineralizzati prevalentemente a siderite (Schilpario, Passo della Manina). Metamorfiti di contatto: cornubianiti zonate a letti bruno-rossastri, ricchi di biotite, tormalina, andalusite e sillimanite, alternati con letti a jassaita, anfibolo e clorite. (Scitico inferiore). (I. DIENI).*

Al Verrucano Lombardo segue, in concordanza, il Servino, bene sviluppato nella zona tra Ceto, Nadro, Cimbergo e Paspardo nonché, sul versante occidentale della Val Camonica, tra Capo di Ponte e Pascarzo. Il Servino affiora poi al M. Elto e, in fascia continua, lungo tutto il versante settentrionale dell'alta Val di Scalve. Affiora inoltre tra la Valle del Gleno e l'alta valle del F. Serio. La formazione riveste una particolare importanza nella serie stratigrafica lombarda in quanto testimonia chiaramente l'inizio di un'ingressione; mentre infatti i materiali del Verrucano Lombardo non presentano alcun indizio che faccia pensare ad una sedimentazione in ambiente marino, il Servino mostra con evidenza la transizione da « spiagge fossili » a facies francamente marine; difatti ai primi livelli, al di sopra dei terreni permiani, contenenti ovunque *ripple marks* e localmente orme di tetrapodi (per esempio lungo la mulattiera che da Cimbergo conduce alla conca del Volano) (ACCORDI, 1953), segue rapidamente una serie con abbondanti resti fossili rappresentati soprattutto da molluschi.

La successione litologica della formazione, rilevabile agevolmente, per esempio, tra Cimbergo e Paspardo, è la seguente, dal basso verso l'alto (ACCORDI, op. cit.):

- a) arenarie molto fini, bene stratificate, più o meno siltose, ricche di *ripple marks* di ampiezza variabile dall'ordine di pochi millimetri al decimetro (alcuni metri di potenza);
- b) calcari da grigi a biancastri, un po' arenacei, in letti centimetrici, separati da sottili livelli argillitici (7-8 m);
- c) marne giallastre friabili (10-12 m);
- d) banchi di siltiti e di arenarie fini, a stratificazione talora poco chiara, di colore giallastro e con contenuto calcareo variabile, alternati a

banchi calcareo-argillosi più compatti ed omogenei, ricchi localmente di intercalazioni argillitiche; alcuni livelli calcarei di colore rossastro o grigiastro hanno struttura oolitica e sono particolarmente ricchi di molluschi di piccole dimensioni (« Oolite a gasteropodi » degli AA.) (20-30 m);

e) argilliti e marne a netta stratificazione, spesso suddivisibili in sottili lastre, con colore variabile da toni grigio-verdi a tinte rosso-violacee; i letti sono riuniti in banchi potenti fino a 1 m; i vari litotipi sono spesso riccamente fossiliferi (*Myophoria*, *Pseudomonotis*, *Eumorphotis*, etc.) (50-60 m);

f) marne giallastre progressivamente meno arenacee, che segnano la transizione alla Carniola di Bòvegno (10-12 m).

In varie località della Val Camonica e del gruppo dell'Adamello (p.es. presso Angolo e lungo la Valle di Daone) sono state rinvenute nella parte superiore della formazione macrofaune a *Natiria costata* (MÜNSTER) e *Claraia clarae* (HAUER) che hanno consentito di attribuire con sicurezza il Servino allo Scitico.

Nel Servino si trovano gran parte dei giacimenti di siderite dell'alta Val di Scalve, sotto forma di strati di tale minerale inclusi nella formazione stessa a vari livelli.

(A. BIANCHI, E. CALLEGARI)

*Metamorfiti di contatto.* Le più eleganti *facies metamorfiche di contatto* del Servino si osservano sulla sponda destra del Lago d'Arno, poco a monte della diga, dove le originarie ritmiti zonate argilloso-arenacee e marnose sono trasformate in *cornubianiti* compatte, listate o chiazze a tinte grigio-brune e grigio-verdi con intercalazioni a letti o a lenti di *calcefri* ricchi di silicati. Si tratta di: *cornubianiti rossastre ricche di biotite neogenica* in un fondo granulare a quarzo e feldspato potassico, con titanite ed ilmenite accessori; *cornubianiti verdastre pirosseniche* con quarzo, feldspati ed accessori attinoto, scapolite, titanite e talora tormalina; *calcefri cornubianitici* a struttura granoepiloblastica con pirosseno, granato, scapo-

lite, vesuviana, feldspati, e accessori epidoto, flogopite, pirite; *calcefri granatiferi* a diopside, epidoto e feldspato potassico.

Facies analoghe si ritrovano nella zona di Malga Macesso inferiore, sul prolungamento in Val Salarno delle formazioni metamorfiche dell'Alpe di Bos illustrate da S. LORENZONI (1955), che cadono al margine sud-orientale del foglio. Sopra le malghe si osservano lembi cornubianitici immersi nella tonalite del Salarno ricca di inclusi microdioritici e differenziazioni gabbriche anfiboliche.

34) T<sub>1</sub> — Dolomia di Elto: *dolomie e calcari dolomitici grigi o grigio-giallastri a stratificazione massiccia o in piccole bancate.* (Scitico superiore). (I. DIENI).

Questa formazione, la cui area-tipo si trova nell'ambito del foglio, in corrispondenza del M. Elto (a Ovest di Sèllero), affiora anche presso l'abitato di Cerveno. Essa giace al tetto del « Servino » ed è eteropica con la Carniola di Bòvegno; la sua potenza oscilla attorno al centinaio di metri.

I livelli basali, per uno spessore di pochi metri, hanno caratteristiche litologiche in tutto simili a quelle della Carniola; ben presto però si sviluppa la facies tipica, rappresentata da dolomie e calcari dolomitici di colore grigio o giallastro, a stratificazione massiccia o in piccole bancate, ricchi di vene di calcite spatica.

Il contenuto in macrofossili è molto scarso, rappresentato soltanto da qualche bivalve mal conservato; un preciso riferimento cronologico della Dolomia di Elto su basi paleontologiche è pertanto impossibile. Data la sua posizione stratigrafica, comunque, limitata al letto dal « Servino » e al tetto dal Calcare di Angolo, l'unità viene concordemente riferita allo Scitico superiore, pur non essendo improbabile che essa possa rappresentare anche la base dell'Anisico.

35) T<sub>1</sub> — Carniola di Bòvegno: *Calcari e calcari dolomitici da grigio-chiari a giallastri, spesso vacuolari, talora passanti a brecce; locali lenti di gessi (g<sup>s</sup>) nella parte inferiore.* *Metamorfiti di contatto: do-*

*lomia carinata rosso-arancione, friabile, con minuti anfiboli di neoformazione. (Scitico superiore). (I. DIENI).*

Questa formazione, che segue in concordanza al « Servino », è presente sul fianco orientale della Val Camonica, con discontinuità nei dintorni di Ceto, presso Cimbergo e a NE di Paspardo; più regolari ed estesi sono gli affioramenti che compaiono sulla destra dell'Oglio, nell'area attorno a Pescarzo. Affiora poi alla testata della Val di Scalve e tra questa e l'alta valle del Fiume Serio. Lo spessore medio oscilla tra 60 e 70 metri, con una diminuzione di potenza procedendo verso Nord, fino ad un minimo di 50 metri.

Il complesso è costituito alla base da calcari dolomitici, perlopiù gessosi e vacuolari (con celle irregolarmente poligonali in sezione), di colore grigio-giallo, a stratificazione indistinta, passanti spesso a breccie generalmente minute, anch'esse giallastre; queste ultime contengono talora elementi esotici (per esempio frammenti di rocce filoniane triassiche, come si osserva presso le Baite Posaplana, a W di Pescarzo) evidentemente inglobati durante le deformazioni plastiche derivate dagli intensi ripiegamenti cui la formazione è andata soggetta. Verso l'alto compaiono localmente calcari marnosi, anch'essi con toni giallastri, fittamente stratificati; in alcune zone sono presenti, nella parte inferiore della formazione, delle intercalazioni lentiformi, anche di grandi dimensioni, di materiali evaporitici (anidrite e gesso), come ad esempio presso Ono San Pietro.

In questa unità litostratigrafica, dopo la segnalazione di « una conchiglia pettinata » presso il Passo di Croce Domini (Foglio « Breno ») dovuta a Curioni (1856), non sono mai stati rinvenuti resti fossili; data la sua posizione stratigrafica, comunque, la Carniola di Bòvegno è concordemente attribuita, per tradizione, allo Scitico superiore, anche se localmente non è da escludere che possa essere rappresentata pure la base dell'Anisico.

36) T<sub>c</sub><sup>2</sup> — Calcare di Angolo: *superiormente: calcari neri talora nodulari (« bernoccolato »), ben stratificati, alternati con argilliti carboniose nerastre; inferiormente: calcari da grigio-scuri a neri in banchi a stratificazione indistinta, con locali intercalazioni di strati sottili.*

*Fossili: Spiriferina fragilis SCHLOT., « Rhynchonella » mentzeli BUCH, Coenothyris vulgaris (SCHLOT.), Decurtella decurata (GIRARD). Metamorfiti di contatto: cornubianiti e calcefri cornubianitici a granato, diopside, epidoto. (Anisico medio-inferiore). (I. DIENI).*

Questa formazione, che segue in concordanza la Carniola di Bòvegno o la Dolomia di Elto, presenta sul fianco sinistro della Val Camonica affioramenti limitati essenzialmente ai dintorni di Ceto; sulla destra dell'Oglio essa costituisce, invece, una fascia continua, estesa da Cerveneno a Pescarzo. Il Calcare di Angolo affiora inoltre alla testata della Valle di Scalve e nei monti tra questa valle e l'alta Val Seriana.

La serie inizia con calcari e calcari dolomitici grigi o giallastri, poco stratificati, in grossi banchi (oltre 50 cm di spessore), abbastanza compatti, spesso ricchi di vene calcitiche biancastre, anche rilevanti, dall'andamento molto irregolare; localmente si intercalano sottili letti marnosi dal colore giallastro. Segue quindi un complesso di fitte alternanze di letti calcarei grigi o grigio-neri, a stratificazione sottilissima (da 0,5 a 3 cm), e di letti argillitici carboniosi nerastri, che solo raramente superano il centimetro di spessore; i livelli calcarei presentano le superfici di stratificazione ora piane, ora nodulari (« bernoccolato » Auct.). Questa seconda unità è assai caratteristica (« Anisico in facies camuna » Auct.) e facilmente riconoscibile per l'intensa pieghettatura derivante dalla sua spiccata plasticità.

I fossili della formazione sono rappresentati essenzialmente da resti di Crinoidi; localmente però sono reperibili anche associazioni a Brachiopodi [*Coenothyris vulgaris* (SCHLOT.), *Decurtella decurata* (GIR.), ecc.] che permettono un riferimento del Calcare di Angolo all'Anisico inferiore e medio.

(A. BIANCHI, E. CALLEGARI)

*Metamorfiti di contatto dell'Anisico.*<sup>1</sup> A differenza di quanto si osserva nella parte nord-orientale del contiguo Foglio « Breno », dove i

<sup>1</sup> Questa descrizione vale anche per il Calcare di Prezzo.

terreni anisici sono largamente sviluppati e presentano eleganti facies metamorfiche ricche di minerali di contatto (A. BIANCHI, GB. DAL PIAZ e collabor., 1946-48 e segg.), nel Foglio « Tirano » i terreni anisici in facies metamorfica sono limitati a modesti affioramenti fra i quali ricordiamo quelli sulle pendici occidentali e meridionali del Pizzo Badile dove il metamorfismo si manifesta lontano dal contatto con la depigmentazione degli originari letti calcarei grigi ed in prossimità del contatto per la ricristallizzazione dei calcari e per lo sviluppo nei letti calcareo-marnosi di *calcefri* e *cornubianiti a minerali di contatto* (granato, vesuviana, diopside, wollastonite, epidoto) indicati da B. ACCORDI (1953) per la zona compresa fra la Colomalta e Costa Pradello.

37) T<sub>cm</sub><sup>2</sup> — Calcarea di Prezzo: *calcari marnosi neri a stratificazione media, alternati con marne nerastre generalmente fessili, per lo più carboniose. Abbondanti fossili tra cui: Paraceratites trinodosus (MOJS.), P. brembanus (MOJS.), Daonella sturi (BENECKE), « Rhynchonella » trinodosi BITTNER. Metamorfiti di contatto: banchi calcarei arenaceo-marnosi neri, a minuti cristalli di silicati, compatti, a patina rosso-scura, seguiti da letti calcarei depigmentati e ricristallizzati. (Anisico superiore). (I. DIENI).*

Sopra la Formazione del Calcarea di Angolo si estende, in concordanza, quella del Calcarea di Prezzo, diffusa arealmente, per quanto riguarda il fianco orientale della Val Camonica, ad Est di Ceto; sulla destra dell'Oglio questo complesso affiora in una stretta fascia continua lungo le pareti sviluppate ad occidente di Cerveno e di Ono S. Pietro. Ottimi affioramenti si hanno sul fianco sinistro dell'alta Val di Scalve di fronte a Schilpario, nonché a Sud di Lizzola alta. La potenza media oscilla attorno al centinaio di metri.

Il passaggio dalla formazione sottostante è piuttosto netto; la fitta alternanza di letti argillitici e calcarei scompare in breve tratto cedendo il posto a banchi calcarei grigio-scuri, debolmente arenacei, a patina color ruggine, potenti 2-3 metri. Segue una rilevante serie (40-50 m) di calcari grigio-scuri fino a neri, leggermente argillosi, alternati ritmicamente con

marne e marne carboniose tenere, fessili; i livelli calcarei hanno spessori di 20-25 cm e solo verso la parte più alta della formazione aumentano di potenza, arricchendosi nel contempo in resti fossili; le marne costituiscono letti potenti da 15-20 cm fino a banchi di oltre 1 metro. Chiudono la serie dei calcari plumbei debolmente argillosi, a stratificazione assente o poco evidente, non molto compatti e di modesto spessore.

Il Calcarea di Prezzo è spesso riccamente fossilifero, specie, come si è detto, nella parte più elevata; tra i macrofossili si possono citare *Paraceratites trinodosus* (MOJS.), *Ptychites flexuosus* MOJS., « *Rhynchonella » trinodosi* BITTNER, *Daonella sturi* BEN., ecc. che permettono di ascrivere con sicurezza la formazione all'Anisico superiore.<sup>1</sup>

38) T<sub>ca</sub><sup>3</sup> — Formazione di Buchenstein (o di Livinallongo): *calcari nerastri silicei a stratificazione netta, talora bernoccoluti, a rari noduli di selce, con alternanze di marne e di argilliti, fossiliferi con: Protrachyceras curionii (MOJS.), Daonella taramellii MOJS. Metamorfiti di contatto: marmi con liste di selce pieghettate, calcefri, banchi di granatiti. (Ladinico inferiore). (I. DIENI).*

La formazione, che sovrasta in concordanza il Calcarea di Prezzo, è ben rappresentata lungo le pendici sudorientali del Pizzo Badile e compare secondo una ristretta fascia pressoché continua, sul versante occidentale della Val Camonica, tra Cerveno e Ono San Pietro; affioramenti molto limitati si riscontrano, inoltre, presso il Monte Colombé e nei dintorni delle Baite Novade (Cima della Bacchetta). La Formazione di Buchenstein affiora in sottile fascia anche sul versante sinistro della Val di Scalve di fronte a Schilpario e nelle pendici settentrionali del gruppo della Presolana - M. Ferrante (gruppo che rientra in gran parte nel contiguo Foglio geologico « Breno ») a Sud di Lizzola alta.

Lo spessore del Calcarea di Buchenstein non è molto costante, oscillando generalmente da 20 a 80 metri; l'ampia variabilità è dovuta essenzialmente alle condizioni tettoniche, che hanno spesso portato alla sop-

<sup>1</sup> Per la facies di contatto v. Calcarea di Angolo.

pressione o all'assottigliamento di alcuni livelli particolarmente plastici.

La formazione è costituita da caratteristici calcari di colore grigio o nerastro con noduli, liste e letti, anche molto estesi in senso laterale, di selce giallastra o grigio-verde, potenti 1-5 cm; la stratificazione è netta e regolare, con livelli di 20-30 cm, a superfici nodulari o bernoccolute. Nella parte alta della serie ai calcari si intercalano orizzonti di arenarie, con grana da fine a grossolana, nonché letti di siltiti verdastre.

Nell'area considerata il Calcarea di Buchenstein è scarsamente fossilifero; comunque in base alla sua posizione stratigrafica e al ritrovamento, in alcune località della Val di Scalve, di macrofaune a *Protrachyceras curionii* (MOJS.), esso risulta attribuibile con certezza al Ladinico inferiore.

(A. BIANCHI, E. CALLEGARI)

*Metamorfiti di contatto.* Sulle pendici occidentali del Pizzo Badile, fra la Sella Nanti e la Costa Pradello, gli strati della formazione appaiono da moderatamente a fortemente metamorfosati per contatto con le rocce leucotonalitiche.

Le facies debolmente metamorfiche (Sella Nanti) comprendono: *marmi con noduli e letti di quarziti; calcefiri a tremolite; calcefiri biotitico-quarzoso-feldspatici; cornubianiti biotitico-sericitiche feldspatico-quarzose con tormalina accessoria.*

Le facies decisamente metamorfiche (Costa Pradello) offrono: *marmi candidi saccaroidi a diopside; cornubianiti e calcefiri pirossenico-granatiferi a vesuviana; cornubianiti biotitiche a microclino, con o senza plagioclasio, talora diopsidiche; granatiti in banchi.*

Azioni idrotermali tardive hanno determinato presso i contatti locali retrocessioni metamorfiche con genesi di clinzoisite, prehnite, clorite, quarzo.

39) T<sub>m</sub><sup>3</sup> — Formazione di Wengen (o di La Valle): *marne più o meno arenacee grigio-scure a stratificazione sottile; arenarie da grigio-verdastre a rossicce, in parte tufacee, spesso con resti vegetali carboniosi;*

*calcari per lo più marnosi, fittamente stratificati; argiloscisti varicolori. Fossili: Celtites epolensis MOJS., Daonella lommeli WISSMANN. Metamorfiti di contatto: letti calcarei a calcefiri e granatiti; letti siliceo-marnosi a cornubianiti; facies eteropica costituita da arenarie violacee e nerastre cornubianitiche (WNW di Cima Vaga). (Ladinico superiore). (I. DIENI).*

La formazione, che succede in concordanza al Calcarea di Buchenstein, affiora con una certa continuità lungo le pareti sviluppate ad occidente di Cerveno, Ono San Pietro e Pescarzo, e con plaghe limitate in corrispondenza alle pendici SW del Pizzo Badile, presso Cima Sablunera nonché presso il M. Colombé. La potenza media dell'unità, in questa zona, si aggira sul centinaio di metri. La Formazione di Wengen affiora poi nei pressi del Passo di Campelli, che collega la Val Camonica con la Val di Scalve, nella regione della Cima Ezendola e nelle pendici settentrionali del gruppo Presolana - M. Ferrante (Foglio geologico « Breno ») a Sud di Lizzola alta.

La Formazione di Wengen è rappresentata in prevalenza da marne e marne arenacee nere, stratificate in grossi banchi, alternate ad argilliti marnose, anch'esse nerastre, o ad arenarie grigio-verdi a grana media in strati di 5-10 cm di spessore; la successione ed i rapporti tra i vari termini litologici comunque non sono costanti, variando da zona a zona; per esempio presso il Pizzo Badile prevalgono nettamente le facies arenacee bene stratificate, con limitate intercalazioni siltitiche molto sottili.

In tutta la regione considerata il letto del complesso è sempre rappresentato dal Calcarea di Buchenstein ed il limite superiore è segnato dal Calcarea di Esino, con un passaggio perlappiù molto netto, caratterizzato dalla comparsa di calcari massicci di colore biancastro. In base alla posizione stratigrafica ed ai macrofossili rinvenuti in alcune località della Val di Scalve, della Val Trompia e delle Giudicarie (*Daonella lommeli* WISSM., *Celtites epolensis* MOJS., ecc.), l'unità risulta riferibile con sicurezza al Ladinico superiore.

40) T<sub>g</sub><sup>3</sup> — Argillite di Lozio: *argilliti nerastre, scheggiose, a stratificazione poco distinta, talora con piccoli noduli di pirite, spesso alter-*



nate nella parte superiore a siltiti. (Ladinico superiore). (M. GNACCOLINI).

L'Argillite di Lozio affiora in una stretta fascia sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve, di fronte a Schilpario. E' costituita da una monotona e uniforme successione di argilliti lievemente calcaree, scheggiose, nerastre, prive di fossili. La stratificazione è per lo più indistinta. Le argilliti danno luogo per alterazione a schegge minute; per questa loro caratteristica sono indicate in DE SITTER e DE SITTER KOOMANS (1949) come « splinter shales ». Nella parte alta della formazione alle argilliti si intercalano siltiti nerastre più compatte e compaiono noduli di pirite. Nell'area del Foglio « Tirano » è stata rilevata la sezione-tipo di questa unità; essa è ubicata sul fianco sinistro della Val di Scalve, poco a monte di Schilpario (ASSERETO e CASATI, 1965).

Lo spessore dell'Argillite di Lozio è di poco inferiore ai 200 m. Essa giace sulla Formazione di Buchenstein ed è ricoperta dal Calcere Metallifero Bergamasco, che nell'area del foglio non è stato separato dalla soprastante Formazione di Gorno.

41) T<sub>2</sub><sup>3</sup> — Calcere di Esino: calcari, calcari dolomitici e dolomie, da grigio-chiari a grigio-scuri, talora rosati, a stratificazione per lo più indistinta, fossiliferi, con: *Omphaloptycha escheri* (HÖRNES), *O. princeps* (STOPPANI), *Evinosponge* e *Coralli*. *Metamorfiti di contatto: marmi saccaroidi bianchi a grana grossa con lenti di calcefiri alla base.* (Ladinico). (I. DIENI).

Il Calcere di Esino costituisce, sulla sinistra dell'Oglio, l'ardita cima del Pizzo Badile e si presenta, in masse o lembi più o meno estesi, anche nel gruppo Cima Bruciata-Cima Sablunera e, più a Nord, presso il M. Colombè (Cima Barbignaga); sul fianco occidentale della Val Camonica la formazione si estende con imponenza costituendo gli aspri rilievi che culminano con la Cima della Bacchetta e il gruppo della Concarena. In Val di Scalve costituisce gran parte del gruppo del Cimone della Bagozza. Lo spessore dell'unità è sempre molto rilevante; sul Pizzo Badile, ove mancano formazioni più recenti che ne definiscano il limite supe-

riore, esso raggiunge i 400 metri; ad Ovest di Cervenno la potenza sembra superare di molto i 700 m.

La formazione è rappresentata da calcari e calcari dolomitici bianchi, grigio-chiari, grigio-nocciola, fino a nerastri, e più raramente rosacei, spesso fetidi alla percussione, privi di stratificazione o in bancate molto grossolane; verso l'alto compaiono strutture pisolitiche di origine algale, molto caratteristiche.

I fossili, piuttosto frequenti, sono rappresentati da alghe calcaree, grandi gasteropodi, crinoidi, coralli, « evinosponge », ecc.; tra le forme più interessanti dal punto di vista cronostratigrafico si possono citare *Teutloporella herculea* (STOPP.) PIA, *Diplopora annulata* (SCHAFH.), var. *annulata*, *Omphaloptycha escheri* (HÖRNES), *O. princeps* (STOPP.), *Gradiella gradata* (HÖRNES). Considerando anche la sua posizione stratigrafica, il complesso risulta ascrivibile sicuramente al Ladinico superiore, senza escludere che nelle parti sommitali possa essere rappresentato anche il Carnico basale.

(A. BIANCHI, E. CALLEGARI)

*Metamorfiti di contatto.* I Calcari di Esino hanno risentito l'azione termica della vicina massa plutonica dell'Adamello e compaiono quindi generalmente in forma di marmi bianchi saccaroidi: in massa potente costituiscono il Pizzo Badile, dove sono attraversati da apofisi e grossi filoni di granodiorite; in masse minori compaiono sulla cima del Monte Sablunera dove i marmi sono permeati da filoni e vene aplitico-pegmatitiche.

Gli scambi di sostanze e le azioni metasomatiche sono però limitati alle zone marginali di contatto immediato, dove si trovano calcefiri a diopside, granato, epidoto, thulite accompagnati da subordinate formazioni di granatiti ed epidositi.

Questi calcefiri sono particolarmente ben sviluppati nei marmi a grana grossa del M. Sablunera in rapporto con le sopra indicate infiltrazioni di prodotti magmatici residuali.

42) T<sub>c</sub><sup>1</sup> — Formazione di Gorno: <sup>1</sup> *calcari neri ben stratificati, alternati a marne nerastre, fossiliferi, con Myophoria kefersteini (MÜNSTER), Modiolus raiblianus (BITTNER), Amussium filosum (HAUER). (Carnico medio-inferiore). (M. GNACCOLINI).*

La Formazione di Gorno affiora unicamente nei dintorni della Baita Ezendola, nell'alta Val di Scalve. E' costituita da calcari grigio-nerastri, calcari marnosi e marne nerastri in alternanza irregolare. I calcari ed i calcari marnosi mostrano localmente aspetto nodulare. Sono ben stratificati, in strati da 2 a 40 centimetri, separati talora da interstrati argilloso-marnosi. Le marne sono particolarmente diffuse nella parte superiore dell'unità; sono compatte e presentano una caratteristica patina d'alterazione giallastra.

Inferiormente, subito al di sopra dell'Argillite di Lozio, vi è un livello dello spessore di circa 45 m di dolomie e dolomie calcaree grigio-chiare attribuibili al « Metallifero bergamasco » che non è stato rappresentato sulla carta geologica. La formazione di Gorno è quasi ovunque molto fossilifera, in particolare di Lamellibranchi. Il suo spessore, nell'area in esame, si aggira sul centinaio di metri. Giace sul « Metallifero bergamasco » e passa superiormente alla Formazione di Breno.

43) T<sub>d</sub><sup>1</sup> — Formazione di Breno: <sup>1</sup> *dolomie e dolomie calcaree grigio-chiare ben stratificate. (Carnico medio). (P. CASATI).*

La Formazione di Breno affiora, su assai limitata estensione, sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve, all'altezza di Schilpario, nei pressi della Baita di Ezendola. E' costituita da dolomie e dolomie calcaree di colore grigio-chiaro, ben stratificate. E' ivi presente solo la parte superiore della formazione, essendo sostituita la sua parte media ed inferiore dalla sottostante Formazione di Gorno con cui è eteropica. Con quest'ultima formazione essa è a contatto inferiormente, mentre passa superiormente alla Formazione di S. Giovanni Bianco.

<sup>1</sup> Per errore tipografico sul Foglio « Tirano » gli affioramenti della Formazione di Gorno sono stati attribuiti alla Formazione di Breno e viceversa. Le due unità vanno invertite anche nello Schema dei rapporti stratigrafici e nella Sezione II.

44) T<sub>ng</sub><sup>1</sup> — Formazione di S. Giovanni Bianco: *Argilliti per lo più verdognole, stratificate, alternate talvolta a marne dolomitiche da grige a giallastre, con intercalazioni lenticolari di carniole. (Carnico superiore). (P. CASATI).*

La Formazione di S. Giovanni Bianco affiora unicamente nei pressi della Baita Ezendola, nell'alta Val di Scalve. E' costituita prevalentemente da argilliti verdastre e talora rossicce, sottilmente stratificate, alternate a dolomie marnose e marne grige. Si osservano localmente intercalazioni lenticolari di carniole. Di quest'ultimo tipo litologico sono prevalentemente costituiti i modesti affioramenti che compaiono nel foglio in esame. Lo spessore dell'unità si aggira sul centinaio di metri; essa giace sulla Formazione di Gorno.

#### D) FORMAZIONI CONTINENTALI QUATERNARIE (I. DIENI, A. MONTRASIO).

Le formazioni quaternarie, che ricoprono un'area molto cospicua del Foglio « Tirano », sono rappresentate esclusivamente da depositi di tipo continentale. Il loro spessore è generalmente piuttosto ridotto (da qualche metro a qualche decina di metri) ma può raggiungere valori considerevoli nei fondivalle delle incisioni principali ed in particolare in corrispondenza degli sbocchi delle valli laterali dove i corsi minori hanno costruito conoidi di deiezione talora imponenti.

Questi depositi appartengono quasi totalmente al Quaternario recente (Olocene), con la sola eccezione di un limitato lembo di depositi fluvio-glaciali terrazzati, probabilmente würmiani, nella media Val Camonica.

*Detriti di falda, materiali di frana e conii di detrito (dt)*, prodotti della disaggregazione meccanica delle rocce, si concentrano in particolar modo alla base dei versanti più ripidi e quindi, di regola, sulle pendici dei massicci montuosi più elevati. Questi depositi sono spesso legati a fattori litologici e tettonici. Le rocce più soggette ai fenomeni franosi sono le rocce eruttive, gneissiche e calcareo-dolomitiche, soprattutto se

abbiano subito delle azioni tettoniche più o meno intense. I depositi detritici sono diffusi un po' ovunque, ma le coperture più estese sono localizzate attorno al massiccio del Cimone della Bagozza, alle pendici del M. Baitone e del M. Frisozzo (Adamello occidentale), nel gruppo del M. Serottini ed attorno al M. Masuccio.

*Depositi lacustro-palustri* (ds), costituiti da limi e sabbie con intercalazioni ghiaiose, sono molto diffusi ma di estensione limitata, essendo circoscritti alle piccole conche lacustri di escavazione glaciale o di sbarramento morenico. Talora questi depositi sono ricoperti da uno strato torboso, localmente soggetto a sfruttamento temporaneo (es. Pian di Gembro, a Nord del Passo dell'Aprica).

I *depositi alluvionali* che ricoprono i fondovalle delle principali incisioni vallive e, in minor misura, anche di quelle secondarie, e che formano le conoidi allo sbocco delle valli stesse, vanno riferiti all'azione di trasporto e deposito dei corsi d'acqua, responsabili dell'intensa attività erosiva post-glaciale. Si riconoscono almeno due tipi di depositi alluvionali: le alluvioni antiche (al<sup>1</sup>) e le alluvioni recenti ed attuali (al<sup>2</sup>), che peraltro non presentano, dal punto di vista litologico, alcuna differenza sostanziale. La distinzione tra le alluvioni antiche e le alluvioni recenti ed attuali è basata quasi esclusivamente sui criteri morfologici, e precisamente sulla presenza di una scarpata di erosione tra i due terreni. In base a questo criterio le alluvioni antiche di fondovalle sono limitate, per quanto riguarda la Valtellina, al tratto compreso tra Sondalo e Tirano, dove esse costituiscono un sistema discontinuo di terrazzi sui due lati della valle. Analogamente sono da considerare alluvioni antiche quelle conoidi alluvionali che risultano limitate da una scarpata sulle alluvioni recenti ed attuali. Peraltro l'azione di sovralluvionamento delle alluvioni più recenti può aver localmente obliterato la scarpata che originariamente limitava le alluvioni antiche, le quali risultano in tal modo indistinguibili dalle prime. Depositi alluvionali antichi si trovano anche nell'alta Val di Scalve (a valle di Schilpario) e nella Val Camonica.

La composizione litologica delle alluvioni di fondovalle consiste nella alternanza di lenti di ghiaie più o meno grossolane e di sabbie, con qualche intercalazione di limi ed argille.

Allo sbocco degli affluenti nelle valli principali si estendono con di deiezione regolari, ben sviluppati, con una pendenza media che si aggira sui 10°; essi furono ampiamente alimentati dall'intensa attività erosiva post-glaciale. Fra i più tipici apparati della Val Camonica possiamo ricordare quelli esistenti presso gli abitati di Malonno, Sèllero, Ono San Pietro e Cervenò, sulla destra dell'Oglio, e quelli ad Est di Capo di Ponte, a Nord di Ceto e presso Rino. Alla composizione di questi ultimi partecipano in preponderanza elementi provenienti dalle masse eruttive dell'Adamello, ma sono ben rappresentati anche i frammenti delle formazioni sedimentarie e metamorfiche affioranti nel relativo bacino. Fra i numerosissimi con di deiezione che ingombrano il fondovalle della Valtellina vanno segnalati in modo particolare gli apparati di Ponte in Valtellina, di Sernio (NE di Tirano) e di Sondalo, caratterizzati da dimensioni veramente imponenti, cui fa riscontro un imbuto torrentizio fortemente inciso ma di limitato sviluppo lineare ed areale.

Le tracce lasciate dai ghiacciai nell'area del Foglio « Tirano » sono rilevanti per quanto concerne sia le forme d'erosione che i *depositi morenici*. Riguardo alle forme d'erosione è difficile distinguere cosa sia da attribuire all'azione dei grandi ghiacciai würmiani e cosa invece a quelli precedenti o a quelli post-würmiani. Anche per quanto riguarda i depositi morenici non è sempre possibile separare il morenico delle grandi glaciazioni, di solito rappresentato da morene di fondo, da quello stadiale. Numerosi autori si sono occupati di riconoscere l'andamento delle grandi colate delle valli principali sulla base della distribuzione degli erratici e delle forme del rilievo, che testimoniano fino a quale altitudine i monti furono invasi dai ghiacci nonché la direzione del flusso glaciale.

Senza entrare nel dettaglio rinviamo, per quanto riguarda la Val Camonica e le sue adiacenze, all'esauriente monografia di G. B. CASTIGLIONI (1961) nella quale, oltre ad una dettagliata descrizione dei depositi morenici del gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali post-würmiani, si potrà trovare una completa bibliografia sull'argomento; in queste brevi note ci si limita ad un rapido esame delle più estese coperture moreniche e dei loro caratteri più salienti.

Nella Val Camonica hanno grande sviluppo i depositi morenici di fondo würmiani collegati al « ghiacciaio camuno »; l'area ad Est di Garda-Berzo Demo, tutta la zona a NE di Paspardo, la conca del Volano e il settore delle Baite Varecola sono rivestiti da un'estesa coltre di materiali morenici che assumono localmente una enorme potenza; verso occidente la copertura scende fino a quote intorno a 1000 m e verso Est essa sale fino ad altitudini comprese in genere tra 1500 e 1700 m, ove si passa perlopiù a detriti di falda e di frana ai piedi delle pareti rocciose. Sezioni di questo manto morenico si possono osservare agevolmente in corrispondenza ad alcune frane o nei punti di intensa incisione torrentizia; si ricordano ad esempio la sezione sulla scarpata del terrazzo presso Baite Colom, tra Cimbergo e Paspardo, illustrata da RIEDEL (1949 b) e la ripida frana a SE di Baite Mastellino, a N del Pizzo Badile, menzionata da ACCORDI (1953). Il materiale morenico è molto fresco, sciolto, e consta in prevalenza di elementi, anche molto vistosi, di rocce granodioritico-tonalitiche e, in netta minoranza, di rocce sedimentarie e scistosocristalline.

Un'altra estesa fascia di morenico, con caratteristiche analoghe, si estende a quote più basse, tra i 700 m di altitudine e il fondo della Val Camonica, presso Zassa e tra Cimbergo e Ceto; il suo spessore è limitato e nella parte più bassa, verso l'Oglio, essa cede il posto a depositi fluvio-glaciali.

Depositii morenici, spesso distribuiti in vari ordini di cordoni, ascrivibili a ghiacciai stadiali post-würmiani, sono sviluppati in corrispondenza alle parti più elevate della Val Malga, della Valle di Brata-Valle di Salarno, della Val Savio-Val d'Arno, della Valle del Tredenus, ecc.; per un loro preciso riferimento cronologico si rinvia alla già citata opera di G. B. CASTIGLIONI (1961).

Del grande ghiacciaio camuno, al quale confluivano le lingue laterali che scendevano dai numerosi circhi che si possono osservare sulle elevate pendici del gruppo dell'Adamello, restano chiare tracce non solo nelle placche di materiale morenico risparmiato dall'erosione, ora passate in rassegna, ma anche nei bellissimi dossi montonati impostati nel Verucano Lombardo; le minute arenarie della parte mediana della forma-

zione permiana, che affiorano per esempio nei dintorni di Paspardo e di Capo di Ponte, sono perfettamente levigate e conservano in maniera molto chiara solchi e striature parallele all'andamento della valle.

Anche nella Valtellina i depositi morenici ricoprono aree molto estese. Sui fianchi della suddetta incisione, ma soprattutto sul fianco sinistro, si osservano estesissime placche di materiale morenico (Est di Mazzo in Valtellina, Sud-Est di Tirano, Sud del Passo dell'Aprica, Castello dell'Acqua). Tali placche, che dovevano in origine presentare un carattere di maggior continuità, e che rappresentano i relitti della coltre morenica würmiana (e forse in parte pre-würmiana) del « ghiacciaio abduano », si estendono fino a oltre 2000 m di altitudine. Verso l'alto questi depositi del ghiacciaio principale si prolungano nei cordoni morenici würmiani e post-würmiani dei ghiacciai che occupavano le valli secondarie.

Da ultimo si deve segnalare, sul versante destro della Val Camonica, tra Cemmo e Pescarzo, un piccolo lembo relitto di *depositi conglomeratici fluvio-glaciali terrazzati* (fg) quasi certamente riferibili al Fluvio-glaciale Würm.

## V — TETTONICA

L'area compresa nel Foglio geologico « Tirano » è costituita da tre delle quattro grandi zone tettoniche di cui risulta composto l'intero edificio strutturale delle Alpi. Tali zone sono, da Sud a Nord, le *Alpi Meridionali*, le *Austridi* e le *Pennidi*; mancano quindi soltanto le *Elvetidi* che affiorano più a Nord, lungo l'arco più esterno della catena alpina.

Le suddette zone, caratterizzate ciascuna da uno stile tettonico peculiare, sono a loro volta costituite da unità strutturali di rango inferiore, ad eccezione delle Alpi Meridionali nelle quali si individua una sovrastruttura sedimentaria carbonifero-mesozoica ricoprente un basamento scisto-cristallino pre-ercinico.

Una linea tettonica di importanza regionale (*Linea Insubrica* o *del Tonale*) divide le Alpi Meridionali da Austridi e Pennidi, mentre il limite tra queste ultime due zone rappresenta ancora un grosso problema che verrà discusso più avanti in questo stesso capitolo.

Alcuni massicci intrusivi alpini, prevalentemente localizzati nei settori orientale e settentrionale del foglio, attraversano le formazioni metamorfiche e sedimentarie, sia a Sud che a Nord della Linea Insubrica, introducendo un ulteriore elemento di complicazione nel già complesso assetto strutturale della regione.

Lo schema tettonico generale, a prescindere dai massicci intrusivi alpini, è pertanto il seguente, a partire dalle unità tettoniche più profonde (da Nord a Sud):<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Si è preferito dare questa disposizione allo schema tettonico generale in quanto rispecchia la successione geografica delle unità quale si osserva sul foglio geologico, specialmente lungo il suo margine occidentale; i rapporti reali di sovrapposizione tra le suddette unità sono invece chiaramente osservabili nelle sezioni geologiche allegare al foglio, ed in particolare nella Sezione I.

## D — PENNIDI o PENNIDICO

### III) *Falda Suretta* (Pennidico medio)

- 1 - Pietre verdi del Suretta (Serpentine della Val Malenco)

### II) *Falda Margna* (Pennidico superiore)

- 2 - Cristallino della Margna (Micascisti del M. Acquanera; Scisti anfibolici del Lago Pirola)
- 1 - Sedimentario della Margna (scaglie di calcari e calcescisti giurassici e di dolomie triassiche)

### I) *Falda Sella* (Pennidico superiore?)

- 1 - Cristallino del Sella (Granito del Pizzo di Canciano; Filladi della Cima Vicima)

## C — AUSTRIDI o AUSTRALPINO

### III) *Sistema del Bernina* (Austroalpino inferiore)

- 1 - Cristallino del Bernina (dioriti ecc.; Formazione della Vetta Ron)

### II) *Sistema di Languard-Tonale* (Austroalpino superiore)

- |                             |   |                                                                                                                             |
|-----------------------------|---|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Cristallino<br>di<br>Tirano | } | 2 - Cristallino di Languard (Formazione della Punta di Pietra Rossa; Granito del M. Rolla)                                  |
|                             |   | 1 - Cristallino del Tonale (Anfiboliti gabbriche del Motto della Scala; Gneiss del M. Tonale; Micascisti della Cima Rovaia) |

### I) *Sistema di Scarl-Umbraìl* (Austroalpino superiore)

- 1 - Cristallino di Grosina (Formazione di Valle Grosina)

## B — LINEA INSUBRICA o LINEA DEL TONALE

(con lembi di rocce sedimentarie permo-mesozoiche)

## A — ALPI MERIDIONALI

- 2 - Cristallino sudalpino (Scisti di Edolo; Filladi di Ambria; Gneiss di Morbegno; Gneiss del M. Palone del Sopressà; Gneis di Cima Fraitina)

- 1 - Sedimentario sudalpino (serie sedimentaria carbonifero-mesozoica dal « Conglomerato basale » alla Formazione di S. Giovanni Bianco)

Le Alpi Meridionali, che coprono i 2/3 del foglio a Sud della Linea Insubrica, comprendono due grandi unità strutturali, il *Cristallino Sudalpino* (infrastruttura scistoso-cristallina) ed il *Sedimentario Sudalpino* (soprastruttura sedimentaria), le quali presentano motivi tettonici peculiari, sostanzialmente differenti seppure strettamente connessi.

1) *Il Cristallino Sudalpino ad Ovest della Val Camonica.* (G. LIBORIO, A. MOTTANA).

Gli elementi strutturali riscontrati nel complesso metamorfico sudalpino (ed in particolare negli Scisti di Edolo che ne costituiscono la parte fondamentale) fanno pensare ad una struttura generale monoclinale. Nella parte settentrionale la bancatura  $S_0$ , data da alternanze litologiche, è orientata circa E-W, con immersione a Nord da fortemente inclinata a subverticale; in direzione di Edolo essa tende a ruotare a NE-SW. La scistosità  $S_1$  è costantemente parallela ad  $S_0$ .  $S_1$  è l'unica superficie planare riconoscibile nella parte meridionale del foglio ed è ancora diretta circa E-W, con immersione a Nord. Questa monoclinale termina a SE contro l'asse orientale NE-SW dell'« anticlinale di Cedégo ». Quest'ultima, partendo dalla cupola gneissica di Forno d'Allione-Cedégo, raggiunge, correndo lungo la Val Paisco, la Valle del Sèllo dove il cristallino scompare sotto la sovrastruttura sedimentaria. Solo nella finestra di Valbondione ricompare il cristallino ed il motivo anticlinale. Le dislocazioni del basamento hanno decorso generale E-W, con convergenza a NE nei pressi di Edolo. Alcune sono vicarianti insubriche (Linea del M. Borga, Linea di Santicolo), altre, contenenti saltuari lembi sedimentari, sono vicarianti orobiche (Linea del M. Lavazza, Linea del M. Frera). Tra queste particolarmente importante la Linea del Porcile, con il grande lembo permotriassico di Sazzo, e la Linea di Venina, che fa da limite tra le Filladi di Ambria e gli Gneiss di Morbegno.

La Linea Orobica è da considerare come un sovrascorrimento dell'infra sulla soprastruttura, diretto E-W, ma ripetutamente dislocato in

senso N-S da movimenti verticali di assestamento tardivo. L'inclinazione del piano di scorrimento varia: in Val Caronno è sui 60°; in Val d'Arigna, in Val Malgina ed in Val Belviso è subverticale. La linea è estremamente complicata e contiene ripetuti cunei tettonici permo-triassici. Ad Est della Val Belviso (nodo del Foppo Alto) la linea si sdoppia. Il ramo a Nord (Linea del Torsolazzo) ha piano di scorrimento subverticale e contiene lembi sedimentari ancora come cunei. Il ramo a Sud (Linea della Gallinera p.d.) il cui piano di scorrimento diminuisce continuamente di inclinazione verso Est, sovrascorre una fascia sempre più potente di sedimentario (da solo Formazione di Collio fino ad una serie che raggiunge la Carniola di Bòvegno). Nel fondovalle dell'Oglio, al Ponte di Malonno, solo un sottile setto di Scisti di Edolo separa la Linea della Gallinera dalla Linea del Sèllo, cioè dal sovrascorrimento del cristallino sulla serie sedimentaria settentrionale della anticlinale di Cedégo. Questa linea prosegue diretta NE-SW fino ad entrare nel sedimentario e può essere ricollegata poi con la Linea della Val Canale-Bondione (DE SITTER e DE SITTER KOOMANS, 1949). Nella Val Paisco le tre linee ora descritte sono dislocate da faglie verticali dirette circa NW-SE, che si riscontrano anche nel sedimentario autoctono.

2) *Il Sedimentario Sudalpino ad Ovest della Val Camonica.* (P. CASATI).

Nell'area del Foglio « Tirano » la tettonica del sedimentario sudalpino è alquanto complessa e presenta motivi che sono stati variamente interpretati dai diversi Autori.

Il carattere più importante è costituito dalla presenza della grande anticlinale di Cedégo, al cui nucleo affiora il basamento scistoso-cristallino, e di diversi sovrascorrimenti e faglie inverse con direzione WSW-ENE e con piano immergente a N e a NW. L'orientamento fondamentale delle strutture della copertura sedimentaria, e cioè WSW-ENE, è determinato da quello dell'asse dell'anticlinale di Cedégo, avente appunto questa direzione e che da questa località della Val Camonica si dirige verso Valbondione in Val Seriana, con immersione verso WSW. In corrispondenza di Valbondione, a Nord di questa località, vi è la terminazione orientale dell'anticlinale di Cabianca che si sviluppa verso occidentale

al di fuori dei limiti del foglio, con andamento subparallelo a quella di Cedégolo.

Il fianco settentrionale dell'anticlinale di Cedégolo è interessato da importanti faglie inverse con direzione all'incirca parallela a quella dell'asse dell'anticlinale. Il fianco meridionale dell'anticlinale è interessato da una faglia che corre sotto ai depositi quaternari dell'alta Valle di Scalve e parallelamente ad essa; si tratta della faglia della Val di Scalve (DE SITTER e DE SITTER KOOMANS, 1949; DE SITTER, 1963; e ROSSETTI, 1966 b) non cartografata sul Foglio « Tirano ».

Tra le grandi faglie inverse localizzate sul fianco settentrionale dell'anticlinale di Cedégolo, ricordiamo la già citata Linea del Sèllo<sup>1</sup> e la Faglia del Tre Confini<sup>2</sup> lungo la quale si ha accavallamento della Formazione di Collio sul Verrucano Lombardo.

Tra i sovrascorrimenti dobbiamo citare le tre masse alloctone del M. Toazzo, del M. Pomnolo e del M. Cimone, situate immediatamente ad Est di Valbondione (i toponimi M. Toazzo e M. Pomnolo non sono riportati sul foglio) costituite da unità permiane (Formazione di Collio e Verrucano Lombardo) sovrascorse una all'altra ed a loro volta sovrascorse su formazioni del Triás inferiore e medio. Queste tre masse derivano da un'area ubicata a NE.

Sul versante sinistro della Val di Scalve, di fronte a Schilpario e all'altezza della Baita di Ezendola, si osserva la sovrapposizione di unità anisico-ladiniche alla regolare serie anisico-carnica. E' questa la chiusura verso Nord del grande sovrascorrimento del Camino la cui parte fondamentale affiora nel confinante Foglio « Breno ». Secondo interpretazioni recenti (ROSSETTI, 1966 b) anche la massa della Concarena-Cimone della Bagozza-Cima della Bacchetta, deve essere considerata alloctona.

L'unità cartografata come sovrascorsa ad Est della Cima Ezendola

<sup>1</sup> Così chiamata dai DE SITTER (1949), ma indicata da FABER (1941) come « Faglia del Sellerino », in quanto attraversante, nel suo tratto più occidentale, il Passo del Sellerino. In effetti il M. Sello (o Teleneck) è attraversato dalla « Linea della Gallimera » ubicata più a Nord.

<sup>2</sup> Dal Pizzo dei Tre Confini che si trova in prossimità del M. Gleno e non del M. Treconfini (o Venerocolo) che si trova più ad Est.

è considerata invece in serie normale da ROSSETTI (1966 b), secondo cui la transizione tra il Calcare di Esino e le formazioni del Carnico avverrebbe regolarmente e senza l'interposizione della Formazione di Wengen.

Dopo le anticlinali ed i sovrascorrimenti citati, il terzo importante elemento tettonico è costituito da faglie trasversali alle strutture fondamentali e dirette perciò all'incirca N-S, con varie, ma per lo più modeste, deviazioni da questa direzione.

Tra esse devono essere ricordate quelle della zona di Valbondione e cioè la faglia di Mola, la faglia del Vigna Soliva, la faglia di Bondione e la faglia di Fles. Queste interessano le varie unità dal basamento cristallino al Triás medio, scomponendo la regione in diversi pilastri e fosse tettoniche e cioè, da Ovest verso Est, il *graben* del Vigna Soliva, l'*horst* di Bondione ed il *graben* del Manina. Queste faglie sarebbero anteriori al sovrascorrimento del Toazzo e agli altri due minori collegati, in quanto le più occidentali tra di esse sono troncate da detto scorrimento. In corrispondenza del versante destro della Val Seriana, all'altezza della Val Bondione, un'importante faglia segna il limite tra il basamento scistoso cristallino e la Formazione di Collio (faglia di Val Seriana). Scomposta da numerose faglie trasversali è pure la regione di Pizzo del Diavolo-Lago Barbellino.

Venendo verso Est, una notevole importanza riveste la faglia del Lifretto, limite tettonico tra il Pizzo Camino (nel Foglio « Breno ») e la Concarena, considerati entrambi alloctoni e con avanzamento maggiore verso Sud della massa del Camino rispetto a quella della Concarena (ROSSETTI, 1966 b).

Per quanto riguarda la successione degli eventi si può ricordare lo schema proposto dai DE SITTER (1949 e 1963). In un primo tempo si sarebbero impostate le grandi anticlinali (nella nostra regione l'anticlinale di Cedégolo e quella del Cabianca); successivamente le grandi fratture e faglie con la stessa direzione delle anticlinali, che avrebbero scomposto la regione in « gradini ». Parte della capertura sedimentaria di questi gradini (nella nostra regione uno dovrebbe essere stato determinato dalla faglia della Val di Scalve) sarebbe scivolata verso Sud andando a ricoprire quella dei gradini ubicati più a Sud, dando così origine ai grandi sovra-

scorrimenti. Quanto alle faglie trasversali, alcune sarebbero anteriori ai sovrascorrimenti, come per esempio quelle dei dintorni di Valbondione, altre posteriori.

Deve essere notato infine che la placca di Calcare di Esino ubicata a NW di Ono S. Pietro è ritenuta franata dalla Concarena in tempi recenti, post-glaciali.

### 3) *Il Cristallino ed il Sedimentario Sudalpini ad Est della Val Camonica* (I. DIENI).

Le formazioni affioranti nel settore sudorientale del Foglio « Tirano », in corrispondenza al gruppo del Pizzo Badile, sono disposte secondo una sinclinale ad orientazione ENE-WSW, con l'asse inclinato verso WSW di una decina di gradi; questa modesta struttura tettonica, nota in letteratura con i nomi di « sinclinale camuna » o di « sinclinale del Pizzo Badile », si ricollega verso Nord con l'« anticlinale di Cedégolo » (o « anticlinale camuna »), che dal versante occidentale della Val Camonica si prolunga anche su quello orientale. La sinclinale, al contrario, ha scarsi legami tettonici con la zona ad occidente della Val Camonica: subito a destra dell'Oglio infatti si riscontrano delle strutture di una certa imponenza e delle quali non vi è traccia nel settore dell'Adamello; ci si riferisce agli scorrimenti di Lozio, di Paline-Borno, ecc. (v. Foglio « Breno »), descritti nella monografia di DE SITTER e DE SITTER KOOMANS (1949) dedicata alle Alpi Bergamasche, e a quelli più settentrionali, già citati, sviluppati a SW di Malonno.

Si può pertanto dire che il settore SW dell'Adamello ha dei rapporti stretti con le Alpi Bergamasche soltanto per i caratteri della serie stratigrafica, mentre dal punto di vista strutturale esso non rientra nello stile delle coeve formazioni sulla destra dell'Oglio.

La sinclinale camuna compare nell'ambito del Foglio « Tirano » soltanto con il fianco settentrionale. In tutto il tratto tra Capo di Ponte e Ceto i banchi arenaceo-conglomeratici del Verrucano Lombardo e le fitte alternanze di arenarie, marne, argilliti, ecc. che caratterizzano il Servino, hanno direzione piuttosto regolare (NNW-SSE, con varianti NW-SE) ed inclinazioni deboli con valori omogenei compresi generalmente

tra 20° e 35°. Più ad oriente invece i vari litotipi estesi tra il Calcare di Angolo e la Formazione di Wengen, che giungono a contatto con la massa intrusiva dell'Adamello manifestando facies metamorfiche anche di elevato grado, risultano contorti e intensamente deformati (M. Colombè, Sablunera, pendici NW del Pizzo Badile) con giacitura variabile da luogo a luogo; abbondano le fitte pieghettature, con assi a direzione e inclinazione molto mutevoli.

L'ala settentrionale di questa piega del Badile è interrotta nella sua uniformità da alcune faglie dall'andamento spezzato che hanno provocato, tra Cimbergo e Paspardo, un innalzamento del Verrucano Lombardo rispetto al Servino; il massimo rigetto verticale oscilla attorno agli 80 metri.

L'anticlinale di Cedégolo si estende, per quanto riguarda il gruppo dell'Adamello, tra la valle d'Arno e la Val Malga; il suo fianco meridionale è fortemente raddrizzato raggiungendo la verticale e localmente il rovesciamento presso il Lago d'Arno. In corrispondenza della zona di cerniera si riscontrano delle pieghe secondarie di difficile ricostruzione a causa della diffusa presenza di masse intrusive che hanno smembrato e suddiviso la continuità originaria delle strutture geologiche; ad esempio tra il M. Marsèr e i C.ni di Cevo si può riscontrare come gli strati del Servino disegnino una sinclinale la cui ala settentrionale si innalza rapidamente oltrepassando la verticale per formare presso il Campanon del Coppo una anticlinale molto costipata nella quale i vari termini della serie permo-triassica appaiono ridottissimi di potenza o addirittura, in qualche punto, soppressi. Sul fianco meridionale della sinclinale, invece, gli strati hanno una inclinazione minore e in corrispondenza della Cima del Coppo sembrano descrivere un'ampia piega anticlinale di cui risulta visibile soltanto il nucleo, costituito dal Verrucano Lombardo e dai sottostanti scisti del basamento cristallino (ZANETTIN, 1956).

### B) LA LINEA INSUBRICA (G. BELTRAMI, A. MONTRASIO).

La « Linea Insubrica » (o « Linea del Tonale » Auct.) è una linea tettonica di importanza regionale che, sviluppandosi dal Lago Maggiore



alle Giudicarie per una lunghezza di oltre 150 km, fa da limite tra le Alpi Meridionali a Sud e le Austridi a Nord. Ad Ovest del Lago Maggiore essa si prolunga nella « Linea del Canavese », mentre ad Est è troncata dalla « Linea delle Giudicarie ».

Il Foglio « Tirano » inquadra il settore centro-orientale della Linea Insubrica, vale a dire la zona di raccordo fra il tratto centrale, ad andamento meridiano, e quello orientale dove la linea piega verso NE. La Linea Insubrica decorre dapprima sulle basse pendici del versante settentrionale della Valtellina, da Ponte in Valtellina a Boalzo, passando per il terrazzo morfologico di Teglio; dopo la copertura alluvionale del fondovalle valtellinese, essa ricompare a Stazzona sul versante orientale della Valtellina, e prosegue lungo il Fosso Rivalone fino al M. Pàdrio; da qui essa prosegue fino a Monno, attraversa la Val Camonica e taglia le basse pendici settentrionali del massiccio dell'Adamello, decorrendo parallela al tratto superiore della Val Camonica.

Nel tratto considerato la Linea Insubrica ha un andamento parallelo alle formazioni rocciose che essa separa; altrove invece essa taglia talora trasversalmente le strutture.

La Linea Insubrica non è costituita da un'unica superficie di movimento, bensì da un denso fascio di piani di movimento subparalleli, che delimitano una zona, potente talora parecchie centinaia di metri, in cui le rocce hanno subito una frantumazione ed uno strizzamento molto spinti. Linee secondarie, vicarianti della dislocazione principale, interessano, anche a distanza di chilometri, le rocce ai due lati della Linea Insubrica, ma soprattutto gli Scisti di Edolo, posti a Sud della stessa. Il labbro settentrionale della dislocazione è costituito dagli Gneiss del M. Tonale, ad eccezione di limitate scaglie di gneiss occhiadini e gneiss listati milonitici a cavallo del M. Pàdrio e ad Est di Monno. I piani di movimento presentano generalmente una forte inclinazione ( $60^{\circ}$ - $70^{\circ}$ ) verso Nord, ma in alcuni tratti essi hanno un andamento subverticale oppure, localmente, una forte inclinazione verso Sud.

Una delle caratteristiche più salienti di questa dislocazione è l'esistenza, lungo il suo decorso, di lembi di rocce sedimentarie permo-meso-

zoiche, che appartengono alla copertura del Cristallino sudalpino. Infatti laddove queste serie sedimentarie sono maggiormente sviluppate (Val Morobbia, Valle S. Jorio e Dubino, nei Fogli geologici « Chiavenna » e « Pizzo Bernina-Sondrio ») la dislocazione principale le lascia costantemente a Sud ed i loro termini più antichi giacciono sempre a Sud di quelli più recenti. I disturbi tettonici che si osservano in seno alle serie sedimentarie e tra queste ed il Cristallino sudalpino si devono considerare alla stregua di movimenti e slittamenti reciproci. I quattro piccoli cunei di rocce sedimentarie lungo la Linea Insubrica affioranti nel Foglio « Tirano » sono stati descritti altrove (v. Stratigrafia).

Circa il significato di questa importante linea tettonica furono formulate numerose ipotesi, spesso contrastanti fra di loro; accenniamo alle più importanti.

R. STAUB (1912 e segg.), legato alla sua concezione che il Cristallino sudalpino rappresenti la zona di radice delle falde Silvretta e Oetzal (Austroalpino superiore), attribuisce alla Linea Insubrica il significato di superficie di movimento di queste falde su quella di Campo (Austroalpino medio), mentre il Permo-Trias insubrico appartenerrebbe alla copertura sedimentaria della stessa falda Campo. La Linea Insubrica rappresenterebbe quindi il risultato di un sovrascorrimento verso Nord.

H. P. CORNELIUS e M. FURLANI-CORNELIUS (1930) nella loro importante monografia sulla Linea Insubrica dal Ticino al Passo del Tonale, dopo aver discusso e respinto alcune interpretazioni date da numerosi Autori (frattura di sprofondamento; cicatrice fra due zone montuose; sovrascorrimento verso Nord; faglia di direzione con spostamento orizzontale), propendono per l'ipotesi, già proposta da SPITZ (1919), che la Linea Insubrica deve essere intesa come la conseguenza di un rapido sovrascorrimento della parte Nord delle Alpi sopra quella Sud. Per quanto riguarda l'età essi datano la formazione della Linea Insubrica al Miocene medio, dopo il movimento delle falde verso Nord (Oligocene) e l'intrusione del massiccio eruttivo di Val Màsino-Bregaglia (Oligocene-Miocene inferiore).

Più recentemente è stata avanzata da alcuni studiosi della scuola

olandese (L. U. DE SITTER, 1955, 1960; R. W. BEMMELEN, 1966; K. A. DE JONG, 1967) l'ipotesi che la Linea Insubrica, la quale rappresenta un segmento della Linea Periadriatica,<sup>1</sup> sia una faglia fondamentale (cioè che attraversa tutta la crosta terrestre) verticale, che fa da limite settentrionale al complesso strutturale delle Alpi Meridionali. Essa si sarebbe formata in epoca pre-alpina (Orogenesi ercinica?), e sarebbe stata rigenerata successivamente, durante l'Orogenesi alpina, a causa di movimenti differenziati subverticali.

Quasi tutti gli Autori sono concordi nell'ammettere che la parte sprofondata è il blocco delle Alpi Meridionali rispetto ai complessi posti a Nord della Linea Insubrica. L'entità dello sprofondamento è valutato in almeno 3.000 metri da CORNELIUS e FURLANI-CORNELIUS (1930); valutazioni più recenti (DE JONG, da TRÜMPY, com. pers.) farebbero ammontare tale abbassamento relativo a 7 km nella Valtellina, e a 15 km nella Svizzera ticinese, più ad occidente della zona qui considerata.

#### C) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE UNITÀ AUSTRALPINE (G. BONSIGNORE, A. MONTRASIO, U. RAGNI).

Dal confronto dello schema tettonico generale sopra esposto con quello relativo alla parte dorsale dell'edificio strutturale austroalpino affiorante più a Nord, risulta del tutto assente il Sistema di Ortles-Quattervals, che assume, invece, un eccezionale sviluppo nella regione settentrionale, compresa nel Foglio « Bormio » (Livignasco, Val Viola, Bormio, Cevedale). Nelle aree citate le unità cristalline e sedimentarie appartenenti al Sistema di Ortles-Quattervals sovrastano direttamente quelle del Sistema di Languard-Tonale ed appaiono, a loro volta, sovrascorse dagli elementi del Sistema di Scarl-Umbraìl. Al contrario, nel ristretto ambito della fascia austroalpina compresa nel Foglio « Tirano », il Cristal-

<sup>1</sup> La *Linea Periadriatica* comprende la Linea del Canavese, la Linea insubrica, la Linea delle Giudicarie (parte Nord), la Linea della Val Pusteria, ecc. La Linea Periadriatica non deve essere confusa con la *flessura periadriatica*, che rappresenta il limite Sud del complesso strutturale delle Alpi Meridionali.

lino di Tirano sottostà immediatamente al Cristallino di Grosina, né si riscontrano in corrispondenza del contatto testimonianze relitte del Sistema di Ortles-Quattervals. Alquanto incerta appare infatti l'attribuzione della massa sedimentaria del M. Sassalbo — già in territorio elvetico e quindi esterna all'area in esame — al Sistema dell'Ortles; essa potrebbe, tuttavia, rappresentare l'elemento meridionale più arretrato di tal sistema, costituito da un pacchetto di scaglie conseguenti al trascinamento del Cristallino di Grosina della zona Teo-Saoseo-Dosdè-Piazzì.

Nel settore compreso tra la Val Grosina, lo spartiacque valtelinescamuno (zona del Mortirolo) e la Val Grande, l'edificio strutturale austroalpino è schematicamente definito da un'ampia anticlinale asimmetrica — « anticlinale valtelinesca » dei vecchi autori — con il nucleo profondamente inciso dalla valle dell'Adda. Sul versante sinistro della Valtellina e su quello destro della Val Camonica — fianco meridionale della piega — prevalgono immersioni a S e a SSE, con valori di inclinazione molto accentuati; sul versante destro valtelinesco prevalgono, invece, giaciture alquanto attenuate verso N e NNO — fianco settentrionale della piega —. Questa struttura di insieme è, in realtà, mascherata quasi ovunque da disturbi locali e da numerose complicazioni. Inoltre l'intrusione delle masse eruttive dell'alta Valtellina ne ha determinato un profondo smembramento; a tale fase intrusiva si debbono infatti attribuire importanti fenomeni di scagliamento (Val Grande, Val Cané) e, con ogni probabilità, alcune inflessioni assiali del piegamento.

La traccia del piano assiale è diretta all'incirca WNW-ESE e si mantiene pressoché parallela al decorso della Linea del Tonale; nel settore nord-orientale del foglio (Sasso Maurone, alta Val Grande, Punta di Pietra Rossa) si discosta, tuttavia, da quest'ultima e devia bruscamente verso NNE. In corrispondenza dei plutoni del Masuccio e del Serottini-Tremoncelli esistono due principali zone di culminazione dell'edificio austroalpino, mentre nel tratto intermedio tra queste compreso (Grosotto, Sòndalo), l'asse del piegamento manifesta una marcata flessione. Ne è testimone il *klippe* del M. Storile, vera e propria piramide di elementi austroalpini superiori (Cristallino del Grosina, Cristallino del Tonale), la cui parte basale raggiunge il fondo valle dell'Adda.

Sulla base dei caratteri strutturali e dei reciproci rapporti tra i diversi elementi tettonici, nel settore interessante le unità austroalpine sono state distinte le seguenti tre zone principali:

- 1) la « zona delle radici » immediatamente a Nord della Linea del Tonale;
- 2) la « zona di volta » dalla Val Fontana al M. Masuccio, al Mortirolo, all'alta Val Grande fino alla P.ta di Pietra Rossa;
- 3) il settore settentrionale dalla Val Grosina alla zona di Sòndalo.

1a) *La « zona delle radici » immediatamente a Nord della Linea del Tonale. Settore ad Est di Tirano.* (G. BONSIGNORE e U. RAGNI).

Il fianco meridionale dell'*anticlinale valtellinese*, cioè la « zona delle radici » delle unità austroalpine, costituisce una fascia che si sviluppa parallelamente al decorso della Linea del Tonale ed a Nord di essa; la sua ampiezza è compresa all'incirca fra i tre ed i sei chilometri. Tale fascia interessa eminentemente le formazioni ad alto grado di metamorfismo (Gneiss del M. Tonale, Micascisti della Cima Rovaià), appartenenti al Cristallino del Tonale, cioè all'elemento tettonicamente più elevato del Sistema di Languard-Tonale (Austroalpino superiore). Si sviluppa da Ovest ad Est, a partire dalla zona di Ponte in Valtellina, verso Biazzone, Tirano, Lòvero, la Cima Verda, il M. Pagano, prosegue verso la valle dell'Oglio fino a Vezza d'Oglio e a Vione, per spingersi ulteriormente in direzione del Passo del Tonale.

Il Sistema di Scarl-Umbrail, l'unità che occupa la posizione più alta dell'edificio austridico, vi è solo saltuariamente rappresentato da cunei di rocce migmatite (gg = migmatiti di Vernuga) in facies milonitica, lamianti lungo la Linea del Tonale. Alcune limitate esposizioni si riscontrano al M. Padrio, alle Baite Guspessa, ad Est di Monno, in località situate tra Incudine e la Val Paghera e, più ad oriente, in Val Vermiglio nella zona di Stavel (Foglio « Adamello »). Questi sporadici affioramenti (« Gneiss di Stavel » Auct.) sono a buon diritto ricollegabili al Cristallino del Grosina, che assume, invece, nelle aree settentrionali un ben più

imponente sviluppo (M. Storile; gruppo Teo-Saoseo-Viola-Dosdè-Piazz-Redasco).

L'attribuzione al Sistema di Scarl-Umbrail dei suddetti lembi cristallini, che lungo la fascia di radice sono situati immediatamente a Sud degli Gneiss del M. Tonale, nonché il loro collegamento con le imponenti masse cristalline settentrionali di Grosina e del Braulio, furono già da noi proposte in precedenti lavori (BONSIGNORE e RAGNI, 1966, 1969). In tal modo si giustifica la presenza, in zona di radice, di rocce migmatite del tutto estranee ai litotipi, circostanti, e viene, inoltre, riconfermato il motivo strutturale del cristallino austridico, definito da ricoprimenti provenienti da Sud. Al contrario, mancano per ora validi elementi per una eventuale correlazione dei cunei permo-triassici di Stazzona e del M. Padrio (anch'essi strizzati lungo la Linea del Tonale) con le masse sedimentarie di Scarl-Umbrail del Livignasco.

Lungo la fascia di radice la giacitura prevalente è data da banchi subverticali o fortemente inclinati a Sud. Nel tratto più prossimo della Linea del Tonale si riscontrano, tuttavia, frequenti immersioni a Nord; ciò in conseguenza dei ben noti fenomeni di retroflessione imputabili alle fasi tardive di contospinte dirette, in senso lato, da Nord verso Sud.

1b) *La « zona delle radici » immediatamente a Nord della Linea del Tonale. Settore ad Ovest di Tirano.* (A. MONTRASIO).

Nel settore ad occidente di Tirano la zona di radice delle unità austroalpine presenta delle particolarità strutturali che meritano di essere descritte separatamente. Infatti questa zona, ed il suo prolungamento occidentale nel Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio », corrisponde a quella di maggior schiacciamento subito dalle formazioni, le quali presentano fenomeni di duplicazioni tettoniche, di scagliamento, di costipamento, di laminazione e talora anche di elisione; i fenomeni di clastesi e di milonisi vi sono ovviamente molto diffusi.

Passando ora in rassegna il comportamento delle varie unità si osserva in particolare che le già citate Migmatiti di Vernuga (Cristallino di Grosina) scompaiono quasi del tutto, essendo presenti soltanto in un

lemba molto esiguo (pochi metri) immediatamente a Nord di Teglio. Alcuni elementi del Cristallino di Languard-Tonale (Gneiss del M. Tonale e Formazione della Punta di Pietra Rossa), risultano inoltre implicati in una serie di ripiegamenti che si manifestano sotto forma di due fasce principali di affioramento per ciascuna delle suddette formazioni, con andamento Est-Ovest, e che tendono a ridursi rapidamente di spessore verso occidente. In corrispondenza del massiccio M. Combolo-M. Brione, costituito dalla Formazione della Punta di Pietra Rossa, si osserva una struttura a ventaglio pressoché simmetrica, con l'ala Sud retroflessa fino a ricoprire parzialmente la fascia più settentrionale degli Gneiss del M. Tonale, e l'ala Nord rovesciata sul sottostante Cristallino del Bernina. I Micascisti della Cima Rovaia, che altrove (Est e Sud di Tirano) sono molto sviluppati, affiorano, ad Ovest di Tirano, in tre piccole scaglie (Valle di Bianzone, Val Rogna, Val Fontana) e ciò, probabilmente, per elisione tettonica ad opera della Linea del Mortirolo.

I fenomeni clastici che, come abbiamo detto, sono molto diffusi in questa zona, sono particolarmente manifesti ad occidente della Val Fontana, dove l'erosione ha avuto buon gioco delle rocce molto friabili, scavando il profondo vallone del T. Ron e costruendo l'imponente conoide di Ponte in Valtellina.

Il Cristallino del Bernina rappresenta l'unità inferiore del Complesso austroalpino; esso giace sotto il Cristallino di Languard-Tonale e ricopre direttamente il Cristallino del Sella. Questo, che col Cristallino del Bernina presenta caratteri molto simili, è stato provvisoriamente collocato alla base delle unità pennidiche. Ma di questo problema, che si riallaccia a quello del limite tra Austridi e Pennidi, si tratta in modo specifico in uno dei paragrafi successivi.

Dalla Linea del Tonale fino circa alla latitudine di Tirano le formazioni austroalpine che hanno direzione debolmente oscillante attorno a Est-Ovest, presentano una inclinazione da media a forte verso Nord. Tale giacitura è legata ai fenomeni di retroflessione provocati dalle sottospinte tardive, verificatesi durante la fase insubrica dell'orogenesi alpina, le quali hanno colpito più direttamente le formazioni più arretrate della zona di radice.

Verso Nord i banchi rocciosi tendono sempre più ad invertire la loro immersione ed a rovesciarsi a settentrione; tale fenomeno si osserva soprattutto in prossimità delle creste e delle cime (il Rovinadone, Pizzo Calino, Pizzo Malgina, Pizzo Sareggio, M. Saline, ecc.) dove le formazioni assumono localmente un assetto di vero e proprio ricoprimento; esso prelude alla zona di culminazione che si realizza pochi chilometri più a Nord, in corrispondenza del massiccio Pizzo Scalino-Pizzo Canciano, in piena area pennidica.

2) *La « zona di volta » dalla Val Fontana al M. Masuccio, al Mortirolo, all'alta Val Grande, fino alla Punta di Pietra Rossa.* (G. BONSIGNORE e U. RAGNI).

A Nord della fascia di radice si sviluppa la « zona di volta » dell'anticlinale valtellinese, in gran parte smantellata dalla incisione dell'Adda e, in territorio elvetico, dalla Valle di Poschiavo. Nel settore occidentale del Foglio « Tirano », in rapporto ad una generale culminazione della struttura, vengono a giorno le unità che occupano posizioni vieppiù profonde, ivi comprese la falda Bernina dell'Austroalpino inferiore e le falde pennidiche.

Nel settore orientale l'intero edificio tettonico tende a deprimersi ed affiorano, pertanto, esclusivamente gli elementi austroalpini superiori, in particolare: il Cristallino del Tonale ed il Cristallino di Languard. La separazione tra le due unità, che costituiscono rispettivamente la parte sommitale e la parte basale del Sistema Languard-Tonale, è segnata dalla Linea del Mortirolo (BONSIGNORE-RAGNI, 1966, 1968), traccia di una importante linea di scorrimento che decorre in direzione WSW-ENE; nell'ambito del Foglio « Tirano » dallo sbocco della Val Fontana (S. Bernardo) essa si dirige verso Lòvero ed il Mortirolo, fino circa al M. Pagano, per poi piegare decisamente a NE nell'alta Val Grande. Lungo questo tratto la Linea del Mortirolo risulta, spesso, interrotta e compenetrata dalle masse intrusive (località Bratta, a Nord di Bianzone; in prossimità ed a Nord della Cima Rovaia), al di là delle quali essa riprende il suo normale decorso. Tale dislocazione si inquadra, quindi, in una fase

tettonica sicuramente anteriore alla messa in posto dei plutoni dell'alta Valtellina, forse ricollegabile all'orogenesi ercinica. Una accentuata milonisi e diffusi fenomeni di clastesi, riscontrabili in prossimità della superficie di scorrimento denotano, tuttavia, nuove riprese dei movimenti in fasi più recenti.

Sempre nel settore orientale, la « zona di volta » della struttura viene smembrata dai corpi eruttivi del Masuccio e del Serrottini-Tremoncelli; il plutone di Sòndalo interessa, invece, prevalentemente la parte dorsale dell'edificio tettonico.

### 3) Il settore settentrionale dalla Valle Grosina alla zona di Sòndalo. (G. BONSIGNORE e U. RAGNI).

Su entrambi i versanti della Valle Grosina, dal confine italo-svizzero (Pizzo Banderuola, Pizzo Trevesina, Passo dell'Uomo) al M. Storile, nonché sul versante meridionale della Valle dell'Adda, dal M. Varèdaga alla Punta di Pietra Rossa, fino alla Val di Rézzalo, si ripete l'intera successione di elementi austroalpini superiori già osservata nella fascia di radice meridionale. In particolare, il Sistema di Scarl-Umbraïl, che lungo il decorso della Linea del Tonale è rappresentato da discontinui lembi di rocce migmatiche, assume in Val Grosina un'eccezione sviluppo, in rapporto alla depressione della struttura nel tratto compreso tra il plutone del Masuccio ed il plutone di Sòndalo. Pertanto, i gruppi montuosi a Nord della Valle dell'Adda (culminanti alla Vetta Sperella, al Pizzo di Teo, alla Cima Saoseo, al Pizzo Dosdè, alla Cima Viola, alla Cima de' Piazzi, alle Cime Redasco, al Sasso Campana ed al Farinaccio) costituiscono nel loro insieme una imponente unità (Cristallino di Grosina), sovrascorsa sul sottostante Sistema di Languard-Tonale. Allo stesso modo, il massiccio del M. Storile rappresenta un *klippe* di Gneiss di Valle Grosina, direttamente sovrapposto ad un basamento di Gneiss del M. Tonale.

Il contatto tra i due diversi cristallini (Cristallino del Grosina e Cristallino del Tonale) è segnato da una superficie di scorrimento, mediamente inclinata verso Nord; la sua traccia decorre, a partire dal confine italo-svizzero (immediatamente a Sud del Pizzo Sassalbo) verso Est, dap-

prima sul versante destro della Valle Grosina (M. Pedruna, M. Canfinale), poi su quello sinistro (Ortese, Foppa, Frassuolo), per proseguire quindi verso settentrione nella Val d'Eita. Alla base dello Storile la si riscontra in prossimità di Bedollo, a Nord dell'abitato di Grosio, a Migondo ed al Passo del Gatto. Il decorso della dislocazione è, quasi ovunque, evidenziato da potenti fasce di rocce cataclastiche o milonitiche, nonché da marcate discordanze angolari di giacitura degli scisti a contatto (prevalenza di giaciture suborizzontali con deboli ondulazioni nel Cristallino di Grosina; giaciture subverticali, banchi contorti con pieghe a corto raggio nel Cristallino del Tonale). Contrariamente a quanto afferma KOENIG (1964), in corrispondenza dello scorrimento non si notano tracce di rocce sedimentarie. Si è accertato che i lembi calcarei incuneati e laminati lungo il contatto in svariate località della Valle Grosina e della zona di Sòndalo (versante Nord della Punta Canfinale, Dossa, Menarolo di Sotto, Stavalina, Paganella, Staim, M. Zandila), sono soltanto relitti delle intercalazioni di marmi cristallini, tanto frequenti e caratteristici negli Gneiss del M. Tonale; si esclude, pertanto, la possibilità di una loro correlazione con il Trias dell'Ortles, come Koenig propone.

Nelle vicinanze di Grosio, sul versante sinistro ed in prossimità del fondovalle dell'Adda (i Carlot), un limitato lembo di gneiss occhadini del Cristallino di Grosina si trova in chiara sovrapposizione tettonica sulle dioriti della massa eruttiva del Serrottini; ciò conferma, come già da noi proposto (BONSIGNORE-RAGNI, 1969), che la « fase Grosina » si deve ritenere successiva alla messa in posto dei corpi intrusivi dell'alta Valtellina.

Per quanto concerne il Sistema di Languard-Tonale, sul versante meridionale della Valle Grosina (Valle di Pedruna, Valle Guinzana, Valle Piana e Valle di Roasco) il Cristallino del Tonale poggia in evidente contatto tettonico su un basamento di micascisti e di gneiss occhadini del Cristallino di Languard, secondo una superficie di scorrimento immersa a NNE con valori medi di inclinazione. Tale dislocazione rappresenta la continuazione settentrionale della Linea del Mortirolo che, come in precedenza illustrato, segue, in zona di radice, la separazione tra i due principali elementi del Sistema di Languard-Tonale. La si riscontra al

Passo di Pedruna (sul confine italo-svizzero), all'Alpe Guinzana, al Sassumero, all'Alpe di Piana, al Dosso Campesello, a Ravoledo ed in prossimità di Grosio. Alla Piatta Grande, situata sul versante sinistro dell'Adda di fronte a Sòndalo, il decorso della Linea del Mortirolo è sottolineato dalla presenza di imponenti brecce tettoniche e viene, inoltre, bruscamente interrotto dagli eruttivi del plutone di Sòndalo.

#### D) LINEAMENTI STRUTTURALI DELLE UNITÀ PENNIDICHE (A. MONTRASIO).

*Il problema del limite tra le Austridi e le Pennidi.* In questa prima edizione del Foglio geologico « Tirano » viene sostanzialmente accettata, per quanto riguarda le attribuzioni tettoniche relative al Pennidico ed all'Austroalpino inferiore, la suddivisione proposta da R. STAUB (1946). In particolare questo Autore attribuisce al Pennidico più alto (Hochpennikum) l'unità tettonica Sella. A questo proposito si fa tuttavia presente che durante la fase del rilevamento sono emersi elementi tali da far dubitare di quest'ultima attribuzione. Infatti questa unità tettonica presenta così spiccate analogie litologiche, stratigrafiche e strutturali con la soprastante falda Bernina (austroalpino inferiore) ed anche con elementi più elevati, da non potersi escludere una sua più logica collocazione alla base delle unità austroalpine. Tale ipotesi viene rafforzata dalla assenza totale, almeno per ciò che si riferisce al presente foglio geologico ed al contiguo Foglio « Pizzo Bernina-Sondrio », di elementi di separazione tra le unità Sella e Bernina, mentre tra la Sella e la Margna (Pennidico superiore) si interpone una importante zona di scaglie, alla quale partecipano, insieme a lame di rocce cristalline delle due unità tettoniche citate, anche importanti lembi di rocce sedimentarie permo-mesozoiche più o meno metamorfosate (scisti permiani?, dolomie cristalline triassiche, calcescisti giurassici, ecc.). Tale zona si segue con continuità dal Passo Forame, al Pizzo Scalino, al Pizzo Canciano, a Le Prese (a Nord del Lago di Poschiavo in territorio elvetico) e da qui al Corno delle Ruzze, ai Sassi Bianchi, alla Forcella di Fellaria, alla Bocchetta delle Forbici, all'orlo meridionale della Vedretta di Scerscen, fino al Pizzo Tremoggia e oltre, di nuovo in territorio elvetico.

Questa zona di scaglie rappresenta con molta probabilità il risultato dei movimenti di traslazione del complesso austroalpino sul complesso pennidico. Per questo ed altri motivi sembrerebbe quindi più opportuno collocare la falda Sella alla base del complesso austroalpino. Tuttavia, in attesa di uno studio più approfondito del problema, che si potrà effettuare solo con ulteriori ricerche di dettaglio, estese anche alle aree più a Nord del presente Foglio « Tirano » e dei contigui Fogli « Bormio » e « Pizzo Bernina-Sondrio », ci si attiene, come già detto, allo schema proposto da R. STAUB.<sup>1</sup>

Nell'edificio strutturale della regione compresa nel Foglio « Tirano » le Pennidi rappresentano il complesso tettonico più profondo; esse sono caratterizzate da uno stile tettonico a *falde di ricoprimento*, grandi pieghe coricate verso Nord e sovrapposte le une sulle altre.

Il Complesso pennidico affiora nel settore nord-occidentale, ad Ovest della Valle di Poschiavo, tra l'alta Val Fontana e la Valle Poschiavina italiana.

Con l'esclusione delle grandi finestre tettoniche della Bassa Engadina e degli Alti Tauri, l'area d'affioramento compresa nel Foglio « Tirano » rappresenta l'estrema propaggine orientale dell'intero complesso pennidico, il quale si sviluppa in continuità lungo tutto l'arco delle Alpi occidentali e centrali, dal savonese alla Valtellina. La scomparsa delle unità pennidiche sotto gli elementi austroalpini, che si realizza più propriamente nei pressi del Lago di Poschiavo, in territorio svizzero (settore non rilevato del foglio), è dovuta ad un repentino abbassamento verso oriente dell'asse della culminazione valtellinese.

<sup>1</sup> Tale stato di incertezza, circa l'attribuzione della falda Sella al Pennidico superiore o all'Austroalpino, sembra esistere anche tra i geologi svizzeri. Infatti nella « Guida Geologica Svizzera » (1967, fasc. I), che rappresenta un'ottima sintesi della geologia svizzera ad opera dei principali studiosi di quel Paese, ambedue le soluzioni vengono proposte; la prima esplicitamente nel testo e nello Schema tettonico delle Alpi Grigione, e la seconda in modo implicito nella Cartina tettonica della Svizzera allegata fuori testo.

Il complesso pennidico risulta qui costituito da tre unità tettoniche sovrapposte; esse sono, dall'alto in basso:

- a) falda Sella,
- b) falda Margna,
- c) falda Suretta.

Per quanto riguarda la *falda Sella* (Hochpenninikum sec. R. STAUB, 1946) sono già stati illustrati i motivi per i quali essa viene inclusa fra le unità pennidiche, nonostante le sue affinità austroalpine. Essa è rappresentata da una serie di litotipi parametamorfici che corrispondono agli Scisti di Casanna Auct. — e che vengono da noi designati con il nome formazionale di Filladi della Cima Vicima — inglobanti masse e corpi stratoidi di gneiss occhiadini. A questi litotipi di età paleozoica, sicuramente preercinica, si associano masse cospicue di rocce intrusive (da granitiche a gabbriche) del ciclo magmatico ercinico.

Questa unità tettonica, che è direttamente sottoposta alla falda Bernina (Austroalpino inferiore), dalla quale è separata da un piano di movimento con vistosi fenomeni cataclastici e locali discordanti angolari, ha la sua zona di radice tra l'alta Val Fontana e la zona Cima Vicima-Passo Forame, dove si osservano forti inclinazioni verso Sud con variazioni locali di direzione. Immediatamente a Nord, alla testata della Val Fontana, le bancate rocciose si rovesciano sopra le unità sottostanti fino a raggiungere, in corrispondenza del Pizzo Canciano, la culminazione dorsale del ricoprimento.

Ancora più a Nord, oltre la zona dorsale della culminazione vatellinese, tra il Corno delle Ruzze ed il Passo Confinale, la falda Sella giace, in sostanziale concordanza, sopra le altre unità pennidiche, con una inclinazione media verso Nord-Est.

Tra la falda Sella e la sottostante falda Margna si interpone una importante *zona di scaglie*, comprendente sia elementi cristallini delle suddette unità, sia lembi di formazioni sedimentarie mesozoiche, della quale si è già parlato in precedenza.

Il nucleo cristallino della *falda Margna* è qui costituito sostanzial-

mente da due formazioni metamorfiche: gli Scisti anfibolici del Lago Pirola alla base ed i Micascisti del M. Acquanera alla sommità.

Questa unità tettonica, attribuita al Pennidico superiore, ha la propria zona di radice nei pressi del Passo Forame e nell'alta Val di Tegno, dove presenta forti inclinazioni verso Sud. Tra il Pizzo Scalino ed il Passo di Campagneda la giacitura è invece assai prossima alla orizzontale, pur con oscillazioni di pendenza dovute a complicazioni locali; questa zona corrisponde alla zona dorsale della falda.

In corrispondenza del massiccio del Pizzo Scalino la falda Margna presenta uno spessore rilevante, aggirantesi attorno ai 1000 metri; ciò è da porre in relazione, probabilmente, con l'esistenza di una forte depressione secondaria longitudinale, cioè diretta Est-Ovest, che interessa la superficie strutturale superiore della sottostante unità tettonica.<sup>1</sup> In questa depressione, accentuata a Nord dalla forte culminazione secondaria del M. Spondascia, si sarebbe realizzato un costipamento di elementi (scaglie, pieghe di ritorno, digitazioni basali, ecc.) del Cristallino della Margna. Per contro a Nord della suddetta culminazione secondaria, sul versante settentrionale della Valle Poschiavina italiana, la falda Margna possiede uno spessore molto esiguo (da alcune decine di metri a poche centinaia di metri) in relazione agli imponenti fenomeni di stiramento e di laminazione tettonica provocati dal sovrascorrimento delle masse incombenti, al quale si deve imputare anche la struttura a scaglie embriciate che coinvolge anche la parte basale del cristallino Sella ed i terreni mesozoici che rappresentavano in origine la normale copertura sedimentaria del cristallino della Margna.

La *falda Suretta*, che rappresenta l'elemento tettonico più profondo del foglio, è qui costituita esclusivamente dalle Serpentine della Val Ma-

<sup>1</sup> Il prolungamento verso Ovest di questa depressione longitudinale secondaria è chiaramente osservabile nella zona M. Roggione-L. Palù (v. Foglio 7-18 « Pizzo Bernina-Sondrio ») dove si osserva un cospicuo lembo di scisti adagiati in una sella strutturale delimitata a Sud dal M. Motta ed a Nord dal Sasso Nero. Quest'ultimo, insieme al M. delle Forbici ed al Sasso Moro, prolunga verso Ovest la culminazione del M. Spondascia, cui si accenna più avanti.

lenco. Esse affiorano in corrispondenza della Valle Poschiavina italiana, al M. Spondascia ed alla base del massiccio del Pizzo Scalino, e sono separate dalla soprastante falda Margna da un nettissimo piano di movimento, sottolineato da vistosi fenomeni cataclastici e milonitici, nonché da trasformazioni mineralogiche in seno alla massa serpentinoso. La drastica strozzatura della zona di affioramento delle serpentine tra il Passo di Uer ed il Passo di Canciano, prelude alla definitiva scomparsa, pochi chilometri più ad Est nei pressi di Selva, della falda Suretta al di sotto delle unità soprastanti, a causa del già più volte menzionato abbassamento assiale della culminazione valtellinese.

## VI — MORFOLOGIA

(A. MONTRASIO)

La struttura morfologica dell'area compresa nel Foglio « Tirano » risulta fortemente condizionata dai principali solchi vallivi che intersecano la regione, quasi sempre in modo del tutto indipendente dalla struttura geologica, isolando dei massicci montuosi alquanto differenziati. La profonda lacerazione erosiva della Valtellina, con andamento diagonale rispetto al foglio, divide il lungo crinale ad essa parallelo di M. Tremoncelli-M. Padrio, dai massicci del Bernina e del Grosina (M. Masuccio-Cima Piazz). Questi due massicci, strutturalmente ed altimetricamente ben differenziati, sono a loro volta separati dalla Valle di Poschiavo.

La Val Camonica, che solo nel suo tratto più alto segue la struttura geologica generale, limita verso Ovest il massiccio dell'Adamello, di cui affiorano nel presente foglio le propaggini più occidentali, dal già citato crinale del M. Tremoncelli-M. Padrio e dal settore orientale delle Alpi Orobie. Questi ultimi due gruppi montuosi, infine, sono a loro volta separati dall'ampia sella del Passo dell'Aprica, che si approfondisce in due incisioni minori volte in direzioni opposte, verso la Valtellina e verso la Val Camonica.

Tutte queste valli hanno un'origine prevalentemente glaciale. D'altra parte l'esistenza di fenomeni glaciali, sia erosivi (rocce montonate e striate, circhi e terrazzi glaciali, ampie selle sospese, conche e soglie glaciali, ecc.) sia di accumulo (placche, cordoni e terrazzi morenici) dimostrano che tutta l'area fu ampiamente glacializzata, ad eccezione delle creste più elevate che emergevano dai ghiacci anche durante il massimo sviluppo di questi. Gli ultimi relitti di questa coltre glaciale sono, nell'ambito del



foglio, la Vedretta del Pizzo Scalino ed alcuni piccoli ghiacciai di circo nelle Orobie e nel gruppo del M. Baitone (Adamello).

L'impronta morfologica glaciale è spesso mascherata dall'azione modellatrice dei corsi d'acqua, che si esercitò in concomitanza o posteriormente a quella glaciale, e che si manifesta, anch'essa, sotto forme erosive e di accumulo. Le prime sono costituite soprattutto da profonde gole che raccordano le soglie pensili delle valli glaciali laterali con la valle principale, e da brevi valloni molto svasati che, grazie alla loro rapidissima evoluzione quasi sicuramente tutta postglaciale, hanno costruito imponenti conoidi alluvionali (Valchiosa sopra Tirano; Val di Ron a Ponte in Valtellina). Le forme di accumulo, che rappresentano il tratto morfologico essenziale dei fondivalle principali, consistono in piani alluvionali, talora terrazzati, nei quali si innestano, in corrispondenza degli sbocchi delle valli laterali, le conoidi alluvionali che spesso costringono il corso principale a lambire il versante opposto.

Il sistema idrografico del Foglio « Tirano » è ampiamente condizionato dall'esistenza di due importanti fiumi: l'Adda e l'Oglio.

Il primo, che drena le acque di una buona metà del foglio, presenta ancora un carattere torrentizio da Sondalo a Tirano, mentre dallo sbocco della Valle di Poschiavo fino al margine occidentale del foglio (e oltre, fino al Lago di Como) acquista un'impronta di maggiore maturità con terrazzi e piani alluvionali ben sviluppati, determinati dalla maggiore ampiezza e dalla minore pendenza della valle. Sul fianco destro l'affluente principale dell'Adda è rappresentato dal T. Poschiavino a cui seguono, per importanza, il T. Grosina ed il T. Fontana. Altri corsi minori (T. Migiondo, T. Valchiosa, T. Bianzone, T. Boalzo, T. Ron) hanno creato al loro sbocco nella valle principale imponenti conoidi alluvionali. Gli affluenti di sinistra dell'Adda sono costituiti da piccoli corsi ravvicinati e paralleli, diretti da Sud a Nord nel tratto inferiore della zona considerata (ad Ovest del Passo dell'Aprica), con direzione *grosso modo* radiale concentrica a Nord del Passo dell'Aprica.

Il Fiume Oglio, il cui bacino occupa la parte orientale del foglio presenta per tutto il tratto considerato un carattere torrentizio determinato dalla ristrettezza e dalla ripidità della Val Camonica.

I suoi affluenti di destra sono il T. Val Grande, il T. Mortirolo, il T. Ogliolo, il T. Allione ed il T. Clegna che prendono origine da differenti massicci. Gli affluenti di sinistra sono il T. Vallaro, il T. Paghera, il T. Rabbia e il T. Remulo, il T. Re, e, più importanti, il T. Malga ed il F. Poia; tutti questi sono alimentati dalle acque del massiccio dell'Adamello.

Nel settore Sud-Ovest del foglio le acque del versante meridionale delle Orobie sono drenate dal F. Serio e dal T. Dezzo.

## VII — GEOLOGIA APPLICATA

(A. MONTRASIO)

### GIACIMENTI MINERARI

Nell'ambito del Foglio « Tirano » le manifestazioni minerarie sono estremamente scarse e di modesta entità, se si eccettuano le Alpi Orobie (settore meridionale del foglio), dove giacimenti ferriferi sono assai diffusi e, localmente, in concentrazioni cospicue, tanto da alimentare a tutt'oggi una discreta attività estrattiva.

Sul versante valtellinese delle Orobie numerose manifestazioni a siderite, in forma di filoni nelle metamorfite incassanti, han dato luogo, nei secoli passati, a qualche sporadica attività mineraria e metallurgica. Le miniere più importanti erano quelle di Val d'Arigna, attive nel XV secolo e che alimentavano dei forni ubicati nella stessa valle, di Malga Cantarena (nella Val Bondone, a Nord del Pizzo del Diavolo di Coca), di Malga Pila che forniva il minerale ad un forno in Val Belviso, ed infine della conca del Torsolazzo.

Nel XVIII secolo conobbero una notevole prosperità le attività minerario-metallurgiche della Val Camonica e, segnatamente all'area qui considerata, quelle della regione compresa tra la valle dell'Ogliolo (Edo- lo-Aprica) e la Val Paisco, dove le miniere di Malonno, di Traversagna (sul versante orientale del M. Largone nell'alta Val Paisco), del M. Elto ed altre minori, alimentavano una decina di forni, dando lavoro a quasi un migliaio di operai. I corpi minerari coltivati erano costituiti sia da filoni sia, soprattutto, da corpi di sostituzione a siderite nei calcari del « Servino ».

Di ben maggiore portata sono le miniere di ferro della Val Seriana

e della Val di Scalve (versante bergamasco delle Orobie), alcune delle quali tuttora coltivate. In queste valli l'attività estrattiva, della quale si hanno notizie storiche risalenti al Medio Evo, ebbero un grande impulso nel XVI secolo e conobbero un periodo di grande sviluppo dalla metà del XVIII secolo all'ultimo decennio del secolo scorso, con qualche crisi temporanea dovuta a motivi politici. Tra la fine del 1800 e gli inizi del 1900 molte miniere vennero chiuse e solo saltuariamente si ebbero delle riprese di attività. Un notevole incremento nella coltivazione del minerale di ferro in queste miniere si ebbe nel periodo 1935-1945, in relazione al regime autarchico di quegli anni ed allo stato di guerra. Dal 1951 al 1958, dopo un calo degli anni postbellici, si ebbe una forte ripresa nell'attività estrattiva. Attualmente sono ancora in coltivazione alcune miniere dell'alta Val di Scalve, nel Comune di Schilpario.

I giacimenti ferriferi della Val Seriana e della Val di Scalve, che appartengono alla « sottozona bergamasca » (A. STELLA, 1921) del gruppo di giacimenti delle Prealpi lombarde, sono costituiti da corpi minerari, in forma di lenti e di banchi, derivati dalla sostituzione di alcuni livelli calcarei intercalati nella formazione del « Servino », costituita in prevalenza da marne arenacee, arenarie, siltite ed argilloscisti. A. BIANCHI e GB. DAL PIAZ (1951; in DI COLBERTALDO, 1970) vi distinguono fondamentalmente 4 banchi mineralizzati posti a vari livelli entro questa formazione. Il minerale utile principale è rappresentato da siderite manganesifera ( $Fe = 32 \div 40\%$ ;  $Mn = 2,2 \div 3\%$ ) a cui spesso si associano limonite ed idrossidi di manganese. Localmente si trovano anche ferro oligisto, pirite, calcopirite, tetraedrite, ecc.

Al giacimenti di sostituzione del « Servino » si aggiungono, in netto subordine, i giacimenti filoniani a siderite, talvolta con fluorite e solfuri misti. Questi giacimenti ricorrono sia nel « Servino », sia nelle formazioni sedimentarie permiane sottostanti, sia infine nell'infrastruttura metamorfica.

Al di fuori dei giacimenti ferriferi delle Orobie è degna di menzione una manifestazione a galena (argentifera?) nei pressi di S. Antonio in Val Fontana, dove furono eseguite recentemente (attorno al 1950) delle prove di coltivazione che diedero esito negativo.

In località Stabiello, immediatamente a Nord di Sòndalo, nel contiguo Foglio « Bormio », nel secolo scorso venivano sfruttate con metodi artigianali delle sottili vene di arsenico nativo ed altri minerali secondari di arsenico.

Manifestazioni di amianto e talco, economicamente non sfruttabili, si trovano connesse con le Serpentine della Val Malenco, affioranti nel settore nord-occidentale del foglio. Giacimenti più cospicui di questi minerali sono ancor oggi in coltivazione in Val Malenco (v. Foglio Geologico « Pizzo Bernina-Sondrio », 7°-18°).

Miniere di barite, attualmente abbandonate, sono segnalate sul versante occidentale del M. Campione (alta Val Paisco).

#### CAVE

L'attività di cava nel Foglio « Tirano » è estremamente scarsa a causa delle caratteristiche litologiche e tecniche, quasi sempre negative, delle rocce ivi affioranti. Tale attività si limita, per quanto riguarda la Valtellina, alla coltivazione delle quarziti come pietra da costruzione o per argini, in alcune cave a Ganda (Valle Belviso) e lungo l'Adda sotto Carona, nonché alla estrazione di ghiaia e sabbia dal greto dell'Adda nei pressi di Tresenda e sopra Tirano.

Piccole cave ora abbandonate, dalle quali si ricavava materiale per diversi usi (blocchi per costruzioni, pietrisco, pietra da calce), si trovano sparse un po' ovunque lungo le pendici della Valtellina.

#### IDROGEOLOGIA

L'area compresa nel Foglio « Tirano » risulta influenzata, dal punto di vista idrogeologico, cioè della distribuzione superficiale e sotterranea delle acque, da numerosi fattori che vanno dalla conformazione geologica, in senso lato, del territorio, alla sua struttura morfologica, alla quantità ed al tipo di precipitazioni, al reticolato idrografico e ad altri elementi minori che verranno citati in seguito.

L'area considerata è costituita per oltre i  $\frac{3}{4}$  da rocce cristalline (me-

tamorfiche ed eruttive) dotate, di per sé, di un grado di permeabilità scarso o nullo. Tuttavia le numerose dislocazioni subite da queste rocce vi hanno indotto dei fenomeni di fratturazione e di laminazione che, quando presentano carattere di continuità, possono costituire delle buone vie di scorrimento sotterraneo delle acque di infiltrazione. In ogni caso l'allineamento strutturale di queste formazioni (all'incirca Ovest-Est), la loro giacitura generalmente molto inclinata e l'esiguo spessore delle zone di frattura, fanno sì che queste rocce siano sede non di vere falde idriche ma di vene acquifere (all'incirca lenticolari), che si livellano al punto di trabocco in superficie, dove danno luogo a sorgenti di portata limitata (qualche litro al secondo), molto sensibili al regime pluviometrico o, più in generale, al regime dell'alimentazione. Un'altra caratteristica di questi corpi acquiferi è rappresentata dalla loro non grande profondità in quanto nelle rocce cristalline le fratture tendono, a causa delle forti pressioni, ad occludersi rapidamente verso il basso. Le zone di fratturazione sono molto più frequenti nei complessi cristallini a Nord della Linea del Tonale che non nel basamento cristallino sudalpino.

Condizioni del tutto differenti si realizzano nella fascia meridionale del foglio (versante meridionale delle Orobie e Valcamonica) dove affiorano le formazioni sedimentarie conglomeratico-arenaceo-argilloscistose del Permiano e calcareo-dolomitiche del Mesozoico. La giacitura suborizzontale o poco inclinata di queste formazioni e la loro permeabilità (da media a debole per le formazioni permiane, debolmente metamorfiche; da media ad elevata per quelle mesozoiche, ricche di sistemi di fratture e talora sede di fenomeni carsici) fanno sì che esse siano il serbatoio di cospicui corpi acquiferi che talora si manifestano all'esterno in allineamenti di sorgenti di contatto.

Una situazione idrogeologica molto tipica si realizza in corrispondenza del massiccio del Cimone della Bagozza, dove una grande massa calcareo-dolomitica sovrascorsa (Calcarea di Esino), molto fratturata ed interessata da diffusi fenomeni carsici, risulta del tutto priva di manifestazioni idriche superficiali, che invece si concentrano, sotto forma di un allineamento di sorgenti, lungo l'orlo del sovrascorrimento, sia questo occultato o no da una fascia di detriti di falda.

Tuttavia la situazione idrogeologica sotterranea dell'area in esame è controllata, più che dal basamento roccioso, dalla sua copertura detritica (morene, alluvioni, detriti di falda) che è molto estesa e talora molto potente, dotata generalmente di elevata permeabilità. Le estese placche moreniche e detritiche, sovente dello spessore di parecchie decine di metri, sono in grado di immagazzinare considerevoli quantità di acqua, sia di precipitazione che di infiltrazione di piccoli corsi superficiali, che poi cedono gradualmente attraverso sistemi sorgentizi posti al bordo inferiore della copertura.

Dal canto loro i depositi alluvionali che formano il riempimento delle valli principali, e le grandi conoidi di deiezione che in queste sboccano, formano, grazie all'elevato grado di permeabilità che li caratterizza per lo meno nei livelli più grossolani, dei sistemi idrogeologici dotati di riserve idriche potenzialmente molto cospicue. Di queste, peraltro, non è possibile fare una valutazione neanche approssimativa, in mancanza di un numero sufficiente di pozzi e di prospezioni atte a mettere in evidenza le caratteristiche stratigrafiche e di permeabilità dei depositi alluvionali.

*Data di presentazione del manoscritto:* 18 ottobre 1971.

## VIII — BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1950), *Appunti geologici sul versante sinistro della media Val Camonica, dalla Val Palobbia alla Val di Fa.* « Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat. », 8, pp. 253-258, 1 fig. n.t., Roma.
- ACCORDI B. (1951), *Rilevamento geologico della zona del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale).* « Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat. », 10, pp. 246-250, 1 fig. n.t., Roma.
- ACCORDI B. (1953), *Geologia del gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale).* « Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova », 18, 58 pp., 6 figg. n.t., 1 tav. f.t., 1 carta geol. 1:25.000, Padova.
- ADAMI C. (1962), *La massa femica dell'alta Val Seria, al margine settentrionale dell'Adamello.* « Mem. Ist. Univ. Padova », 23, 58 pp., Padova.
- ARDIGÒ G. (1953), *Sul rilevamento della Val Paisco e dell'alta Val di Scalve.* « Boll. Serv. Geol. It. », 75, pp. 646-654, Roma.
- ARDIGÒ G. (1954), *Rilevamento della zona ad Est di Valbondione.* « Boll. Serv. Geol. It. », 76, pp. 413-424, Roma.
- ASSERETO R., CASATI P. (1965), *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia).* « Riv. It. Paleont. Strat. », 71, fasc. 4, pp. 999-1077, 31 figg., Milano.
- ASSERETO R., CASATI P. (1968), *Argillite di Lozio.* « Studi III. Carta Geol. It., Formazioni Geologiche », fasc. 1, 5 pp., 1 fig., Roma.
- AZZAROLI A., CITA M. B. (1968), *Codice italiano di nomenclatura stratigrafica.* « Boll. Serv. Geol. It. », 89, pp. 3-22, Roma.
- AZZINI P. (1915), *Filone diabasiaco negli scisti di Edolo.* « Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. », 30, pp. 1-18.
- AZZINI F. (1921), *I filoni diabasiaci nella Valle di Còrteno.* « Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. », 34.
- BARBAGELATA F., MOTTANA A. (1969), *Anfiboliti e cloritoscisti negli Scisti di Edolo (Alpi Orobie orientali).* « Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano », fasc. 4, pp. 425-456.
- BEMMELEN R. W., van (1966), *The structural evolution of the Southern Alps.* « Geol. Mijnb. », 45, pp. 83-127.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G. B. (1940), *Il settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello.* « Boll. R. Uff. Geol. It. », 65, pp. 1-18, Roma.

- BIANCHI A., DAL PIAZ GB. (1948), *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel massiccio dell'Adamello*. «Rend. Soc. Miner. It.», 5, pp. 79-102, 1 carta geol. 1:250.000, Pavia.
- BONSIGNORE G., BORGO A., GELATI R., MONTRASIO A., POTENZA R., POZZI R., RAGNI U., SCHIAVINATO G. (1969), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1:100.000: Foglio 8 «Bormio»*. «Ministero Ind., Comm., Art., Serv. Geol. It.», Roma.
- BONSIGNORE G., RAGNI U. (1966), *Carta geologica dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica (1:50.000) con Schema Tettonico (1:250.000)*. «Ist. Min. Petr. Geoch. Univ. Milano, Pubbl. n. 176».
- BONSIGNORE G., RAGNI U. (1967), *Studio di alcuni movimenti franosi nella media Valtellina (Alpi Retiche). Nota prima: Frana di Biorca-Frana «I canali». Nota seconda: Movimenti franosi e forme di degradazione del suolo nella zona del Passo dell'Aprica e nella Valle Grosina Occidentale*. «C.N.R., Fond. Probl. Mont. Arco Alp.», 55, Milano.
- BONSIGNORE G., RAGNI U. (1968), *Contributo alla conoscenza del Cristallino dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica (Alpi Retiche). Nota prima: La Formazione della Punta di Pietra Rossa*. «C.N.R., Fond. Probl. Mont. Arco Alp.», 73, Milano.
- CACCIAMALI G.B. (1930 a), *Sulla tettonica delle Orobie*. «Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett.», s. 2, 63, pp. 438-446, Milano.
- CACCIAMALI G.B. (1930 b), *Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare della Provincia di Brescia*. Brescia.
- CAMPIGLIO C., POTENZA R. (1964), *Facies dioritiche collegate con il Gabbro di Sòndalo (Alta Valtellina). Studio geologico-petrografico*. «Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano», 103, fasc. 4, pp. 325-343.
- CAMPIGLIO C., POTENZA R. (1966), *Le facies oliviniche del Gabbro di Sòndalo (Alta Valtellina, Lombardia)*. «Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat., Milano», 105, fasc. 1, pp. 102-122.
- CAMPIGLIO C., POTENZA R. (1967), *Facies a pirosseno rombico del Gabbro di Sòndalo (alta Valtellina)*. «Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano», 106, fasc. 3, pp. 193-208.
- CASATI P. (1969), *Strutture della Formazione di Collio (Permiano inferiore) nelle Alpi Orobie*. «Natura», 60, fasc. 4, pp. 301-312, 4 tavv., Milano.
- CASTIGLIONI G.B. (1961), *I depositi morenici del Gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali post-würmiani*. «Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova», 23, 131 pp., 29 figg. n.t., 4 tavv. f.t., Padova.
- CERIANI G.C. (1967), *Metamorfiti e migmatiti dell'alta Valle Grosina (Sondrio)*. «Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Scienze», 101, pp. 570-587, Milano.
- COLBERTALDO D., DI (1967), *Giacimenti minerari*. Vol. I. CEDAM, Padova.
- COLBERTALDO D., DI (1970), *Giacimenti minerari*. Vol. II. CEDAM, Padova.
- CORNELIUS H.P. (1915), *Zur Kenntniss der Wurzelregion im Unteren Veltlin*. «N. Jb. f. Min.», Beil.-Bd. 40, pp. 253-363.
- CORNELIUS H.P., FURLANI-CORNELIUS M. (1930), *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. «Denkschr. Ak. d. Wiss. Wien», 102, pp. 207-302.
- COZZAGLIO A. (1894), *Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Valcamonica*. «Giorn. Min. Crist. Petr.», 5, pp. 23-43.
- CRESPI R., GANDINI P. (1959), *Porfiriti sudalpine ad Est di Sondrio*. «Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett.», 94, pp. 203-220.
- CRESPI R., MONTRASIO A. (1969), *Scisti anfibolici del Lago Pirola*. «St. III. Carta Geol. It.: Formazioni Geologiche, Minist. Ind. Comm. Art., Serv. Geol.», fasc. 2, pp. 5-11.
- CURIONI G. (1856), *Sulla successione normale dei diversi membri del terreno triassico nella Lombardia*. «Mem. R. Ist. Lomb.», 5, pp. 311-343, 2 tavv., Milano.
- CURIONI G. (1877), *Geologia applicata delle Province Lombarde*. Hoepli Ed., 418 pp., Milano.
- DAL PIAZ GB. (1936), *La struttura geologica delle Austridi. Nota IV. Sui rapporti tettonici che intercorrono fra gli elementi austroalpini dei Grigioni e della Valtellina e quelli delle Alpi orientali*. «St. Trent. Sc. Nat.», 17.
- DAL PIAZ GB. (1960), *Osservazioni geologiche sulla frana di roccia staccatasi il 7 luglio 1956 sul fianco sinistro della Valle Belviso in località «Frera» (provincia di Sondrio)*. «Geotecnica», 5, pp. 1-8.
- DE JONG K.A. (1967), *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. «Boll. Soc. Geol. It.», 86, pp. 749-776.
- DELL'ORTO G. (1965), *Ricerche geologico-petrografiche sul versante destro della bassa Val Grosina (Sondrio)*. «Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano», 104, fasc. 2, pp. 207-233.
- DESIO A. (1957), *Bibliografia geologica d'Italia. Vol. II: Lombardia*. «C.N.R., Comit. Geogr. Geol. Miner.», Napoli.
- DE SITTER L.U. (1963), *La structure des Alpes Lombarde*. «Livre à la mémoire du Prof. Paul Fallot», 2, pp. 245-256, 3 figg., Paris.
- DE SITTER L.U., DE SITTER-KOOMANS C.M. (1949), *The geology of the Bergamasque Alps, Lombardia, Italy*. «Leid. Geol. Meded.», 14 B, 257 pp., 1 carta geol. 1:50.000.
- DIENI I., VITERBO C. (1961), *Rocce filoniane di età triassica nell'alta Val Daone (Adamello meridionale)*. «Studi Trent. Sc. Nat.», 38, pp. 141-172, 1 fig. n.t., 3 tavv. f.t., Trento.
- DOZY J.J. (1935), *Ueber das Perm der Südalpen*. «Leid. Geol. Meded.», 7, pp. 41-61, 3 figg. n.t.
- DOZY J.J., TIMMERMANS P.D. (1935), *Erläuterungen zur geologische Karte der zentralen Bergamasker Alpen*. «Leid. Geol. Meded.», 7, pp. 85-109, 4 figg., 1 carta geol. 1:50.000.
- ERDMAN D.A. (1941), *De Geologie van de westbelling van het Val Camonica tuschen het van Borno en het Val Clegna*. «Ed. Van Gorcum», 56 pp., 12 figg., 1 carta geol. 1:25.000, 1 tav. profili, Leida.
- FABER J. (1941), *Die geologie van het boven Val Paisco en het boven Valle di Scalve*. «Bijdrag tot de Geol. der Berg. Alpen», 21, pp. 1-44.
- FALLOT P. (1950), *Remarques sur la tectonique de couverture dans les Alpes Bergamasques et les dolomites*. «Bull. Soc. Géol. France», 20.

- GANSSER A. (1968), *The Insubric Line, a major geotectonic problem*. « Boll. Svizz. Min. Petr. », 48, pp. 123-143.
- GODENZI A. (1957), *Ricerche sulla morfologia glaciale e sulla geomorfogenesi nella regione fra il gruppo del Bernina e la Valle dell'Adda con particolare riguardo alla Valle di Poschiavo*. « Tesi di Laurea Fac. Sc. Nat. Univ. Friburgo », Tip. Menghini, Poschiavo.
- HECKER O. (1903), *Petrographische Untersuchung der gabbrogesteine des oberen Veltlin*. « Dies. Jb. Beil. », 17, pp. 313-384.
- JUSTIN-VISENTIN E., ZANETTIN B. (1968), *Genesi di cornubianiti a staurolite-granato-andalusite-cordierite nell'aureola di contatto dell'Adamello*. « Studi trent. Sc. Nat. », 45, pp. 224-245, 9 figg. n.t.
- KROL G. L. (1939), *De Geologie van het Valle di Scalve en het Valle Nembo*. « Leid. Geol. Meded. », 11, pp. 267-360, 1 tav., 25 figg., 1 carta geol. 1:25.000, profili geol.
- LIBORIO G., MOTTANA A. (1964), *Segnalazione di lembi calcarei nel basamento cristallino sudalpino della zona del Pizzo di Rodes (Alpi Orobie centrali)*. « Boll. Serv. Geol. It. », 85, pp. 3-6.
- LIBORIO G., MOTTANA A. (1969), *Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie orientali*. « Rend. Soc. It. Min. Petr. », 25, pp. 475-519.
- LIBORIO G., MOTTANA A. (1970), *Il complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobie. II. Variazioni delle proprietà roentgenografiche delle miche chiare degli Scisti di Edolo lungo direttrici metamorfiche*. « Rend. Soc. It. Min. Petr. », 26, pp. 179-204.
- LORENZONI S. (1955), *Studio geologico-petrografico dell'Alpe di Bos*. « Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova », 19, 52 pp., 4 tavv. f.t., 1 cartina geol. 1:10.000, Padova.
- LUGEON M., HENNY G. (1915), *La limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello*. « C. R. Acad. Sc. Paris », seduta 22 marzo 1915.
- MAGNANI M. (1943), *Sulla presenza di un nuovo lembo di Permiano e Trias lungo il confine alpino-dinarico in Valtellina*. « Boll. Soc. Geol. It. », 62, pp. 27-31.
- MAGNANI M. (1943), *Alcune osservazioni geologiche lungo il confine alpino-dinarico nella media Valtellina*. « Boll. Serv. Geol. It. », 68, pp. 49-55.
- MALFERRARI N., MARTELLI G. (1954), *Osservazioni geologiche nelle Alpi Orobie*. « Boll. Serv. Geol. It. », 76, fasc. 2, pp. 523-527.
- MELZI G. (1895), *Le porfiriti della Catena Orobica settentrionale*. « Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. », 28, pp. 480-488.
- MONTI R. (1895), *Studi petrografici sopra alcune rocce della Val Camonica*. « Giorn. Min. Crist. Petr. », 5, pp. 44-71.
- MORGANTE S. (1952), *Il settore sudoccidentale dell'Adamello fra la Val Camonica e la Val di Braone*. « Rend. Soc. Miner. It. », 8, pp. 141-153, 1 fig. n.t., 1 tav. f.t., 1 carta geol., Pavia.
- MOTTANA A. (1963), *Il basamento cristallino sudalpino delle Valli di Arigna e di Scais (Alpi Orobie centrali)*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. », 102, pp. 349-377, Milano.
- NANGERONI L. G. (1931), *Osservazioni sulla tettonica delle Alpi Orobie orientali*. « Boll. Soc. Geol. It. », 50, pp. 249-253.
- NANGERONI L. G. (1931), *La morfologia dei monti di Val Malenco in rapporto alla struttura geolitologica*. « R. Soc. Geogr. It. », Serie VI, 8, pp. 814-828, Roma.
- PATRINI P. (1912), *I terrazzi orografici della Val Camonica e del bacino sebino*. « Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. », 45, pp. 703-720.
- PORRO C. (1899), *Cenni preliminari ad un rilievo geologico dalla Valsassina al M. Venerocolo*. « Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. », 32, pp. 408-419.
- PORRO C. (1903), *Carta geologica sulle Alpi Bergamasche, scala 1:100.000 con note illustrative*. Ditta Artaria di F.lli Sacchi e Figli Ed., Milano.
- PORRO C. (1911), *Notizie geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane*. « Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. », 44, pp. 863-883.
- RIEDEL A. (1949 a), *I Cefalopodi anisici delle Alpi meridionali e il loro significato stratigrafico*. « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », 16, 22 pp., 3 tavv. f.t., Padova.
- RIEDEL A. (1949 b), *Primi risultati di uno studio geologico sulla media Val Camonica a sinistra del fiume Oglio*. « Rend. Acc. Naz. Lincei. Cl. Sc. fis. mat. nat. », 6, pp. 97-101, 1 fig. n.t., Roma.
- RIVA C. (1896), *Le rocce paleovulcaniche del Gruppo dell'Adamello*. « Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. », 17, pp. 159-227.
- RIVA C. (1896), *Sopra un dicco di diorite quarzoso-micacea presso Rino in Val Camonica (con una tavola)*. « Atti Soc. It. Sc. Nat. e Museo Civ. St. Nat. Milano », 36, fasc. 2, pp. 139-159.
- ROSSETTI R. (1966 a), *Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », 17, pp. 124-142, 4 figg., 1 tav., Pavia.
- ROSSETTI R. (1966 b), *Rapporti strutturali tra il Pizzo Camino e la Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. « Atti Ist. Geol. Univ. Pavia », 17, pp. 143-154, 1 tav., 2 figg., Pavia.
- SALOMON W. (1901), *Ueber neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. « Sitzungsb. K. preuss. Akad. Wiss. », 1, pp. 170-185, Berlin.
- SALOMON W. (1907), *L'origine degli scisti sericitici in Val Camonica*. « Comm. Aten. Bresciano », pp. 199-212.
- SALOMON W. (1908-1910), *Die Adamellogruppe*. « Abhandl. k.k. Geol. Reichsanst. », 21, 603 pp., 98 figg. n.t., 11 tavv. f.t., 1 carta geol. 1:75.000, Wien.
- SARAGAT A. (1914), *Geografia fisica della Valtellina*. « Boll. R. Com. Geogr. It. », 3.
- SCHIAVINATO G. (1951), *Relazione sul rilevamento geologico-petrografico del Gruppo del Baitone (Adamello nord-occidentale)*. « Rend. Soc. Min. It. », pp. 94-108.
- SCHIAVINATO G. (1955), *Sulle rocce diabasiche comprese negli scisti di Edolo in Val Camonica (Lombardia)*. « Rend. Soc. Miner. It. », 11, pp. 233-260, 2 tavv., Pavia.
- SPITZ A. (1919), *Kritisches zur Frage der alpin-dinarischen Grenze*. « Verhandl. Geol. Bund. », pp. 110-122, Wien.
- SQUARZINA F. (1960), *Notizie sull'industria mineraria in Lombardia*. « L'Industria Mineraria », 11, fasc. 9, pp. 643-659.

- SQUARZINA F. (1960), *Notizie sull'industria mineraria in Lombardia* (continuaz. e fine). « L'industria Mineraria », 11, fasc. 10, pp. 743-758.
- STAUB R. (1914), *Zur Tektonik des Berninagebirges*. « Vjschr. naturf. Ges. Zürich », 58, pp. 329-370.
- STAUB R. (1915), *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. « Vjschr. naturf. Ges. Zürich », 60, pp. 55-336.
- STAUB R. (1915 b), *Ueber granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. Ein Beitrag zur Kenntnis der Gesteinmetamorphose*. In: *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*. « Diss. Univ. Zürich. Vjschr. naturf. Ges. Zürich », 60, pp. 61-221.
- STAUB R. (1916), *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. « Beitr. geol. K. Schweiz, 46, mit geol. Spez.-K. 78 », 1:250.000.
- STAUB R. (1916 b), *Zur Geologie des Oberengadins und Puschlavs*. « Ecl. Geol. Helv. », 14, pp. 221-228.
- STAUB R. (1916 c), *Tektonische studien im östlichen Berninagebirge*. « Vjschr naturf. Ges. Zürich », 61, pp. 324-405.
- STAUB R. (1937), *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. « Denkschr. schweiz. naturf. Ges. », 72, pp. 1-115.
- STAUB R. (1946), *Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno*, 1:50.000. « Geol. Spez.-K. 118. Schweiz. Geol. Komm. ».
- STAUB R. (1950), *Betrachtungen über den Bau der Südalpen*. « Ecl. geol. Helv. », 42, pp. 215-408.
- STAUB R. (1964), *Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin*. « Jb. naturf. Ges. Graub. », 89-90, Bischofberger & Co., Chur.
- STELLA A. (1894), *Contributo alla geologia delle formazioni pretriassiche del versante meridionale delle Alpi Centrali*. « Boll. R. Com. Geol. It. », 74, pp. 433-443.
- STELLA A. (1921), *Le miniere di ferro dell'Italia*. « Ed. Lattes ».
- THEOBALD G. (1866), *Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden*. « Beitr. Geol. Karte Schweiz ».
- VENZO S., FAGNANT G. (1954), *Notizie sul rilevamento del Foglio geologico « Sondrio »*. « Boll. Serv. Geol. It. », 76.
- WEEDA J. (1936), *Carte géologique de la Vallée supérieure du Serio*. « Leid. Geol. Meded. », 8, pp. 1-54.
- ZANETTIN B. (1952), *La « diorite » di Val Camonica*. « Rend. Soc. Min. It. », 8, 11 pp., 1 tav. f.t., Pavia.
- ZANETTIN B. (1956 a), *Il gruppo del Marsèr (Adamello occidentale). Studio geologico-petrografico*. « Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova », 19, 86 pp., 5 tavv. f.t., 2 cartine geol. 1:25.000 e 1:100.000, 1 profilo geol. 1:10.000, Padova.
- ZANETTIN B. (1956 b), *Considerazioni sulla genesi delle masse femiche del Marsèr (Adamello occidentale)*. « Rend. Soc. Min. It. », 12, pp. 231-236.
- ZIJLSTRA G. (1941), *De geologie van de hoofdgraat van de Bergamasker Alpen tuschen de M. Gleno en de Monte Venerocolo*. « Beijsdrage tot de Geol. der Berg. Alpen », 23, pp. 1-62.