



**I S P R A**

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2.2.1960)

**NOTE ILLUSTRATIVE  
della  
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA  
alla scala 1:50.000**

foglio 003

**VETTA D'ITALIA**

a cura di

**G. V. Dal Piaz<sup>1</sup>, G. Cortiana<sup>2</sup>,**

**G. B. Pellegrini<sup>1</sup>, P. Tartarotti<sup>3</sup>, G. Toffolon<sup>2</sup>**

1)- Dipartimento di Geologia Paleontologia Geofisica, Università degli Studi, Padova

2)- Rilevatore a contratto della Provincia Autonoma di Bolzano

3)- Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio", Università degli Studi, Milano

Ente realizzatore:



Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige  
Ufficio Geologia e prove materiali

*Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:*

**C. CAMPOBASSO**

*Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:*

**F. GALLUZZO**

*Responsabile del Progetto CARG*

*per la Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige:*

**L. NÖSSING**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

*Revisione scientifica:*

**R. Graciotti, M. L. Pampaloni, M. Pantaloni**

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia (coord.), S. Falcetti**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**C. Cipolloni, M. P. Congi, R. M. Pichezzi (ASC)**

*Coordinamento editoriale:*

**M. L. Vatovec (coord.), S. Falcetti**

PER LA PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO - ALTO ADIGE

UFFICIO GEOLOGIA E PROVE MATERIALI:

*Coordinamento operativo:*

**V. Mair**

*Infomatizzazione dei dati geologici:*

**L. Keim, C. Morelli, C. Strada, G. Toffolon, C. Vian**

*Allattamento per la stampa:* **LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA S.R.L.**, Firenze

GESTIONE TECNICO-AMMINISTRATIVA DEL PROGETTO CARG:

**M.T. Lettieri** - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

**L. Keim, V. Mair, A. Sapelza, C. Strada** -

Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige,

Ufficio Geologia e prove materiali

*Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.*

*Stampa:* **LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA S.R.L. - 2011**

## INDICE

<b>I</b>	<b>- INTRODUZIONE.....</b>	<b>Pag. 5</b>
<b>II</b>	<b>- ASPETTI GEOGRAFICI E MORFOLOGICI .....</b>	<b>9</b>
1.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO .....	9
2.	- CENNI SUL CLIMA.....	11
3.	- GEOMORFOLOGIA .....	11
<b>III</b>	<b>- INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE. »</b>	<b>21</b>
1.	- ASSETTO REGIONALE .....	21
2.	- STUDI PRECEDENTI.....	24
<b>IV</b>	<b>- STRATIGRAFIA.....</b>	<b>35</b>
1.	- UNITÀ PENNIDICHE DELLA FINESTRA DEGLI ALTI TAURI.....	35
1.1.	- FALDA DEL GLOCKNER .....	37
1.1.1.	- <i>Calcescisti indifferenziati (TGI)</i> .....	37
1.1.1.1.	- <i>Fels</i> di tipo rodingitico (TGI <sub>1</sub> ) .....	39
1.1.2.	- <i>Metabasiti (GPS)</i> .....	40
1.1.3.	- <i>Serpentiniti (GSM)</i> .....	42
1.2.	- FALDA DEL PICCO DEI TRE SIGNORI .....	42
1.2.1.	- <i>Marmi calcarei e dolomitici (MCM)</i> .....	43
1.2.2.	- <i>Quarziti (MCQ)</i> .....	45
1.2.3.	- <i>Scisti quarzoso-micacei (MCW)</i> .....	45
1.2.4.	- <i>Scisti del Picco dei Tre Signori (TSB)</i> .....	45
1.2.5.	- <i>Scisti fillonitici (FSF)</i> .....	47
1.2.6.	- <i>Anfiboliti (TSA)</i> .....	47
1.2.7.	- <i>Anfiboliti granatifere (TSE)</i> .....	48
1.2.7.1.	- <i>Eclogiti (TSE<sub>1</sub>)</i> .....	49
1.2.8.	- <i>Ortogneiss leucocratici (TSO)</i> .....	51
1.2.9.	- <i>Marmi impuri (TSM)</i> .....	51
1.3.	- FALDA DEL GRAN VENEZIANO .....	52
1.3.1.	- <i>Gneiss granitico-granodioritici (GVO)</i> .....	53
1.3.2.	- <i>Gneiss leucocratici (GVL)</i> .....	56
1.3.3.	- <i>Anfiboliti (GAF)</i> .....	56
1.3.4.	- <i>Scisti del Gran Veneziano (GVP)</i> .....	56
1.3.5.	- <i>Filoni di quarzo</i> .....	57
2.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI .....	57
2.1.	- UNITÀ QUATERNARIE .....	57
2.1.1.	- <i>Sintema del Garda (SGD)</i> .....	60

2.1.1.1.	- Subsistema di Casere (SGD <sub>7</sub> )..... »	62
2.1.2.	- <i>Sistema Postglaciale Alpino</i> (PTG)..... »	63
2.1.2.1	- Subsistema dell'Amola (PTG <sub>1</sub> )..... »	66
<b>V.</b>	<b>- TETTONICA E METAMORFISMO</b> ..... »	69
1.	- TETTONICA..... »	70
2.	- METAMORFISMO..... »	74
2.1	- EVOLUZIONE METAMORFICA DELLA FINESTRA DEI TAURI: QUADRO GENERALE..... »	74
2.2.	- EVOLUZIONE METAMORFICA DEL BASAMENTO IN VALLE AURINA ... »	76
<b>VI.</b>	<b>- ELEMENTI DI GEOLOGIA AMBIENTALE     E GEORISORSE</b> ..... »	81
1.	- VALANGHE..... »	81
2.	- FRANE..... »	81
3.	- MOVIMENTI GRAVITATIVI DI VERSANTE..... »	82
4.	- IDROGEOLOGIA..... »	82
5.	- GEORISORSE..... »	83
5.1.	- MINIERA DI PREDOI..... »	83
5.2.	- MINERALI RADIOATTIVI..... »	86
5.3.	- CAVE..... »	87
6.	- INTERVENTI ANTROPICI..... »	87
<b>VII.</b>	<b>- ABSTRACT</b> ..... »	89
	- BIBLIOGRAFIA..... »	91
	- APPENDICE..... »	101

## I - INTRODUZIONE

Il foglio IGM 003 Vetta d'Italia, alla scala 1:50.000, trae la sua denominazione dall'omonima cima (2912 m) che costituisce il punto più settentrionale del territorio italiano. La maggior parte del foglio topografico è compresa in territorio austriaco; il rilevamento geologico è limitato al settore italiano (135 km<sup>2</sup> ca) ed è stato eseguito in tre campagne estive, iniziate nel 1999.

Come base topografica per il rilevamento geologico sono stati utilizzati ingrandimenti al 1:10.000 delle seguenti tavolette IGM alla scala 1:25.000: F 1a II NO, Forcella del Picco; F 1a II SO, Picco dei Tre Signori; F 1a III NE, Vetta d'Italia; F 1a III SE, Predoi; F 1a III SO, Valle Aurina; F 4b IV NE, Sasso Lungo; F 4b IV NO, Campo Tures.

Il foglio è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge 305/89) della Provincia Autonoma di Bolzano (PAB), sotto la direzione di LUDWIG NÖSSING, coadiuvato da VOLKMAR MAIR. Il rilievo geologico, coordinato da GIORGIO V. DAL PIAZ e diretto da PAOLA TARTAROTTI (substrato roccioso) e GIOVANNI B. PELLEGRINI (Quaternario), è stato realizzato da GIOVANNI CORTIANA e GIOVANNI TOFFOLON. Le osservazioni geomorfologiche, geologiche e strutturali di campagna sono state integrate dall'interpretazione di fotografie aeree (G.B PELLEGRINI e G. TOFFOLON) e di immagini satellitari (G. TOFFOLON), dallo studio al microscopio ed alla microsonda elettronica dei principali litotipi (P. TARTAROTTI e G. TOFFOLON) e dall'analisi geochimica di alcune rocce basiche rappresentative di unità ofiolitiche e di

marginale continentale. L'informatizzazione è stata curata da C. STRADA, con la collaborazione di G. TOFFOLON e C. MORELLI.

Le carte geologiche di campagna alla scala 1:10.000 sono state ridotte, generalizzate e stampate alla scala 1:25.000 (CORTIANA *et alii.*, 2004), a cura della Provincia Autonoma di Bolzano, con legenda bilingue (italiano e tedesco). L'ulteriore generalizzazione per produrre il Foglio Vetta d'Italia alla scala 1:50.000 è stata eseguita da G.V. DAL PIAZ e G. TOFFOLON.

I primi rilievi geologici della regione (allora entro i confini dell'Impero Austro-Ungarico) risalgono alla seconda metà dell'Ottocento (LÖWL, 1881; TELLER, senza data, e 1882), nell'ambito di un progetto rimasto incompiuto per la realizzazione del Foglio Bruneck alla scala 1:75.000. I rilievi successivi, di ottimo livello, sono stati svolti negli anni '30: il Foglio 003 Vetta d'Italia è interamente compreso nell'omonimo foglio della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1930, n. 1A), rilevato da ANGELO BIANCHI e GIAMBATTISTA DAL PIAZ tra il 1927 ed il 1930. Ricordiamo inoltre la "*Carta geologica dell'Alta Valle Aurina e regioni vicine*" (BIANCHI & DAL PIAZ, 1930), alla scala 1:25.000, che rappresenta con notevole dettaglio e precisione le varie unità litologiche del basamento cristallino, delle coperture mesozoiche e delle ofioliti; essa corrisponde alla parte orientale del nuovo Foglio Vetta d'Italia al 1:50.000.

La principale innovazione ottenuta con i nuovi rilievi riguarda soprattutto la rappresentazione delle coperture quaternarie, assai più dettagliata ed impostata secondo il criterio dei sintemi, discussi e coordinati a scala interregionale. Passando al substrato, permane incerta l'età dei marmi presenti nel basamento del Picco, attribuiti al Triassico da BIANCHI & DAL PIAZ (1930) e da noi riferiti, dubitativamente, al basamento pennidico pre-Permiano, unitamente alle lenti di rocce basiche, con relitti eclogitici, che BIANCHI (1934) e DAL PIAZ (1934) avevano attribuito al magmatismo ensialico di geosinclinale.

Il rilevamento si è ispirato ai criteri generali suggeriti nei Quaderni del SGN, con i limiti e le cautele imposte dalla presenza di esclusive unità tettono-metamorfiche polideformate, con protoliti spesso di età incerta e contatti primari estesamente trasposti. Ne consegue che tutte le unità di substrato presenti nel foglio non sono formalizzabili. Nella legenda, le unità tettoniche sono riportate in successione da tetto a letto, e le varie litologie distinte all'interno di ciascuna di esse sono elencate in successione cronologica, seppure con molte incertezze dovute alla mancanza di fossili ed alla pervasiva rielaborazione tettono-metamorfica.

Le Note sono state redatte da G. V. DAL PIAZ, con la collaborazione dei Direttori di rilevamento e dei Rilevatori. Iniziano con la descrizione dei principali caratteri geografici e morfologici (G.B. PELLEGRINI e G. TOFFOLON), proseguono con l'inquadramento geologico-strutturale del foglio nell'ambito della catena delle Alpi Orientali, in base alla letteratura esistente (G.V. DAL PIAZ). Nel capitolo "Stratigrafia" sono descritti i caratteri litologici e petrografici delle rocce mono e

polimetamorfiche del substrato, riunite in unità di origine oceanica e continentale (G. CORTIANA, G.V. DAL PIAZ, P. TARTAROTTI e G. TOFFOLON), e quindi i depositi continentali quaternari (G.B. PELLEGRINI e G. TOFFOLON). Segue l'illustrazione dei caratteri strutturali e metamorfici delle unità tettoniche distinte nella carta (P. TARTAROTTI e G. TOFFOLON). Il capitolo finale, dedicato agli aspetti ambientali e geologico-tecnici più significativi ed utili per una corretta gestione del territorio, è stato redatto da G. TOFFOLON e G. CORTIANA.

In appendice una tabella riporta la corrispondenza tra i toponimi italiani, utilizzati nel testo, e quelli tedeschi, tratti dalla carta Tabacco alla scala 1:25.000, n. 035, Valle Aurina-Vedrette di Ries.

Si ringraziano le commissioni del Servizio Geologico d'Italia per l'accurata revisione scientifica, cartografica ed editoriale del foglio e delle sue note<sup>1</sup>.

---

<sup>1</sup> - La correzione delle ultime bozze risale a Settembre 2008.

PROGETTO  
CARGO



## II - ASPETTI GEOGRAFICI E MORFOLOGICI

### 1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio 003 Vetta d'Italia è situato nelle Alpi Retiche, alla testata della Valle Aurina, all'estremità nord-orientale del grande bacino idrografico dell'Adige. La Vetta d'Italia (2912 m) è la cima più settentrionale del territorio italiano. La Valle Aurina è la prosecuzione settentrionale della Valle di Tures a monte della confluenza, presso l'abitato di Campo Tures, della Valle Selva dei Molini e di quella di Riva. La Valle di Tures è una tributaria di destra della Val Pusteria, percorsa dal Fiume Rienza che, presso Bressanone, confluisce nell'Isarco.

La Valle di Tures ed il tratto inferiore della Valle Aurina, tra Campo Tures e Luttago, hanno un andamento trasversale (N-S e NNW-SSE) rispetto alle principali direttrici tettoniche alpine della regione. A Luttago, la Valle Aurina piega verso NE e mantiene questa direzione per circa 25 km, sino alla sua testata (Forcella del Picco, 2667 m), seguendo una zona di taglio ad alto angolo, duttile e fragile (Fig. 1).

Le dorsali che delimitano a nord e a sud il tratto superiore della valle sono subparallele al corso del Torrente Aurino, hanno una lunghezza complessiva di circa 57 km e si congiungono alla Forcella del Picco. La cresta settentrionale, in destra idrografica del Torrente Aurino, appartiene alle Alpi Aurine e forma lo spartiacque Adige-Inn. La cresta meridionale, in sinistra idrografica, è la propa-



Fig. 1 - Panorama dai pressi del Rifugio Tridentina dell'alta Valle Aurina, incisa lungo il contatto tettonico tra la Falda del Gran Veneziano (Gneiss centrale Auct.), a destra, ed il basamento metamorfico della Falda del Picco dei Tre Signori, a sinistra. Si noti la grande deformazione gravitativa tipo Sackung, in primo piano sulla sinistra.

gine occidentale degli Alti Tauri; fino al Gabel Spitz (3076 m), a sud di Predoi, costituisce lo spartiacque Adige-Drava e, a sud-ovest di questa vetta, lo spartiacque Rio Aurino-Rio di Riva. La prima dorsale presenta le maggiori elevazioni nel tratto occidentale (Sasso Nero, 3369 m), la seconda nel tratto orientale ed alla sua testata, culminando nel Picco dei Tre Signori (3499 m).

La Valle di Tures e la bassa Valle Aurina sono incise nel basamento austroalpino, a nord del Lineamento Periadriatico (Linea della Pusteria). Il contatto tra Austroalpino e Pennidico è esposto nei pressi di Luttago. L'alta Valle Aurina ha una tipica morfologia glaciale ed è modellata in rocce metamorfiche appartenenti a tre principali unità pennidiche di origine continentale (europea) ed oceanica (bacino sud-pennidico). I versanti della valle, al di sopra del solco glaciale principale, sono articolati in una sequenza di circhi e valli sospese, in genere di modesta estensione longitudinale. Il glacialismo residuo è concentrato in alcuni alti circhi delle tributarie di sinistra: è rappresentato dalle vedrette di Predoi e Lana, sul versante occidentale del Picco dei Tre Signori, dalla Vedretta Rossa, sul fianco occidentale del Pizzo Rosso, e da corpi minori in Valle Rossa e in Valle del Vento. Sul lato destro della Valle Aurina, esposto a mezzogiorno, tutti i ghiacciai sono scomparsi, con l'unica eccezione della Valle di Rio Bianco, esterna all'area del foglio geologico.

## 2. - CENNI SUL CLIMA

La Valle Aurina ha un clima che rientra nel “clima alpino di altitudine” (clima continentale), caratterizzato da estati fresche e brevi con precipitazioni prevalenti e periodi freddi con abbondanti nevicate.

Per le temperature, si fa riferimento ai valori medi del periodo 1926-1941, misurati nella stazione di Casere, 1600 m (BEVILACQUA, 1955). Si tenga conto che, a causa della frequenza del fenomeno dell’inversione termica, le temperature misurate a San Giacomo (1100 m) non si scostano di molto da quelle di Casere. Generalmente in Valle Aurina, nel corso dell’anno, vi sono tre-quattro mesi con temperature medie sotto lo zero e altrettanti con temperature superiori ai 10°C, mentre in nessun mese la temperatura media supera i 20°C.

Per le precipitazioni, si fa riferimento ai valori medi del periodo 1926-1950, misurati nelle stazioni di San Giacomo e Casere (BEVILACQUA, 1955). Le precipitazioni medie annue sono comprese tra 808,1 e 1032,6 mm, rispettivamente con 95,4 e 147,2 giorni di pioggia. La stagione più piovosa è l’estate (a Casere in luglio ci sono in media 16,5 giorni di pioggia con 184,3 mm), mentre le precipitazioni sono scarse nei mesi di dicembre e gennaio. In genere la neve copre interamente la valle per 2-3 mesi l’anno nel settore di San Giacomo, arrivando fino a 5 mesi nelle zone più elevate del Comune di Predoi (DONÀ, 1954; BEVILACQUA, 1955).

Ultimamente, si sono verificati numerosi eventi alluvionali di notevole intensità in ristretti periodi di tempo, con conseguenti gravi danni. In particolare, la Valle Aurina è stata interessata più volte (1959, 1985, 1987, 1990) da forti piogge che hanno provocato alluvionamenti nel fondovalle, soprattutto nei tratti a valle dell’abitato di Predoi e tra San Giacomo e San Pietro, diffusi fenomeni gravitativi sui versanti ed intense erosioni lungo la rete idrografica (DONÀ, 1961; FONTANIVE & MEZZACASA, 1976; MORTARA *et alii*, 1986; VALENTINI & VILLI 1988; CARDINALI *et alii*, 1998a, 1998b). Le esondazioni fluviali non sono rare; nel 1959 hanno interessato il Rio di Mezzo ed il Rio del Sasso in bassa Valle Aurina (DONÀ, 1961).

## 3. - GEOMORFOLOGIA

La Valle Aurina è una zona classica per lo studio dei fenomeni glaciali e periglaciali, con forme e depositi estesi su buona parte del territorio considerato (DAL PIAZ, 1930; DONÀ, 1953, 1955, 1964; HAANS, 1967). Il progressivo ritiro glaciale è documentato dalle relazioni glaciologiche di CONCI (1928, 1929), CONCI & PERETTI (1930), PERETTI (1931-42), MARCHETTI (1932, 1933), SESTINI (1931, 1935), MELANI (1969) e ZANELLA (1970-73). L’esame di carte geologiche e geomorfologiche di diversa età consente di valutare un arretramento della fronte

della Vedretta di Lana e della Vedretta Rossa dagli anni trenta (BIANCHI & DAL PIAZ, 1930) al 2000, rispettivamente di 500 e 1000 m circa. In Valle Aurina, DONÀ (1957) ha descritto i “coni di ghiaccio”, forme attualmente scomparse.

Il solco vallivo del Torrente Aurino (Fig.1), nel tratto compreso nel foglio, è parallelo ai principali lineamenti tettonici della regione. In particolare, esso è impostato lungo la grande zona di taglio che separa nettamente il basamento cristallino del Gran Veneziano (a nord) dalle falde del Picco dei Tre Signori e del Glockner (a sud): il primo è costituito da metagranitoidi e gneiss granitici più o meno laminati, la seconda da dominanti parascisti mono e polimetamorfici, la terza da sequenze di calcescisti con ofioliti metamorfiche (pietre verdi). Fa eccezione la stretta di S. Pietro, dove il Torrente Aurino incide i calcescisti. Il contatto tettonico ha carattere trascorrente sinistro, con sviluppo di strutture transpressive che influenzano la morfologia del fondovalle, causando in particolare il restringimento di S. Pietro ed altri più modesti fenomeni. Nella località citata, il sollevamento in transpressione di alcune scaglie di calcescisti con pietre verdi ha prodotto una locale deviazione dell’asse vallivo rispetto al trend generale. La contrastante composizione litologica dei due versanti della Valle Aurina e la loro diversa esposizione hanno prodotto lo sviluppo di differenti caratteri morfologici.

L’alta Valle Aurina presenta un profilo trasversale nettamente asimmetrico, caratterizzato dalla presenza, sul versante destro, di un ripiano a quota 2000 m circa, assente sul versante opposto (Fig. 2).



Fig. 2 - Ripiano glaciale a quota 2000 m circa sul versante destro della valle Aurina.

L'asimmetria, oltre a fattori di esposizione, è dovuta probabilmente anche al maggiore innalzamento del settore settentrionale rispetto a quello meridionale (DAL PIAZ, 1930). Il ripiano corrisponde alla spalla glaciale del ghiacciaio principale ed alcuni autori lo hanno interpretato come una superficie topografica preglaciale residua (DAL PIAZ, 1930; DONÀ, 1964). Verso valle, questa superficie mostra un carattere più articolato, con dislivello variabile da 400 m, nel tratto a monte (malga Val delle Frane), a 600 m nel tratto a valle (malga della Selva). Questa divergenza è attribuibile sia a fattori strutturali, legati al sollevamento differenziale della porzione settentrionale della valle, sia alla dinamica del modellamento glaciale, più intenso verso valle. La spalla glaciale è assai meno continua sul versante sinistro (meridionale), sia per l'esposizione che ha favorito la genesi di ghiacciai di tipo vallivo, molto più sviluppati e persistenti, sia per una maggiore erodibilità delle formazioni rocciose.

Il versante destro (settentrionale) può essere suddiviso in due porzioni, una orientale, compresa tra la testata della valle e la cresta Wagnerschneid Spitz (manca un corrispondente toponimo italiano) - M. Faden, la seconda ad occidente di tale cresta. Il settore orientale presenta una serie di circhi a forma di "sedia con braccioli", giustapposti uno accanto all'altro, separati tra loro da creste parallele di lunghezza modesta, mediamente decrescente verso la testata della valle, che sfumano nell'ampio e continuo ripiano, sospeso sul fondovalle, il cui bordo superiore si trova spesso all'altezza delle spianate dei circhi. Nella maggior parte dei circhi, il loro asse mediano interseca la cresta spartiacque generando una depressione che corrisponde generalmente ad una sella (Passo dei Tauri, Forcella di Campo, Passo del Cane). Le massime culminazioni delle creste danno luogo ad una caratteristica forma piramidale, ai cui fianchi orientale ed occidentale si sviluppano le tipiche depressioni a circo (Schema A e B in Fig. 3; DONÀ 1964). Nel settore occidentale del versante destro, invece, sono presenti vallate ampie e ripide, spesso con morfologia a circhi in gradinata. Esse confluiscono nella valle principale e sono separate tra loro da creste parallele, ortogonali all'asse vallivo. La loro testata corrisponde ai circhi di maggiore estensione, il cui spartiacque corrisponde ad una cima o localmente ad una sella (schema C e D in Fig. 3).

Nel versante sinistro (meridionale) si possono individuare due settori con aspetti morfologici differenti, connessi anche in questo caso all'assetto tettonico. Il primo è costituito dal complesso orografico Picco dei Tre Signori (3499 m) - Piè di Cavallo (3199 m) - Cima del Vento (3050 m), in successione da est ad ovest; modellato nei parascisti della falda del Picco dei Tre Signori, esso è caratterizzato da valloni ripidi, con alcuni circhi sospesi, quasi tutti occupati da ghiacciai (Fig. 4).

La forma circoide prevalente è allungata, con creste sottili molto pronunciate e convergenti verso l'alto. Il secondo settore si trova a SW della Valle del Vento, è costituito da calcescisti con ofioliti ed è caratterizzato dalla presenza di circhi vallivi a gradinata (schema C e D in Fig. 3), spesso molto ripidi, quasi tutti paralleli

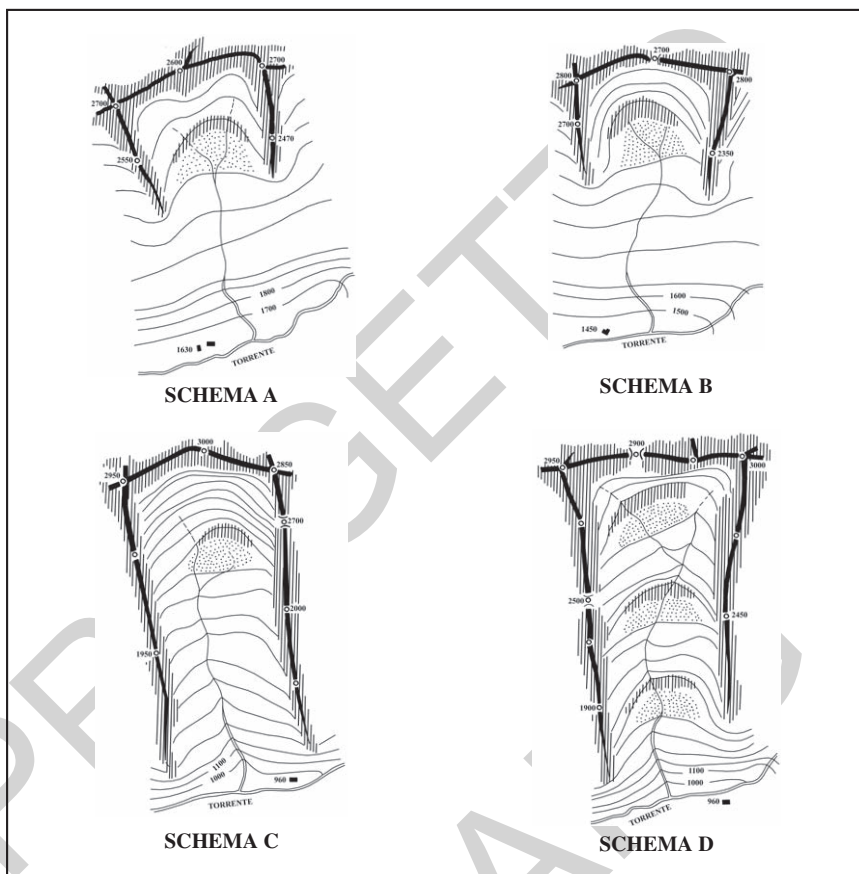


Fig. 3 - Tipologie di circhi glaciali presenti in Valle Aurina (da DONÀ, 1964, ridisegnato).

tra di loro e perpendicolari all'asse vallivo principale sul quale sono quasi sempre pensili. L'unica eccezione è fornita dalla Valle Rossa (Fig. 5), per la presenza di un'imponente soglia che sostiene una piana alluvionale abbastanza estesa. Nella parte superiore la valle mostra una netta variazione di direzione, imputabile al contatto tettonico tra la falda del Picco dei Tre Signori e quella dei calcescisti con ofioliti, qui diretto NE-SW.

Nell'area rilevata si rinvennero abbondanti depositi di origine glaciale e periglaciale, con un notevole numero di *rock glacier* per lo più inattivi (DONÀ, 1964; GRUPPO NAZ. GEOGR. FIS. E GEOMORF., 1987).



Fig. 4 - Panorama dell'articolato versante occidentale del Picco dei Tre Signori, con le vedrette di Predoi (a sinistra) e di Lana. L'intero massiccio è modellato nel basamento metamorfico della Falda del Picco dei Tre Signori.



Fig. 5 - La valle glaciale della Rossa, con il Pizzo Rosso di Predoi (parete ovest) alla sua testata. Sulla destra il contatto tettonico tra il basamento cristallino e la sovrastante Falda del Glockner (calcescisti con ofioliti metamorfiche).

I depositi glaciali, descritti in dettaglio nel capitolo IV, si rinvengono ai margini dei ghiacciai attuali e in varie altre località lungo tutta la valle, testimoniando l'estensione ed i limiti raggiunti dai ghiacciai pleistocenici. Sono riconoscibili per le forme degli apparati frontali dei ghiacciai attuali e tardiglaciali. Mancano le tracce dell'ultima massima espansione dei ghiacciai pleistocenici poiché l'intera area si trovava al di sopra del limite delle nevi permanenti, mentre sono presenti depositi glaciali riferibili alle fasi di ritiro. Sul fondovalle i *till* di alloggiamento sono riconoscibili solo in corrispondenza di scassi operati dall'uomo, di piccole frane o di sondaggi meccanici. I depositi più interessanti sono quelli attribuibili alla Piccola Età Glaciale (XVI-XIX Secolo) che affiancano la fronte dei ghiacciai attuali in fase di rapido ritiro.

Il caratteristico dosso erroso di San Giacomo, disposto trasversalmente rispetto al fondovalle, era stato interpretato come accumulo di frana proveniente dal versante meridionale (BLAAS, 1892; DAL PIAZ, 1930), o come importante apparato morenico stadiale (KLEBELSBERG, 1929). L'esecuzione di un sondaggio (SG1) in questa località consente di formulare una nuova interpretazione. Il substrato roccioso, rinvenuto ad una profondità di 12,50 m dal boccaforo, è costituito da litotipi attribuibili agli scisti quarzítico-micacei ad albite porfiroblastica, clorite e biotite verde della Falda del Picco dei Tre Signori ed è interpretabile come un blocco sollevato nel contesto della tettonica transpressiva sinistra della regione. Tale blocco è ricoperto da una sottile coltre di depositi appartenenti alla fase tardiglaciale del subsistema di Casere (vedi capitolo IV), con un modesto cordone morenico sulla sommità. Il cordone è stato rappresentato in carta poiché costituisce un'importante evidenza della dinamica glaciale nella valle. Il mancato ritrovamento nel sondaggio di sostanza organica non ha consentito la datazione radiometrica del deposito.

Le morene del subsistema di Casere mostrano rapporti di intersezione con quelle dell'ultima massima espansione del ghiacciaio principale, situazione particolarmente evidente in località Casere.

I *rock glacier* sono più frequenti sul versante destro idrografico della valle, esposto a sud, dove le masse glaciali si sono ritirate più velocemente che nel versante opposto, ed è maggiore la quantità di detrito disponibile proveniente dallo sfasciame degli gneiss granitici (Fig. 6).

Si ritiene che questi *rock glacier* siano in gran parte inattivi poiché presentano fronti non eccessivamente alte e cavità di collasso nelle parti interne. I *rock glacier* attivi, sempre di piccole dimensioni, appaiono rigonfi sulla fronte e privi di depressioni all'interno della massa detritica. Si rinvengono numerosi alla testata della valle di Landro e di Gries, a monte degli apparati frontali delle morene tardiglaciali ad ovest del M. Fumo.

Sul versante sinistro, esposto a nord, i *rock glacier* attivi e inattivi sono meno numerosi, essendo tuttora presenti i ghiacciai nella parte superiore della valle.





Fig. 6 - Rock glacier attivo sul versante destro della Valle Aurina; sullo sfondo il Picco dei Tre Signori, a sinistra, ed il Pizzo Rosso di Predoi, a destra.

Inoltre, nella parte inferiore dell'area esaminata, le fronti dei *rock glacier* si mantengono al di sotto dei 2500 m, per cui essi risultano non attivi. Si aggiunga il fatto che la gelificazione risulta meno efficace per ragioni litologiche e di esposizione.

Altre forme periglaciali presenti nell'area del foglio, ma non rappresentate in carta, sono i "campi di pietre", i suoli poligonali, i suoli a cuscinetti erbosi, i lobi di soliflusso-geliflusso ed alcune nivomorene, piuttosto comuni soprattutto sul versante sinistro della Valle Aurina, dove l'esposizione a nord ne favorisce lo sviluppo (Fig. 7).

La Valle Aurina è caratterizzata da un'alta frequenza di valanghe, molte delle quali sono in grado di raggiungere il fondovalle. Per questo motivo si sono formati numerosi conoidi di tipo misto, cioè costituiti da depositi torrentizi cui si aggiungono ripetuti episodi di *debris flow* e di valanga: essi raccordano al fondovalle buona parte dei canali provenienti dalle valli e dai circhi laterali. I conoidi sono più numerosi ed estesi sulla destra idrografica; questo fatto ha determinato la tendenza del Torrente Aurino a scorrere a ridosso del versante sinistro della valle principale. Potrebbe avervi contribuito il già ricordato innalzamento differenziale dei versanti (DAL PIAZ, 1930).



Fig. 7 - Fenomeni di geliflusso-soliflusso nella valle dell'Alpe di Merbe, tributaria di sinistra della Valle Aurina.

Nel fondovalle sono presenti alcuni depositi di frana. Un primo accumulo, costituito da circa 400.000 mc, si trova a monte della stretta di San Pietro, in sinistra e in corrispondenza dello sbocco della Valle di Alprè. Poco più a valle, in destra, di fronte al Maso Hofer, si sta verificando un collasso gravitativo che interessa una porzione del ripido pendio costituito da rocce cataclastiche affioranti nelle vicinanze del contatto tettonico principale; tale situazione di attiva instabilità è favorita dall'erosione al piede operata dal torrente.

Poco a monte di Fonte alla Roccia, in sinistra, è presente un ammasso di frana con volume di 15 milioni di mc (Catasto delle frane, Provincia Autonoma di Bolzano) ed età relativamente più antica. La nicchia di distacco, in roccia, è ancora evidente, sebbene soggetta a fenomeni di degradazione. Questa frana si inserisce in una vasta deformazione gravitativa profonda che interessa il versante sinistro idrografico a nord della Valle del Vento, fino alla Malga di Lana, a partire da una quota di circa 2350 m, con porzioni che hanno subito una deformazione più intensa rispetto ad altre (Fig. 8 e 9).

In superficie si possono osservare una serie di trincee (*trench*), caratterizzate da estensione longitudinale e grado di apertura variabile, tra loro parallele, prodotte da fenomeni di flessione e ribaltamento (*toppling*) che interessano la



Fig. 8 - *Trincee e contropendenze nella deformazione gravitativa sul versante sinistro dell'alta Valle Aurina.*



Fig. 9 - *Idem, di Fig. 8: dettaglio delle trincee.*

parte superficiale degli strati, in origine subverticali. Nella carta sono riportate le trincee principali, presenti all'interno dell'area interessata da questo fenomeno. Il margine superiore è segnalato soprattutto da una scarpata in roccia che si interrompe in corrispondenza dei depositi quaternari. La deformazione gravitativa è tuttora attiva e ha determinato una chiusura della valle in corrispondenza della sua parte superiore (vedi Fig. 1). Un'altra deformazione gravitativa, a carattere più superficiale, si trova sul versante opposto (destra idrografica), nel tratto compreso tra Malga Alti Tauri e Malga della Svolta, a partire da quota 2200. Altri settori del versante destro mostrano frequenti trincee parallele all'asse vallivo, ma senza vistose deformazioni del versante (area delle malghe della Volpe).

Sulla sinistra idrografica si riconoscono alcune strette depressioni longitudinali che però sono legate alle deformazioni tettoniche del sistema trascorrente sinistro che condiziona la morfologia del fondovalle, specialmente nel tratto compreso tra Predoi e San Pietro.

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

#### 1. - ASSETTO REGIONALE

Il Foglio Vetta d'Italia è situato nel settore sudoccidentale della finestra degli Alti Tauri (Fig. 10), la principale culminazione tettonica delle Alpi orientali (BRANDNER, 1980; BIGI *et alii*, 1990). Essa espone la parte profonda della catena di collisione continentale, costituita da una pila di unità pennidiche (continentali di origine europea ed oceaniche) che, ai margini della finestra, spariscono al di sotto delle sovrastanti falde austroalpine, di origine adriatica (africana).

Tra la fine dell'Ottocento ed i primi del Novecento, le sequenze pennidiche dei Tauri, interpretate dalla scuola austro-germanica secondo concezioni fissiste, erano state suddivise in tre grandi unità stratigrafico-metamorfiche sovrapposte: 1) l'involucro superiore (*Obere Schieferhülle*), costituito da successioni triassiche (Suess, 1890), paleozoiche (Becke, 1903) o precambriche (Frech, 1905), poi riferite al complesso mesozoico alloctono dei calcescisti con ofioliti (Termier, 1903), definito in seguito Falda del Glockner; 2) l'involucro scistoso-metamorfico inferiore (*Untere Schieferhülle*), costituito da unità di basamento e copertura; 3) lo Gneiss centrale (*Zentralgneis*), alla base, attribuito al Cristallino antico (ampia disamina in Dal Piaz, 1934).

Agli inizi del Novecento, la teoria delle falde, concepita nelle Alpi occidentali, fu estesa da Termier (1903-05) alle Alpi orientali. Per ulteriori dettagli si veda

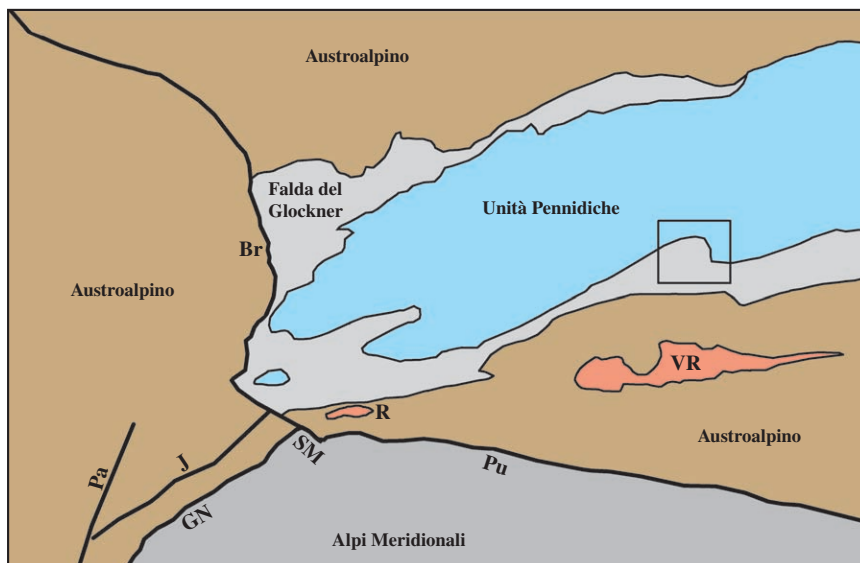


Fig. 10 - Schema strutturale semplificato del settore occidentale della finestra tettonica degli Alti Tauri, Alpi orientali. Nella finestra sono esumate le unità pennidiche (basamento e coperture mesozoiche) derivate dal margine continentale passivo europeo e la sovrastante falda ofiolitica del Glockner, caratterizzate entrambe da una pervasiva impronta tettono-metamorfica collisionale in facies da anfibolitica a scisti verdi. Seguono, al di sopra, le unità austroalpine, di origine adriatica (africana), in cui sono intrusi i plutoni oligocenici delle Vedrette di Ries (VR) e di Rensen (R). A sud della pila di falde austroalpino-pennidiche (prisma collisionale) affiorano le Alpi Meridionali. Linee tettoniche: Pusteria (Pu), Giudicarie Nord (GN), Sprechenstein-Val di Mules (SM), Giuvo (J), Passiria (Pa), Brennero (Br); quest'ultima è un detachment estensionale pendente ad ovest che ha favorito l'esumazione e la denudazione tettonica della finestra dei Tauri. Il riquadro indica l'ubicazione del Foglio Vetta d'Italia. Si veda anche l'inquadratura a margine della carta.

la rassegna storica di DAL PIAZ & DAL PIAZ (1984). Il punto di partenza di TERMIER fu la correlazione dell'*Obere Schieferhülle* con il Complesso dei calcescisti con pietre verdi delle Alpi occidentali italo-francesi, di accertata età mesozoica, confermata dalle accurate osservazioni di CORNELIUS (1930) sulla zona del Grossglockner. Il sovrastante Austroalpino divenne così un enorme sistema di falde di ricoprimento, esteso dall'Engadina a Vienna e localmente inciso dall'erosione in zone di culminazione strutturale, dette finestre tettoniche, ove erano messe in luce le sottostanti unità pennidiche.

L'interpretazione mobilista fu perfezionata da KOBER (1924), STAUB (1924), CORNELIUS (1930), DAL PIAZ (1934) e definitivamente confermata con le prime applicazioni alle Alpi dei nuovi modelli di tettonica globale, che prevedevano la subduzione della placca settentrionale, oceanica e continentale (margine passivo

europeo), al di sotto del margine continentale adriatico, la progressiva chiusura dell'oceano e la collisione continentale (HAWKESWORTH *et alii*, 1975; TOLLMANN, 1975, 1967; FRISCH, 1977; DAL PIAZ *et alii*, 2003).

L'*Obereschieferülle* è una falda ofiolitica (*Glockner Decke*; STAUB, 1924) originata dalla sutura dell'oceano mesozoico piemontese (sud-pennidico), mentre l'*Untereschieferülle* ed i nuclei di Gneiss centrale sono falde di copertura e/o basamento derivate dal margine continentale passivo europeo (BRANDNER, 1980; THIELE, 1980; BIGI *et alii*, 1990; FRISCH *et alii*, 1993; KURZ *et alii*, 1998; KURZ *et alii*, 2001). L'esistenza di un processo di subduzione è attestata da relitti di associazioni in facies eclogitica o scisti blu, preservati localmente al di sotto di una pervasiva sovraimpronta collisionale, di tipo barroviano, in facies anfibolitica o scisti verdi (FRY, 1973; MILLER, 1974, 1986; HOLLAND, 1979; DE VECCHI & BAGGIO, 1982; KURZ *et alii*, 1998; HOINKES *et alii*, 1999, con rif. bibl.). Il metamorfismo alpino è di età cretacea (eoalpina) nelle unità austroalpine, terziaria (eocenica) in quelle della zona pennidica (DINGELDEY *et alii*, 1997; GEBAUER, 1999; THÖNI, 1999; con rif. bibl.). L'orogenesi cretacea nel dominio austroalpino delle Alpi orientali predata la deposizione degli Strati di Gosau, del Cretacico superiore, e sembra attribuibile alla subduzione ed alla chiusura collisionale di un ramo occidentale dell'oceano Vardar-Meliata, avvenuta quest'ultima quando l'oceano sud-pennidico era ancora aperto (THÖNI & JAGOUTZ, 1993).

L'oceano sud-pennidico si chiude nell'Eocene, dando inizio alla collisione tra il margine attivo austroalpino (contenente la catena eoalpina) ed il margine passivo europeo, con formazione del prisma collisionale austroalpino-pennidico (DAL PIAZ *et alii*, 2003). Dopo l'impilamento e la collisione continentale, le falde pennidiche sono deformate da pieghe megascopiche che complicano l'assetto strutturale della finestra dei Tauri. Le unità di basamento affiorano estesamente in due settori distinti della finestra, separati dalla depressione tettonica del Gros-glockner, ove sono esposte le sole sequenze ofiolitiche. Nel settore occidentale (Fig. 10) emergono i nuclei gneissici antiformali del Gran Veneziano-Zillertal, in posizione interna (meridionale), e del Tux in posizione esterna (settentrionale).

La genesi delle grandi finestre tettoniche fu a lungo attribuita all'azione combinata dell'erosione e del sollevamento della pila delle falde in una zona di culminazione dell'asse longitudinale della catena. Questa interpretazione è stata aggiornata negli anni '80, postulando l'importanza della tettonica distensiva, l'elisione tettonica delle unità austroalpine e l'estrusione laterale delle unità pennidiche a letto di zone di taglio estensionale a basso angolo. Queste nuove concezioni sono state documentate dapprima nella finestra dell'Ossola-Ticino (MANTCKTELOW, 1985) e poi sui due lati di quella dei Tauri (BERHMANN, 1988; SELVERSTONE, 1988; RATSCHBACHER *et alii*, 1989; MANTCKTELOW & PAVLIS, 1994; AXEN *et alii*, 1995; FÜGENSCHUH *et alii*, 1997). In particolare, la denudazione della finestra dei Tauri

e l'esumazione del sottostante sistema pennidico sono controllate dalle zone di taglio normali, duttili e fragili, del Brennero, ad ovest (BERHMANN, 1988; SELVERSTONE, 1988), e del Katschberg ad est (GENSER & NEUBAUER, 1989; RATSCHBACHER *et alii*, 1989), situate al limite tra le unità austroalpine e quelle pennidiche. Il processo, iniziato nel tardo Oligocene, è avvenuto essenzialmente nel Neogene, durante il perdurare della contrazione nord-sud (Adria-Europa) della catena collisionale, compressione che ha favorito l'estrusione laterale e verso l'alto delle unità pennidiche e la denudazione di quelle austroalpine. Ricordiamo infine che nell'Oligocene (32-30 Ma) si sviluppa anche in Trentino-Alto Adige quell'intensa attività magmatica che caratterizza l'intero Lineamento Periadriatico con prodotti piroclastici (attualmente erosi), filoni andesitici e plutoni tonalitici (DAL PIAZ, 1985; DAL PIAZ *et alii*, 1988; MAIR & PURTSCHELLER, 1995).

La struttura profonda delle Alpi Orientali è stata messa in evidenza da indagini sismiche (SCARASCIA & CASSINIS, 1992, 1997, con rif. bibl.) e perfezionata dal Progetto Transalp, con un profilo che si estende da Treviso a Monaco ed attraversa la Valle Aurina non lontano dal margine occidentale del foglio. La complessa struttura profonda del prisma collisionale austroalpino-pennidico e le sue relazioni con l'*indenter* litosferico delle Alpi Meridionali sono state interpretate con soluzioni geometriche contrastanti (CASTELLARIN *et alii*, 2002: *ductile extrusion model*; LAMMERER *et alii*, 2002: *crocodile model*).

## 2. - STUDI PRECEDENTI

La Valle Aurina era già conosciuta in epoca romana per la presenza di minerali ferroso-cupriferi nei pressi di Predoi; le sue antiche vicende storiche ed i flussi antropici nel corso dei secoli sono descritti da TSCHURTSCHENTHALER (1935), BEVILACQUA (1955), RICCARDI (1969), MARRI & PISANO (1979a, 1979b e 1980).

L'esplorazione geologica della regione risale alla seconda metà dell'Ottocento, secondo quanto riportato in dettaglio nelle monografie di BIANCHI (1934) e DAL PIAZ (1934) sull'Alto Adige. Ricordiamo comunque il profilo geologico di LÖWL (1881) attraverso le Alpi Aurine e Pusteresi, gli studi petrografici di BECKE (1894, 1897) sulle rocce della Valle Aurina, Zillertal e Zemmgrund e quelli di WEINSCHENK (1894) sui rapporti tra i granitoidi del Gran Veneziano ed i parascisti incassanti, argomento poi sviluppato da KÖLBL (1924-32); per i riferimenti bibliografici si veda DAL PIAZ (1934). Il rilievo e lo studio sistematico del settore occidentale della finestra furono affrontati da SANDER (1911, 1914, 1921a, 1921b, 1925) a cui, in particolare, spetta il merito di aver riconosciuto il carattere relativamente tardivo della cristallizzazione metamorfica alpina (*Tauernkristallisation*).

Gli ortogneiss e gli scisti del Greiner affioranti nelle Zillertaler Alpen furono descritti da CHRISTA (1931, 1934, con carta geologica 1:20.000 dell'alto Zemmgrund).



Decisivi progressi furono ottenuti, negli anni '30, con le monografie geologico-strutturali (DAL PIAZ, 1934) e petrografiche (BIANCHI, 1934) sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe (divulgate anche in forma unitaria: DAL PIAZ & BIANCHI, 1934). I settori studiati con maggiore dettaglio furono i) le unità pennidiche della Valle Aurina, sulla base di una carta geologica 1:25.000 della testata della valle (BIANCHI & DAL PIAZ, 1929, 1930, 1939) che ricopre la parte orientale del Foglio Vetta d'Italia, ii) la Zona a scaglie di Matrei ed il basamento austroalpino meridionale, sino alla Linea della Pusteria, iii) il plutone terziario delle Vedrette di Ries, integrati da una ricostruzione geotettonica dell'intero settore altoatesino compreso tra le Alpi Pusteresi-Aurine ed il Brennero. I rilievi geologico-strutturali di campagna furono completati da accurate descrizioni petrografiche dei principali litotipi di tutte le unità tettono-metamorfiche presenti e della loro composizione chimica (BIANCHI, 1934). In Tab. 1.a-b riportiamo una selezione delle analisi chimiche effettuate da BIANCHI (1934) e dall'allievo SEMERANO (1929, e in BIANCHI, 1934) su vari litotipi della regione e l'ubicazione dei campioni analizzati.

Nell'ambito della finestra dei Tauri, BIANCHI (1934) e DAL PIAZ (1934) distinsero le seguenti unità tettoniche, in successione dall'alto al basso: i) Ricoprimento dei calcescisti con ofioliti, corrispondente all'involucro superiore (*Obere Schieferhülle*) degli autori austro-tedeschi, costituito da metasedimenti carbonatici e pelitici, da protoliti di età mesozoica, con intercalazioni di prasiniti e scarse serpentiniti; ii) Ricoprimento del Picco dei Tre Signori-Greiner (*Untere Schieferhülle*), affiorante alla testata e sul versante sinistro dell'alta Valle Aurina, costituito da un basamento di paragneiss, micascisti e filladi a granato, con locali intercalazioni lenticolari di anfiboliti ed eclogiti, e da minori scaglie delle coperture permo-carbonifere e triassiche; iii) Ricoprimento del Gran Veneziano, corrispondente allo Gneiss centrale *Auct.*, affiorante lungo l'intero versante destro della valle e costituito da granitoidi di probabile età carbonifera, trasformati in ortogneiss massicci e scistososi durante l'orogenesi alpina. Il tetto meridionale della finestra è rappresentato dalla Zona di Matrei, complessa fascia di calcescisti con sottili scaglie tettoniche riferibili ad elementi pennidici ed austroalpini, situata alla base dell'Austroalpino inferiore.

Dal punto di vista stratigrafico, il ricoprimento dei calcescisti con ofioliti è descritto come un complesso pluri-tettonico di metasedimenti carbonatico-quarzoso-fillitici, attribuiti al Giurassico, e da un substrato di calcari e dolomie del Triassico medio-superiore. Originariamente questa sequenza avrebbe formato una successione continua con il gruppo sommitale (Triassico inf. - Carbonifero sup.) del ricoprimento del Picco dei Tre Signori, da cui si sarebbe scollata durante il parossismo alpino per formare una falda indipendente. La messa in posto delle ofioliti, con meccanismi prevalentemente intrusivi, era attribuita alle fasi embrionali (Cretacico) dell'orogenesi alpina, in armonia con le concezioni di KOBER (1923) e la classica ricostruzione proposta da ARGAND (1916) per la Tetide alpino-

Campione	1	9	10	11	19	30	31	32	33	34	35
SiO <sub>2</sub>	72,56	48,95	49,36	74,26	51,6	72,67	71,29	75,09	46,67	48,82	47,19
TiO <sub>2</sub>	0,17	1,38	0,57	0,10	0,65	0,56	0,53	0,09	2,04	3,05	1,73
ZrO <sub>2</sub>	0,01	--	0,02	0,02	tracce	tracce	--	--		tracce	tracce
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,19	0,16	0,15	0,12	0,13	0,20	0,14	0,25	0,4	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,07	19,08	12,49	13,37	18,42	12,32	14,33	12,6	14,9	14,59	12,46
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	--	--	0,03	--	--	--	--	--	0,02	tracce	tracce
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,02	6,08	2,69	1,12	2,59	1,80	0,96	0,40	12,03	7,28	3,59
FeO	0,46	3,45	6,75	0,61	4,96	3,60	1,33	1,98	3,73	5,93	6,99
MnO	0,02	0,20	0,07	0,06	0,09	0,10	0,02	0,02	0,11	0,29	0,08
MgO	0,35	5,22	13,01	0,44	6,56	1,96	1,38	0,56	6,50	5,25	10,71
CaO	1,30	8,00	10,16	1,47	10,28	0,56	1,73	1,18	9,24	7,98	11,48
BaO	0,07	0,02	0,04	0,10	0,07	tracce	tracce	tracce	0,06	0,02	tracce
K <sub>2</sub> O	5,13	2,35	1,54	4,35	0,86	1,94	4,19	2,09	0,76	1,13	0,38
Na <sub>2</sub> O	4,02	3,46	1,67	3,87	3,17	3,51	4,11	5,07	3,47	3,36	2,19
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,17	0,32	0,31	0,11	0,15	0,24	0,17	0,16	0,18	0,28	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,53	1,14	1,09	0,24	0,60	0,91	0,39	0,61	0,34	1,37	2,19
CO <sub>2</sub>	--	tracce	0,20	--	0,26	tracce	--	--	tracce	tracce	0,16
S	--	0,02	--	--	--	--	--	--	0,21	0,18	0,09
Cl	--	--	--	--	--	--	--	--	--	0,03	--
F	0,01	--	--	--	--	--	--	--	--	tracce	--
-O = F + S	--	-0,01	--	--	--	--	--	--	-0,08	-0,07	-0,03
Somma	100,21	99,85	100,16	100,23	100,38	100,30	100,63	100,09	100,23	99,89	99,79

Tab. 1a - Analisi di rocce del basamento cristallino e di ofioliti prasnitiche della Valle Aurina.

occidentale. Le ofioliti sono rappresentate da prasiniti, talora ricche in epidoto, con locali mineralizzazioni a solfuri di Fe-Cu (CAVINATO, 1930; DI COLBERTALDO & LEONARDELLI, 1963), e subordinate lenti di serpentiniti.

La presenza all'interno dei calcescisti con ofioliti di una zona a scaglie di rocce riferibili al Triassico ed al Paleozoico superiore consentì la suddivisione del ricoprimento in due subfalde.

Il ricoprimento Picco dei Tre Signori-Grainer comprende due unità stratigrafiche:

- I) quella superiore, costituita da quarziti, scisti quarzítico-sericitici, micascisti muscovitici, talora a granato, clorite o tormalina, micascisti filladici e scisti carbonioso-graftici, attribuiti al Triassico inf.- Carbonifero sup.;
- II) quella inferiore, riferita al pre-Carbonifero superiore, formata da paragneiss albitico-muscovitici a granato e tormalina, passanti a micascisti a clorite, tormalina ± granato, con limitate intercalazioni di ortogneiss chiari, talora occhiadini, ed abbondanti lenti di anfiboliti epidotiche ed anfiboliti granatifere ad orneblenda verde e nuclei relitti di attinolute quasi incolore. Queste ultime, interpretate come intrusioni ofiolitiche, hanno

Campione	Località	Tipo Petrografico	analista
1	A Nord di S. Giacomo - Valle Aurina	Ortogneiss aplitico muscovitico	BIANCHI
9	Vetta d'Italia - Alta Valle Aurina	Ortogneiss anfibolico biotitico finemente scistoso	BIANCHI
10	Costa Val delle Frane - Alta Valle Aurina	Anfibolite biotitica; intercalazione femica nell'ortogneiss biotitico	BIANCHI
11	A Sud Vetta d'Italia - Valle Aurina	Ortogneiss granitico muscovitico povero di biotite	BIANCHI
19	Val delle Frane - Alta Valle Aurina	Anfibolite gneissica (massa di concentrazione femica)	BIANCHI
30	Cima del Picco dei Tre Signori	Paragneiss cloritico granatifero	SEMERANO
31	A NE di Bocchetta del Vento di Dentro (Umbaltal)	Ortogneiss occhiadino a due miche	SEMERANO
32	Alta Valle Rossa (sentiero rifugio Giogo Lungo, sopra il ghiacciaio)	Ortogneiss muscovitico ad albite; scaglia tettonica del Picco nei calcescisti	BIANCHI
33	Quota 3335 m del Picco dei Tre Signori	Anfibolite granatifera orneblendico-gastalditica	SEMERANO
34	Bocchetta del Vento di Dentro	Prasinite anfibolica epidotica a biotite	BIANCHI
35	Media Valle Rossa (Valle Aurina)	Prasinite anfibolica epidotica a clorite	BIANCHI

Tab. 1b - *Descrizione ed ubicazione dei campioni (BIANCHI, 1934).*

caratteri geochimici e mineralogici del tutto diversi da quelli delle metabasiti associate ai calcescisti mesozoici (BIANCHI, 1934). Come si vedrà in seguito, si tratta di rocce di età ed origine diverse. I due gruppi di parascisti sono separati dalla discordanza ercinica e, in tale prospettiva, il loro attuale parallelismo è un effetto delle intense deformazioni traspositive dell'orogenesi alpina (DAL PIAZ, 1934).

I litotipi del ricoprimento del Gran Veneziano furono suddivisi in tre principali complessi:

- I) il complesso pregranitico, rappresentato da metascisti (micascisti biotitico-anfibolici a granato e gneiss arteritici), analoghi a quelli descritti da SANDER (1911, 1921, 1925, 1929) nel settore occidentale della finestra;
- II) il batolite granodioritico, riferito al ciclo magmatico ercinico (Paleozoico superiore), in accordo con le concezioni di TERMIER (1903) e KOBER (1912, 1923), contenente minori graniti, tonaliti, gabbrodioriti e gabbri, trasformati dal metamorfismo alpino in ortogneiss a struttura da massiccia a fortemente scistosa; vi sono inoltre filoni di apliti, micrograniti e lamprofiri biotitico-epidotici ad anfibolo, parimenti metamorfici;

III) il complesso post-granitico, rappresentato da gneiss conglomeratici, gneiss quarzoso-sericitici, filladi carboniose, quarziti pure o sericitiche, attribuibili al Carbonifero superiore-Triassico inferiore. Questa sequenza, quasi assente in Valle Aurina (ARMARI & DALLA PORTA MARCATO, 1976), è assai diffusa in Val di Vizze (Serie del Greiner) e si sarebbe depositata dopo lo smantellamento della catena ercinica e la parziale denudazione del batolite (DE VECCHI & BAGGIO, 1982).

L'assetto strutturale dell'alta Valle Aurina è illustrato da 13 profili serati in scala 1:25.000 e da uno stereogramma 1:100.000 (Fig. 11; DAL PIAZ, 1934) che mette in evidenza le grandi pieghe post-falda che deformano il ricoprimento dei calcescisti e quello del Picco dei Tre Signori, a sud della zona di taglio che li separa dagli ortogneiss del Gran Veneziano. Il sovrascorrimento dei calcescisti sulle sequenze del Picco dei Tre Signori è sottolineato da una zona a scaglie e di mescolanza tettonica, ben evidente sul fianco destro della Valle della Rossa, al Giogo Rosso e sul versante sinistro della Valle del Vento (Fig. 12); frammenti di tale zona compaiono anche all'interno dei calcescisti, consentendo di individuare le subfalde della Punta Merbe-Pizzo Cucchiaio e della Valle della Rossa. L'improvvisa scomparsa sul fianco sinistro dell'alta Valle Aurina delle sequenze del Picco dei Tre Signori è attribuita ad una grande anticlinale di seconda generazione, con asse immergente a WSW. L'unità, totalmente elisa per circa 25 km, ricompare nelle valli di Vizze e Fundres (BAGGIO *et alii*, 1975; DE VECCHI & BAGGIO, 1982). Lo stesso piegamento post-falda è responsabile della scomparsa del grande corpo di prasiniti del M.

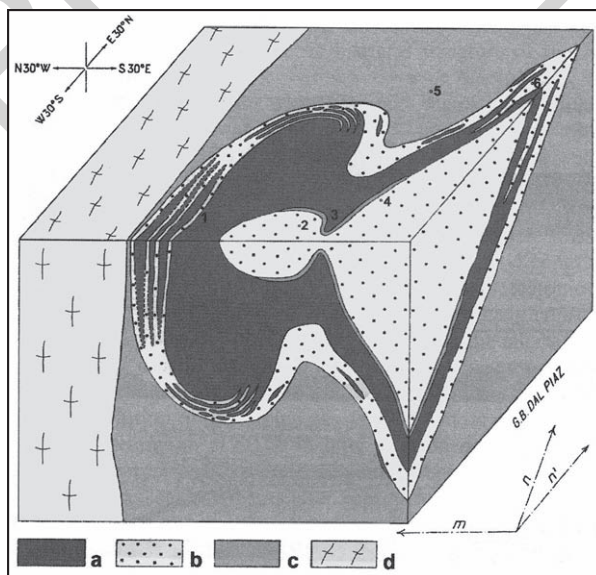


Fig. 11 - Stereogramma tettonico del settore meridionale (interno) della Finestra dei Tauri in Valle Aurina (DAL PIAZ, 1934):

- a) ofoliti metamorfiche
- b) calcescisti mesozoici
- c) falda del Picco dei Tre Signori
- d) falda del Gran Veneziano
- 1) miniera di Valle Rossa, presso Predoi
- 2) Punta Merbe
- 3) Bocchetta Valle Rossa
- 4) Pizzo Cucchiaio
- 5) Giogo Lungo.

In evidenza la struttura disarmonica, con le grandi pieghe della pila di unità ofiolitiche e continentali a destra (sud) del contatto subverticale (zona di taglio duttile) con gli ortogneiss granitico-granodioritici del Gran Veneziano.

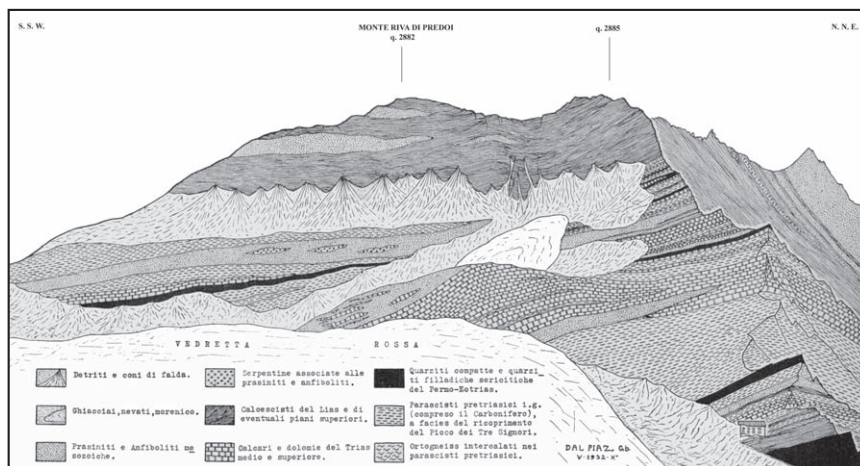


Fig. 12 - Panorama geologico del gruppo Monte Riva di Predoi; in basso a destra il rifugio Giogo Lungo (DAL PIAZ, 1934, Fig. 12) Dall'alto al basso si osservano la successione di calcescisti con pietre verdi della Falda del Glockner, la Zona a Scaglie del Giogo Lungo, a tetto del basamento pretriassico della Falda del Picco dei Tre Signori.

Sella-Valle della Rossa, situato presso la base del ricoprimento dei calcescisti.

Una tavola di profili seriatati al 1:50.000 ed una carta geo-tettonica al 1:200.000 descrivono la struttura generale dell'Alto Adige orientale tra il Brennero e la testata della Valle Aurina, illustrando i rapporti tra le Dinaridi (Alpi Meridionali), l'Austroalpino della Pusteria settentrionale e le unità della Zona Pennidica, le principali linee tettoniche del Lineamento Periadriatico ed i corpi intrusivi recenti (DAL PIAZ, 1934).

Dopo il quadro moderno e completo fornito da BIANCHI (1934) e DAL PIAZ (1934) sull'assetto geologico-petrografico e tettonico delle unità pennidiche della Valle Aurina, lo studio di questa regione fu abbandonato, mentre nuove ricerche si svilupparono in altri settori della finestra, con particolare riguardo agli aspetti mineralogico-petrografici e geochimici degli ortogneiss dei Tauri e dei loro protoliti (KARL, 1959; EXNER, 1963, 1967; LAMMERER *et alii*, 1976) ed alla zoneografia del metamorfismo regionale alpino (MORTEANI, 1971, 1974; FREY *et alii*, 1974; HÖRNES & FRIEDRICHSEN, 1974; MORTEANI & RAASE, 1974; FRIEDRICHSEN & MORTEANI, 1979; HOSCHEK, 1980a, 1980b, 1984; SELVERSTONE *et alii*, 1984; SELVERSTONE, 1985; DACHS, 1986, 1890).

Il rilievo nel 1962-67 del Foglio Passo del Brennero-Bressanone (1-4A) della Carta Geologica d'Italia al 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969), situato a sud-ovest della Valle Aurina, promosse un ciclo di nuove ricerche sul Ricoprimento del Gran Veneziano e su quello dei calcescisti con pietre verdi (ofioliti metamorfiche), dal massiccio delle Mesule al Passo del Brennero, attra-

verso l'intera Val di Vizze, corredate da alcune carte geologiche di dettaglio (DE VECCHI & PICCIRILLO, 1968; BAGGIO, 1969; BAGGIO *et alii*, 1975; FENTI & FRIZ, 1973a; DE VECCHI *et alii*, 1973; BAGGIO & DE VECCHI, 1974; DE VECCHI & BAGGIO, 1982; DE VECCHI & MEZZACASA, 1986; DE VECCHI, 1989). Questi lavori confermarono i punti essenziali delle interpretazioni di BIANCHI (1934) e DAL PIAZ (1934), riunendo in un'unica grande falda i parascisti della Serie del Greiner (confrontabile solo in parte con quella del Picco dei Tre Signori) ed il basamento gneissico del Gran Veneziano (DE VECCHI & BAGGIO, 1982).

Nello stesso periodo, ARMARI & DALLA PORTA MARCATO (1976) pubblicarono una nota sulle successioni clastiche e carbonatiche di copertura del Gran Veneziano affioranti, a ovest del foglio, lungo il versante destro della media e bassa Valle Aurina, tra Montebello e il Rio di Valle. La sequenza, in contatto tettonico con i sottostanti ortogneiss granitici scistoso-laminati (facies marginali), è costituita da: i) gneiss arenacei e metaconglomerati, fortemente tettonizzati, attribuiti dubitativamente al Carbonifero sup.-Permiano inf.; ii) micascisti quarzoso-feldspatici a dominante mica bianca, con sottili intercalazioni di filladi granatifere a pigmento grafítico, e quindi quarziti, riferiti al Permiano-Triassico inf.; iii) marmi calcarei saccaroidi, ritenuti di età triassica medio-superiore, correlabili con le sequenze alla base del marmo di Hochstegen (Valle di Vizze). L'impronta metamorfica inizia in facies scisti verdi (albite) ed evolve verso la facies anfibolitica (plagioclasio An<sub>20-40</sub>) durante la fase tardiva che produce la blastesi postcinematica della biotite. Nell'insieme, la sequenza è simile dal punto di vista litologico e metamorfico al complesso del Greiner descritto in Valle di Vizze da DE VECCHI & BAGGIO (1982).

L'assetto tettonico del settore occidentale della finestra dei Tauri è caratterizzato dalla presenza di due grandi strutture antiformali (Tux, a nord - Gran Veneziano, a sud), separate da sequenze del Greiner e dalla Falda del Glockner in posizione sinformale. Le due antiformali sono dislocate da una zona di taglio duttile, a carattere trascorrente sinistro, ubicata al contatto tra il complesso del Greiner e lo gneiss del Tux (BERHMANN, 1988; BEHRMANN & FRISCH, 1990; LAMMERER & WEGER, 1998). La sinforme sparisce, per salita assiale, una dozzina di km ad est del Passo di Vizze: ne consegue che, a nord della Valle Aurina, gli ortogneiss del Gran Veneziano (Zillertal) e quelli del Tux appaiono direttamente giustapposti.

Le nuove concezioni della tettonica delle placche portarono ad una profonda revisione della paleostruttura della Tetide alpino-orientale e del significato della Falda del Glockner (BICKLE & PEARCE, 1975; FRISCH, 1979; HÖCK & MILLER, 1980; 1987; HÖCK, 1983; FRISCH *et alii*, 1987; HÖCK & KOLLER, 1989), costituita da frammenti di litosfera oceanica giurassica (scaglie tettoniche e possibili olistoliti) associati a depositi torbiditici cretacici. La Zona di Matrei, al limite Austroalpino-Pennidico, fu interpretata come una sequenza di "trench-slope" di probabile età cretacea, accretata alla fronte del margine continentale austroalpino (FRISCH *et alii*,

1987). Di fatto, almeno localmente si osservano passaggi transizionali tra i calcescisti sommitali della Falda del Glockner e quelli della Zona di Matri (SCHWAN *et alii*, 1984).

La parte basale della Falda del Glockner è costituita da metabasalti tipo MORB e minori serpentiniti appartenenti in origine al basamento dell'oceano sud-pennidico (estensione orientale di quello piemontese) interposto tra il margine europeo e quello adriatico (HÖCK & MILLER, 1987; HÖCK & KOLLER, 1989, con rif. bibl.). Un'accurata descrizione dei caratteri geologici, petrografici e geochimici delle ofioliti della Valle di Vizze è stata fornita da DE VECCHI & PICCIRILLO (1968) e DE VECCHI (1989). Le ofioliti sono ricoperte da una sequenza di *metacherts*, quarziti, marmi calcareo-micacei e scisti carbonatici, costituenti la cosiddetta "facies Glockner" dei calcescisti (FRASL, 1958; FRASL & FRANK, 1966). La parte sovrastante delle successioni mesozoiche è caratterizzata da una sedimentazione più terrigena, indicata dalla presenza di quarziti carbonatiche, micascisti scuri e filladi carboniose (FRISCH, 1980; LAMMERER *et alii*, 1981), in parte simili ai litotipi delle serie di Kaserer e Mürtorl ed alle parti distali della Zona di Matri.

Una descrizione dettagliata delle sequenze ofiolitifere affioranti nella parte centrale della finestra dei Tauri è fornita da HÖCK (1983). Le pietre verdi sono rappresentate da prevalenti metabasalti prasinitici, potenti sino a 1 km, con locali strutture primarie (*pillow*, ialoclastiti), e da corpi di gabbri ed ultramafiti (serpentiniti) basali. Il passaggio tra metabasalti e metasedimenti di copertura è marcato da una zona di transizione, caratterizzata dal graduale aumento, verso l'alto, delle intercalazioni di calcescisti entro le prasiniti, che diventano sempre più sottili, sino a scomparire con l'esaurimento dell'attività vulcanica. In molti casi, un sottile livello di quarziti (25-40 cm) segna il limite tra metabasalti e metasedimenti. L'intera sequenza termina con calcescisti (100-400 m) derivati da protoliti carbonatico-argillosi.

Le serpentiniti basali non sembrano in contatto primario con le rocce sovrastanti, costituendo scaglie tettoniche indipendenti, interposte lungo o presso il contatto di sovrascorrimento della Falda del Glockner. Altri corpi di serpentiniti, raramente associate a leucogabbri, Fe-gabbri e rodingiti (dicchi basaltici o gabbrici), sembrano invece derivare da un complesso cumulitico situato alla base dei basalti.

Dopo le ricerche geologiche e petrografiche di BIANCHI e DAL PIAZ, non vi sono stati ulteriori studi di dettaglio sulle ofioliti della Valle Aurina, con l'eccezione delle indagini giacimentologiche (DI COLBERTALDO & LEONARDELLI, 1963; LEONARDELLI, 1964) e geofisiche (NORINELLI, 1963; GUZZON *et alii*, 1974) sulle mineralizzazioni a pirite, calcopirite e magnetite della miniera di Predoi. Notizie generali sulle mineralizzazioni associate alle ofioliti della finestra dei Tauri sono riportate da DERKMANN & KLEMM (1978).

Sulla base delle caratteristiche litostratigrafiche regionali tipiche della Falda

del Glockner, è possibile correlare le sequenze di calcescisti e pietre verdi affioranti in Valle Aurina (e nel Foglio Vetta d'Italia) con le successioni sommitali della falda, per assenza dei metagabbri e/o delle serpentiniti basali. I piccoli corpi di serpentiniti rinvenuti in valle Aurina sono interpretabili come olistoliti o, più probabilmente, come scaglie tettoniche inserite nella parte mediana e superiore della sequenza dei calcescisti.

A partire dagli anni '80, notevoli innovazioni sono state introdotte nella stratigrafia delle coperture metasedimentarie presenti al di sopra dello Gneiss centrale al margine occidentale della finestra, tra il Passo di Vizze e la Valle del Brennero, con importanti ripercussioni sull'assetto tettonico. Le sequenze clastiche, talora ricche in metaconglomerati, e le associate successioni di scisti scuri e quarziti nere affioranti sopra le coperture carbonatiche parautoctone dell'ortogneiss del Tux erano state riferite al Paleozoico superiore (Serie del Greiner), costituendo quindi una unità alloctona (Falda del Greiner) (FENTI & FRIZ, 1973a; BAGGIO *et alii*, 1975; DE VECCHI & BAGGIO, 1982). Successivamente, esse sono state riferite al Mesozoico medio-superiore ed interpretate come la parte superiore, in sequenza normale, delle coperture più o meno scollate del basamento del Tux, estese verso l'alto sino al sovrascorrimento basale della Falda del Glockner (FRISCH, 1974; LAMMERER, 1988, 1990, con rif. bibl.). La nuova interpretazione ha tuttavia scarsa rilevanza per il Foglio Vetta d'Italia, ove sembrano mancare le sequenze mesozoiche in discussione.

Passando al basamento pennidico, le principali novità (FRISCH *et alii*, 1993, con rif. bibl.) riguardano il riconoscimento nel cristallino pregranitico austriaco di un antico arco vulcanico sopraofiolitico (FRISCH & RAAB, 1987) e la produzione di numerose datazioni radiometriche (THÖNI, 1999, con rif. bibl.) che consentono di definire l'età tardo-carbonifera e/o permiana inferiore dell'originario batolite granitico-granodioritico (FINGER *et alii*, 1993). Si noti che il termine "pregranitico" è utilizzato in queste note per definire cronologicamente litotipi ed eventi geologici più antichi della messa in posto intrusiva del batolite permo-carbonifero. Non esistono datazioni U/Pb sullo zircone magmatico dello *Zentralgneis* in alta Valle Aurina. Tuttavia, al Hornspitze (a est delle Mesule) e al di là del confine, vi sono alcune età radiometriche tardo-paleozoiche, riscontrate anche nella *Untere Schieferhülle* (VAVRA & FRISH, 1989; CESARE *et alii*, 2001).

L'età cretacea (pre-Gosau) del metamorfismo nell'intero sistema austroalpino delle Alpi orientali, da tempo accertata, è stata ulteriormente confermata, mentre il metamorfismo di subduzione e la sovrainmpronta Barroviana nelle sottostanti unità pennidiche (continentali ed ofiolitiche) risulterebbero di esclusiva età eocenica (THÖNI, 1999, con rif. bibl.). Il *gap* cronologico tra Austroalpino e Pennidico ha suggerito l'ipotesi che le Alpi orientali aggregino una prima catena austroalpina, a vergenza incerta (occidentale?) e di età cretacea (pre-Gosau), formatasi per la chiusura della Tetide oceanica orientale, di età triassica (Meliata-



Vardar), nell'ipotesi che si estendesse sino al dominio alpino, e la catena terziaria, a vergenza settentrionale, generata dalla completa chiusura (Eocene) dell'oceano mesozoico sud-pennidico (ligure-piemontese) e la conseguente accrezione collisionale del margine europeo (FRANK *et alii*, 1987; THÖNI & YAGOUTZ, 1993; ZIMMERMANN *et alii*, 1994; SCHMID *et alii*, 1997; KURZ *et alii*, 2001).

L'età del metamorfismo barroviano alpino in Valle Aurina è un tema ancora aperto. Non vi sono dati conclusivi sull'età del metamorfismo nei calcescisti con pietre verdi del settore italiano della finestra dei Tauri. Sono disponibili solo alcune datazioni con il metodo Rb/Sr su granati di relativa alta pressione nella Serie del Greiner (CHRISTENSEN *et alii*, 1994) e su biotiti tardive dello Gneiss centrale (14,3-16,3 Ma; BORSI *et alii*, 1973). Queste ultime corrispondono al raffreddamento delle unità pennidiche in rapida esumazione, confermato dal metodo delle tracce di fissione su apatite (STAUFENBERG, 1987; STÖCKHERT *et alii*, 1999).

La Valle Aurina non è sede di un'attività sismica di rilievo (ARIC *et alii*, 1987; SLEJKO *et alii*, 1987).

Gli aspetti geologici e strutturali di un progetto di galleria autostradale attraverso le Alpi Aurine sono stati descritti da ARMARI *et alii* (1973) e da FENTI & FRIZ (1973a, b).

PROGETTO  
CARGO

#### IV - STRATIGRAFIA

##### 1. - UNITÀ PENNIDICHE DELLA FINESTRA DEGLI ALTI TAURI

La Falda ofiolitica del Glockner (*Obere Schieferhülle*, Ricoprimento dei calcescisti con ofioliti, *Auct.*) affiora su tutto il versante sinistro idrografico della Valle Aurina, a SW della Valle del Vento. Essa è sovrascorsa sul Ricoprimento del Gran Veneziano (verso N) e sul Ricoprimento del Picco dei Tre Signori (verso NE). Il contatto tettonico tra le unità del Glockner e del Gran Veneziano corre lungo l'asse della Valle Aurina, con direzione NE-SW, sino alla Forcella del Picco (Fig. 13).

In località San Pietro, è presente una fascia di scaglie tettoniche, potente sino a 400-500 m, costituita da prevalenti calcescisti e subordinati marmi e dolomie di margine continentale. Il contatto tra le falde del Glockner e del Picco dei Tre Signori è caratterizzato dalla presenza di una complessa sequenza di scaglie tettoniche appartenenti a tali unità, affiorante nel versante sinistro della Valle del Vento, nel versante destro dell'alta Valle Rossa e nella cresta compresa tra il Pizzo Caminata e il Giogo Rosso (Fig. 14).

La zona a scaglie non è presente al Pizzo Rosso di Predoi, dove si osserva il contatto diretto tra calcescisti e basamento (Fig. 15).

Tutti i contatti tettonici principali tra le unità tettoniche sono superfici di taglio duttile, anche se in parte riprese da deformazioni fragili tardive.



Fig. 13 - La Forcella del Picco, alla testata della Valle Aurina, marca la zona di shear duttile al contatto tettonico tra gli ortogneiss della Falda del Gran Veneziano, a sinistra (destra idrografica) ed il basamento metamorfico del Picco dei Tre Signori.



Fig. 14 - Panorama, dalla vetta del Pizzo Rosso, del Gioigo Lungo (primo piano) e della dorsale del Monte Riva di Predoi-Monte Sella, ove affiorano ripetute scaglie di metasedimenti carbonatici e silico-clastici permotriassici e le sovrastanti successioni di calcescisti e prasiniti del Glockner. Sullo sfondo, il Monte Fumo (piramide a sinistra) e la Vetta d'Italia, a destra.

## 1.1. - FALDA DEL GLOCKNER

La Falda ofiolitica del Glockner è costituita da un complesso di metasedimenti (calcescisti *s.l.*) a prevalente composizione carbonatica, con intercalazioni di ofioliti metamorfiche (rocce verdi), rappresentate da metabasiti e rare scaglie di serpentiniti.

### Metasedimenti

I metasedimenti sono costituiti da tipi carbonatici (calcescisti *s.s.*), con subordinate intercalazioni pelitico-silicoclastiche (tipi filladici) e di marmi impuri a tessitura granoblastica. I marmi dei calcescisti sono sempre distinguibili da quelli calcareo-dolomiti triassici della zona a scaglie, per il carattere meno puro e più scistoso. I calcescisti occupano generalmente la parte superiore della falda, al di sopra della massa principale di metabasiti della Valle Rossa. Queste ultime sono rappresentate principalmente da metabasalti prasinitici e da subordinate epidositi e anfiboliti albitiche con mineralizzazioni a Cu-Fe (miniera di Predoi). Il corpo principale di prasiniti e anfiboliti mineralizzate affiora nella media e bassa Valle Rossa, dove raggiunge una potenza di 800 m.

La successione litostratigrafica della Falda ofiolitica del Glockner è costituita dalle seguenti litologie.

#### 1.1.1. - *Calcescisti indifferenziati (TGI)*

Si tratta di scisti a prevalente carbonato, talora ankeritico, mica bianca e quarzo in percentuali variabili, con tormalina, titanite, epidoto, biotite, clorite, albite e minerali opachi come accessori. Talora si osserva un fine *banding* composizionale, forse riconducibile ad originarie torbiditi. La presenza di frequenti pieghe isoclinali, visibili soprattutto a piccola scala, e di zone di taglio duttile segnala in modo inequivocabile l'esistenza di una generale trasposizione dell'originario assetto litostratigrafico.

Il complesso dei calcescisti *s.l.* contiene intercalazioni di **scisti filladici (TGI<sub>a</sub>)**, al massimo di spessore metrico, contraddistinte da un graduale aumento del contenuto in muscovite, con frequente pigmento carbonioso-grafitico, e minori albite, clorite.

I termini calcariferi, talora a bande, e i **marmi (TGI<sub>b</sub>)** hanno un aspetto più massiccio dovuto alla struttura granoblastica e alla netta prevalenza del carbonato sui fillosilicati. Formano livelli metrici intercalati nei calcescisti *s.s.*; l'intercalazione maggiore, potente una ventina di metri, si osserva presso la Malga (Alpe)

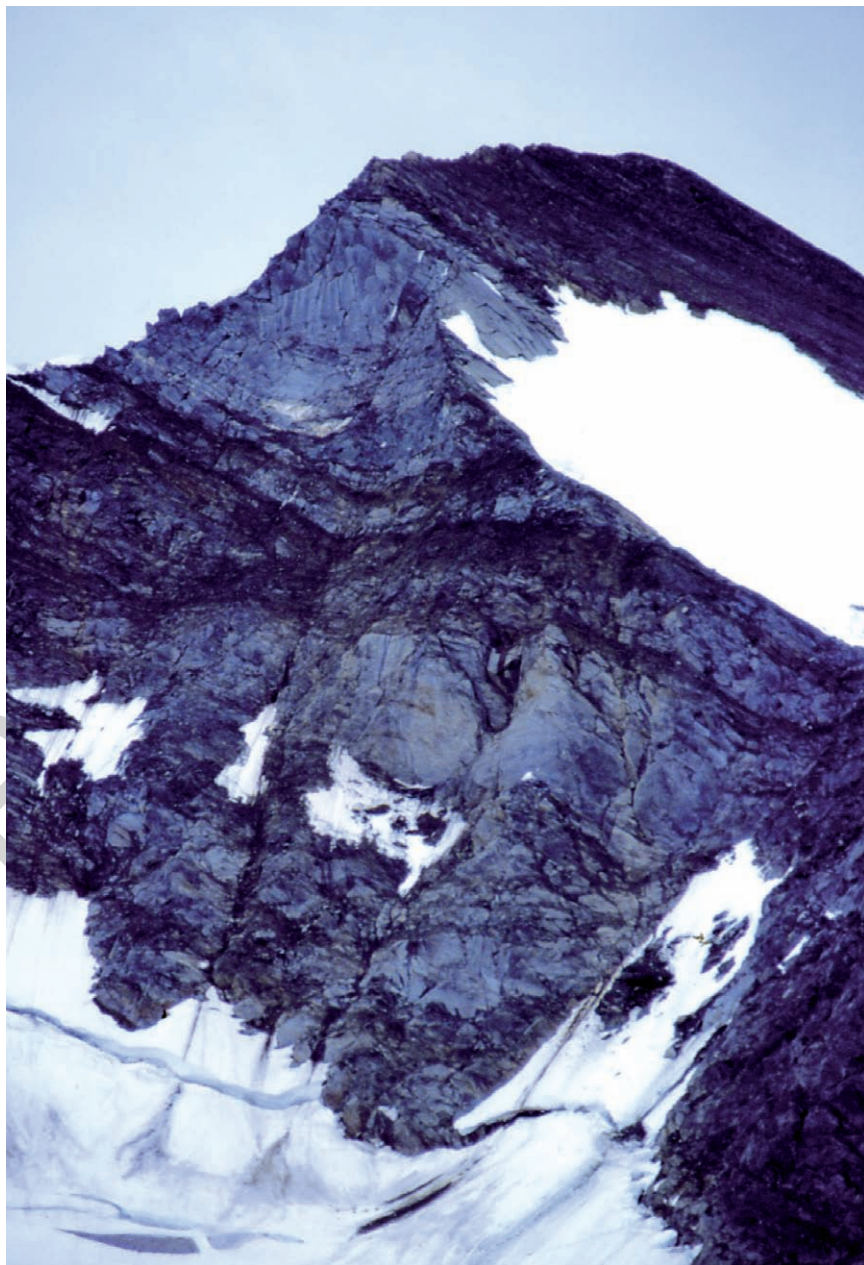


Fig. 15 - Pizzo Rosso, parete ovest: contatto tettonico tra gli scisti quarzoso-micacei della Falda del Picco dei tre Signori ed i sovrastanti calcescisti mesozoici della Falda del Glockner.

Merbe. In genere si tratta di marmi impuri scistosi, costituiti da aggregati granoblastici di calcite e da quantità molto subordinate di quarzo, albite, mica chiara  $\pm$  clorite. Componenti accessori: titanite, epidoto, tormalina, pirite, apatite.

Età dei protoliti: Giurassico sup.-Cretacico?

#### 1.1.1.1. - *Fels* di tipo rodingitico (TGI<sub>1</sub>)

Affiorano lungo la strada bianca in riva sinistra del Torrente Merbe, a SW della malga omonima, al nucleo di una grande *box-fold* antiformale di calcescisti carbonatici e marmi finemente stratificati (Fig. 16). Si tratta di rocce massicce a epidoto, diopside, anfibolo e mica bianca, a grana fine e di colore verdolino, spesse una decina di metri (all'affioramento). Si tratta probabilmente di una zona di reazione rodingitica (DAL PIAZ, 1969) sviluppata tra i protoliti dei calcescisti carbonatici e delle serpentiniti sottostanti, messe in luce, 400 m a nord-est dell'affioramento, da un sondaggio eseguito per lo studio dei depositi palustri. In passato, simili *fels* a silicati di calcio, al margine di corpi serpentinitici, erano interpretati come *skarn* di contatto prodotti dall'intrusione di un magma ultramafico nei sedimenti della geosinclinale.



Fig. 16 - Nucleo antiformale di fels a epidoto, diopside ed anfibolo nei calcescisti carbonatici dell'Alpe Merbe.

## Ofioliti metamorfiche

1.1.2. - *Metabasiti (GPS)*

Le metabasiti sono rappresentate in gran prevalenza da prasiniti verdognole, a grana medio-fine e facile suddivisibilità tabulare. Sono costituite da porfiroblasti di albite quasi pura, da anfibolo verde, o verde-azzurrognolo, clorite, clinozoisite/Fe-epidoti; accessori: biotite, apatite, titanite, solfuri ed ossidi di Fe e Cu e, in qualche caso, quarzo e carbonato. Le prasiniti derivano da protoliti basaltici, come suggerito dalla composizione chimica della roccia totale, che mostra un carattere geochimico da “Normal” a “Transitional-MORB” (TOFFOLON *et alii*, 2001; Fig. 17, Tab. 2), a conferma dei risultati analitici ottenuti in altri settori italiani e austriaci della Falda del Glockner (HÖCK & MILLER, 1980; DE VECCHI, 1989; HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER & HÖCK, 1990).

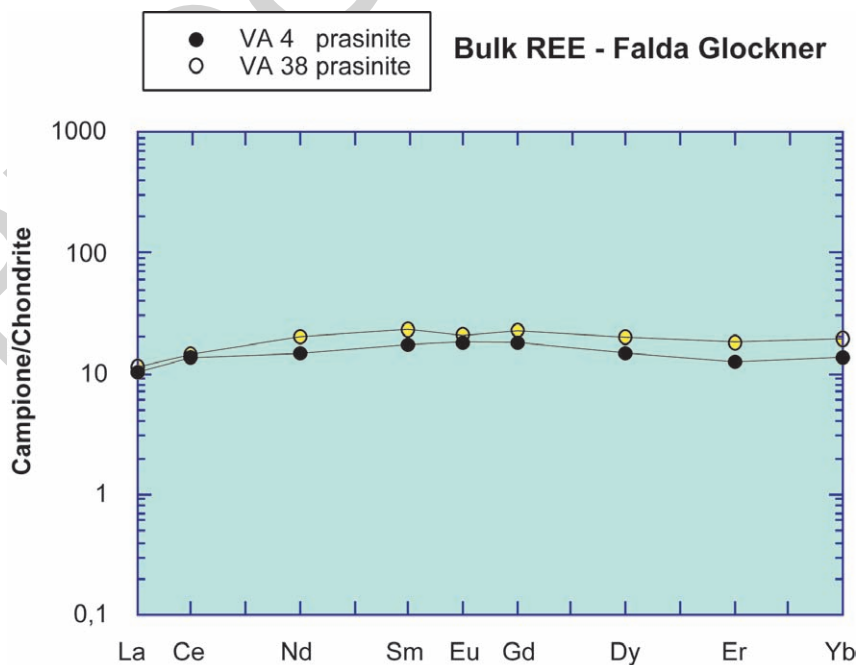


Fig. 17 - Pattern delle Terre Rare, normalizzato alle condriti, nelle metabasiti della Falda ofiolitica del Glockner in Valle Aurina (modificato da TOFFOLON *et alii*, 2001). I campioni VA04 e VA38 sono prasiniti provenienti, rispettivamente, da Predoi e da Mt. Riva di Predoi



Al microscopio l'anfibolo appare talvolta zonato, con periferia verde-azzurrognola e nucleo quasi incolore di composizione attinolitica (ZOLLET, 1975). L'albite è in genere pecilitica, con inclusioni microlitiche di anfibolo aciculare ed altri minerali della matrice. La clorite diventa abbondante in alcune facies simili alle prasiniti s.s., ma caratterizzate da un aspetto più scistoso laminare. In questo tipo di rocce sono frequenti cristalli o ammassi cristallini di ossidi e solfuri di Fe-Cu, come presso la Miniera di Predoi, in associazione con le anfiboliti cloritico-albitiche a grana fine mineralizzate (GPS<sub>b</sub>). Rocce di questo tipo affioranti in vicinanza del Monte Sella contengono anche cloritoide. Componenti accessori: titanite, talora molto abbondante, minerali opachi (ilmenite, magnetite, pirite), calcite.

	VA 04	VA 38
SiO <sub>2</sub> (%)	49.12	48.74
TiO <sub>2</sub>	1.11	1.43
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.10	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.41	16.24
CaO	7.17	9.27
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	9,23	10,74
MnO	0,08	0,15
MgO	7,17	6,3
K <sub>2</sub> O	0,95	0,19
Na <sub>2</sub> O	2,52	4,32
Perdita al fuoco	3,98	1,91
Tot	99,84	99,47
Dy (ppm)	3,53	4,87
Er	1,97	2,90
Eu	0,98	1,19
Gd	3,47	4,41
La	2,46	2,64
Nd	6,64	9,10
Sm	2,55	3,36
Y	20,30	27,92
Yb	2,12	3,14
Zr	69,02	85,86

Tab. 2

*Analisi chimiche (Laboratorio CRPG Nancy, Francia) di due campioni significativi di metabasalti prasinitici della Falda ofiolitica del Glockner in alta Valle Aurina.*

Frequenti le prasiniti con **facies ricche in epidoto** (GPS<sub>a</sub>), passanti talora a vere e proprie epidositi. Sono diffuse in tutta l'unità, specie allo sbocco della Valle Rossa. L'epidoto tende a concentrarsi in noduli e/o in sottili letti.

Le **anfiboliti** mineralizzate (GPS<sub>b</sub>) hanno grana fine e sono caratterizzate dalla presenza di solfuri e ossidi di Cu e Fe, disseminati o talora concentrati (mi-

niera di Predoi; di COLBERTALDO & LEONARDELLI, 1963; LEONARDELLI, 1964); sono spesso associate a prasiniti ricche in clorite, scisti cloritici e scisti cloritico-albitici (ovarditi) con rari relitti di granato alterato. Minerali accessori: quarzo, carbonato, ilmenite, rutilo, apatite. Frequenti i minerali di litoclase, in particolare albite, adularia, titanite, rutilo ed ematite (GASSER, 1913; CAVINATO, 1929, 1930).

Età dei protoliti basaltici: Giurassico medio-sup. - Cretacico?

### 1.1.3. - *Serpentiniti (GSM)*

Le ultramafiti, talora discretamente abbondanti in altri settori della falda, sono rappresentate da rare lenti di serpentiniti a magnetite, di dimensione metriche-decametriche. Il corpo di maggiori dimensioni affiora sul versante settentrionale del Pizzo Cucchiaio; un'altra presenza è stata messa in luce dal sondaggio presso la Malga Merbe. In genere massicce, a volte assumono un aspetto scistoso-laminato o milonitico, talora con livelli decimetrici di scisti talcosi o cloritici al contatto con altri litotipi. Non ci sono relitti che consentano di stabilire la natura dei protoliti, eccetto rari siti di probabile pirosseno, sostituito da serpentino. Sulla base di valutazioni e confronti a scala regionale, si tratta probabilmente di peridotiti tettoniche di mantello con metamorfismo di ambiente oceanico ed orogenico, anche se non si può escludere la presenza di ultramafiti crostali (cumulitiche). Un corpo di serpentinite massiccia è stato rinvenuta nel sondaggio geognostico eseguito nei depositi quaternari presso Malga Merbe; a questo corpo è verosimilmente imputabile il fels di tipo rodingitico descritto in precedenza.

Età dei protoliti: non definibile

### 1.2. - FALDA DEL PICCO DEI TRE SIGNORI

Affiora con spessori rilevanti sul versante sinistro dell'alta Valle Aurina, dall'alta Valle Rossa (sinistra idrografica), alla Valle del Vento (testata e destra idrografica), fino alla testata della Valle Aurina (Forcella del Picco). Essa è sovrascorsa sulla Falda del Gran Veneziano, lungo un contatto tettonico lineare che corre lungo l'asse della Valle Aurina, fino alla Forcella del Picco. E' a sua volta ricoperta dalla Falda ofiolitica del Glockner e il loro contatto è marcato da una complessa zona a scaglie tettoniche presente in Valle del Vento-Valle Rossa (Zona a Scaglie del Giogo Lungo *Auct.*).

La Falda del Picco dei Tre Signori è costituita da metasedimenti carbonatici e silicoclastici di probabile età triassica e permiana, e da un basamento cristallino

pregranitico, costituito da parascisti di vario tipo con diffuse intercalazioni di rocce basiche, localmente a relitti eclogitici, lembi ristretti di ortogneiss leucocratici e subordinati marmi saccaroidi a patina giallastra, talora con venature violacee. A causa della pervasiva sovraimpronta alpina non è stato possibile definire con certezza l'appartenenza di alcuni parascisti al basamento polimetamorfico pregranitico (*Unterste Schieferhülle*, HERITSCH, 1927) o a sequenze permocarbonifere post-varisiche (*Untere Schieferhülle*), distinzione effettuata in altri settori della Finestra dei Tauri. Anche i marmi, riferiti in precedenza al Triassico (BIANCHI & DAL PIAZ, 1930; BIANCHI, 1934; DAL PIAZ, 1934), sono stati attribuiti dubitativamente al basamento pregranitico in base alla loro stretta associazione con i parascisti a lenti di anfiboliti e all'assenza delle quarziti triassiche che accompagnano altrove le scaglie di marmi mesozoici.

#### Metasedimenti di copertura

Si tratta di frammenti di sequenze permo-triassiche (dolomie saccaroidi, marmi, quarziti bianche micacee, scisti quarzoso-micacei ad albite porfiroblastica), di origine continentale (margine europeo), inserite come scaglie tettoniche di spessore variabile (da qualche decina ad un centinaio di metri) all'interno della Falda ofiolitica del Glockner (Punta Merbe) e al suo contatto con il sottostante Ricooprimento del Picco dei Tre Signori (testata della Valle Rossa, versante sinistro, e testata della Valle del Vento). Una piccola scaglia è presente anche al contatto tra l'unità ofiolitica e il basamento gneissico del Gran Veneziano, in località San Pietro e San Giacomo (sondaggio); la scaglia è in posizione analoga a quella dei parascisti entro il basamento gneissico ad ovest del foglio (ARMARI & DALLA PORTA MARCATO, 1976).

##### 1.2.1. - *Marmi calcarei e dolomitici (MCM)*

Hanno grana fine, colore da grigio-bluastro a bianco-giallastro, aspetto massiccio e saccaroide, ma anche con stratificazione tabulare; passano localmente a dolomie cristalline biancastre o reticolate, talora farinose. Hanno spessore che raramente supera i 20 m, tranne nella zona a scaglie tettoniche del Giogo Lungo, in Valle del Vento e in Valle della Rossa (Fig. 18) dove possono raggiungere i 70 metri.

Età dei protoliti: Triassico medio-sup.?



Fig. 18 - *Marmi dolomitici di probabile età triassica in alta Valle Rossa, versante destro.*

### 1.2.2. - *Quarziti (MCQ)*

Quarziti compatte, bianche o grigiastre, passanti a termini micacei, tabulari o con stratificazione centimetrica ripresa dalla scistosità alpina. Affiorano nel versante sinistro della Valle del Vento, in orizzonti spessi fino a 10 m, associate a marmi e dolomie del Triassico medio-superiore, e in piccole scaglie tettoniche entro il complesso dei calcescisti con pietre verdi della Falda del Glockner, lungo la cresta orientale della Punta Merbe. Queste ultime, associate a scaglie di basamento cristallino, costituiscono la “digitazione superiore del Ricoprimento del Picco” (DAL PIAZ, 1934) che consente la suddivisione della Falda del Glockner in due grandi subfalde (*Teildecke*).

Età dei protoliti: Triassico inf.?

### 1.2.3. - *Scisti quarzoso-micacei (MCW)*

Parascisti grigio-argentei a prevalente quarzo, con mica bianca, albite porfiroblastica, clorite  $\pm$  biotite verde, epidoto, tormalina talora abbondante, granato submillimetrico ricco in piropo e almandino ( $Py+Am = 50-70\%$ ;  $Sp = 0-30\%$ ). I parascisti passano talora alle quarziti micacee sopra descritte e, su questa base, se ne prospetta una possibile età permiana. Sono abbondanti nelle zone a scaglie tettoniche in sinistra idrografica e alla testata della Valle del Vento, in destra idrografica della Valle Rossa e dentro i calcescisti del Glockner, sotto forma di piccole lenti che raramente raggiungono i 5 metri di spessore.

Età dei protoliti: Permiano?

Basamento Cristallino

### 1.2.4. - *Scisti del Picco dei Tre Signori (TSB)*

Si tratta di un complesso di scisti quarzoso-muscovitici ad albite porfiroblastica, spesso ad epidoto, biotite e tormalina a volte relativamente abbondante, talora a granato (Fig. 19) e raro cloritoide ferrifero, con locali intercalazioni di quarziti tabulari micacee (simili agli scisti quarzítico-micacei di probabile età permiana della zona a scaglie); essi sono associati a paragneiss, scisti quarzítico-micacei ad albite e biotite bruna, micascisti granatiferi, scisti filladici e grafitici, spesso a carbonato.

Il complesso dei parascisti contiene abbondanti intercalazioni stratoidi e lenticolari di metabasiti, rappresentate da anfiboliti e anfiboliti granatifere a grana grossa, talora con relitti eclogitici. Vi sono corpi stratoidi di ortogneiss leucocratici (filoni trasposti) e numerose intercalazioni di marmi cristallini.

I granati dei parascisti, analizzati alla microsonda elettronica, mostrano una dominante composizione almandinica ( $Am+Sp = 70-85\%$ ) con tenore in grossularia e piropo rispettivamente del 10-15% e del 10%. I minerali opachi analizzati sono tutti delle ilmeniti. Le varietà filladiche, non rappresentabili alla scala della carta, hanno colore da plumbeo ad argenteo e sono ricche in mica muscovitica, sostanza carbonioso-grafitica e talora biotite.



Fig. 19 - *Micascisto granatifero nel basamento cristallino del Picco dei Tre Signori.*

Nella zona tra il Rifugio Tridentina e la Forcella del Picco il complesso dei parascisti è costituito da alternanze di: i) scisti quarzoso-muscovitici chiari, passanti a quarziti sericitiche e filladi a granato, ii) scisti filladici carbonioso-grafitici, a due miche, granato, talora ricchi in albite, iii) micascisti e paragneiss ad abbondante clorite e porfiroblasti di albite, talora molto laminati. La cresta che dalla Forcella del Picco sale alla Cima di Campgrande e al Picco dei Tre Signori offre ottime esposizioni di questi parascisti. Prevalgono scisti albitico-muscovitici a biotite, granato  $\pm$  clorite, tormalina, grafite, passanti a micascisti granatiferi associati a scisti sericitici chiari, talora a clorite. Presso la vetta affiorano gneiss albitici a due miche, granato e clorite. Il complesso dei parascisti contiene frequenti intercalazioni di marmi cristallini e di metabasiti.

Gli scisti quarzoso-micacei  $\pm$  albite, clorite e carbonato che affiorano sul versante destro della Valle del Vento, contengono un banco di scisti quarzoso-muscovitici, con modesta mineralizzazione ad uraninite (pechblenda) (BRONDI & TESDESCO, 1959; dettagli nel capitolo VI-5.2.). Tenuto conto dell'età prevalentemente permiana delle mineralizzazioni di uranio nelle Alpi, non si può escludere che il basamento cristallino del Picco dei Tre Signori contenga qualche intercalazione di scisti quarzoso-micacei di età permiana, con rapporti primari e limiti non più riconoscibili a causa della pervasiva sovrainpronta metamorfica e strutturale alpina (come indicato dubitativamente nella legenda del foglio).

Età dei protoliti: Pre-Carbonifero-Permiano?

#### 1.2.5. - Scisti fillonitici (FSF)

Sono rocce grigio-verdastre o grigie, finemente scistose, localizzate lungo zone ad intensa deformazione alpina. Al microscopio sono contraddistinte da un feltro di clorite e/o sericite, in cui sono a volte immersi cristalli di dimensioni maggiori di biotite e pirite (Cima Cadini). Marcano il contatto tettonico fra la Falda del Gran Veneziano e quella del Picco dei Tre Signori (Rifugio Tridentina). A volte mostrano una patina rossastra legata all'alterazione di ossidi e solfuri di ferro.

#### 1.2.6. - Anfiboliti (TSA)

Sono rocce di colore verde scuro che affiorano all'interno degli scisti del Picco dei Tre Signori (TSB), sotto forma di piccoli corpi tabulari o lentiformi (*boudinage*), di spessore metrico-decimetrico (raramente di 5 m), talora associati a letti e lenti di marmi. Sono costituite da abbondante anfibolo verde, talora zonato, con nuclei di composizione actinolitica e periferie di orneblenda actinolitica verdeazzurra. Altri componenti: biotite e granato, in individui a volte plurimillimetrici; in quantità subordinata oligoclasio, quarzo ed epidoto. Il granato si presenta sia in cristalli millimetrici che in piccoli granuli. Il granato di dimensioni maggiori è una miscela di almandino (54-57%), piropo (8-10%) e grossularia (23-29%), con periferia leggermente più ricca in piropo e più povera in grossularia. Il granato di dimensioni minori è più povero in almandino e piropo e più ricco in grossularia e spessartina. Componenti accessori: titanite, ilmenite e clorite. Per certi aspetti mineralogici e tessuturali le anfiboliti possono essere paragonate alle prasiniti della suite ofiolitica (BIANCHI, 1934), ma la presenza del granato e la sua composizione indicano chiaramente che queste rocce basiche sono parte integrante del basamento cristallino.

Età dei protoliti: Pre-Carbonifero

### 1.2.7. - *Anfiboliti granatifere (TSE)*

Alcuni *boudins* mafici presenti nel basamento cristallino dell'area Giogo Lungo-Pizzo Rosso si distinguono per la presenza di abbondanti granati rossastri, di forma euedrale e diametro sino a 1-2 cm. (Fig. 20).

Si tratta di granati ricchi in almandino e piropo ( $\leq 14\%$ ), riferibili probabilmente a condizioni metamorfiche di tipo eclogitico. La matrice è costituita da dominante orneblenda verde, con biotite, titanite e clorite in quantità da subordinata ad accessoria. Gli anfiboli maggiori hanno a volte un nucleo più chiaro che fa presumere l'esistenza di termini sodici (BIANCHI, 1934). Locali relitti di clinopirosseno (per la maggior parte diopside, ove analizzato) sono riferibili alla sovraimpronta metamorfica in facies anfibolitica di età alpina della "cristallizzazione dei Tauri" di SANDER (1925). Ove visibile, la foliazione delle anfiboliti è conforme a quella dei parascisti incassanti ed è tagliata da qualche venetta di quarzo e carbonato.

Età dei protoliti: Pre-Carbonifero



Fig. 20 - *Anfibolite ricca in grossi granati, affiorante a 2900 m circa nel versante nord-occidentale del Pizzo Rosso.*



### 1.2.7.1. - Eclogiti ( $TSE_1$ )

La presenza di sicure eclogiti, già segnalate nella carta di BIANCHI & DAL PIAZ (1930) e descritte da BIANCHI (1934), è stata confermata e documentata in alcuni campioni raccolti nella zona del Picco dei Tre Signori, q. 3333 m, spalla sud della vetta (Fig. 21). Essi sono costituiti da aggregati di granato submillimetrico, anfibolo verde e relitti di clinopirosseno sodico ( $Jd = 32.3 - 44.6\%$ ), talora con subordinata mica fengitica. Le condizioni fisiche per la genesi delle eclogiti relitte sono stimate in  $T = 455^\circ\text{C}$  e  $P = 17.7 \text{ kb}$ . Dettagli sulle analisi microchimiche e le stime termo-barometriche sono esposti nel capitolo V sul metamorfismo. Il metamorfismo eclogitico non è datato, ma è molto probabile che sia di età alpina (Eocene ?). Se fosse più antico (eovariscico?), l'associazione mineralogica di alta-P dovrebbe essere sopravvissuta non solo alla riequilibrio Barroviana alpina in facies anfibolitica (anfiboli calcici, pirosseno diopsidico, biotite), ma anche a quella, dai caratteri analoghi, del ciclo orogenico varisco.



Fig. 21 - Il classico affioramento di eclogiti di q. 3333 m cartografato e descritto da BIANCHI & DAL PIAZ (1930, 1934) alla spalla sud del Picco dei Tre Signori.

E' stata eseguita, presso il Laboratorio CRPG di Nancy (Francia), l'analisi chimica roccia totale di quattro campioni di metabasiti del basamento cristallino (Tab. 3): due eclogiti anfibolico-epidotiche a titanite, carbonato, minerali opachi e biotite del Pizzo Rosso ( $TSE_1$ : campioni VA140 e VA141); una anfibolite albitico-epidotica a clorite e relitti di granato (TSA: VA144) e una anfibolite granatifera ad albite, epidoto e minerali opachi (TSA: VA102), entrambe raccolte alla Forcella del Picco.

Campione	VA 140	VA 141	VA 144	VA 102
SiO <sub>2</sub> (%)	42.46	36.42	48.11	48.91
TiO <sub>2</sub>	4.61	5.12	3.32	2.74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.61	0.45	0.41	0.34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.64	8.23	14.16	15.56
CaO	25.74	27.33	11.43	8.68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> tot	10.85	11.74	13.00	14.41
MnO	0.14	0.15	0.29	0.26
MgO	3.97	3.77	5.74	5.01
K <sub>2</sub> O	--	0.09	0.17	0.23
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.45	2.23	3.49
Perdita al fuoco	3.17	6.51	0.99	0.34
Tot	100.46	100.26	99.85	99.84
Dy (ppm)	4.20	3.76	6.32	6.14
Er	1.42	1.26	2.89	2.86
Eu	2.99	3.09	2.74	2.52
Gd	7.07	7.21	7.86	7.72
La	44.19	45.84	30.51	33.04
Nd	47.24	47.18	37.02	32.49
Sm	9.25	9.51	8.44	7.92
Y	16.44	14.34	31.76	32.04
Yb	1.02	0.76	2.80	2.69
Zr	174.39	182.52	256.13	202.10

Tab. 3 - Analisi chimiche roccia totale di metabasiti della Falda del Picco dei Tre Signori. Campioni VA140, VA141 (Pizzo Rosso): eclogiti (TSE<sub>1</sub>); campioni VA144, VA102 (Forcella Picco Tre Signori): anfiboliti (TSA).

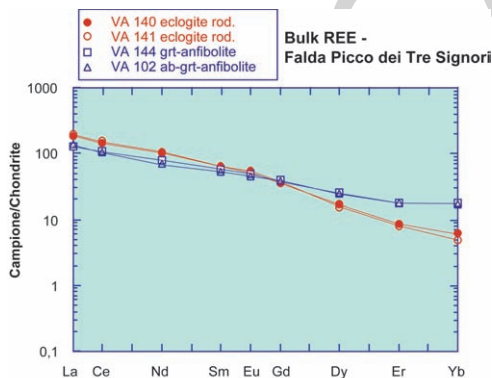


Fig. 22 - Pattern delle Terre Rare in metabasiti della Falda del Picco dei tre Signori (TOFFOLON et alii, 2001). Campioni VA140, VA141 (Pizzo Rosso): eclogiti a diopside (TSE<sub>1</sub>). Campioni VA144, VA102 (Forcella Picco Tre Signori): anfibolite a granato ed anfibolite albitica con relitti di granato (TSA).

Le rocce eclogitiche del Pizzo Rosso mostrano un carattere geochimico “E-MORB” (“*Enriched-MORB*”), tipicamente caratterizzato da un arricchimento in Terre Rare Leggere (Fig. 22). Le anfiboliti (TSA) sono più ricche in  $Al_2O_3$  e MgO e più povere in CaO rispetto alle eclogiti; il pattern delle REE è simile a quello mostrato dalle eclogiti, se si eccettua un lieve arricchimento in Terre Rare pesanti.

Età dei protoliti: Pre-Carbonifero

#### 1.2.8. - *Ortogneiss leucocratici (TSO)*

Rocce a grana medio-grossa di colore grigio chiaro, in rari corpi lenticolari appiattiti di spessore metrico e lunghezza decametrica entro i parascisti. Gli ortogneiss sono costituiti da cristalli di K-feldspato e/o vistosi blasti di albite in matrice di quarzo, albite, muscovite e scarsa biotite. I porfiroblasti di albite sono farciti di inclusioni microlitiche di quarzo, biotite, epidoto e rutilo che sottolineano l'esistenza di una scistosità interna ripiegata. In qualche caso la struttura è occhiadina, in altri è scistoso-laminata. Accessori: titanite, epidoto, apatite, granato, zirconio e raro euclasio (CAVINATO, 1929a-b-c). L'analisi chimica di queste rocce ha mostrato una composizione da alcali-granitica a leucogranitica (BIANCHI, 1934).

Età dei protoliti: Pre-Carbonifero?

#### 1.2.9. - *Marmi impuri (TSM)*

Marmi calcarei e calcareo-dolomitici a patina giallastra, puri ed impuri (mica bianca, tremolite, actinolite, epidoto), talora con venature violacee, in sottili intercalazioni tabulari o lentiformi (*boudinage*) entro i parascisti (Fig. 23). Sono relativamente frequenti nello sperone a sud di Malga Lana, al margine della grande deformazione gravitativa in atto sul versante sinistro della Valle Aurina, e nella loro estensione orientale, lungo la cresta di confine tra la Forcella del Picco e l'alto circo glaciale della Vedretta di Predoi, talora in stretta associazione con intercalazioni metriche di anfiboliti. La presenza di pieghe isoclinali documenta che il *layering* litologico è totalmente trasposto e che la scistosità regionale alpina è una  $S_2$ . I marmi hanno grana medio-grossa, tessitura massiccia ed elevata cristallinità. Al microscopio si notano talora livelli quarzoso-micacei. Il quarzo appare in cristalli isolati e in letti policristallini che assieme alla mica chiara definiscono la foliazione principale. Età molto incerta: attribuiti al Triassico da BIANCHI & DAL PIAZ (1930), si ritiene più probabile riferirli al basamento cristallino.

Età: Pre-Carbonifero?

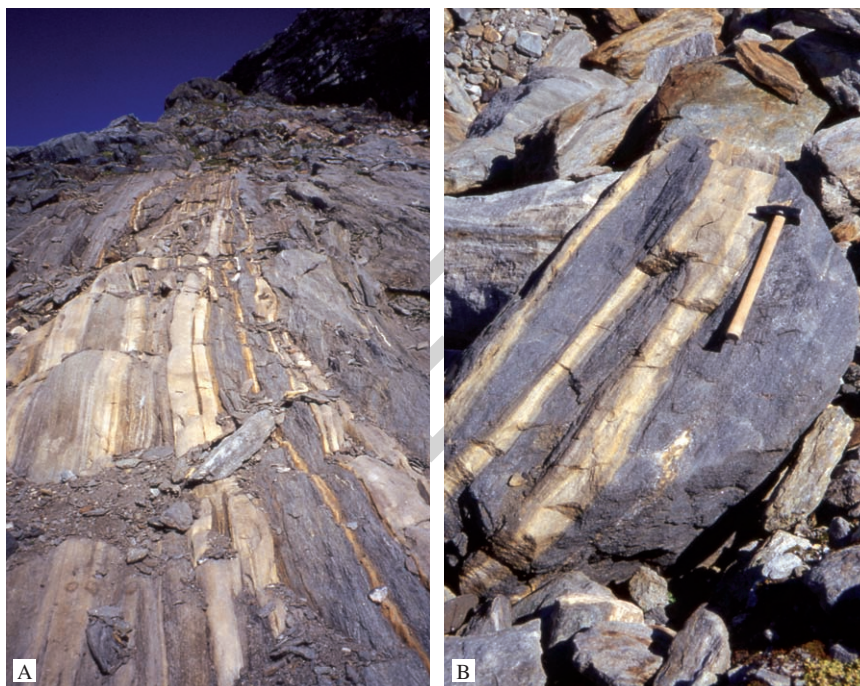


Fig. 23 - Sottili intercalazioni di marmi cristallini a patina giallastra nei parascisti del basamento del Picco dei Tre Signori (A), con pieghe isoclinali (B); Cima di Campogrande, versante meridionale.

### 1.3. - FALDA DEL GRAN VENEZIANO

La Falda (ricoprimento) del Gran Veneziano (*Großvenedigerdecke*) affiora lungo tutto il versante destro idrografico della Valle Aurina (Fig. 24). Essa è situata alla base della pila delle falde esposte in questo settore della catena e ha struttura antiformale. La falda è costituita dai derivati metamorfici alpini in facies scisti verdi-anfibolitica di granitoidi (*Zentral Gneis Auct.*) tardo-paleozoici ( $309 \pm 5$ ,  $295 \pm 3$  Ma) e subordinati paragneiss pregranitici, con associate anfiboliti (*Altes Dach Auct.*). La ristrutturazione alpina ha mascherato buona parte delle originarie associazioni metamorfiche e delle tessiture prealpine dei paragneiss. I derivati in facies scisti verdi predominano nel settore meridionale dell'unità, mentre il grado metamorfico aumenta andando verso nord (MORTEANI & RAASE, 1974).

Nel foglio Vetta d'Italia la Falda del Gran Veneziano è rappresentata da dominanti gneiss granitico-granodioritici, talora porfirici; vi si associano metagranitoidi in facies granulare massiccia (domini di *low strain*), gneiss ricchi in nuclei femici e fascie deformate milonitiche. Queste varietà sono definite da diversi rapporti modali fra le varie fasi mineralogiche (plagioclasio dominante, quarzo,

biotite, mica chiara, epidoti, clorite, attinoto). Associate a questi litotipi si trovano: filoni aplitico-pegmatitici e corpi leucocratici maggiori; anfiboliti ad anfibolo e biotite; paragneiss e micascisti a grana fine, in intercalazioni di spessore sempre molto ridotto.

### 1.3.1. - *Gneiss granitico-granodioritici (GVO)*

Metagranitoidi da massicci a foliati, talora porfirici e gneiss granitico-granodioritico-tonalitici a biotite, subordinata mica chiara, clinozoisite-epidoto  $\pm$  anfibolo, con relitti magmatici ancora riconoscibili (K-feldspato, quarzo, oligoclasio-andesina, biotite, orneblenda verde-bruna). Componenti accessori: zircone, apatite  $\pm$  titanite, rutilo, granato (visibile al microscopio), ortite-allanite, minerali opachi, calcite (nelle zone di taglio). Le facies più comuni sono degli gneiss grigio-biancastri con tessitura granulare e scistosità da tenue a evidente. Le facies massicce e quelle foliate sono legate da passaggi graduali, difficili da delimitare. Vi si associano facies scistoso-laminate a grana medio-fine e tipi milonitici che marcano le zone di taglio duttile. Queste fasce presentano talora spessore notevole in particolare nell'ampia zona di taglio al margine meridionale della falda. In



Fig. 24 - *Panorama del Monte Fumo e dei circhi glaciali sul versante destro della Valle Aurina, modellati in gneiss granitici della Falda del Gran Veneziano.*

esse la roccia presenta spesso una struttura finemente listata, per alternanza di letti quarzoso-feldspatici a plagioclasio (An18-25) ed epidoto, e letti scistosi a biotite ed abbondante mica chiara alpina  $\pm$  clorite e granato (Fig. 25B).

Le trasformazioni metamorfiche più comuni sono:

K-feldspato  $\rightarrow$  albite a scacchiera  $\rightarrow$  albite

Plagioclasio  $\rightarrow$  saussurite  $\rightarrow$  epidoto + albite + sericite/muscovite

Quarzo I (magmatico)  $\rightarrow$  quarzo II (cristallizzazione dinamica)

Biotite I (magmatica)  $\rightarrow$  biotite II, clorite, mica bianca + rutilo/titanite e minerali opachi

Orneblenda verde-bruna (magmatica)  $\rightarrow$  anfibolo verde  $\pm$  clorite

Minerali accessori: apatite, titanite, zircono, ilmenite, magnetite, calcite, rutilo e granato.

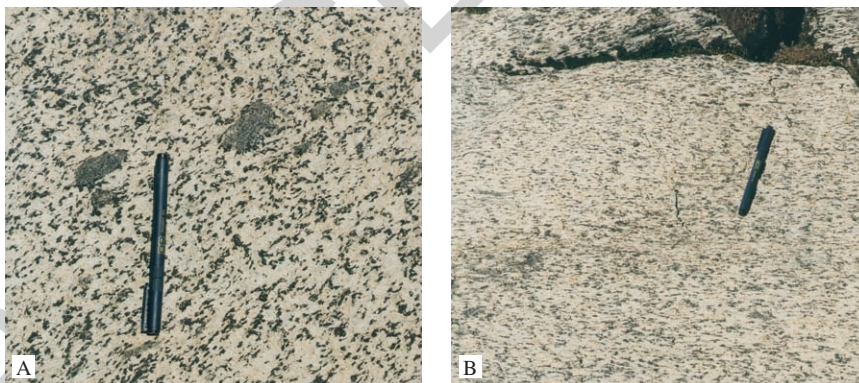


Fig. 25 - Falda del Gran Veneziano: metagranitoidi con struttura massiccia (A) e aspetto tipico delle fasce milonitiche (B) sul versante destro della Valle Aurina.

Gli ortogneiss hanno composizione riconducibile a termini granitico-granodioritici e tonalitici, tendenti a termini dioritici per i litotipi caratterizzati da aumento del contenuto in orneblenda (BIANCHI, 1934). Utilizzando classificazioni più moderne e per confronto con gli analoghi ortogneiss che costituiscono il Gruppo delle Mesule (DE VECCHI & MEZZACASA, 1986; CESARE *et alii*, 2001), gli gneiss granitoidi dell'alta Valle Aurina costituiscono una tipica suite calc-alcalina. L'età dei protoliti è tardo-paleozoica ( $309 \pm 5$ ;  $295 \pm 3$ ; CESARE *et alii*, 2001).

Nella carta geologica sono stati rappresentati il complesso degli gneiss granitico-granodioritici sopra descritti (indifferenziati), e due principali varietà:

- i) le zone meno deformate, con prevalenza di **metagranitoidi (GVO<sub>a</sub>)** a struttura massiccia (Fig. 25A), formati da K-feldspato (ortoclasio > microclino), plagioclasio (An<sub>20-30</sub>), spesso ricco in microliti di sericite ed epidoto, mirmechiti, quarzo magmatico in cristalli medio-grossi, talora con estinzione ondulata, quarzo II con ricristallizzazione dinamica, abbonan-

te biotite primaria, a volte cloritizzata, minute granulazioni di Fe-epidoto distribuito abbastanza omogeneamente nella matrice quarzoso-plagioclasica  $\pm$  orneblenda (nei tipi granodioritici);

- ii) **facies ricche in nuclei femici (GVO<sub>b</sub>)** nero-verdastri (Fig. 26), con abbondante biotite ed orneblenda verde, di forma da lenticolare tozza a fortemente allungata, spesso in sciami orientati (*schlieren*). Alcune analisi chimiche degli ortogneiss, eseguite da SEMERANO (1929) e BIANCHI (1934), sono riportate nel capitolo III (Tab. 1).

Età dei protoliti: Carbonifero sup.-Permiano inf.



Fig. 26 - Gneiss granodioritico moderatamente foliato, con numerosi nuclei femici.

### 1.3.2. - *Gneiss leucocratici (GVL)*

I corpi leucocratici negli ortogneiss corrispondono ad originari differenziati pegmatitici, aplitici o leucogranitici. Hanno aspetto filoniano-lentiforme e spessore da decimetrico a plurimetrico. Sono distribuiti con una certa uniformità negli ortogneiss del Gran Veneziano, soprattutto nel margine NW del foglio. Si tratta di rocce a grana medio-fine a quarzo, K-feldspato (ortoclasio e microclino), plagioclasio albitico-oligoclasico, subordinata muscovite e minori percentuali di albite a scacchiera, epidoto, biotite, clorite e calcite. Minerali accessori, in genere scarsi: epidoto-clinozoisite, granato, apatite, titanite, zircono, clorite, rutilo sagenitico, minuti opachi.

Età dei protoliti: Carbonifero sup.-Permiano inf.

### 1.3.3. - *Anfiboliti (GAF)*

Sono rocce di colore verde scuro-nerastro, affioranti soprattutto in corrispondenza della parte nord-orientale del foglio, in particolare tra la Valle delle Frane ed il Passo dei Tauri e a sud della Vetta d'Italia. Hanno giacitura da stratoide a lentiforme e raramente raggiungono la decina di metri di spessore. Sono caratterizzate dall'abbondanza di orneblenda verde e di biotite rossastra. In quantità subordinata: plagioclasio andesinico, quarzo, epidoto e clorite. Accessori sono: rutilo, titanite, zircono, apatite, opachi e, talora granato. A volte passano a termini anfibolitico-cloritici e/o anfibolitico-biotitici, caratterizzati da una scistosità più accentuata. Derivano da rocce ignee basiche associate al ciclo magmatico del batolite. L'affioramento di metabasiti riportato in carta ad ovest del Lago Della Selva (M. Fumo) è costituito da anfiboliti a grana fine, verdognole o nerastre e ricche in biotite bronzea: si segnalano perché contengono un orizzonte metrico di quarziti micacee a clorite e sono vistosamente ripiegate (fasi  $D_2$  e  $D_3$ ) assieme agli ortogneiss incassanti, rappresentati da gneiss anfibolici (tonalitici) scistosolaminati, con qualche filone di gneiss aplitici ed una lente di quarzo idrotermale.

Età dei protoliti: Carbonifero sup.-Permiano inf.

### 1.3.4. - *Scisti del Gran Veneziano (GVP)*

Complesso di paragneiss e micascisti affioranti in prevalenza nella zona compresa tra la Vetta d'Italia e la Forcella di Picco sotto forma di corpi di qualche metro di spessore. Presentano una netta tessitura scistoso-milonitica, crenulata o laminata, grana medio-fine e colore grigio-bruno con patina di alterazione bruno-rossastra. Le varietà meno deformate sono simili agli scisti del Picco dei Tre Signori e tale analogia è confermata dalla presenza in alcuni campioni di relitti di biotite rossastra. Al microscopio la roccia ha aspetto filladico-fillonitico, con in-



tercalazioni di quarziti micacee, ed è costituita da aggregati policristallini di quarzo alternati a letti di mica chiara, subordinata biotite, clorite, granato. Micascisti granatiferi a cianite e clorite (da biotite) sono segnalati presso la cresta di confine, ad ovest del foglio (BIANCHI, 1934). Accessori: epidoto, titanite, minerali opachi e albite. Si tratta di frammenti del tetto incassante l'originario batolite granitoide (protolite di GVO), quindi di rocce di età pregranitica, ma con completa rielaborazione mineralogica e strutturale alpina.

Età dei protoliti: Pre-Carbonifero.

### 1.3.5. - *Filoni di quarzo*

In tutta la zona rilevata si riscontrano filoni e vene di quarzo. Attraversano con orientazione varia le tre falde principali. I filoni maggiori raggiungono lunghezze di 20-30 m e spessore che raramente supera il metro. Sono monomineralici o caratterizzati dall'associazione quarzo-albite. Frequenti le geodi ed i minerali di litoclase (GASSER, 1913; CAVINATO, 1930). I filoni, a causa delle modeste dimensioni sono rappresentati solo nella banca dati al 10.000 della Provincia Autonoma di Bolzano. Sono da riferire al ciclo alpino.

## 2. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

Lo studio della geologia dei depositi quaternari è stato effettuato attraverso l'analisi dei dati bibliografici, il rilevamento sul terreno, lo studio e l'interpretazione di fotografie aeree ed ortofoto. Inoltre sono stati eseguiti due sondaggi meccanici a carotaggio continuo SG1 e BS1, ubicati rispettivamente a San Giacomo, località "Am Bühel" (1167 m), e presso l'alpe di Merbe (2005 m). Il primo sondaggio si è spinto fino ad una profondità di 20,70 m rinvenendo il substrato roccioso alla profondità di 12,50 m; il secondo ha raggiunto il substrato roccioso ad una profondità di 6,60 m proseguendo fino a 11,70 m. Nei depositi del secondo sondaggio è stata rinvenuta della sostanza organica che è stata datata con il metodo del  $^{14}\text{C}$ .

### 2.1. - UNITÀ QUATERNARIE

I depositi del Quaternario continentale presenti nel foglio sono stati cartografati secondo i principi delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU). In ogni unità sono state indicate le sole caratteristiche litologiche ed in particolare le variazioni di tessitura dei depositi sciolti (alluvionali, lacustri, di contatto glaciale, fluvio-glaciali, ecc.). Mediante il colore delle tessiture si può rappresentare l'interpretazione genetica del deposito anche nei casi di depositi fortemente etero-

metrici (come quelli glaciali e di frana), per i quali l'indicazione di tipo genetico verrà a sovrapporsi al colore corrispondente all'unità stratigrafica. Per correlare i diversi affioramenti dei depositi e stabilire la loro appartenenza alle diverse unità sono stati seguiti i criteri per il rilevamento del Quaternario continentale, indicati nel Quaderno 1, serie III, del S.G.N. (1992), tenendo presente le scelte già operate, nell'ambito del progetto CARG, nelle aree vicine del bacino dell'Adige ed operando leggere modifiche nella definizione delle UBSU, tali da permettere il loro utilizzo in questa area alpina. Le unità a limiti inconformi riconosciute nel foglio Vetta d'Italia sono sintetizzate nel quadro delle formazioni continentali plio-quaternarie di Tab. 4. Oltre l'età delle singole unità stratigrafiche vengono indicate anche le caratteristiche principali dei depositi che le costituiscono e la denominazione utilizzata in letteratura dagli autori precedenti.

Età	Unità climatiche	Nome formale	Attributi generali	Sigla	Autori precedenti
Attuale-Olocene <i>p.p.</i>	PEG.-Attuale	Subsistema dell'Amola	Depositi glaciali e fluvioglaciali, <i>rock glacier</i> attivi	PTG <sub>1</sub>	Depositi olocenici
Olocene-Pleistocene Sup. <i>p.p.</i>	Postglaciale-Tardiglaciale	Sistema Postglaciale Alpino	Depositi glaciali, alluvionali e di versante	PTG	Depositi olocenici
Pleistocene Sup. <i>p.p.</i>	Tardiglaciale	Subsistema di Casere (Unità delle Alte Valli).	Depositi glaciali ed altri ad essi correlati	SGD <sub>7</sub>	Fasi stadiali tardiglaciali (Gschnitz)
Pleistocene Sup. <i>p.p.</i>	Tardiglaciale-Pleniglaciale	Sistema del Garda	Depositi glaciali ed altri ad essi correlati	SGD	Würm III

Tab. 4 - Quadro delle formazioni continentali plio-quaternarie nel foglio Vetta d'Italia.

Sono state distinte due unità aventi rango di Sistema e due unità con il rango di subsistema; in particolare è stata introdotta l'Unità Postglaciale, definita come Sistema Postglaciale Alpino (PTG), che include tutti i depositi di età compresa tra la fine dell'ultimo episodio glaciale ed i giorni nostri, e il Sistema del Garda (SGD), che comprende i depositi glaciali e fluvioglaciali collegati all'UMG/LGM (Ultimo massimo glaciale). La scelta di utilizzare il Sistema del Garda nasce dalla necessità di rendere potenzialmente correlabili tutti i depositi riferiti all'UMG/LGM compresi all'interno del bacino dell'Adige - Garda, cui la Valle Aurina appartiene.

All'interno del Sistema Postglaciale Alpino è stato possibile istituire il subsistema dell'Amola (PTG<sub>1</sub>) che comprende i depositi glaciali ed i *rock glacier* dalla Piccola Età Glaciale (PEG) fino a quelli attuali (Fig 27).

All'interno del sistema del Garda, invece, è stato istituito il subsistema di Casere (SGD<sub>7</sub>) costituito da depositi glaciali e di contatto glaciale stadiali poste-



Fig. 27 - Cordone morenico destro della Vedretta di Lana e, alle spalle, le morene laterali della Vedretta di Predoi. Sullo sfondo, la dorsale della Cima di Campogrande.

riori all'ultima massima espansione glaciale (Fig. 28). Presso l'alpe di Merbe è presente una torbiera formatasi a ridosso di una morena stadiale appartenente al subsistema di Casere. In questa località è stato eseguito il sondaggio BS1. La datazione della sostanza organica rinvenuta nel sondaggio ha dato un'età di  $3105 \pm 25$  anni BP. Tale datazione non costituisce un'indicazione certa dell'età di questo evento stadiale, poiché non è possibile stabilire l'intervallo di tempo intercorso tra il ritiro della lingua glaciale e la formazione della torbiera, con la deposizione della sostanza organica.

La Valle Aurina, a causa della sua collocazione geografica e dell'altitudine media generalmente elevata, lungo tutto il periodo delle glaciazioni pleistoceniche è stata interessata da una cospicua attività glaciale. Durante tale periodo gran parte del suo territorio si è quasi sempre trovato al di sopra del limite delle nevi e, presumibilmente, le dimensioni e le geometrie dei corpi glaciali saranno rimaste pressappoco simili nei vari episodi. Ne consegue che le testimonianze delle glaciazioni più antiche, si potranno rinvenire solo sepolte, e ad oggi non è stato riconosciuto alcun deposito riconducibile a glaciazioni precedenti l'ultima.



Fig. 28 - *Intersezione dei cordoni morenici del subsistema di Casere con i cordoni laterali del ghiacciaio di valle, in primo piano (Sintema del Garda).*

### 2.1.1. - *Sintema del Garda (SGD)*

Nel sintema del Garda sono compresi i depositi glaciali di contatto glaciale e fluvioglaciali relativi al ghiacciaio principale della Valle Aurina legati all'ultimo massimo glaciale. I depositi appartenenti a questa unità continuano al di fuori del foglio ed in particolare escono dalla Valle Aurina, per cui sono correlabili con i depositi relativi alla stessa fase glaciale presenti in Val Pusteria e poi nella Valle d'Isarco e così via fino all'anfiteatro morenico del Garda. Da questa constatazione deriva il nome attribuito a questa unità.

Età: Pleistocene sup. p.p.

Si distinguono le seguenti facies:

#### *Till indifferenziato*

Sono stati indicati in questo modo i depositi glaciali nel loro insieme, comprendenti anche le facies di *till* di fusione e di alloggiamento, in seguito descritte. I *till* di fusione sono dei *diamicton* massivi a matrice sabbioso-limosa, di colore generalmente grigio-rossastro, con blocchi eterometrici di dimensioni comprese

tra qualche centimetro e superiori al metro. La tessitura è del tipo parzialmente aperto. Presentano un profilo d'alterazione superficiale profondo 40-50 cm. Il till di fusione forma argini morenici a sommità arrotondata poco rilevati, ricoperti da vegetazione, poggianti su *till* di alloggiamento oppure sul substrato roccioso. Altrimenti si trova distribuito in vaste aree ove ricopre *till* di alloggiamento o depositi glacialigenici pre-UMG/LGM, oppure il substrato roccioso. Il limite superiore è costituito dalla superficie topografica, talora è sormontato da falde detritiche provenienti dalle pareti soprastanti, da *rock glacier* o da depositi palustri e torbosi.

L'argine morenico laterale più alto, appartenente a questa unità, si trova in destra idrografica ad una quota di 2070 - 2100 m presso Malga Prato Alto, ed è intersecato dai complessi morenici dei ghiacciai di circo presenti sulle valli laterali sospese, con depositi appartenenti al subsistema di Casere (Unità delle Alte Valli).

Il *till* indifferenziato è costituito da *diamicton* avente caratteristiche simili a quelle del *till* di fusione, ma non caratterizzato da una morfologia corrispondente, essendo soggetto a secondari fenomeni di riorganizzazione ad opera delle acque dilavanti e della gravità.

Il *till* di alloggiamento è un *diamicton* massivo a matrice sabbioso-limosa, di colore generalmente grigio-rossastro, con blocchi eterometrici di dimensioni comprese tra qualche centimetro e superiori al metro. I blocchi e le ghiaie sono da sub-arrotondati a sub-spigolosi. La tessitura è a supporto di matrice. È presente un profilo d'alterazione profondo fino a 65-70 cm, negli affioramenti in cui è stato possibile definirlo (zona di Malga Prato Alto), con orizzonte pedogenetico bruno-grigio scuro, profondo 20-30 cm; al di sotto di questo si giunge ad un *diamicton* a matrice argilloso-siltosa di colore rosso (5Y/R), con ciottoli di gneiss alterati (si affettano con la spatola). I depositi di *till* di alloggiamento sono ricoperti da *till* di fusione delle fasi stadiali correlate al UMG/LGM, o da depositi glaciali delle fasi successive al UMG/LGM e poggiano sul substrato roccioso o su depositi glacialigenici più antichi. Si riconosce all'interno dei *trench* tettonici in località malga Prato Alto e in corrispondenza di alcune piccole scarpate di erosione in affioramenti di dimensioni non cartografabili.

#### *Depositi di contatto glaciale*

Si tratta di depositi massivi con caratteristiche eterogenee, costituiti da *diamicton* a tessitura variabile, da aperta a supporto di matrice, con clasti eterometrici da spigolosi a sub-arrotondati. Possono presentare stratificazione grossolana, *foreset* ed altre strutture sedimentarie, in base al loro rapporto con il ghiacciaio. Individuati grazie alla loro forma, essi sono limitati verso l'alto dalla superficie topografica e sono in contatto laterale con detrito di falda o depositi colluviali. Alla base, poggiano su *till* di fusione o di alloggiamento, oppure sul substrato roccioso. Sono presenti in destra idrografica della Valle Aurina, ad ovest delle Malghe di Landro.

### 2.1.1.1. - Subsistema di Casere (SGD<sub>7</sub>)

Nel subsistema di Casere sono compresi i depositi glaciali, di contatto glaciale e fluvio-glaciali derivanti dall'azione di una lingua glaciale sul fondovalle in rapido ritiro e successivamente dei ghiacciai provenienti dalle "Alte Valli" laterali sia del versante meridionale che settentrionale. Questi ghiacciai mostrano rapporti di intersezione con le morene dell'ultima massima espansione del ghiacciaio principale (UMG/LGM). Essi sono probabilmente corrispondenti alle varie fasi stadiali posteriori allo stadio di Steinach (KERSCHENR, 1999). Quando il ghiacciaio principale si era già ritirato, isolando localmente placche di ghiaccio morto sul fondovalle, dalle valli laterali meridionali, esposte a settentrione, potevano scendere fino al fondovalle principale dei ghiacciai lasciando le morene laterali sia a destra che a sinistra della fronte. Questo è documentato almeno in un caso a Casere da cui deriva il nome attribuito al subsistema. In questa località è presente l'apparato morenico del ghiacciaio che scendeva lungo la Valle Rossa e che si sovrappone ai depositi glaciali e fluvio-glaciali relativi al UMG/LGM (sepolti). La presenza del rapporto di intersezione tra le morene di alcuni ghiacciai delle valli settentrionali e le morene laterali destre del ghiacciaio principale relative al UMG/LGM (appartenenti al Sistema del Garda) visibile ad esempio nella zona di Malga Prato Alto (vedi Fig. 28) e di Malga della Volpe, ci permette di definire il limite di questa unità con il sistema del Garda. A causa della diversa esposizione, le lingue dei ghiacciai presenti nelle valli settentrionali, esposte a sud, sono meno estese verso il fondovalle rispetto a quelle del versante opposto. Sul fondovalle in località San Giacomo è presente un dosso disposto trasversalmente alla valle, interpretato dal KLEBESBERG (1929) come importante apparato morenico. Come già ricordato nel capitolo II, si tratta in realtà di una scaglia tettonica rialzata in transpressione sinistra, ricoperta da sottili depositi glaciali e da un cordone morenico. I depositi sono attribuibili al subsistema di Casere, in quanto testimoniano una fase stadiale del ritiro del ghiacciaio principale, precedente all'episodio morfologicamente più importante di Casere. Sempre a questa unità possono essere assegnati i depositi di contatto glaciale riconoscibili sui due versanti in vicinanza del fondovalle.

Età: Pleistocene sup. *p.p.*

Si distinguono le seguenti facies:

#### *Till indifferenziato*

Comprende i *till* di fusione e quelli di alloggiamento. Il *till* di fusione è un *diamicton* massivo a matrice sabbioso-limoso, di colore generalmente grigio, con blocchi eterometrici di dimensioni comprese tra qualche centimetro e superiori al metro. Localmente presenta un profilo d'alterazione poco profondo (max 15 cm), con inizio di pedogenesi. Forma argini morenici a cresta arrotondata, spesso ricoperti da vegetazione, poggiati su *till* di fusione o di alloggiamento delle fasi sta-

diali correlate al UMG/LGM, sul substrato roccioso. Altrimenti si trova distribuito all'interno di questi complessi morenici ove ricopre *till* di fusione (o di alloggiamento) delle precedenti fasi glaciali, oppure il substrato roccioso. Il limite superiore è costituito dalla superficie topografica, talora è sormontato da falde detritiche provenienti dalle pareti soprastanti, da *rock glacier* o da depositi palustri e torbosi.

L'argine morenico più basso appartenente a questa unità (all'interno del foglio) è visibile presso l'abitato di San Giacomo, quota 1140 m, dove forma un argine morenico con sommità arrotondata, ricoperto da vegetazione e fortemente antropizzato. Gli argini più significativi sono comunque quelli già ricordati presenti in località Casere. Il *till* indifferenziato è costituito da *diamicton* aventi caratteristiche simili a quelle del *till* di fusione, ma non caratterizzato da una morfologia corrispondente, essendo soggetto a secondari fenomeni di riorganizzazione ad opera delle acque dilavanti e della gravità.

Il *till* di alloggiamento è costituito da un *diamicton* massivo a matrice sabioso-limosa, di colore grigio, con blocchi eterometrici di dimensioni comprese tra qualche centimetro e qualche decimetro. I blocchi e le ghiaie sono da sub-arrotondati a sub-spigolosi. La tessitura è a supporto di matrice, con rapporto clasti/matrice inferiore rispetto a quello del *till* di fusione. La matrice si presenta sopraconsolidata. È presente un profilo d'alterazione profondo fino a 30-40 cm. Depositi di *till* di alloggiamento, ricoperti da *till* di fusione, sono presenti in modesti affioramenti nella zona della stretta di San Pietro ove poggiano sul substrato costituito da piccole scaglie tettoniche di calcescisti.

#### *Depositi di contatto glaciale*

Si tratta di depositi massivi con caratteristiche eterogenee, costituiti da *diamicton* a tessitura variabile da aperta a supporto di matrice, con clasti eterometrici da spigolosi a sub-arrotondati. Possono presentare stratificazione grossolana, *foreset* ed altre strutture sedimentarie, in base al loro rapporto con il ghiacciaio. Individuati grazie alla loro forma, essi sono limitati verso l'alto dalla superficie topografica e sono in contatto laterale con detrito di falda o depositi colluviali. Alla base, poggiano su *till* di fusione o di alloggiamento, oppure sul substrato roccioso. Sono presenti in Valle Aurina sia in destra che in sinistra idrografica nei pressi di Predoi e allo sbocco di Valle del Vento, presso Malghe di Labes.

### 2.1.2. - *Sintema Postglaciale Alpino (PTG)*

Comprende depositi di detrito di falda, conoidi detritici e misti, depositi di frana, *rock glacier* inattivi, depositi alluvionali, colluviali, palustri e torbosi, di età compresa tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. All'interno del Sistema Postglaciale Alpino (PTG) è stato riconosciuto il subsintema dell'Amola (PTG<sub>1</sub>), caratterizzato dall'espansione glaciale del XVI-XIX secolo, detta Piccola Età Glaciale.

Età: Pleistocene sup. *p.p.* - Olocene.

Sono state distinte le seguenti facies:

*Depositi colluviali*

Deposito fine, massivo, contenente rari ciottoli sparsi nella matrice di colore bruno, con tessitura a supporto di matrice, passante a marcatamente eterometrico. Può essere stratificato grossolanamente. Poggia su depositi alluvionali, fluvio-glaciali, di contatto glaciale, su detrito di versante, con contatti da netti a gradualmente con le formazioni precedenti.

*Depositi palustri attuali*

Comprendono i depositi delle paludi attuali e delle piccole torbiere presenti nel foglio. I depositi palustri sono fini, talora laminati, caratterizzati da abbondanza di vegetazione e di resti vegetali, di colore da grigio a giallo ocraceo, contenuti in piccole pozze e zone soggette a permanenza prolungata di acqua. Poggiano in genere su depositi glaciali (essendo quasi impermeabili, soprattutto il *till* di alloggiamento, favoriscono la permanenza delle acque in superficie).

I depositi torbosi sono caratterizzati da abbondante materia organica, che in alcuni casi raggiunge lo stadio evolutivo di torba, di colore da grigio a nero. Possono essere stratificati, contenendo livelli ciottolosi. Generalmente poggiano su *till* di fusione o di alloggiamento, oppure su depositi di versante, e sono contenuti in depressioni con contatto laterale che può essere eteropico su depositi di versante. Il limite superiore è determinato dalla superficie topografica. Il deposito più significativo è quello presente in prossimità di Malga Prato Alto, in destra idrografica ad una quota di 2080 m circa (Fig. 29).



Fig. 29 - Piccola torbiera nella depressione sopra Malga Prato Alto, versante destro della Valle Aurina.



### *Depositi alluvionali*

Ghiaie da fini a grossolane, classate, con matrice da sabbioso a siltosa, stratificate, intercalate a livelli sabbioso - siltosi disposti in lenti od in barre. Gli strati sono spesso gradati, con gradazione normale. Sono presenti strutture sedimentarie, tipo laminazione incrociata nei livelli più fini, embriatura di ciottoli allungati in quelli più grossolani, stratificazioni tipo *epsilon cross* da barra fluviale. Sono distribuiti sul fondovalle della valle principale in piccole aree, data la sua sezione ristretta. Essi poggiano sui depositi glaciali relativi al subsistema di Casere, hanno contatti laterali di tipo netto od eteropico con depositi di versante, depositi di conoide misto e sono limitati verso l'alto da depositi di conoide, depositi colluviali o dalla superficie topografica.

### *Depositi di conoide di origine mista*

Si tratta di *diamicton* da massivi a grossolanamente stratificati, caratterizzati da una marcata eterogeneità nelle loro caratteristiche, derivando dalla sovrapposizione di:

- livelli massivi a supporto di matrice e clasti eterometrici;
- livelli ghiaiosi con clasti spigolosi, mediamente classati e stratificati, a tessitura aperta o parzialmente aperta;
- livelli caotici di blocchi e matrice, contenenti talora resti vegetali di grandi dimensioni.

Questi conoidi derivano dalla sovrapposizione di depositi legati ad eventi di *debris flow*, torrentizi e di valanga; essi sono piuttosto diffusi nel fondovalle della Valle Aurina. Essi poggiano su depositi alluvionali, fluvio-glaciali e glaciali, con i quali possono avere contatti di tipo eteropico e sono limitati verso l'alto dalla superficie topografica.

### *Depositi di versante*

Si tratta di depositi ghiaiosi eterometrici massivi, con clasti di dimensioni comprese dalle ghiaie fini ai massi, da angolosi a sub - angolosi anche in funzione della litologia. Possono essere privi di matrice con una tessitura tipo *open work* (aperta) oppure sono più evoluti, presentando matrice e tessitura parzialmente aperta o clasto-sostenuta. Non sono state osservate stratificazioni tipo *grèzes li-tées*. Sono disposti alla base delle pareti dove formano falde estese, talora determinando dei conoidi che possono raggiungere notevoli estensioni. Il loro limite inferiore è costituito dal substrato roccioso o da depositi glaciali di età precedente la Piccola Età Glaciale oppure da depositi fluvio-glaciali e alluvionali con i quali possono avere contatti di tipo eteropico. Superiormente sono limitati dalla superficie topografica oppure possono essere ricoperti da coltri di alterazione e da depositi colluviali, torbosi e palustri.

### *Depositi di frana*

Sono accumuli di blocchi eterometrici, con tessitura clasto-sostenuta variabile da aperta a chiusa in funzione della rielaborazione operata dagli agenti atmosferici. Nel caso della frana di Fonte alla Roccia, piuttosto antica, la superficie è ricoperta da bosco e da vegetazione; essa poggia sui depositi glaciali relativi al subsistema di Casere ed è limitata verso l'alto dalla superficie topografica o dalle falde detritiche. Le frane presenti nella stretta di San Pietro, essendo recenti ed attive sono prive di vegetazione e poggiano anch'esse verosimilmente su depositi glaciali relativi al subsistema di Casere.

### *Accumuli detritici a grossi blocchi (Rock Glacier)*

Si tratta di accumuli di blocchi angolosi, locamente subarrotondati, in genere eterometrici, talvolta con presenza di matrice e tessitura da aperta a parzialmente aperta. I materiali che li costituiscono, distinti in carta, possono derivare da detrito di falda oppure da *till*. Sono disposti in forme a lingua o lobate, con fronti non molto elevate, e presentano al loro interno depressioni per collasso. Vengono considerati inattivi. I *rock glacier* presenti alle quote più basse possono presentare debole copertura vegetale. Essi poggiano sul *till* di fusione delle precedenti fasi glaciali e sono limitati verso l'alto dalla superficie topografica.

### 2.1.2.1. - Subsistema dell'Amola (PTG<sub>1</sub>)

In questa unità sono stati cartografati i depositi glaciali e i *rock glacier* olocenici della Piccola Età Glaciale e attuali.

Il nome del subsistema deriva dall'omonima vedretta situata sul versante orientale del Gruppo della Presanella (Foglio Malè). Nella Valle Aurina le evidenze più imponenti e meglio conservate della Piccola Età Glaciale si rinvennero presso la Vedretta di Predoi e la Vedretta di Lana, sul versante settentrionale del Picco dei Tre Signori, in corrispondenza dei complessi glaciali attuali.

Età: Piccola Età Glaciale - Attuale.

Si distinguono le seguenti facies:

### *Accumuli detritici a grossi blocchi (Rock Glacier)*

Sono degli accumuli di blocchi prevelentemente angolosi, caratterizzati da evidente eterometria. In genere si presentano privi di matrice e con tessitura *open work*, disposti in forme linguoidi o lobate, con fronti alte. Sono costituiti da detrito di versante e/o *till* (verosimilmente di fusione). Sono considerati attivi per il rigonfiamento presente e per la loro collocazione geografica favorevole alla preservazione del ghiaccio sottostante. Spesso si osservano una o più sorgenti sulla fronte. Essi poggiano sul *till* di fusione delle precedenti fasi glaciali e sono limitati verso l'alto dalla superficie topografica.

### *Till indifferenziato*

Comprende i depositi glaciali nel loro insieme. Il *till* di fusione è costituito da un *diamicton* massivo a matrice sabbioso - limosa, di colore generalmente grigio, con blocchi prevalentemente arrotondati fino a subangolosi, fortemente eterometrici, di dimensioni comprese tra qualche centimetro e superiori al metro. Forma argini morenici con creste a lama, non ricoperti da vegetazione, poggianti su *till* delle fasi stadiali correlate al UMG/LGM, oppure sul substrato roccioso prequaternario; si trova altrimenti distribuito all'interno di questi complessi glaciali ove ricopre *till* di fusione (o di alloggiamento) delle precedenti fasi glaciali, oppure il substrato roccioso. Il limite superiore è costituito dalla superficie topografica, talora è sormontato da falde detritiche provenienti dalle pareti soprastanti. Gli argini possono scendere fino alla quota minima di 2150 m circa (argine destro della Vedretta di Lana).

Il *till* indifferenziato è costituito da *diamicton* aventi caratteristiche simili a quelle del *till* di fusione, ma non caratterizzato da una morfologia corrispondente, essendo soggetto a secondari fenomeni di riorganizzazione ad opera delle acque dilavanti e della gravità.

PROGETTO  
CARGO

## V. - TETTONICA E METAMORFISMO

Il Foglio Vetta d'Italia è situato sul fianco meridionale della gigantesca anti-forme del Gran Veneziano. La regione è dominata da una tettonica a falde di unità continentali ed oceaniche, da deformazioni duttili post-falda e trasformazioni metamorfiche alpine a carattere polifasico. La deformazione non è omogenea, specie nei granitoidi gneissici del Gran Veneziano, ove nei domini meno deformati sono frequenti i relitti di minerali magmatici (K-feldspato, quarzo, plagioclasio, biotite, orneblenda, allanite). Di contro, i contatti primari tra granitoidi e scisti di tetto sono totalmente mascherati dalla sovraimpronta alpina. All'interno degli scisti del Picco dei Tre Signori non vi sono sicuri relitti mineralogici e/o strutturali varisici, nell'ipotesi assai probabile che l'associazione eclogitica preservata in alcuni *boudins* basici nel basamento cristallino del Picco dei Tre Signori sia di età alpina (Eocene?), per confronto con l'*Eklogitdecke*. Le ofioliti del Glockner hanno una pervasiva impronta Barroviana; non vi è traccia di relitti magmatici, né dei minerali eclogitici o in facies scisti blu (pseudomorfofosi a losanga su lawsonite), presenti in altri settori della finestra, sebbene non manchino anfiboli zonati con nuclei sodico-calcici.

## 1. - TETTONICA

I piani di sovrascorrimento principali che delimitano le unità continentali di origine europea (Gran Veneziano e Picco dei Tre Signori) ed oceaniche (Glockner) sono marcati da zone di *shear* duttile, attive durante la fase di subduzione-accrezione collisionale ( $D_1$ ) e ricristallizzate in facies anfibolitica/scisti verdi durante la loro estrusione duttile post-collisionale ( $D_2$ - $D_3$ ). I sovrascorrimenti sono piegati alla scala mega-mesosopica e interessati da successive deformazioni fragili.

Il contatto tra la Falda del Glockner e quella del Picco, ben esposto lungo la dorsale spartiacque del Giogo Lungo, tra la Valle Rossa e la Valle del Vento, è marcato da una zona a scaglie di spessore variabile da qualche centinaio di metri a pochi metri. Il contatto è ripiegato alla scala megascopica ed è accompagnato da pieghe parassite ( $D_3$ ) con dimensioni da decametriche a metriche e di tipo asimmetrico (S guardando verso est). Gli assi immergono a N240-280° di 30-45°. Alla Punta Merbe, una scaglia di terreni permo-triassici ricompare entro i calcescisti con pietre verdi della Falda del Glockner, che risulta così suddivisa in due grandi subfalde (DAL PIAZ, 1934). Il contatto tettonico si segue con discontinuità lungo il versante sinistro della Valle del Vento, a sud di Predoi (v. schema tettonico a margine della carta).

Il contatto fra i calcescisti della Falda del Glockner e i sottostanti gneiss granitici della Falda del Gran Veneziano è in prevalenza mascherato dalle coltri alluvionali del torrente Aurino. Affiora unicamente nella zona del paese di San Pietro con un'inclinazione verso sud di circa 70°. Lungo il contatto sono presenti scaglie di scisti quarzoso-micacei e marmi laminati e cataclasati, del tutto simili nel loro insieme alle scaglie tettoniche permo-triassiche presenti nella zona del Rifugio Giogo Lungo. Gli ortogneiss del Gran Veneziano affioranti lungo l'asse vallivo principale hanno in genere carattere scistoso-laminato e divengono più massicci mano a mano che ci si sposta verso nord. Anche nelle varietà meno deformate è possibile individuare zone ad intensa deformazione duttile di spessore metrico-decamentrico. La giacitura dei calcescisti e degli ortogneiss, in genere coincidenti, consente di ricostruire la geometria del contatto tettonico tra le due unità anche nelle zone (prevalenti) dove esso è sepolto sotto i depositi quaternari.

Il contatto Glockner/Gran Veneziano è una zona di taglio duttile e duttile-fragile diretta circa NE-SW, subverticale e con cinematica sinistra. A monte della confluenza della Valle del Vento, la zona di taglio abbandona il complesso dei calcescisti con pietre verdi e prosegue, con la stessa giacitura e la stessa cinematica, lungo il contatto tra la Falda del Gran Veneziano e quella del Picco dei Tre Signori, sino all'omonima forcilla. Come già ricordato, è su questa grande struttura, in parte tardo-alpina, che si è impostato il modellamento della Valle del Vento (v. profili, schema tettonico a margine della carta e stereogramma di Fig. 11).

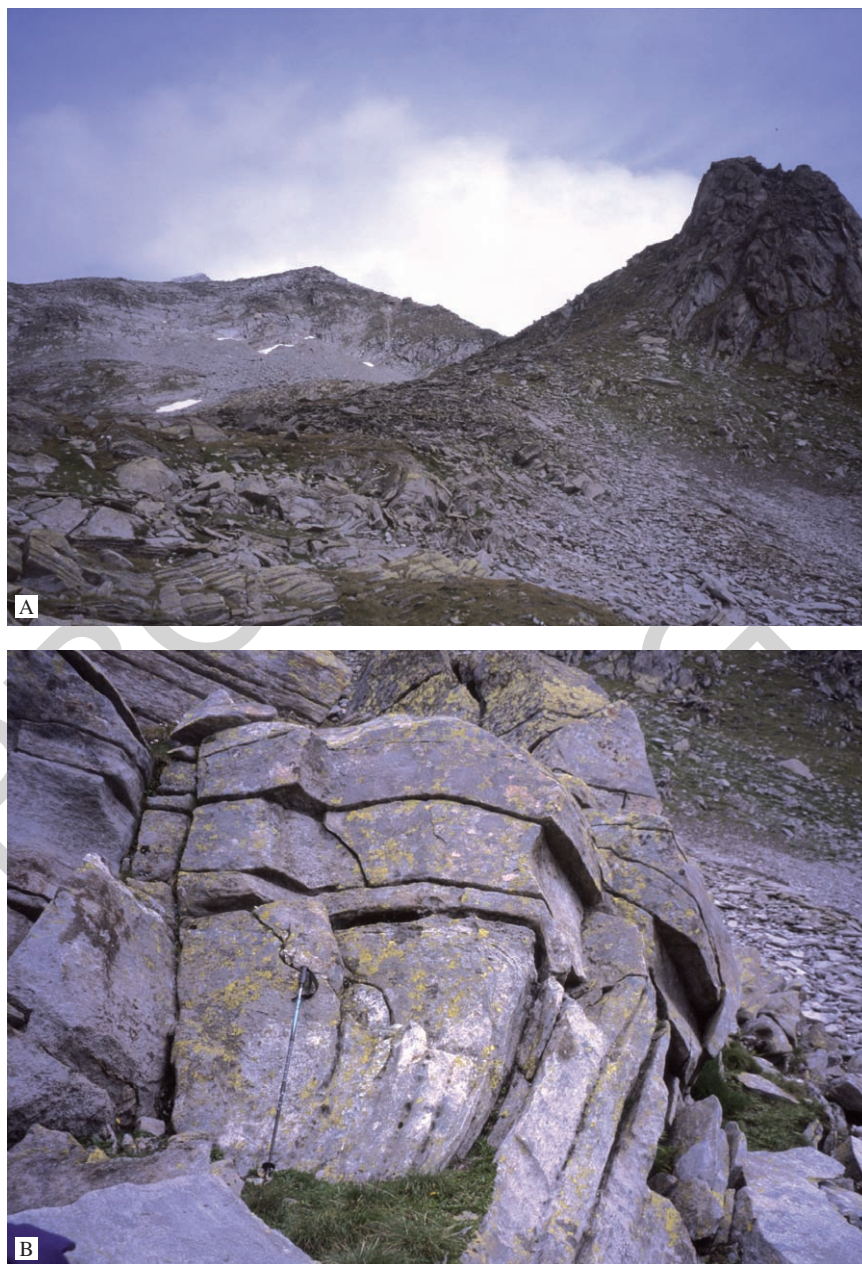


Fig. 30 - *Piega isoclinal coricata nello gneiss granitico del Gran Veneziano: visione generale (A; parte sinistra della fotografia) e dettaglio (B: cerniera)*

L'analisi strutturale ha consentito di riconoscere almeno 4 fasi deformative duttili di età alpina. Le loro caratteristiche geometriche sono:

*D<sub>1</sub>: pieghe isoclinali sdradicate*

Hanno dimensioni centimetriche, sono localmente preservate all'interno della scistosità principale S<sub>2</sub> e sono spesso messe in evidenza da sottili livelli di quarzo. Sono state riconosciute negli scisti del Picco e nei calcescisti a lenti quarzose del Glockner. Nelle metabasiti la scistosità S<sub>1</sub> si riconosce, solo al microscopio, in rari domini poco deformati, sottolineata da inclusioni sigmoidali (microliti di mica chiara, quarzo, epidoto, anfibolo) nel granato e da relitti di anfibolo azzurrognolo-incolore antecedenti alla scistosità regionale S<sub>2</sub> caratterizzata da associazioni al limite tra la facies anfibolitica e la facies scisti verdi.

*D<sub>2</sub>: pieghe coassiali isoclinali o in genere più aperte delle precedenti*

Tale fase è responsabile dello sviluppo di una scistosità di piano assiale (S<sub>2</sub>) che ha fortemente trasposto gli iniziali contatti ed è caratterizzata da una distribuzione regionale. La scistosità è marcata da minerali in facies da anfibolitica a scisti verdi (biotite, muscovite, anfiboli, andesina-albite) ed è generalmente parallela ai limiti tra le varie unità tettoniche e litologiche. La scistosità S<sub>2</sub> in vicinanza del *thrust* lungo l'asse vallivo ha immersione attorno a N150-170° ad elevata inclinazione (70-90°). Essa ruota verso N330-350°, sempre ad alto angolo (70-90°), mano a mano che ci si allontana dall'asse vallivo principale. In Valle del Vento l'immersione della scistosità regionale varia tra N135 e N270, probabilmente per effetto delle fasi deformative successive.

Sopra il Lago della Selva, lo gneiss granitico, solitamente scistoso-planare, è deformato da una piega isoclinale decametrica (Fig. 30).

Altre pieghe isoclinali D<sub>2</sub> sono marcate dalle intercalazioni di marmi presenti negli scisti quarzoso-micacei del Picco dei Tre Signori, nella zona di Cima Campgrande (Fig. 23 e Fig. 31).

*D<sub>3</sub>: pieghe aperte*

Hanno dimensioni meso-megascopiche, con geometrie a "M" (in cerniera), "S" e "Z" (sui fianchi contrapposti) e sono particolarmente frequenti negli scisti del Picco. Il piano assiale è subverticale, con direzione compresa fra N50 e N60. Tale fase è localmente scistogena (S<sub>3</sub>) nelle rocce ricche in fillosilicati. Queste pieghe si associano allo sviluppo di un *crenulation* eterometrico (Fig. 32), con lineazione (L<sub>3</sub>) che mantiene un'immersione costante verso N220-240° di circa 30-60°.





Fig. 31 - *Pieghe lobate e cuscate nei marmi pretriassici e negli scisti incassanti, basamento cristallino del Picco dei Tre Signori, Cima di Campogrande.*

*D<sub>4</sub>: ondulazioni regionali*

I fenomeni deformativi sopra ricordati sono seguiti da ondulazioni (D<sub>4</sub>) a grande lunghezza d'onda che provocano una certa dispersione dei trend strutturali.

Le fasi duttili sono seguite da faglie e fratture, in parte caratterizzate da mineralizzazioni a quarzo ± albite. L'analisi delle immagini satellitari e i rilievi di campagna hanno messo in evidenza l'esistenza di due sistemi principali:

*Sistema NE-SW*

Presente nella stretta di San Pietro, sul fondovalle della Valle Aurina, è spesso mascherato dalle coltri alluvionali: mostra una cinematica transpressiva sinistra, con relitti di deformazioni precedenti di difficile risoluzione.

*Sistema NW-SE*

Riconosciuto nella falda del Glockner lungo le incisioni vallive a sud dell'abitato di San Giacomo solo alla scala dell'affioramento. Nel fondovalle principale si trovano discontinui affioramenti di cataclasiti. In particolare, ortogneiss molto fratturati si trovano nella parte più bassa della Val di Gries e in destra idrografica del Torrente Aurino, a monte della stretta di San Pietro. Nella seconda località, poco sopra il torrente, si osserva una fascia cataclastica costituita da due scaglie di rocce carbonatiche entro i calcescisti. Anche in questo caso la struttura è molto disarticolata e interessata da alterazione idrotermale la cui espressione più evidente consiste nella presenza di solfati, probabilmente legati all'azione dilavante delle acque meteoriche in rocce minutamente disgregate. Alla base della Valle del Porco, come nell'incisione poco a sud dell'abitato di San Giacomo, troviamo un altro affioramento di rocce cataclastiche, derivate in questo caso da prasiniti. Vi sono inoltre diversi liscioni di faglia con patina manganesifera e una vena di calcite massiva a silicati.

## 2. - METAMORFISMO

### 2.1 - EVOLUZIONE METAMORFICA DELLA FINESTRA DEI TAURI: QUADRO GENERALE

Le unità di basamento Pennidico della Finestra dei Tauri sono caratterizzate da una pervasiva impronta metamorfica alpina. Tuttavia, relitti metamorfici più antichi sono stati documentati in alcune aree della finestra (vedi NEUBAUER *et alii*, 1999; THÖNI, 1999; SCHUSTER *et alii*, 2004, per una revisione dell'evoluzione

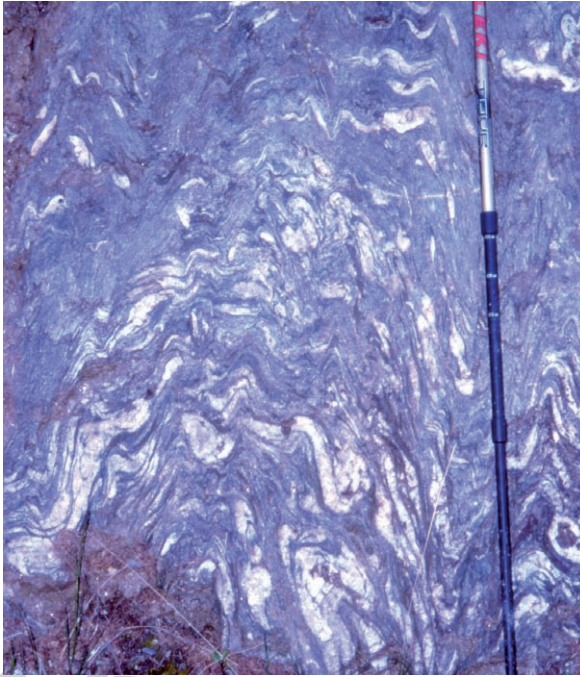


Fig. 32 - Crenulazione di fase D<sub>3</sub> nei calcescisti ricchi di lenticelle di quarzo.

metamorfica e dei dati geocronologici nelle Alpi Orientali), come nei complessi di Habach, Storz e Stubach, in territorio austriaco (GRUNDMANN, 1989; VAVRA & HANSEN, 1991). Si tratta in gran parte di associazioni mineralogiche in facies anfibolitica od epidotico-anfibolitica, attribuibili al metamorfismo varisico. Associazioni a granato-staurolite-cianite sono segnalate nelle regioni sudorientali (DROOP, 1981). L'intrusione dei graniti varisici (330-300 Ma) ha prodotto una diffusa migmatizzazione delle rocce incassanti con sviluppo di paragenesi di alta temperatura.

Nei settori sudorientali e centrali della Finestra dei Tauri sono state inoltre rinvenute rocce eclogitiche più antiche del metamorfismo regionale varisico e della migmatizzazione, essendo datate  $418 \pm 18$  Ma (U-Pb),  $415 \pm 18$  Ma (laser ablation ICP-MS) e  $421 \pm 16$  Ma (Sm-Nd) (VON QUADT *et alii*, 1997). Infine, sono state documentate locali associazioni metamorfiche di alta temperatura di età permiana localizzate entro zone di *shear* (FRANK *et alii*, 1987). EICHHORN *et alii* (1995) hanno ottenuto età di  $282 \pm 2$  Ma su tali rocce con il metodo U-Pb su titanite.

Il metamorfismo pre-alpino entro la Finestra dei Tauri sembra dunque essere polifasico e caratterizzato da un evento siluriano di alta pressione, seguito da un'impronta varisica di alta temperatura associata all'intrusione di plutoni grani-

tici a cui ha fatto seguito una seconda impronta metamorfica di alta temperatura di età permiana. E' importante specificare tuttavia che, a causa della scarsità di dati geocronologici in molti settori della Finestra dei Tauri, è spesso difficile distinguere eventi metamorfici di età diversa caratterizzati da paragenesi mineralogiche simili. Le condizioni metamorfiche di alta temperatura pre-alpina sono state oltretutto interessate da una pervasiva ricristallizzazione alpina in facies anfibolitica che in gran parte oblitera i caratteri tessiturali e mineralogici precedenti.

Sebbene i dati petrologici disponibili suggeriscono che l'evoluzione metamorfica alpina nella Finestra dei Tauri non può essere descritta da un'unica traiettoria PT (DACHS *et alii*, 1991; ZIMMERMANN *et alii*, 1994), vi è tuttavia accordo nel sostenere che tale evoluzione sia caratterizzata in generale da tre eventi distinti: un evento eclogitico che raggiunse condizioni di ca 20 Kbar e 550-630°C, un metamorfismo in facies scisti blu e una sovraimpronta finale in facies da scisti verdi ad anfibolitica (KURZ *et alii*, 1998 con rif. bibl.). L'età eo-alpina delle eclogiti, documentata nel basamento austroalpino (THÖNI, 1999), sembra assente nelle unità pennidiche. I relitti eclogitici sono preservati soprattutto in metabasiti e talora in metasedimenti della cosiddetta "Zona Eclogitica", unità tettonica affiorante nel settore centro-meridionale della Finestra dei Tauri, interposta tra le unità di basamento continentale paleo-europeo e il dominio oceanico (MILLER, 1974; DACHS, 1986; HOSCHEK, 2001; KURZ, 2005). Età radiometriche di 32-36 Ma sono state invece ottenute per l'impronta metamorfica post-eclogitica in facies scisti blu (ZIMMERMANN *et alii*, 1994) ed età di ca 30 Ma per il picco termico nei settori occidentali della Finestra dei Tauri (CHRISTENSEN *et alii*, 1994). Si tratta, nell'ultimo caso, di un'età di raffreddamento, tenuto conto che la scistosità in facies anfibolitica-scisti verdi dei calcescisti della Falda del Glockner nel settore SW della finestra è tagliata da filoni andesitici, lievemente metamorfosati, riferibili al magmatismo oligocenico (SCOLARI & ZIRPOLI, 1972; MÜLLER *et alii*, 2001; BISTACCHI *et alii*, 2004, con rif. bibl.).

Per ciò che riguarda l'evoluzione post-eclogitica/scisti blu, è stato osservato un aumento del grado metamorfico dai settori esterni (settentrionale e meridionale) e più superficiali nella pila di unità pennidiche della finestra procedendo verso il centro, attestato in particolar modo dalle variazioni composizionali dell'anfibolo nelle metabasiti, che passa rispettivamente da Actinolite a Mg-Orneblenda (FRANK *et alii*, 1987) e dal plagioclasio che varia da albite a oligoclasio (An<sub>15-25</sub>).

## 2.2. - EVOLUZIONE METAMORFICA DEL BASAMENTO IN VALLE AURINA

Le analisi petrografiche e microchimiche effettuate mettono in luce come tutte le rocce affioranti nel foglio mostrino una pervasiva impronta alpina in facies scisti verdi o anfibolitica.

### *Falda del Glockner*

Nelle ofioliti della Falda del Glockner non vi è traccia del metamorfismo di subduzione (eclogiti, anfiboli sodici o pseudomorfofosi a losanga su lawsonite), né nelle metabasiti né nei metasedimenti, come invece segnalato nella "Eclogite zone" (FRANK *et alii*, 1987) e in rari altri settori della finestra dei Tauri (e.g., Val di Vizze, BISTACCHI *et alii*, 2004). Granato ricco in Almandino (Alm = 60-70%) e Fe-cloritoide sono presenti nei metasedimenti. Le metabasiti ofiolitiche sono prasiniti con rari relitti di granato e rutilo.

### *Falda del Picco dei Tre Signori*

Le rocce del basamento cristallino del Picco dei Tre Signori sono caratterizzate prevalentemente da associazioni mineralogiche in facies anfibolitica. Relitti eclogitici sono tuttavia presenti in alcuni dei numerosi corpi lenticolari di anfiboliti a granato compresi nei parascisti. Alcuni campioni provenienti dalla cresta SW del Picco dei Tre Signori sono costituiti da aggregati di granato submillimetrico, anfibolo verde e relitti di clinopirosseno sodico  $\pm$  phengite. I cristalli di granato (Alm+Sp = 58-68%; Gr+Ad = 27-34%; Py = 4-7%) non presentano significative zonature chimiche, ad eccezione di un lieve arricchimento periferico in piropo. Il clinopirosseno ha composizione onfacitica (Jd = 32.3 - 44.6%) e l'anfibolo verde, analizzato in microsonda, risulta essere una winchite (LEAKE, 1978).

Una stima delle condizioni fisiche (P, T) per la crescita all'equilibrio della coppia clinopirosseno-granato nelle eclogiti relitte, ottenuta dall'integrazione di calcoli geotermometrici (ELLIS & GREEN, 1979; POWELL, 1985; BERMAN *et alii*, 1995; KROGH, 1998, 2000) e barometrici (WATERS & MARTIN, 1993) suggerisce valori di T = 455°C e P = 17.7 kb. L'associazione eclogitica relitta non è datata: può riferirsi ad una fase precoce del ciclo varisico o, più probabilmente, all'orogènesi alpina, in particolare alla subduzione sincollisionale (eocenica) del margine continentale europeo.

Numerose lenti di anfiboliti granatifere a grana grossolana affiorano lungo il sentiero tra il Giogo Lungo e il Pizzo Rosso. Esse sono prive di pirosseno sodico e molto simili a quelle cartografate e descritte a q. 3.333 m sulla cresta del Picco dei Tre Signori da BIANCHI (1934) e DAL PIAZ (1934). Il granato ha abito euedrale, colore rossastro, dimensioni anche centimetriche e tessitura zonata, con nuclei ricchi in almandino (Am+Sp = 73%) e piropo (Py = fino a 14%), riferibili alla fase eclogitica, e periferie impoverite in piropo (Py = 7%). In alcuni campioni il granato è arricchito in grossularia (Gr+Ad = 50%; Am+Sp = 50%), probabilmente a causa di processi metasomatici. La sovraimpronta principale in facies anfibolitica, dominante nei corpi basici presenti nella zona del Rif. Trentina, è definita da pirosseni e/o anfiboli calcici  $\pm$  plagioclasio, epidoto e titanite. Blasti macroscopici di cianite sono segnalati nella zona Sasso Nero-Forcella Rio Torbo, ad ovest del foglio (BIANCHI, 1934), in una fascia di micascisti cloritico-granatiferi intercalati nell'ortogneiss.

*Falda del Gran Veneziano*

Lo studio petrografico dei campioni provenienti dalla Falda del Gran Veneziano suggerisce che anche in tali rocce l'impronta metamorfica dominante è in facies da scisti verdi ad anfibolitica, quest'ultima testimoniata soprattutto dalla presenza di anfibolo verde e granato nei paragneiss.

Le osservazioni al microscopio sui numerosi campioni raccolti sono coerenti con i dati della letteratura. Non sono stati osservati relitti mineralogici in facies scisti blu (post-eclogitici) e l'attribuzione delle rocce eclogitiche al ciclo metamorfico alpino è dubbia (anche se probabile) a causa dell'assenza di datazioni geocronologiche. Si può tuttavia ipotizzare una traiettoria P-T relativa al metamorfismo alpino delle unità penniniche affioranti in Valle Aurina (Fig. 33) confrontabili con quelle note in letterature per alcuni settori della Finestra dei Tauri (HOINKES *et alii*, 1999, con rif. bibl.).

I dati raccolti suggeriscono inoltre che, in Valle Aurina, il grado del metamorfismo alpino aumenta mano a mano che ci si sposta verso nord. Si passa infatti da un contenuto in molecola anortitica del plagioclasio di 0-4% nelle metaofioliti della Falda del Glockner, ad un valore di An maggiore di 16% negli gneiss del Gran Veneziano affioranti nella parte settentrionale del foglio (MORTEANI & RAASE, 1974). In particolare, la zona rilevata è compresa tra le isoterme 500 e 600°C. L'isoterma 550°C è disposta parallelamente all'asse vallivo principale, in corrispondenza dei pianori glaciali del versante settentrionale, dividendo gli gneiss listati dagli gneiss massicci affioranti verso il confine austriaco. Questa suddivisione in isoterme è coerente con i dati isotopici dell'ossigeno (FRIEDRICHSEN & MORTEANI, 1979) e della trasformazione microclino-sanidino (BERNOTAT & MORTEANI, 1982).

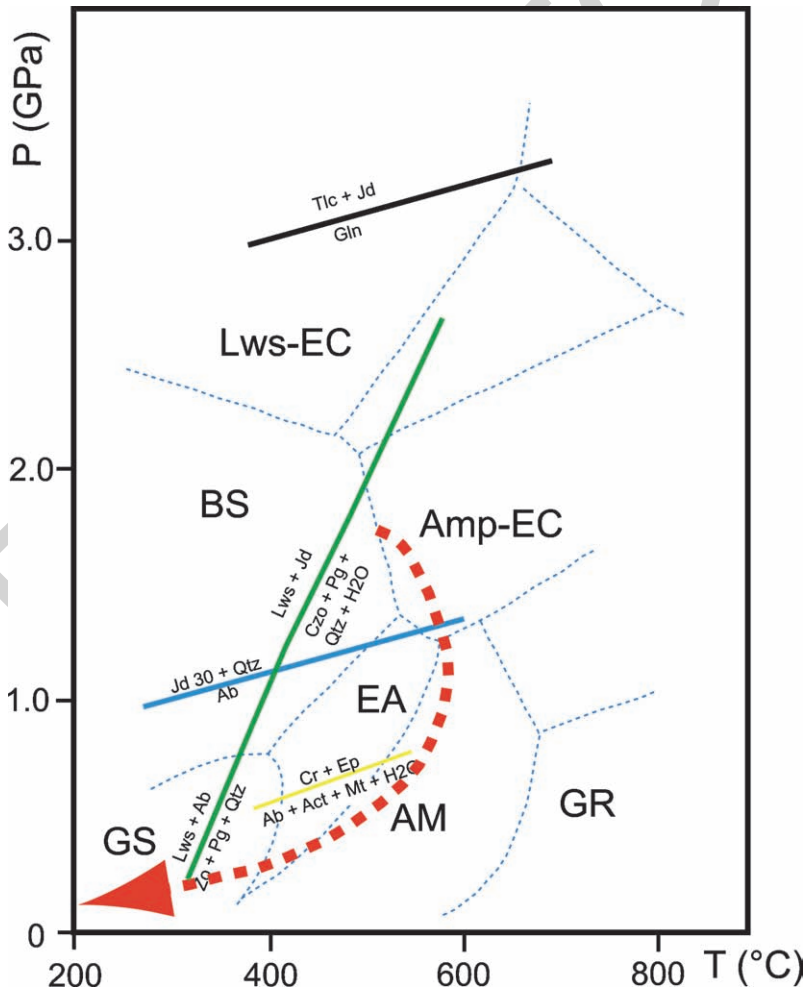


Fig. 33 - Traiettorie P-T qualitative per le unità del basamento penninico e le ofioliti della Valle Aurina. Campi delle facies metamorfiche (da SPEAR, 1993): Lws-EC = facies delle eclogiti a lawsonite; BS = facies degli scisti blu; Amp-EC = facies delle eclogiti ad anfibolo; EA = facies delle anfiboliti ad epidoto; AM = facies anfibolitica; GS = facies degli scisti verdi; GR = facies granulitica.

PROGETTO  
CARGO



## VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA AMBIENTALE E GEORISORSE

### 1. - VALANGHE

La Valle Aurina è caratterizzata da un'alta frequenza di valanghe, causata dalle abbondantissime precipitazioni nevose e dall'acclività dei versanti. La pericolosità dei fenomeni è accresciuta dalla limitata ampiezza del fondovalle ed essi hanno evidenti conseguenze sulle infrastrutture e sui centri abitati. Nell'inverno 1999 il grande accumulo di neve nel periodo primaverile ha portato a numerose valanghe che hanno interessato il versante nord lungo la strada che da Fonte alla Roccia porta alla Malga della Lana, oltre alla distruzione di alcune malghe d'alpeggio. Si ricordano inoltre eventi distruttivi storici tra i quali l'episodio del XVII secolo che ha comportato la distruzione di San Giovanni, una località a valle di San Giacomo ed esterna al foglio.

### 2. - FRANE

Limitatamente ai dissesti più recenti, è segnalato un movimento franoso avvenuto il 2 settembre 1928 nei pressi dell'abitato di San Giacomo (CARDINALI *et alii*, 1998a).

Nel Catasto delle frane della Provincia Autonoma di Bolzano sono segnalati ripetuti fenomeni di crollo nella stretta di San Pietro. L'accumulo è formato da

circa 400.000 mc di calcescisti staccatisi dal versante sinistro idrografico nel 1975 e nel 1990. L'area appare soggetta ad ulteriore evoluzione.

Sul versante destro della Valle Aurina, di fronte allo sbocco della Valle di Alpré, sullo spuntone roccioso a est di Peteregg, nel giugno del 2001 si è verificata una frana di crollo, causata probabilmente dall'erosione al piede provocata dal torrente Aurino. Il fenomeno franoso interessa le facies milonitiche dei calcescisti in contatto tettonico subverticale con gli ortogneiss foliati, e si è esteso progressivamente all'intera scarpata, alta circa 350 metri, mantenendo sempre attivo il pericolo di ulteriori crolli e parziali ostruzioni del torrente Aurino. La frana viene attualmente monitorata attraverso un sistema ottico di lettura dei movimenti di alcuni caposaldi posizionati nella parete interessata dal fenomeno.

### 3. - MOVIMENTI GRAVITATIVI DI VERSANTE

Il versante sinistro della Valle Aurina, tra Malga Lana e Fonte alla Roccia, è interessato da un movimento gravitativo profondo (*Sackung*), caratterizzato da molteplici trincee e contropendenze (Fig. 8 e 9). Il processo, tuttora attivo, è messo in evidenza dal *toppling* superficiale degli strati, con sviluppo di *trench*, contropendenze rettilinee, scarpate evidenti in più punti. I limitati affioramenti sono costituiti da rocce dell'Unità del Picco, con fratture aperte e giaciture caotiche. Il dissesto interessa un'area di circa 5 km<sup>2</sup> ed è caratterizzato da zone con grado di evoluzione differenziato. La sua testata è mascherata dalle coltri detritiche situate al disotto della dorsale Segnale Est Santo Spirito-Piè di Cavallo. Il versante mostra uno spianamento nella parte superiore e una leggera prominente nella parte inferiore. La morfostuttura generale è indicativa di una deformazione gravitativa profonda ancora poco evoluta. In particolare, la forma dipende dall'insaccamento delle parti superficiali lungo profonde e continue superfici di rottura, con conseguente dilatazione e collasso dell'ammasso roccioso.

*Trench*, contropendenze rettilinee e scarpate si riconoscono anche nel versante opposto, in particolare nel circo a sud della cima Testa dei Tauri, ma in questo caso si tratta di fenomeni relativamente superficiali. Trincee, contropendenze e scarpate hanno direzione all'incirca ENE-WSW e sono più evidenti nella parte bassa del versante, dove si sono verificate alcune frane storiche.

### 4. - IDROGEOLOGIA

L'alta valle Aurina è caratterizzata in prevalenza da falde freatiche. Una falda freatica di subalveo interessa il fondovalle della valle principale.

In entrambi i versanti sono presenti numerose sorgenti in roccia lungo zone

più intensamente fratturate, a volte mascherate da coltri detritiche, o affioranti al piede delle coltri detritiche e al limite con depositi morenici. Sono in genere di modesta portata (< 1-5 l/sec). Non mancano tuttavia sorgenti di maggiori dimensioni captate ad usi idropotabili. Le prese degli acquedotti si concentrano soprattutto nella parte più bassa dei versanti alla base delle coltri detritiche, come in vicinanza dell'abitato di San Giacomo.

Non si osservano invece orizzonti sorgentiferi legati all'affioramento di litotipi impermeabili.

## 5. - GEORISORSE

L'antica storia antropica della Valle Aurina è strettamente legata alle risorse minerarie (BEVILACQUA, 1955). In particolare, la coltivazione mineraria di ferro e rame nei pressi dell'abitato di Predoi ha costituito un fattore determinante nella trasformazione economica della valle.

Negli anni '80 sono state effettuate ricerche di scheelite nei sedimenti alluvionali che hanno evidenziato alte concentrazioni di questo minerale solo in vicinanza di Luttago (BRIGO & OMENETTO, 1983).

Molto limitata l'attività di cava per l'estrazione di inerti e di pietre da costruzione.

### 5.1. - MINIERA DI PREDOI

I primi documenti testimoniano che l'attività della miniera di Predoi (Fig. 34) è iniziata verso il XV secolo sfruttando probabilmente scavi conosciuti già in epoca preistorica (MUCH, 1902) e si è conclusa dopo alterne vicende intorno ai primi anni '70 (SCHMIDT, 1868; KOBER, 1912; ENZENBERG, 1921; MEUSBURGER, 1926; SCHWÄRZLER, 1926; KOBER, 1955; ENZENBERG & PREUSCHL, 1959; DI COLBERTALDO & LEONARDELLI, 1963; NORINELLI, 1963; LEONARDELLI, 1964; GUZZON *et alii*, 1974; MUTSCHLECHNER, 1978; NOTHDURFTER, 1978).

Il minerale estratto era costituito da solfuri e da ossidi di Cu-Fe (soprattutto calcopirite), per la produzione di rame. Il materiale grezzo, trasportato a valle d'inverno con slitte, veniva trattato in fonderie locali, presso Cadi Pietra e S. Giovanni (BEVILACQUA, 1955).

La miniera si sviluppa in diversi livelli compresi fra i 1988 m del livello Giacomo Pietro e i 1586 m del livello Ignazio, che costituisce la parte più antica (Fig. 35). La parte più recente, servita dal pozzo San Giovanni, arriva ad una profondità di 86 m al di sotto del livello Ignazio. Le gallerie hanno uno sviluppo di circa 15 km e seguono i corpi mineralizzati.



Fig. 34 - *Il sentiero dei minatori, antiche coltivazioni nella miniera a Fe-Cu di Predoi.*

I corpi minerali hanno forma lenticolare appiattita, direzione N70E e giacitura subverticale. La mineralizzazione a Cu-Fe è insediata in cloritoscisti e scisti cloritico-albitici (ovarditi), concordanti con le prasiniti e i calcescisti incassanti.

Seguendo la descrizione minerografica presentata da DI COLBERTALDO & LEONARDELLI (1963), la pirite è il minerale più abbondante del giacimento. Si sviluppa in cristalli in genere globulari e lenticolari, spesso molto deformati, con frequenti microinclusioni di calcopirite, ematite, ilmenite, magnetite e bornite. Vi si associano, in quantità relativamente subordinata, calcopirite e pirrotina. La calcopirite compare in granuli irregolari con smistamenti di blenda scheletrica, valleriite e cubanite lamellare. La pirrotina forma aggregati di sottilissime lamelle. Tra i prodotti di alterazione sono comuni calcocite e covellina. Vi sono inoltre abbondanti ossidi ed idrossidi, in particolare magnetite, ilmenite, ematite, limonite e goethite.

La mineralizzazione primaria è stata riferita da DI COLBERTALDO & LEONARDELLI (1963) a processi liquido-magmatici associati alle intrusioni del ciclo ofiolitico mesozoico.

Pur non avendo svolto studi specifici sul giacimento, riteniamo si tratti di un deposito idrotermale, analogo a quelli che si sviluppano negli oceani attuali e fossili. La mineralizzazione è stata poi coinvolta, assieme alle rocce incassanti, nelle profonde trasformazioni mineralogiche e strutturali indotte dal metamorfismo alpino e dalle deformazioni associate.

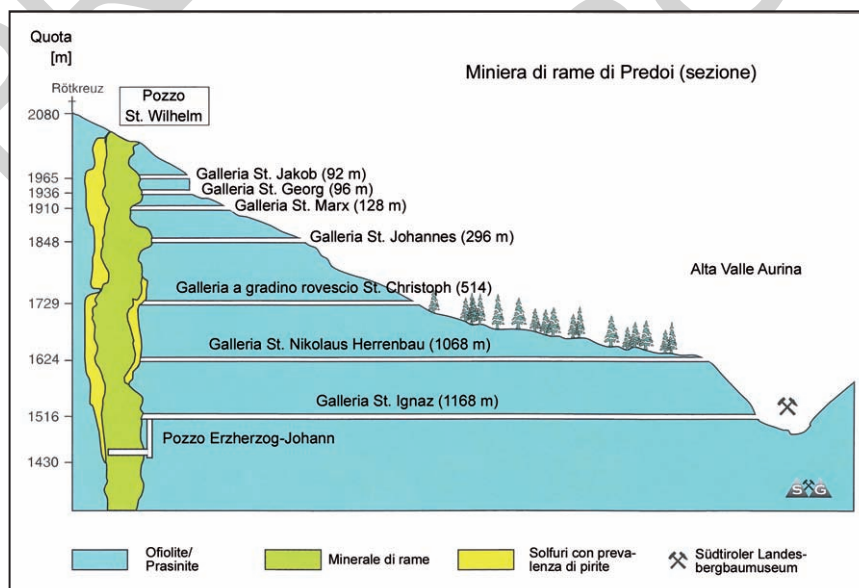


Fig. 35 - Schema della posizione delle gallerie della miniera di Predoi, (modificato da TASSER, 1996)

## 5.2. - MINERALI RADIOATTIVI

Negli anni '50 la Divisione Geomineraria del Comitato Nazionale Ricerche Nucleari (CNRN) eseguì sistematiche prospezioni per la ricerca di minerali radioattivi (U-Th) nell'intero settore italiano delle Alpi (IPPOLITO *et alii*, 1961). I principali giacimenti, privi comunque di importanza industriale, furono rinvenuti nelle Alpi occidentali e centrali, in seno a formazioni clastiche e vulcaniche di età permiana, non metamorfiche (Alpi Meridionali) o trasformate in scisti metamorfici dall'orogenesi alpina (Zona Pennidica). In Trentino-Alto Adige furono rinvenute alcune mineralizzazioni non metamorfiche nelle Arenarie di Val Gardena (Daone, Val Rendena) e nelle vulcaniti permiane (Avelengo), e più modeste anomalie negli scisti quarzoso-micacei di probabile età permiana nella zona del Gran Pilastro e del Picco dei Tre Signori (BRONDI & TEDESCO, 1959).

Le due anomalie sono associate ad unità pennidiche esposte nel settore occidentale della finestra dei Tauri. La prima è compresa nella serie paleozoica del Greiner (BAGGIO *et alii*, 1975; DE VECCHI & BAGGIO, 1982) affiorante lungo il versante di Fundres del massiccio del Gran Pilastro ed è costituita da ossidi di uranio, associati a blenda, pirite, calcopirite e pirrotina.

La seconda anomalia è compresa nel Foglio Vetta d'Italia. È stata rinvenuta da BRONDI & TEDESCO (1959) sul versante destro della Valle del Vento, lungo una fascia di circa 2 km che si estende da q. 2100 a q. 2600 m, entro una sequenza di scisti quarzoso-muscovitici ± albite, clorite, biotite, carbonato, con gneiss minuti albitici, talora ricchi in epidoto, micascisti granatiferi e scarsi scisti quarzoso-cloritici. La mineralizzazione si presenta in forma disseminata entro un banco di scisti giallastri, ricchi in quarzo e muscovite, di spessore variabile da pochi decimetri a 5 metri. Il minerale uranifero è rappresentato da peclblenda, in piccoli cristalli rotondeggianti sparsi nella matrice quarzoso-micacea, talora associata a scarsa pirite, limonite o tormalina. Il tenore in uranio è molto variabile da punto a punto, con valori medi relativamente bassi e, solo localmente, molto elevati (2.10 - 3.28 % U; BRONDI & TEDESCO, 1959).

La mineralizzazione può avere una certa importanza sul problema ancora aperto dell'età del basamento nella Falda Picco dei Tre Signori. Tenuto conto dell'età prevalentemente permiana delle mineralizzazioni di uranio nelle Alpi, è probabile che gli scisti incassanti siano di età permiana e rientrino nelle coperture post-varisiche, tipo Greiner (DE VECCHI & BAGGIO, 1982), della Falda Picco dei Tre Signori, come indicato dubitativamente nella legenda di questo foglio. Non è stato possibile, tuttavia, delimitare questa unità e separarla con la dovuta precisione dal basamento varisico a causa della comune sovraimpronta metamorfica alpina che, unitamente alle estese trasposizioni tettoniche, hanno cancellato i *fabric* prealpini, rendendo simili e non delimitabili unità polimetamorfiche ed eventuali unità monometamorfiche intimamente associate.

### 5.3. - CAVE

Nella piana alluvionale a SW di San Giacomo è presente una piccola cava per lo sfruttamento delle ghiaie, utilizzate come inerte in edilizia. Al tempo dei rilievi lo scavo arrivava fino alla profondità di 1-2 m dal piano campagna. Il materiale asportato viene rimpiazzato da materiale di varia natura.

### 6. - INTERVENTI ANTROPICI

A causa della forte antropizzazione e all'intenso uso a fini agricoli (prati da sfalcio e pascoli), la valle principale presenta numerose superfici modellate artificialmente. Si osservano inoltre piccole discariche, terrapieni ed altre opere legate all'attività estrattiva della miniera di Predoi, attualmente riaperta a fini turistici.

Vi sono inoltre numerosi argini e trincee paravalanghe, anche di grandi dimensioni, ed opere connesse alla costruzione e alla manutenzione di questi manufatti.

PROGETTO  
CARGO



## VII - ABSTRACT

The 1:50 000 geological map Vetta d'Italia covers the north-eastern edge of the Italian eastern Alps, at the head of the Aurina valley, Bolzano/Bozen Province. It is located within the south-western edge of the Tauern window, a crucial area of the Alpine orogen where a stack of Penninic continental and oceanic nappes is exposed below the capping Austroalpine thrust system. These nappes are thin and coherent crustal fragments of the European passive continental margin (Gran Veneziano and Picco dei Tre Signori) and Mesozoic ocean (ophiolitic Glockner nappe), strongly deformed and metamorphosed during the Alpine orogeny. The Aurina valley is modelled along the left-lateral, ENE-trending ductile *shear* zone which separates the Gran Veneziano basement nappe (to the north) from the overlying Picco dei Tre Signori basement and cover nappe (to the south). The latter, in turn, is overridden by the Glockner nappe, derived from the closure of the South-Penninic (Piedmont-Ligurian) ocean during the Europe/Adria continental collision. The Gran Veneziano nappe consists of massive to porphyric (K-feldspar), poorly to pervasively foliated or sheared gneisses, mainly derived from granitic-granodioritic protoliths of Late Paleozoic age ( $309 \pm 5$ ,  $295 \pm 3$  Ma). Minor amphibolite bodies and garnet micaschists locally occur. The Picco dei Tre Signori nappe consists of cover metasediments and crystalline basement rocks. The former unit is represented by strongly transposed Permian-Triassic cover slices, including quartz-muscovite  $\pm$  albite, chlorite and biotite clastic schists

(Permian), massive to tabular quartzites (Lower Triassic-Upper Permian), and calcareous or dolomitic marbles (Middle-Upper Triassic). The clastic sequence may be correlated to the Greiner Series *Auct.* The latter unit is a Variscan basement strongly reworked by the Alpine overprint. It is represented by garnet micaschist and paragneiss, including transposed dykes of gneissic aplite, impure marbles and mafic bodies, as well as some albite-bearing quartzitic micaschists of debated age, locally Uranium-rich (Permian or older?). The overlying Glockner nappe mainly consists of Mesozoic metasediments, ranging from impure marbles to graphitic quartz-phyllites, through dominant calcschists (quartz, carbonate, minor white mica and chlorite). The associated ophiolitic suite is represented by greenschist facies prasinites (from tholeiitic basalts) which mainly occur in the lower part of the nappe, and very few small slices of serpentinite (antigorite-magnetite  $\pm$  carbonate). A Cu-Fe mineral deposit was exploited in the past near the village of Predoi: it is an ocean-floor hydrothermal deposit pervasively reworked by the Alpine orogeny. As a whole, the basement, cover and ophiolitic units occurring in the geological map are pervasively characterized by a post-nappe metamorphic imprint of Eocene-Lower Oligocene age, grading from the amphibolite to the high-T greenschist facies zone. No traces of the eclogitic or blueschist facies relics occurring elsewhere in the Tauern window have been found in the mapped ophiolitic sequences. By contrast, relics of an eclogitic assemblage (almandine-rich garnet, omphacite, winchite) has been recognized in some mafic *boudins* inside the Picco dei Tre Signori basement, confirming the former discovery of BIANCHI & DAL PIAZ (1930). The age of the eclogitic imprint is probably Alpine (Eocene?). The nappe stack is characterized by four ductile deformation phases, ranging from thrust-related and isoclinal rootless folds ( $F_1$ ), to coaxial isoclinal or tight folding ( $F_2$ ) and related regional scistosity ( $S_2$ ), NE-ENE-trending, meso-megascopic open folds ( $F_3$ ) with a local foliation ( $S_3$ ), and large ondulations ( $F_4$ ) along high-angle axis. The subsequent tectonic evolution is characterized by two main brittle features: i) the NE-SW fault system, with a left-lateral transpressive kinematics, ii) the NW-SE fault system. The Quaternary successions are represented by continental deposits. They are subdivided into the Postglacial Alpine Synthem and the Garda Synthem, each grouping various glacial, alluvial and gravitational facies. The mapped area is also characterized by large and active gravitational mass-movements.

## BIBLIOGRAFIA

- ARGAND A. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. *Eclogae Geol. Helv.*, **14**: 145-191.
- ARIC K., GUTDEUTSCH R., KLINGER G. & LENHARDT W. (1987) - *Seismological studies in the Eastern Alps*. In: *Geodynamics of Eastern Alps* (eds FLUGEL H.M. & FAULP P.). Franz Deuticke, Wien, 325-333.
- ARMARI G., BAGGIO P. & MEZZACASA G. (1973) - *Il progetto di traforo autostradale delle Alpi Aurine. Risultati di ricerche geologico-petrografiche*. *Mem. Mus. Trid. Sci. Nat.*, **19**: 1-62.
- ARMARI G. & DALLA PORTA MARCATO A. (1976) - *I parascisti del ricoprimento del Gran Veneziano in Valle Aurina (Alto Adige)*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **32**: 725-750
- AXEN G.J., BARTLEY J.M. & SELVERSTONE J. (1995) - *Structural expression of a rolling hinge in the footwall of the Brenner Line normal fault, Eastern Alps*. *Tectonics*, **14**: 1380-1392.
- BAGGIO P. (1969) - *La formazione mesozoica penninica dei calcescisti con ofioliti delle Valli di Vizze, Funderes e Valles, nell'Alto Adige orientale*. *Mem. Mus. Trid. Sci. Nat.*, **17**: 1-44.
- BAGGIO P. & DE VECCHI Gp. (1966) - *Risultati preliminari di ricerche geologiche-petrografiche nell'Alta Val di Vizze (Alto Adige)*. *Studi Tren. Sci. Nat.*, **43**: 13-24.
- BAGGIO P., DE VECCHI Gp. & MEZZACASA G. (1975) - *Carta geologica della media e alta Valle di Vizze e regioni vicine*. (ed. C.N.R.). La Fotomeccanica, Padova.
- BECKE F. (1894) - *Gebiet d. mittler. Ahrntal und Zemmgrund*. *Anzeig. Ak. Wiss.*
- BECKE F. (1897) - *Granitgneissmasse des Zillertal-Hauptkammes*. *Anzeig. Ak. Wiss.*
- BECKE F. (1903) - *Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern (Zillertal)*. *Int. Geol. Congr.*, **8**: 1-41.
- BEHRMANN J.H. (1988) - *Crustal-scale extension in a convergent orogen: the Sterzing-Steinach mylonite zone in the Eastern Alps*. *Geodin. Acta*, **2**: 63-73.
- BEHRMANN J.H. & FRISCH W. (1990) - *Sinistral ductile shearing associated with metamorphic decompression in the Tauern window, Eastern Alps*. *Jb. Geol. B. A.*, **133**: 135-146.
- BERMAN R.G., ARANOVICH L.Y. & PATTISON D.R.M. (1995) - *Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**: 30-42.
- BERNOTAT W.H. & MORTEANI G. (1982) - *The microcline/sanidine transformation isograde in metamorphic regions: Western Tauern Window and Merano-Mules-Anterselva complex (Eastern Alps)*. *Am. Mineral.*, **67**: 43-53.
- BEVILACQUA E. (1955) - *La Valle Aurina*. *Memorie di Geografia Antropica, C.N.R.*, **10**: 6-92.
- BIANCHI A. (1934) - *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova*, **10**: 243 pp.
- BIANCHI A. (1960) - *Priorità di osservazioni negli studi geologico-petrografici sugli alti Tauri e sulle masse intrusive periadriatiche (a proposito di una recente memoria di F. Karl)*. *Rend. Soc. Min. It.*, **16**: 385-387.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ G. (1929) - *Ricerche geologiche e petrografiche sulle Alpi Aurine e Pusteresi (Alto Adige)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **48**: 333-359.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1930) - *Carta geologica dell'Alta Valle Aurina e regioni vicine. Scala 1:25.000, rilev. 1927-1930*. Ed. Studio cartogr. G. Giardi, Firenze.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1939) - *La monografia geologica-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe (selezione dei risultati e aggiornamento critico dei problemi)*. *Periodico Min.* **10**: 119-189.
- BICKLE M.J. & PEARCE J.A. (1975) - *Oceanic mafic rocks in the Eastern Alps*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **49**: 177-189.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural Model of Italy, sheet 1*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.

- BISTACCHI A., DAL PIAZ G.V., DAL PIAZ G., MARTINOTTI G., MASSIRONI M., MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2004) - *Carta geologica del transetto Val di Vizze - Fortezza (Alpi orientali)*. Mem. Sci. Geol., **55** (2003): 169-188, Padova.
- BLAAS I. (1892) - *Beiträge zur Geologie von Tirol Bergsturz von St. Jacob im Arhntal*. Verh. Geol. Reichsan, 350-353.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1973) - *Metamorphic evolution of the Austridic rocks to the south of the Tauern window (Eastern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 549-571.
- BRANDNER R. (1980) - *Geologische Uebersichtskarte von Tirol 1:300.000*. Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.
- BRIGO L. & OMENETTO P. (1983) - *Scheelite-bearing occurrences in the Italian Alps: geotectonic and lithostratigraphic setting*. In: *Mineral deposits of the Alps and of the Alpine epoch in Europe* (Ed. Schneider H.J), Springer-Verlag, Berlin, 41-50.
- BRONDI A. & TEDESCO C., 1959 - *Le mineralizzazioni uranifere connesse al tardo Paleozoico penninico dei Tauri*. Studi e Ricerche Divisione Geomineraria C.N.R.N., **2**: 45-73.
- CARDINALI M., CIPOLLA F., GUZZETTI F., LOLLI O., PAGLIACCI S., REICHENBACH P., SEBASTIANI C. & TONELLI G. (1998a) - *Catalogo delle informazioni sulle località italiane colpite da frane e inondazioni*. Vol. I Frane. Ed. C.N.R., 404 pp.
- CARDINALI M., CIPOLLA F., GUZZETTI F., LOLLI O., PAGLIACCI S., REICHENBACH P., SEBASTIANI C. & TONELLI G. (1998b) - *Catalogo delle informazioni sulle località italiane colpite da frane e inondazioni*. Vol. II Inondazioni. Ed. C.N.R., 380 pp.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., FANTONI R., VAI G.B., NICOLICH R. & TRANSALP WORKING GROUP (2002) - *Lower crustal style and models along the southern sector of the Transalp profile*. Mem. Sci. Geol., **54**: 245-248, Padova.
- CAVINATO A. (1929a) - *Euclasio della Valle Aurina*. Rend. R. Acc. Lincei, **10**: 656-664.
- CAVINATO A. (1929b) - *Nuove ricerche sull'euclasio. L'euclasio di Valle Aurina Alto Adige*. Atti Acc. Sci. Veneto-Trentino-Istrana, **20**: 68-88.
- CAVINATO A. (1929c) - *Apatite di Valle Aurina (Alto Adige)*. Studi Trentini Sci. Nat., **11**: 3-19.
- CAVINATO A. (1930a) - *I minerali di Valle Aurina e i loro giacimenti*. Studi Trentini Sci. Nat., **11**: 26-58.
- CAVINATO A. (1930b) - *I minerali di Valle Aurina e i loro giacimenti. Parte 2ª* Studi Trentini Sci. Nat., **11**: 93-115.
- CESARE B., RUBATTO D., HERMANN J. & BARZI L. (2001) - *Evidence for Late Carboniferous subduction-type magmatism in mafic-ultramafic cumulates of the SW Tauern Window (Eastern Alps)*. Contrib. Mineral. Petrol., **142**: 449-464.
- CHRISTA E. (1931) - *Das Gebiet des oberen Zemmgrundes in den Zillertaler Alpen*, I. Teil. Jb. Geol. B. A., **81**: 533-635.
- CHRISTA E. (1934) - *Das Greiner Schwarzensteingebiet der Zillertaler Alpen in geologisch-petrographisches Betrachtung*. Univesritatverlag, Innsbruck, 107 pp.
- CHRISTENSEN J.N., SELVERSTONE J., ROSENFELD J.L. & DE PAOLO D.J. (1994) - *Correlation by Rb/Sr geochronology of garnet growth histories from different structural levels within the Tauern Window, Eastern Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **118**: 1-12.
- CONCI I. (1928) - *Nota su alcuni ghiacciai delle Alpi Aurine e Pusteresi*. Boll. Com. Glaciol. It., **8**: 168-181.
- CONCI I. (1929) - *Relazione delle campagne glaciologiche del 1928. Gruppi Alpi Aurine e Pusteresi*. Boll. Com. Glaciol. It., **9**: 287-288.
- CONCI I. & PERETTI L. (1930) - *Relazione delle campagne glaciologiche del 1929. Gruppi Alpi Aurine e Pusteresi*. Boll. Com. Glaciol. It., **10**: 273-276.
- CORNELIUS H.P. (1930) - *Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tektonik in den französischen Alpen*. Mitt. Geol. Ges., **23**: 142-151.

- CORTIANA G., DAL PIAZ G.V., PELLEGRINI G.B., TARTAROTTI P. & TOFFOLON G. (2004) - *Foglio 003 Vetta d'Italia*. Carta geol. 1:25.000 Provincia Autonoma Bolzano, L.A.C Firenze.
- DACHS E. (1986) - *High-pressure mineral assemblages and their breakdown products in metasediments south of the Grossvenediger, Tauern Window, Austria*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **66**: 145-161.
- DACHS E. (1990) - *Geothermobarometry in metasediments of the Southern Grossvenediger area (Tauern Window, Austria)*. J. metam. Geol., **8**: 217-230.
- DACHS E., FRASL G. & HOINKES G. (1991) - *Mineralogisch-petrologische Exkursion ins Penninikum des Tauernfensters (Großglockner Hochalpenstraße/Südliches Großvenediger Gebiet) und in das Ötztal-kristallin (timmelesjoch/Schneebergerzug)*. Europ. J. Mineral., **3/2**: 79-110.
- DAL PIAZ Gb. (1930) - *Ricerche geomorfologiche nell'Alto Adige orientale*. Studi Tren. Sci. Nat., **11**: 195-219.
- DAL PIAZ Gb. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 242 pp.
- DAL PIAZ Gb. (1936) - *Su alcuni casi di scoscendimento ad uncino osservati in valle Aurina e in valle di Vizze (Alto Adige)*. Studi Trentini Sci. Nat., **17**: 1-16.
- DAL PIAZ Gb. & BIANCHI A. (1934) - *Monografia geologica-petrografica sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Estr. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 242 pp. e 243 pp.
- DAL PIAZ Gb. & DAL PIAZ G.V. (1984) - *Sviluppo delle concezioni faldistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940)*. In: *Vol. Giubilare 1° Centenario Soc. Geol. It.* (Ed. Castellarin A.), Pitagora Bologna, 41-70.
- DAL PIAZ G.V. (1969) - *Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 263-315.
- DAL PIAZ G.V., a cura di (1985) - *Il magmatismo tardo-alpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 436 pp.
- DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2003) - *Geological outline of the Alps*. Episodes, **26/3**: 175-180.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1988) - *Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B. A., **131**: 533-551.
- DERKMANN K. & KLEMM D.D. (1978) - *Stratabound kies ore deposits in ophiolitic rocks of the Tauernfenster" (Eastern Alps, Austria/Italy)*. In: *Time and stratabound ore deposits* (Eds Klemm D.D. & Schneider M.J.). Springer-Verlag, Berlin, 305-313.
- DE VECCHI Gp. (1989) - *Metaophiolite suite in the South-Western Tauern Window (Italian sector): geochemistry and geological setting*. Mem. Sci. Geol., **41**: 51-59.
- DE VECCHI Gp. & BAGGIO P. (1982) - *The Pennine zone of the Vizze region in the western Tauern window (Italian Eastern Alps)*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 89-116.
- DE VECCHI Gp. & MEZZACASA G. (1986) - *The Pennine basement and cover units in the Mesule group (south-western Tauern Window)*. Mem. Sci. Geol., **38**: 365-392.
- DE VECCHI Gp., JUSTIN VISENTIN E. & SASSI F.P. (1973) - *Analisi microstrutturale degli scisti raibliani del Tribulaun, degli scisti post-ercinici del Greiner e degli scisti di Monteneve in Alto Adige*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**: 1-25.
- DE VECCHI Gp. & PICCIRILLO E.M. (1968) - *Le ofioliti mesozoiche associate ai calcescisti degli Alti Tauri sud-occidentali (Valli di Vizze e di Fundres-Alto Adige)*. Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat., **17**: 99-152.
- DI COLBERTALDO D. & LEONARDELLI A. (1963) - *Il giacimento cuprifero di S. Valentino di Predoi nell'Alta Valle Aurina (Alto Adige)*. Mem. Accademia Patavina SS. LL. AA., Classe Sci. Mat. Nat., **75**: 37 pp.

- DINGELDEY C., DALLMEYER R.D., KOLLER F. & MASSONNE H.J. (1997) - *P-T-t history of the Lower Austroalpine Nappe complex in the "Tarntaler Berge" NW of the Tauern Window: implications for the geotectonic evolution of the central Eastern Alps*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **129**: 1-19.
- DONÀ F. (1953) - *Sulla natura ed evoluzione dei "coni" dei ghiacciai con particolare riguardo ad alcuni esemplari osservati nell'Alta Valle Aurina - Alpi Pusteresi*. *Böhl. Com. Glaciol. It.*, **4**: 178-196.
- DONÀ F. (1955) - *Osservazioni sulla morfologia periglaciale della Valle Aurina*. In: *Studi sui fenomeni crionivali nelle Alpi Italiane*. (Eds Fondazione per i problemi montani dell'Arco Alpino). Off. Grafica Fresching, Parma, 105-137.
- DONÀ F. (1961) - *Considerazioni generali ed aspetti particolari dell'erosione del suolo in Valle Aurina (Alto Adige)*. *Atti XVIII Congr. Geogr. It.*, **1**: 169-190.
- DONÀ F. (1964) - *I circhi della Valle Aurina*. *Atti XIX Congr. Geogr. It.*, **2**: 45-66.
- DROOP G. (1981) - *Pre-Alpine eclogites in the Penninic basement Complex of the Eastern Alps*. *J. Metamorphic Geol.*, **1**: 3-12.
- DROOP G.T.R., LOMBARDO B. & POGNANTE U. (1990) - *Formation and distribution of eclogite facies rocks in the Alps*. In: *Eclogite facies rocks* (Ed Carswell D.A.). Blackie, Glasgow, 225-259.
- EICHHORN R., SCHÄRER U. & HÖLL R. (1995) - *Age and evolution of scheelite-hosting rocks in the Felbertal deposit (Eastern Alps): U-Pb geochronology of zircon and titanite*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **119**: 377-386.
- ELLIS D.J. & GREEN D.H. (1979) - *An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**: 13-22.
- ENZENBERG H. (1921) - *Ueber den Bergbau in Prettau*. Der Schlern, 445, Bozen.
- ENZENBERG H. & PREUSCHL O. (1959) - *Der Ahrner Handel. Zur geschichtedes Ahrner Kupferbergbaues*. *Schlern-Schriften*, **208**: 31-55.
- EXNER Ch. (1963) - *Structure anciennes et récentes dans les gneis polymétamorphiques de la zone pennique des Hohen Tauern*. *Mém. Soc. Geol. France*, **11**: 503-515.
- FENTI V. & FRIZ C. (1973a) - *Il progetto della galleria ferroviaria Vipiteno-Innsbruck (versante italiano). I - Ricerche geostrutturali sulla regione del Brennero*. *Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat.*, **20**: 1-59.
- FENTI V. & FRIZ C. (1973b) - *Il progetto della galleria ferroviaria Vipiteno-Innsbruck (versante italiano). II - Ricerche di geologia applicata*. *Mem. Mus. Tridentino Sci. Nat.*, **20**: 61-98.
- FINGER F., FRASL G., HAUNSCHMID B., LETTNER H., QUADT A. VON, SCHEMAIER A., SCHINDLMAYR A.O. & STEYRER H.P. (1993) - *The Zentralgneise of the Tauern Window (eastern Alps): insight into an Intra-Alpine Variscan batholith*. In: *Pre-Mesozoic geology in the Alps* (Eds Raumer J.F. von & Neubauer F.). Springer-Verlag, Berlin, 375-391.
- FONTANIVE F. & MEZZACASA G. (1976) - *I movimenti franosi sul versante a nord di Cadi Pietra in Valle Aurina (Alto Adige Orientale)*. (Eds C.N.R.), 54 pp., Litografia La photograph, Padova.
- FRANK W., KRÁLIK M., SCHABERT S. & THÖNI M. (1987) - *Geochronological data from the Eastern Alps*. In: *Geodynamics of Eastern Alps* (Eds Flügel H.M. & Faulp P.), Franz Deuticke, Wien, 272-281.
- FRASL G. (1958) - *Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern*. *Jb. Geol. B. A.*, **101**: 323-472.
- FRASL G. & FRANK, W. (1966) - *Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums des Tauernfenster etc*. *Der Aufschluss*, **15**: 30-58.
- FRECH F. (1905) - *Ueber den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner*. *Wissen. Ergänzungsheft Zeitschr. Österr. Alpenverein*, **2**: 98 pp.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. & NIGGLI E. (1974) - *Alpine metamorphism of the Alps*. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **54**: 247-290.

- FRIEDRICHSEN H. & MORTEANI G. (1979) - *Oxygen and hydrogen isotope studies on minerals from alpine fissures and their gneissic host rocks, western Tauern Window (Austria)*. Contrib. Mineral. Petrol., **70**: 149-152.
- FRISCH W. (1974) - *Ein Typ-Profil durch die Schieferhülle des Tauernfensters: das Profil am Wolfedorn (westlicher Tuxer Hauptkamm, Tyrol)*. Verh. Geol. B. A., 201-221.
- FRISCH W. (1977) - *Der Alpidische Interbau der Venedigerdecke im westlichen Tauernfenster (Ostalpen)*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., **3**: 675-696.
- FRISCH W. (1979) - *Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps*. Tectonophysics, **60**: 121-139.
- FRISCH W. (1980) - *Post-Hercinian formations of the western Tauern window: sedimentological features, depositional environment and age*. Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**: 49-63.
- FRISCH W. (1984) - *Metamorphic history and geochemistry of a low grade amphibolite in the Kaserer Formation (marginal Bündner Schiefer of the western Tauern window, eastern Alps)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **64**: 193-214.
- FRISCH W., GOMMERINGER K., KELM U. & POPP, F. (1987) - *The upper Bündner Schiefer of the Tauern Window - a key to understanding eoalpine orogenic processes in the eastern Alps*. In: *Geodynamics of Eastern Alps* (Eds Flugel H.M. & Faulp P.). Franz Deuticke, Wien, 55-69.
- FRISCH W. & RAAB D. (1987) - *Early Paleozoic back-arc and island-arc settings in Greenstone sequences of the Central Tauern Window (Eastern Alps)*. Jb. Geol. B. A., **130**: 545-566.
- FRISCH W., VAVRA G. & WINKLER M. (1993) - *Evolution of the Pennine basement of eastern Alps*. In: *Pre-Mesozoic geology in the Alps* (Eds Raumer J.F. von & Neubauer F.). Springer-Verlag, Berlin, 349-360.
- FRY N. (1973) - *Lawsonite pseudomorphed in Tauern greenschist*. Mineral. Mag., **39**: 121-122.
- FÜGENSCHUH B., SEWARD D. & MANCKTELOW N.S. (1997) - *Exhumation in a convergent orogen: the western Tauern window*. TERRA NOVA, **9**: 213-217.
- GASSER G. (1913) - *Die Mineralien Tirols*. Wagner. k.k. Univ. Innsbruck.
- GENSER J. & NEUBAUER F. (1989) - *Low angle normal fault at the eastern margin of the Tauern window (eastern Alps)*. Mitt. Österr. Geol. Ges., **81**: 233-243.
- GRUNDMANN G. (1989) - *Metamorphic evolution of the Habach Formation: a review*. Mitt. Österr. Miner.Ges., **81**: 133-149.
- GRUPPO NAZIONALE GEOGR. FIS. E GEOMORF. (1987) - *Nuovi dati per lo studio dei rock-glaciers del gruppo Ortles-Cevedale (Alpi)*. Rivista Geogr. Ital. **94**: 425-450.
- GUZZON M., ILICETO V. & ZAMBRANO R. (1974) - *Misure geofisiche nell'area del giacimento piritoso-cuprifero di Predoi (alta Valle Aurina)*. Riv. It. Geof., **23**: 119-132.
- HAWKESWORTH C.J., WATERS D.J. & BICKLE M.J., (1975). - *Plate tectonics in the Eastern Alps*. Earth Planet. Sci. Lett., **24**: 405-413.
- HÖCK V. (1980) - *Distribution maps of minerals of the Alpine metamorphism in the penninic Tauern window, Austria*. Mitt. Österr. Geol. Ges. **71/72**: 119-127.
- HÖCK V. (1980) - *Ophiolites in the middle part of the Hohe Tauern, Austria*. Ofioliti, **5**: 57-64.
- HÖCK V. (1983) - *Mesozoic ophiolites and non-ophiolitic metabasites in the central part of the Tauern Window (eastern Alps, Austria)*. Ofioliti, **8**: 103-126.
- HÖCK V. & HOSCHEK G. (1980) - *Metamorphism of mesozoic calcareous metasediments in the Hohe Tauern, Austria*. Mitt. Österr. Geol. Ges. **71/72**: 99-118.
- HÖCK V. & KOLLER F. (1989) - *Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria*. Chem. Geol., **77**: 209-227.
- HÖCK V. & MILLER C. (1980) - *Chemistry of mesozoic metabasites in the middle and eastern part of the Hohe Tauern*. Mitt. Österr. Geol. Ges., **71/72**: 81-88.

- HÖCK V. & MILLER C. (1987) - *Mesozoic ophiolitic sequences and non-ophiolitic metabasites in the Hohe Tauern*. In: *Geodynamics of Eastern Alps* (Eds Flugel H.M. & Faulp P.). Franz Deuticke, Wien, 16-33.
- HÖRNES S. & FRIEDRICHSEN H. (1974) - *Oxygen isotope studies of the metamorphic rocks of the Western Tauern Area (Austria)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **54**: 769-788.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTITSCH G., DACHS E., HÖCK V., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. (1999) - *Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 155-181.
- HOLLAND T.J.B. (1979) - *High water activities in the generation of high pressure kyanite eclogites of the Tauern Window, Austria*. J. Geol., **87**: 1-27.
- HOSCHEK G. (1980a) - *Phase relations of a simplified marly rock system with application to the Western Hohe Tauern (Austria)*. Contrib. Mineral. Petrol., **73**: 53-68.
- HOSCHEK G. (1980b) - *The effect of Fe-Mg substitution on phase relations in marly rocks of the western Hohe Tauern (Austria)*. Contrib. Mineral. Petrol., **75**: 123-128.
- HOSCHEK G. (1984) - *Alpine metamorphism of calcareous metasediments in the western Hohe Tauern, Tyrol: mineral equilibria in COHS fluids*. Contrib. Mineral. Petrol., **87**: 129-137.
- HOSCHEK G. (2001) - *Thermobarometry of metasediments and metabasites from the Eclogite zone of the Hohe Tauern, Eastern Alps, Austria*. Lithos, **59**: 127-150.
- IPPOLITO F., BAGGIO P., LORENZONI S., MARINELLI G., MITTEMPERGER M. & SILVESTRO F., 1961 - *Le mineralizzazioni ad uranio delle Alpi Italiane*. L'Industria Mineraria, **12**: 1-7.
- KARL F. (1959) - *Vergleichende petrographische studien an den tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadritiaschen intrusivmassiven*. Jb. Geol. B. A., **102**: 1-192.
- KERSCHNER H. (1999) - *Late glacial glaciers and climate - An eastern alpine perspective*. 8° Convegno Glaciol. It., Bormio, (9-12 settembre 1999), abstracts, 20-21
- KLEBELSBERG R. (1929) - *Alte Gletscherstände im Ahrntal (Zillertaler Alpen- Hohen Tauern)*. Zeitschrift Gletscherkunde, **17**: 214-218.
- KLEBELSBERG R. (1931) - *Aus dem Ahrn Tal, wo die Gletscher einst Standen*. Der Schlern, **12**: 2-6.
- KOBER L. (1912) - *Über Bau und Entstehung der Ostalpen*. Mitt. Geol. Ges., **5**: 368-481.
- KOBER L. (1923) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Borntraeger, Berlin, 283 pp.
- KOBER L. (1955) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Mitt Österr.Geol. Ges., **47**: 379 pp.
- KOLLER F. & HÖCK V. (1990) - *Mesozoic ophiolites in the Eastern Alps*. In: *Ophiolites, oceanic crustal analogous* (Eds Malpas J., Moores E.M., Panayiotou A. & Xenophontos C.): Proceeding Symp. Troodos 1987, 253-263.
- KROGH E.J., (1998) - *The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data*. Contrib. Mineral. Petrol., **99**: 44-48.
- KROGH E.J., (2000) - *The garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg geothermometer: an updated calibration*. J. metamorphic Geol., **18**: 211-219.
- KURZ W. (2005) - *Constriction during exhumation: Evidence from eclogite microstructures*. Geology, **33**/1: 37-40.
- KURZ W., NEUBAUER F., GENSER J. & DACHS E. (1998) - *Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in Tauern Window (eastern Alps, Austria, Italy): a review*. Geol. Rundsch., **87**: 225-242.
- KURZ W., FRITZ H., PILLER W.E., NEUBAUER F. & GENSER J. (2001) - *Overview of the Paleogene of the Eastern Alps*. In: *Paleogene of the Eastern Alps* (Eds Piller W.E. & Rasser M.W.). Schrift. Erdwiss. Komm., Österr. Ak. Wiss., Wien, **14**: 11-56.
- LAMMERER B. (1988) - *Thrust-regime and transpression-regime tectonics in the Tauern Window (Eastern Alps)*. Geol. Rundsch., **77**: 143-156.
- LAMMERER B. (1990) - *Wege durch Jahrmlionen*. Tappeiner Verlag, Lana, 224 pp., mit Geol. Karte Pfitschtal-Pfundres 1:50.000.



- LAMMERER B., FRÜTH I., KLEMM D.D., PROSSER E. & WEBER-DIEFENBACH K. (1976) - *Geologische und geochemische Untersuchungen im Zentralgneiss und in der Greiner Schiefer Serie (Zillertaler Alpen, Tirol)*. Geol. Rundsch., **65**: 436-459.
- LAMMERER B., SCHMIDT K. & STADLER (1981) - *Zur Stratigraphie und Genese der penninischen Gesteine des Südwestlichen Tauernfenster*. N. Jb. Geol. Pal. Mon., **11**: 678-696.
- LAMMERER B. & TRANSALP WORKING GROUP (2002) - *The "crocodile" model and balancing the seismic section*. Mem. Sci. Geol., **54**: 243-244, Padova.
- LAMMERER B. & WEGER M. (1998) - *Footwall uplift in an orogenic wedge: Tauern Window in the Eastern Alps of Europe*. Tectonophysics, **285**: 213-230.
- LEAKE B.E. (1978) - *Nomenclature of amphiboles*. Canad. Mineral., **16**: 501-520.
- LEAKE B.E., WOOLLEY A.R., ARPS C. E. S. et Al. (1997) - *Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*. Am. Mineral., **82**: 1019-1037.
- LEONARDELLI A. (1964) - *Il giacimento cuprifero di S. Valentino Predoi nell'alta valle Aurina*. L'Industria Mineraria nel Trentino - Alto Adige. Economia Trentina, **1964/1-2**: 189-204.
- LÖWL F. (1881) - *Profile durch den Westflügel der Tauernkelte*. Jahrb. geol. Reichsanst., **1881**: 446.
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1995) - *A study on a dike swarm related to the Königspitze (Gran Zebriù) pluton, Ortler-Campo-Crystalline (Venosta Valley, W south Tyrol): implications on magma evolution and alteration processes*. Geol. Paleont. Mitt. Innsbruck, **20**: 67-86.
- MARCHETTI M. (1932) - *Relazione campagna glaciologica 1932 (Alpi Aurine e Pusteresi)*. Boll. Com. Glaciol. It., **12**: 307-315.
- MARCHETTI M. (1933) - *Relazione campagne glaciologiche 1932. Alpi Pusteresi*. Boll. Com. Glaciol. It., **12**: 307-315.
- MARRI R. & PISANO A. (1979a) - *La Valle Aurina e la Valle di Tures. Parte I<sup>a</sup>*. L'Universo, **59**: 881-936.
- MARRI R. & PISANO A. (1979b) - *La Valle Aurina e la Valle di Tures. Parte II<sup>a</sup>*. L'Universo, **59**: 1057-1116.
- MARRI R. & PISANO A. (1980) - *La Valle Aurina e la Valle di Tures. Parte III<sup>a</sup>*. L'Universo, **60**: 49-127.
- MELANI M.L. (1969) - *Note sui ghiacciai della Valle Aurina*. In: *300 tesi di laurea in geografia* (Eds Bevilacqua E., Castiglioni G.B. & Donà F.), Tip. Antoniana, Padova, 75.
- MEUSBURGER K. (1926) - *Vom Prettau Bergwerk und von der Prettau Wäldner*. Der Schlern, **7**: 447-453.
- MILLER C. (1974) - *On the metamorphism of the eclogites and high-grade blueschists from the Penninic terrane of the Tauern Window, Austria*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **54**: 371-384.
- MILLER C. (1986) - *Alpine high-pressure metamorphism in the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **66**: 139-144.
- MORTARA G., SORZANA P.F. & VILLI V. (1986) - *L'evento alluvionale del 6 agosto 1985 nella vallata del fiume Isarco tra Fortezza ed il Passo del Brennero*. Mem. Sci. Geol., **38**: 427-457.
- MORTEANI G. (1971) - *Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stillupptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol)*. Verh. Geol. B. A., **1971/2**: 287-314.
- MORTEANI G. (1974) - *Petrology of the Tauern window, Austrian Alps*. Fortschr. Min., **52**: 195-220.
- MORTEANI G. & RAASE P. (1974) - *Metamorphic plagioclase crystallisation and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibolite-free rocks of the western Tauernfenster, Eastern Alps*. Lithos, **7**: 101-111.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Intern. J. Earth Sci., **90**: 623-653.
- MUTSCHLECHNER G. (1978) - *Aus der Geschichte des Kupferbergbaues Prettau im Ahrntal*. Der Schlern, **52**: 382-400.

- NEUBAUER F., HOINKES G., SASSI F.P., HANDLER R., HÖCK V., KOLLER F. & FRANK W. (1999) - *Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., **79**: 41-62.
- NORINELLI A. (1963) - *Prospezione magnetica delle mineralizzazioni a pirite, calcopirite e magnetite nella miniera di S. Valentino di Predoi (Alta Valle Aurina)*. Centro Studio geol. petr. Alpi, C.N.R., Soc. Coop. Tipografica, Padova, 19 pp.
- NOTHDURFTER G. (1978) - *Das Kupferberwerk von Prettau*. Der Schlern, **52**: 401-404.
- PERETTI L. (1931-1942) - *Relazione campagne glaciologiche 1930-1941. Alpi Aurine e Pusteresi*. Boll. Com. Glaciol. It., **11**: 256-259, **13**: 230-232, **14**: 277-280, **15**: 233-238, **16**: 290-291, **17**: 220-221, **18**: 214-215, **19**: 224-225, **22**: 83-85.
- PERETTI L. & MARCHETTI M. (1932) - *Alpi Aurine. Relazione delle campagne glaciologiche 1931*. Boll. Com. Glaciol. It., **12**: 307-310.
- POWELL R. (1985) - *Regression diagnostic and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited*. J. metam. Geol., **3**: 231-243.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., NEUBAUER F., SCHMID S.M. & NEUGEBAUER J. (1989) - *Extension in compressional orogenic belts: the Eastern Alps*. Geology, **17**: 404-407.
- RICCARDI L. (1969) - *Condizioni d'ambiente geografico e caratteristiche dei masi chiusi della Valle Aurina*. In: *300 tesi di laurea in geografia*. (Eds Bevilacqua E., Castiglioni G.B. & Donà F.), Tip. Antoniana, Padova, p. 290.
- SANDER B. (1911) - *Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht)*. Denkschr. Ak. Wiss., **82**: 257-320.
- SANDER B. (1921a) - *Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Zweiter Bericht)*. Jb. Geol. B.A., **70**: 273-296.
- SANDER B. (1921b) - *Zur Geologie der Zentralalpen. Mit Beiträgen von Ampferer O. and Splenger E.* Jb. Geol. Reichsanst., **71**: 173-224.
- SANDER B. (1925) - *Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone 1:100.000, Note illustrative*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque, Sez. Geol., Padova, 57 pp.
- SANDER B. (1929) - *Erläuterungen zur geologischen Karte des Brixner und Meraner Gebietes*. Der Schlern, Innsbruck, **16**: 1-111.
- SCARASCIA S. & CASSINIS R. (1992) - *Profili sismici a grande angolo esplorati in prossimità del tracciato del profilo CROP 01: una raccolta dei risultati e qualche revisione*. In: *Studi preliminari acquisizione dati profilo CROP 1-1A La Spezia-Alpi orientali* (eds Capozzi R. & Castellarin A.). Studi Geol. Camerti, vol. spec. **1992/2**: 17-26.
- SCARASCIA S. & CASSINIS R. (1997) - *Crustal structures in the central-eastern Alpine sector: a revision of the available DSS data*. Tectonophysics, **271**: 157-188.
- SCHMID S.M., PFIFFNER O.A., SCHÖNBORN G., FROITZHEIM N. & KISSLING E. (1997) - *Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the eastern traverse*. In: *Deep structure of the Swiss Alps* (Eds Pfiffner O.A. et Al.). Birkhäuser Verlag, Basel, 289-304.
- SCHMIDEGG O. (1961) - *Geologische Uebersicht der Venediger - Gruppe*. Verh. Geol. B. A., **1961**: 35-56.
- SCHMIDT A.R. (1868) - *Über das kupferwerk im tale Ahrn in Tirol*. Berg. Hüttenm. Ztg., **48**: 403-404.
- SCHUSTER R., KOLLER F., HOEK V., HOINKES G. & BOUSQUET R. (2004) - *Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps, Metamorphic evolution of the Eastern Alps*. Mitt. Österr. Miner.Ges., **149**: 175-199.
- SCHWAN W., ROSSNER R., BEHRMANN J. H., HEINRICH P., MICHALIK R. & THÜNCKER M. (1984) - *Seriengliederung und alpidische Tektonik am Nordwestende des Tauernfensters (Tirol, Österreich)*. Z. Deutsch. Geol. Ges., **135**: 645-667.
- SCHWÄRZLER A. (1926) - *Zum aufsatze "Vom Prettau Bergwerk und von den Prettau Wäldern"*. Der Schlern, **7**: 509.

- SCOLARI A. & ZIRPOLI G. (1972) - *Filoni tardoalpini metamorfici negli scisti Austridici e Pennidici della Val di Valles (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**: 32 pp.
- SILVERSTONE J. (1985) - *Petrologic constraints on imbrication, metamorphism, and uplift in the SW Tauern Window, Eastern Alps*. Tectonics, **4**: 687-704.
- SILVERSTONE J. (1988) - *Evidence for East-West crustal extension in the Eastern Alps: implications for the unroofing history of the Tauern Window*. Tectonics, **7**: 87-105.
- SILVERSTONE J., SPEAR F.S., FRANZ G. & MORTEANI G. (1984) - *High-pressure metamorphism in the SW Tauern Window, Austria: P-T paths from hornblende-kyanite-staurolite schist*. J. Petrol., **25**: 501-531.
- SEMERANO G. (1929) - *Sulla composizione di alcuni gneiss nella regione tra Alpi Aurine e le Vedrette dei Giganti*. Atti Acc. Sci. Veneta-Trentina-Istria, **20**: 29-40.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1930) - *Carta Geologica delle Tre Venezie 1:100.000, Foglio n. 1A - Vetta d'Italia*. Uff. Idrogr. Magistrato alle Acque di Venezia, Sez. Geol. diretta da G. DAL PIAZ, rilievi di BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb., Ed. Studio cartogr. G. Giardi, Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta Geologica d'Italia 1.100.000, Foglio n. 1-4A, Passo del Brennero-Bressanone e Note illustrative*. Rilievi di BAGGIO, BOSELLINI, BRAGA et alii. Ed. Litografia Artistica Cartogr., Firenze.
- SESTINI A. (1931) - *Alpi Atesine: Gruppi Alpi Aurine e Pusteresi. Relazione della Campagna Glaciologica del 1930*. Boll. Com. Glaciol. Ital., **11**: 259-262.
- SESTINI A. (1935) - *Alpi Pusteresi. Relazione della Campagna Glaciologica dell'anno 1934*. Boll. Com. Glaciol. Ital., **15**: 238-240.
- SLEJKO D., CARULLI G.B., CARRARO F., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILICETO V., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E., ZANFERRARI A. & ZANOLLA C. (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. C.N.R., Gruppo Naz. Difesa Terremoti, rend. **1**: 82 pp.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **52**: 272 pp.
- STAUFENBERG H. (1987) - *Apatite fission-track evidence for postmetamorphic uplift and cooling of the eastern Tauern Window and surrounding Austroalpine (Central Eastern Alps, Austria)*. Jb. Geol. B. A., **130**: 571-586.
- STÖCKHERT B., BRIX M.R., HURFORD A. & THOMPSON S.N. (1999) - *Differential exhumation along the Ahrntal transect, Eastern Alps*. Abstr, 37-38.
- TASSER R. (1996) - *Im Bergwerk. Südtiroler Landesbergbaumuseum. Führer durch den Museumsbereich Prettau*. Südtiroler Landesbergbaumuseum, Sterzing.
- TELLER F. (senza data) - *Foglio Bruneck della Carta Austriaca alla scala 1:75.000*. Rilev. fine 1800.
- TELLER F. (1882) - *Ueber die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette*. Verh. Geol. R. Anst., 241-243.
- TERMIER P. (1903) - *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes*. Bull. Soc. géol. France, **3**: 711-766.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtelline*. Bull. Soc. géol. France, **5**: 209-289.
- THIELE O. (1980) - *Das Tauernfenster*. In: *Der geologische Aufbau Österreich* (Ed Oberhauser R.). Springer-Verlag, Wien, 300-314.
- THÖNI M. (1999) - *A review of geochronological data from the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 209-230.
- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: its Bearing on Alpine orogenesis*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **73**: 177-189.
- TOFFOLON G., CORTIANA G., DAL PIAZ G.V. & TARTAROTTI P. (2001) - *Geology of the high Ahrntal, SW Tauern Window (Italy)*. 5<sup>th</sup> Workshop of Alpine Geological Studies, Sept. 2001, Obergurgl, Austria. Geol. Palaeont. Innsbruck, **25**: 214-215.

- TOLLMANN A. (1967) - *Bemerkungen zu faziellen und tektonischen problemen des Alpen-Karpaten-Orogens*. Mitt. Gesell. Geol. Bergbaustud. Wien, **18**: 207-247.
- TOLLMANN A. (1975) - *Ozeanische Kruste im Pennin des Tauernfenster und die neugliederung des Deckenbaues der Hohen Tauern*. N. Jb. Geol. Pal. Abh., **148**: 286-319.
- TRANSALP WORKING GROUP (2002) - *First deep seismic images of the Eastern Alps reveal giant crustal wedges*. Geophys. Res. Lett., **29**: 10.1029-10.1032.
- TSCHURTSCHENTHALER P. (1935) - *Das Ahrntal, Land und Leute*. Zeitschr. Deutsch. Österr. Alpenverr., **66**: 135-147.
- VALENTINI P. & VILLI V. (1988) - *La piena del 18-19 luglio 1987 in Alto Adige*. Mem. Sci. Geol., **40**: 369-397.
- VAVRA G. & FRISCH W. (1989) - *Pre-Variscan back-arc and island-arc magmatism in the Tauern window (Eastern Alps)*. Tectonophysics, **169**: 271-280.
- VAVRA G. & HANSEN B.T. (1991) - *Cathodoluminescence studies and U/Pb dating of zircons in pre-Mesozoic gneisses of the Tauern Window: implications for the Penninic basement evolution*. Geol. Rundschau, **80**: 703-715.
- VON QUADT A., GÜNTHER, FRISCHKNECHT R., ZIMMERMANN R. & FRANZ G. (1997) - *The evolution of pre-Variscan eclogites of the Tauern Window (Eastern Alps): A Sm/Nd-, conventional and Laser ICP-MS zircon U-Pb study*. Schweiz. Mineral. Petr. Mitt., **77**: 265-279.
- WATERS D.J. & MARTIN H.N. (1993) - *Geobarometry in phengite-bearing eclogites*. Terra Abstracts, **5/1**: 410-411 EUG VII Strasbourg, France, 4-8 April 1989.
- WEINSCHEK E. (1894) - *Beitrage zue Petrographie der östlichen Zentralpen, speziell des Grossvenedigerstockes. I. Über die Peridotite und die aus ihnen Hervorgegangenen Serpentinestein. II. Über das granitische Zentralmassiv und die Beziehungenzwischen Granit und Gneiss*. Abhandl. Bayr. Ak. Wiss., Kl. II, **18**: Abt. 3.
- ZANELLA E. (1970-73) - *Relazione campagna glaciologica 1969-1973. Gruppo Aurine*. Boll. Com. Glaciol. It., **17**: 86-87, **18**: 140-141, **19**: 167-168, **21**: 150-153.
- ZIMMERMANN R., HAMMERSCHMIDT K. & FRANZ G. (1994) - *Eocene high pressure metamorphism in the Penninic units of the Tauern Window (Eastern Alps): evidence from <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar dating and petrological investigations*. Contrib. Mineral. Petrol., **117**: 175-186.
- ZOLLET R. (1975) - *Studio mineralogico, chimico e petrografico degli anfiboli di Valle Aurina e Defereggental*. Tesi Laurea inedita, Univ. Padova, 75 pp.

## APPENDICE

Tavola delle corrispondenze tra toponimi in lingua italiana e tedesca

TOPONIMO ITALIANO	TOPONIMO TEDESCO
Alpe di Merbe	Merb Alm
Alpi Aurine	Zillertaler Alpen
Alti Tauri	Hohe Tauern
Brunico	Bruneck
Cadi Pietra	Steinhaus
Campo Tures	Sand in Taufers
Casere	Kasern
Cima Cadini	Napfspitz
Cima del Vento	Arhner Kopf
Cima della Neve	Schneespitz
Cima Forca	Gabelspitz
Fonte alla Roccia	Trinkstein
Forcella del Picco	Birnlücke
Forcella di Campo	Heilig Geist Jöchl
Giogo Lungo	Lenk Jöchl
Giogo Rosso	Rotemann Joch
Isarco	Eisack
Lago della Selva	Waldner See
Luttago	Luttach
M. Faden	Faden
M. Fumo	Rauhkofel
M. Riva di Predoi	Rainhart Spitz
M. Sella	Sattel Spitz
Malga Alti Tauri	Obere Tauernalm
Malga della Selva	Waldneralm
Malga della Svolta	Kehrer Alm
Malga di Lana	Lahner Alm
Malga Prato Alto	Starkl Alm
Malghe di Labes	Labesau Alm
Malghe di Landro	Hollenzalm
Maso Hofer	Hofer
Passo dei Tauri	Krimmler Tauern
Passo del Cane	Hundskehljöchl
Picco dei Tre Signori	Dreiherrnspitz
Pié di Cavallo	Hoher Rosshuf

TOPONIMO ITALIANO	TOPONIMO TEDESCO
Pizzo Caminata	Kematen Spitz
Pizzo Rosso	Rötspitz
Predoi	Prettau
Punta Merbe	Merbspitz
Rienza	Rienz
Rifugio Giogo Lungo	Lenk Jöchel Hütte
Rifugio Tridentina	Birnlücken Hütte
Rio del Sasso	Steinerbach
Rio di Mezzo	Walcherbachtal
Rio di Riva	Reinbach
San Giacomo	St. Jakob
San Giovanni	St. Johann
San Pietro	St. Peter
Sasso Nero	Schwarzenstein
Segnale Est Santo Spirito	Achsel
Testa dei Tauri	Gr. Tauernkopf
Torrente Aurino	Ahr
Val delle Frane	Schüttalalm
Val di Gries	Griesbachtal
Val Pusteria	Pustertal
Valle Aurina	Ahrntal
Valle del Porco	Purschtal
Valle del Vento	Windtal
Valle della Lepre	Hasental
Valle di Alprè	Alprechtal
Valle di Gries	Griesbach Tal
Valle di Landro	Hollenztal
Valle di Rio Bianco	Weißbach Tal
Valle di Riva	Reintal
Valle di Tures	Tauferer Tal
Valle Rossa	Röttal
Valle Selva dei Molini	Mühlwalder Tal
Vedretta di Lana	Prettau Kees
Vedretta di Predoi	Lahner Kees

PROGETTO  
CARGO

PROGETTO  
CARGO