



**ISPR 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 009

**ANTERSELVA**

a cura di

**B. Cesare<sup>1</sup>, M. Cucato<sup>2</sup>, S. Furlanis<sup>2</sup>, L. Keim<sup>3†</sup>, V. Mair<sup>3</sup>,  
C. Mazzoli<sup>1</sup>, S. Meli<sup>4</sup>, C. Morelli<sup>3</sup>, A. Moretti<sup>2</sup>, L. Peruzzo<sup>5</sup>,  
G. Piccin<sup>2</sup>, R. Sassi<sup>1</sup> e R. Spiess<sup>1</sup>**

con contributi di:

**U. Forer<sup>2</sup>, U. Obojes<sup>3</sup>, C. Strada<sup>3</sup>, A. Sappelza<sup>6</sup>, A. Viganò<sup>7</sup>**

1 Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova

2 Libero professionista, collaboratore della Provincia Autonoma di Bolzano

3 Ufficio Geologia e prove materiali, Provincia Autonoma di Bolzano

4 Dipartimento di Scienze Chimiche, della Vita e della Sostenibilità Ambientale, Università degli Studi di Parma

5 Istituto di Geoscienze e Georisorse - CNR Padova

6 Ufficio gestione risorse idriche, Provincia Autonoma di Bolzano

7 Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento

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:  
F. Galluzzo (fino al 2019), M.T. Lettieri (dal 2020)**

**Responsabile del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Bolzano:  
V. Mair**

**Gestione operativa del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia:  
M. T. Lettieri**

**Gestione operativa del Progetto CARG per la Provincia Autonoma di Bolzano:  
V. Mair**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – ISPRA:

*Revisione scientifica:*

**M. Pantaloni (coord.), D. Berti, R. Graciotti, M. D'Orefice e M. L. Pampaloni**

*Cooordinamento cartografico:*

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

*Revisione informatizzata dei dati geologici:*

**L. Battaglin, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)**

*Cooordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**D. Tacchia, S. Falcetti**

PER L'UFFICIO GEOLOGIA E PROVE MATERIALI  
DELLA PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO – ALTO ADIGE:

*Coordinamento cartografico editoriale:*

**C. Morelli**

*Informatizzazione dei dati geologici:*

**L. Keim, C. Morelli, C. Strada, S. Tagnin**

*Gestione tecnico-amministrativa:*

**L. Keim, C. Morelli**

*Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa:*

**GlobalMap – Firenze**

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

## INDICE

<b>I</b>	- <b>INTRODUZIONE</b> .....	»	9
1.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....	»	9
2.	- ORGANIGRAMMA SINTETICO.....	»	10
3.	- CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO.....	»	10
<b>II</b>	- <b>GEOMORFOLOGIA</b> .....	»	13
<b>III</b>	- <b>INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b> .....	»	21
<b>IV</b>	- <b>STUDI PRECEDENTI</b> .....	»	25
1.	- STUDI GEOLOGICI PRECEDENTI.....	»	25
2.	- CARTOGRAFIA GEOLOGICA PRECEDENTE.....	»	26
<b>V</b>	- <b>STRATIGRAFIA</b> .....	»	29
1.	- PENNIDICO - FINESTRA DEGLI ALTI TAURI.....	»	29
1.1.	- FALDA DEL GLOCKNER.....	»	31
1.1.1.	- <i>Calcescisti indifferenziati (TGI)</i> .....	»	32
1.1.1.1.	- Scisti filladici ( <b>TGI<sub>a</sub></b> ).....	»	33
1.1.1.2.	- Marmi ( <b>TGI<sub>b</sub></b> ).....	»	33
1.1.1.3.	- Quarziti bianche ( <b>TGI<sub>c</sub></b> ).....	»	34
1.1.2.	- <i>Metabasiti (GPS)</i> .....	»	34
1.2.	- ZONA A SCAGLIE DI MATREI.....	»	34
1.2.1.	- <i>Calcescisti (GMK)</i> .....	»	35
1.2.1.1.	- Filladi nerastre ( <b>GMK<sub>a</sub></b> ).....	»	36
1.2.1.2.	- Marmi calcitici ( <b>GMK<sub>b</sub></b> ).....	»	36
1.2.2.	- <i>Marmi dolomitici (DLK)</i> .....	»	36
1.2.3.	- <i>Quarziti bianche (QZK)</i> .....	»	38
1.2.4.	- <i>Scisti verdi (VRK)</i> .....	»	39
1.2.5.	- <i>Serpentiniti (GSK)</i> .....	»	39
1.2.5.1.	- Scisti talco-ankeritici ( <b>GSK<sub>a</sub></b> ).....	»	40
2.	- AUSTROALPINO.....	»	41
2.1	- UNITÀ DI TURES.....	»	45
2.1.1.	- <i>Paragneiss a due miche (NDM)</i> .....	»	46
2.1.1.1.	- Paragneiss ricchi in quarzo ( <b>NDM<sub>a</sub></b> ).....	»	48
2.1.2.	- <i>Paragneiss minuti (NDP)</i> .....	»	48
2.1.3.	- <i>Micascisti filladici (Fillade di Cima Dura Auct.) (NFD)</i> .....	»	50
2.1.4.	- <i>Quarziti (NDQ)</i> .....	»	51
2.1.5.	- <i>Gneiss occhiadini (NDO)</i> .....	»	52
2.1.6.	- <i>Anfiboliti (NDA)</i> .....	»	54
2.1.7.	- <i>Marmi (NDR)</i> .....	»	55

2.1.8.	- <i>Metapegmatiti (NDG)</i> .....	»	56
2.1.9.	- <i>Dolomia del Wetterstein (WET)</i> .....	»	59
2.1.10.	- <i>Raibler Schichten (RBS)</i> .....	»	59
2.2.	- UNITÀ DI ANTERSELVA.....	»	60
2.2.1.	- <i>Ortogneiss granitici (Ortogneiss di Anterselva Auct.) (SDT)</i> .....	»	61
2.2.2.	- <i>Ortogneiss tonalitici (Ortogneiss di Casies Auct.) (SDC)</i> .....	»	62
2.2.3.	- <i>Gneiss occhiadini (SDG)</i> .....	»	64
2.2.4.	- <i>Ortogneiss minuti (SDK)</i> .....	»	64
2.2.5.	- <i>Paragneiss a bande (DPS)</i> .....	»	64
2.2.6.	- <i>MICASCISTI BIOTITICI (DSM)</i> .....	»	67
2.2.7.	- <i>Quarziti (SDQ)</i> .....	»	70
2.2.8.	- <i>Anfiboliti (DSF)</i> .....	»	71
2.2.9.	- <i>Marmi (SDR)</i> .....	»	72
2.2.10.	- <i>Verrucano alpino (VEA)</i> .....	»	73
2.2.11.	- <i>Formazione di Virgloria (VRG)</i> .....	»	75
2.2.12.	- <i>Formazione dell'Arlberg (ABF)</i> .....	»	76
2.2.12.1.	- Carniole ( <b>ABF<sub>a</sub></b> ).....	»	77
2.2.12.2.	- Dolomie ( <b>ABF<sub>b</sub></b> ).....	»	77
3.	- MAGMATISMO TARDO-ALPINO.....	»	78
3.1.	- PLUTONI INTRA-AUSTROALPINI.....	»	79
3.1.1.	- <i>Tonaliti delle Vedrette di Ries (VDR)</i> .....	»	80
3.1.1.1.	- <i>Facies a grana fine (VDR<sub>a</sub>)</i> .....	»	82
3.1.1.2.	- <i>Facies a granato (VDR<sub>b</sub>)</i> .....	»	83
3.1.1.3.	- <i>Facies a struttura orientata (VDR<sub>c</sub>)</i> .....	»	84
3.1.2.	- <i>Filoni acidi (f<sub>m</sub>)</i> .....	»	85
3.1.3.	- <i>Filoni basici (f<sub>n</sub>)</i> .....	»	87
3.1.4.	- <i>Filoni lamprofirici (f<sub>l</sub>)</i> .....	»	88
4.	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI.....	»	88
4.1.	- CRITERI DI SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI QUATERNARI.....	»	88
4.2.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE.....	»	89
4.2.1.	- <i>Sintema di Perca (PRH)</i> .....	»	89
4.3.	- UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM").....	»	92
4.3.1.	- <i>Sintema del Garda (SGD)</i> .....	»	94
4.3.1.1.	- <i>Subsintema di Nessano (SGD<sub>20</sub>)</i> .....	»	100
4.3.1.2.	- <i>Subsintema di Riva di Tures (SGD<sub>26</sub>)</i> .....	»	100
4.3.1.2.	- <i>Subsintema di Casere (SGD<sub>7</sub>)</i> .....	»	102
4.4.	- SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO.....	»	103
4.4.1.	- <i>Aspetti generali</i> .....	»	103
4.4.2.	- <i>Sintema Postglaciale alpino (PTG): depositi indistinti</i> .....	»	104
4.4.2.1.	- <i>Subsintema dell'Amola (PTG<sub>1</sub>)</i> .....	»	109



<b>VI</b>	<b>- ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO</b>	»	113
1.	- IL LIMITE PENNIDICO/AUSTROALPINO E LE STRUTTURE INTERNE AL PENNIDICO	»	115
2.	- LE STRUTTURE INTERNE AL BASAMENTO AUSTROALPINO	»	117
2.1.	- IL LINEAMENTO TETTONICO DELLA DAV	»	118
2.2.	- LA FAGLIA DELLA STALLER ALM	»	123
2.3.	- UNITÀ DI TURES	»	126
2.4.	- UNITÀ DI ANTERSELVA	»	131
2.4.1.	- <i>Il basamento di Anterselva meridionale</i>	»	132
2.4.2.	- <i>Il basamento di Anterselva settentrionale</i>	»	132
2.5.	- LA LINEA DI KALKSTEIN	»	134
3.	- TETTONICA FRAGILE TARDO-ALPINA NELL'AUSTROALPINO A SUD DELLA FINESTRA DEGLI ALTI TAURI	»	136
<b>VII</b>	<b>- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA</b>	»	141
1.	- DISSESTO IDROGEOLOGICO	»	141
2.	- IDROGEOLOGIA	»	142
3.	- GEOTECNICA	»	143
4.	- GEORISORSE	»	143
5.	- SISMICITÀ E SISMOTETTONICA	»	144
	<b>ABSTRACT</b>	»	147
	<b>LEGEND OF GEOLOGICAL MAP</b>	»	151
	<b>BIBLIOGRAFIA</b>	»	159

PROGETTO

CARG

## I - INTRODUZIONE

### 1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il foglio 009 “Anterselva” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è delimitato dai paralleli 46°48’00” e 47°00’00” di latitudine N e dai meridiani 12°00’00” e 12°20’00” di longitudine E da Greenwich.

Dal punto di vista politico l’area rappresentata nel foglio appartiene parte all’Italia e parte all’Austria: la parte italiana ricade interamente nella Provincia Autonoma di Bolzano, per un’estensione approssimativa di circa 364 km<sup>2</sup>. Il confine di stato segue lo spartiacque regionale tra il bacino dell’Adige e quello della Drava, che nella fattispecie coincide con la parte più elevata delle testate delle valli di Riva, di Anterselva e di Casies. Le ultime due sono importanti convalli settentrionali della Val Pusteria (a sud, fuori foglio), mentre la Valle di Riva è una convalle orientale della Val di Tures (ad ovest, fuori foglio), la quale costituisce la prosecuzione a sud della valle Aurina (Fig. 1). Quest’ultima appare unicamente sull’angolo nord-occidentale del foglio. Si tratta comunque di aree che fanno parte del grande sottobacino del Fiume Rienza, il più grande sottobacino del Fiume Adige.

Dal punto di vista geografico l’area del foglio appartiene alle Alpi orientali e comprende, per la parte italiana, i seguenti grandi gruppi montuosi, da nord-ovest verso sud-est (Fig. 1): il Gruppo del Venediger o del “Veneziano” (a NW del Rio di Riva-Rio dei Dossi-P.so di Gola), il Gruppo delle Vedrette di Ries (tra il Rio di Riva-Rio dei Dossi-P.so di Gola e il Rio di Anterselva-Rio Acqua di Stalle-P.so Stalle-Obersee, in pratica tra le valli di Riva e la valle di Anterselva), la porzione occidentale dei Monti del Villgraten, o anche Monti Defregger o Alpi Deferegger (Deferegger Alpen) (a E o a SE del Rio di Anterselva-Rio Acqua di Stalle-P.so Stalle-Obersee). Secondo la divisione orografica delle Alpi orientali (AVE) dell’Associazione alpina tedesca e austriaca tutto questo territorio fa parte della regione montuosa degli Alti Tauri. Invece, secondo la partizione delle Alpi, tradizionalmente utilizzata in numerosi testi didattici e studi di area italiana, il territorio del foglio fa parte delle Alpi Noriche.

Escludendo alcuni settori prevalentemente di fondovalle, tutto il territorio italiano del Gruppo del Venediger e delle Vedrette di Ries è compreso nel Parco Naturale Vedrette di Ries-Aurina, istituito con Decreto del Presidente della Giunta Provin-

ciale il 28 settembre 1988 (n. 212/V/81) e poi ulteriormente esteso sino alle attuali dimensioni, 318,25 kmq, con il D.P.G.P. del 13 dicembre 1994. Assieme al limitrofo Parco Nazionale degli Alti Tauri, in territorio austriaco, costituisce l'area protetta più estesa di tutte le Alpi, ben 2.154 km<sup>2</sup> di superficie.

Il foglio prende il nome dal centro abitato più importante, quello di Anterselva, diviso in varie frazioni lungo l'omonima valle, e che, assieme all'abitato di Rasun, costituisce il comune di Rasun-Anterselva. Oltre ad esso, nel foglio sono presenti territori che fanno parte dei seguenti comuni: Campo Tures, Gais, Monguelfo-Tesido, Perca, Predoi, Valle Aurina, Valle di Casies.

## 2. - ORGANIGRAMMA SINTETICO

Il foglio è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge 305/89) della Provincia Autonoma di Bolzano (PAB), sotto la direzione di V. MAIR (L. NÖSSING fino al 2011), in convenzione con il Dipartimento di Geoscienze, ex Dipartimento di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Padova. Il coordinamento scientifico è del Prof. F.P. SASSI (†), con la supervisione dei direttori di rilevamento G. ZIRPOLI (†) per il basamento cristallino e, dopo la sua scomparsa, da R. SPIESS, e da M. MENEGHEL per le coperture quaternarie. Il rilievo geologico e gli studi complementari sono stati eseguiti da B. CESARE, U. FORER, C. MAZZOLI, S. MELI, A. MORETTI, L. PERUZZO, R. SASSI e R. SPIESS. La successione permio-triassica di Kalkstein è stata rilevata da L. KEIM (†), che, assieme a V. MAIR, ha eseguito nel 2010 anche il rilevamento della zona ad est del Passo Stalle (territorio austriaco) e la revisione della fascia a cavallo della linea Deferegggen-Anterselv-Valles (DAV). L'area della Valle dei Dossi è stata revisionata da V. MAIR nel 2018-2019. Negli anni 2018 e 2019 M. CUCATO e C. MORELLI hanno rivisto l'inquadramento stratigrafico dei depositi quaternari di tutto il foglio al fine di armonizzare le unità quaternarie a quelle definite nei fogli adiacenti. L'informatizzazione dei dati è stata curata da L. KEIM, C. MORELLI, C. STRADA e S. TAGNIN con contributi di S. FURLANIS e G. PICCIN. La semplificazione della Banca Dati per la pubblicazione a scala 1: 50.000 e l'allestimento per la stampa (legenda, profili e schemi a contorno) sono stati curati da L. KEIM, V. MAIR e C. MORELLI.

## 3. - CRITERI ADOTTATI PER IL RILEVAMENTO

Il rilevamento è stato eseguito in maniera estensiva nel corso degli anni tra il 1999 e il 2002, alle quali sono seguite negli anni successivi varie fasi di verifica e revisione sul terreno.

Per il rilevamento sono stati utilizzati come base topografica gli ingrandimenti alla scala di 1:10.000 delle seguenti tavolette IGM alla scala 1:25.000: F.° 4<sup>B</sup> IV N.O. Campo Tures, F.° 4<sup>B</sup> IV N.E. Sasso Lungo, F.° 4<sup>B</sup> IV S.O. Caminata in Tures, F.° 4<sup>B</sup>

IV S.E. Anterselva, F.° 4<sup>B</sup> I S.O. S. Maddalena Vallalta, F.° 4<sup>B</sup> III N.O. Valdàora, F.° 4<sup>B</sup> III N.E. Monguelfo, F.° 4<sup>B</sup> II N.O. S. Martino in Casies e F.° 4<sup>B</sup> II N.E. Cornetto di Confine.

I criteri di rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali definite dal Servizio Geologico d'Italia (ISPRA) e codificate nei Quaderni s. III. La cartografia del basamento cristallino è stata impostata anche tenendo conto dei limiti e delle 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, dove possibile, in successione cronologica, seppure con molte incertezze dovute alla mancanza di fossili ed alla pervasiva rielaborazione metamorfica.

I depositi del Quaternario sono stati cartografati impiegando le "Unità stratigrafiche a limiti inconformi" (UBSU), utilizzando, dove possibile, le unità definite nei fogli vicini. Per ogni corpo sedimentario sono state indicate le caratteristiche tessiturali e genetiche, il cui simbolo sulla carta è sovrapposto al colore corrispondente all'unità stratigrafica.

Al rilevamento sul terreno è stata affiancata l'interpretazione di fotografie aeree, di ortofoto e di un modello digitale del terreno (DTM), a risoluzione 2.5 m, della Provincia Autonoma di Bolzano ottenuto da immagini LIDAR.

PROGETTO

CARG

## II. - GEOMORFOLOGIA

Come indicato nell'inquadramento geografico (Cap. I) l'area del foglio è attraversata da tre valli importanti: la Val di Riva, la Valle di Anterselva e la Valle di Casies, che presentano uno sviluppo in pianta con direzione variabile da ENE-WSW a NNE-SSW. In territorio austriaco si aggiunge una quarta valle di importanza regionale: la Deferegggen Tal (Fig. 1).

La Valle di Anterselva è senz'altro la valle più importante del foglio, essendo la più estesa e l'unica ad avere un ruolo, seppur secondario, di via di comunicazione con il Tirolo orientale. Infatti, alla testata della valle il P.so Stalle (2052 m) mette in comunicazione la Pusteria Superiore con la Valle di Deferegggen e quindi con Lienz (a 56 km dal valico). Nel settore austriaco ad est del Passo Stalle, degno di nota è l'Ober See (2016 m), un lago alpino d'alta montagna, che occupa una grande conca di sovraescavazione glaciale. Inoltre, in tutta questa zona sono numerose le tracce di erosione glaciale con dossi montonati, superfici lisciate e levigate, ecc. Nella parte italiana, la testata della valle è articolata da un gradino alto più di 250 m che separa il Passo Stalle dalla sottostante valle, nettamente asimmetrica, con un fianco sinistro ed un fondo valle dominati da numerosi conoidi di origine mista, coalescenti, ed un fianco destro acclive modellato in roccia. Il sottostante Lago di Anterselva (1641 m), terzo lago naturale per estensione nella Provincia Autonoma di Bolzano, è un tipico esempio di lago alpino formatosi per effetto dello sbarramento operato da due conoidi contrapposti, dominati da processi di debris-fow. Il Rio di Anterselva, emissario del lago, è fortemente condizionato nel suo percorso dall'attività dei conoidi alimentati da apporti da entrambi i fianchi vallivi tanto che una piana alluvionale vera e propria, significativamente estesa, si inizia a riconoscere solo circa 1 km a monte di Anterselva di Mezzo, tra le località Arbusti e Bagni Mezzavalle. Nel tratto più a valle, tra Brugegger e Anterselva di Sotto, il grande sviluppo del conoide di Ammerer-Villa, ha spostato il Rio di Anterselva sull'altro lato della valle, costringendolo addirittura a creare un solco torrentizio profondo fino a 20-25 m nel tratto centrale. A valle dei Bagni di Salomone fino a Rasun di Sopra il fondo valle assume una bassissima pendenza (in media 5‰), apparendo quasi piatto: si tratta di un'area che rappresenta il riempimento di un ampio bacino lacustre creatosi per effetto dello sbarramento operato dai due conoidi contrapposti su cui sorge l'abitato di Rasun di Sopra (fuori foglio). L'area è poi evoluta come

piana alluvionale meandriforme, con ampie zone palustri come testimoniato dalla toponomastica storica (località “Innere Möser“ e “Außere Möser”). Con la rettifica del Rio di Anterselva e poi, nel 1971, con la bonifica dell’intera area è cambiato il paesaggio di questo tratto di valle. Una testimonianza di come doveva essere è in parte conservata nel biotopo “Rasner Möser“, un’area protetta di più di 200 ettari, che costituisce una delle più importanti zone umide della Provincia Autonoma di Bolzano.

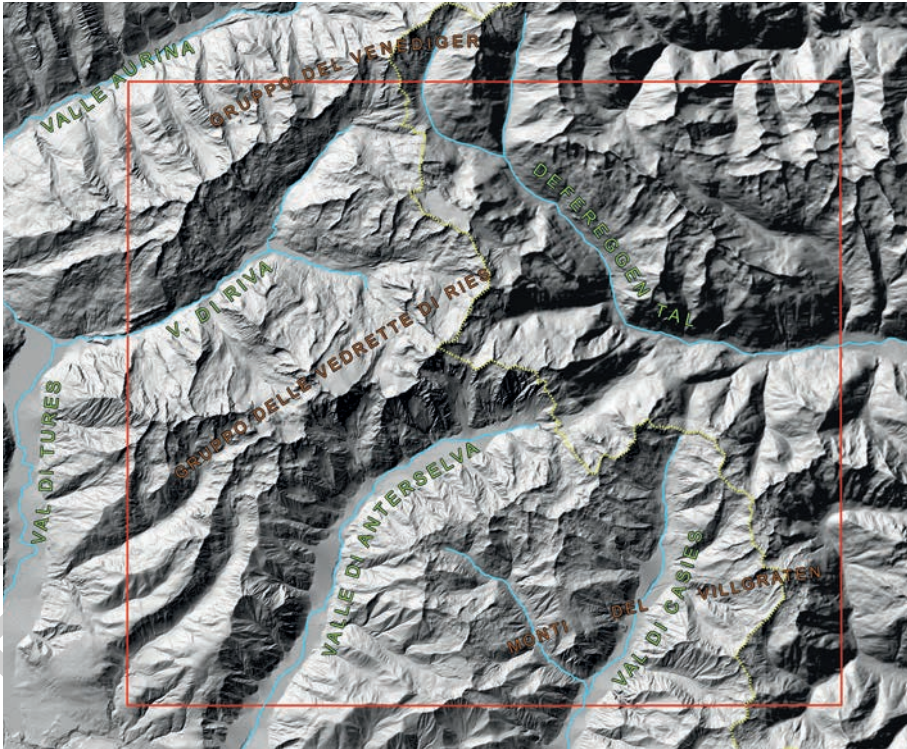


Fig. 1 - Le principali unità orografiche del foglio Anterselva (riquadro in rosso) evidenziate sul modello digitale del terreno; in azzurro la rete idrografica principale e in giallo, puntinato, la linea spartiacque tra il bacino dell’Adige e del Danubio (cresta di confine tra Italia ed Austria).

La Valle di Casies ha origine nelle Alpi Pusteresi: la testata della valle è dominata dal M. Quaira (2836 m) e da numerose cime con quote superiori ai 2600-2700 m, poste sulla catena di confine. Il punto meno elevato è la Forcella di Casies (2209 m) che rappresenta il valico naturale per il transito in territorio austriaco e di qui alla Deferegggen Tal. Il fondovalle si mantiene stretto fino alla quota di 1500 m, al di sotto della quale si allarga e ospita alcuni grandi conoidi alluvionali, parzialmente incisi dal torrente di fondovalle, il Rio di Casies.



La Valle di Riva nasce alla confluenza della Valle dei Dossi con la Val del Rio, la prima delle quali rappresenta la prosecuzione in direzione NE-SW della valle principale e prende origine sulla cresta al confine italo-austriaco, mentre la seconda, con direzione E-W, ha origine dall'ampio circo di vette in gran parte costituito dal versante settentrionale del Gruppo delle Vedrette di Ries. Alla confluenza tra le due valli, in corrispondenza dell'abitato di Riva di Tures, si apre un'estesa area piana e paludosa che a valle si restringe fino alla confluenza della tributaria sinistra Val Fredda. Da questo punto in poi la Valle di Riva presenta un profilo a V e aumenta la sua pendenza fino allo sbocco (oltre il margine occidentale del foglio) nella Val di Tures attraverso il pittoresco salto delle cascate.

Tra la Valle di Riva e la valle di Anterselva si trovano le parallele valli minori di Rio Molino, di Montassilone e di Vila, aventi origine dai rilievi che culminano nella Cima dell'Acqua (3135 m).

I rilievi maggiori si trovano nel Gruppo delle Vedrette di Ries che, delimitato dalla Valle di Riva e dalla Valle di Anterselva, presenta molte cime superiori ai 3200 m: Collalto (3436 m, cima più elevata dell'area), M. Nevoso (3358 m), Collaspro (3273 m), M. Magro (3273 m), Pizzo delle Vedrette (3249 m) e numerose altre superiori ai 3000 m. Lungo il crinale che demarca il Confine di Stato le vette più alte superano spesso i 3000 m soprattutto nella parte più settentrionale: Triangolo di Riva, La Mulle, Sasso Lungo, Grande Orecchio, per scendere di qualche centinaio di metri nella parte più meridionale: M. di Dentro, M. Quaira, Corno Fana, M. Altacroce, M. Chiaro, M. Ripa.

Altri rilievi degni di nota sono i crinali tra la valle Aurina e la valle di Riva (Cima Dura, 3130 m) e tra la valle di Anterselva e la Val Casies (Croda Rossa, 2818 m).

Come in molte delle aree alpine le tracce del modellamento glaciale sono ovunque evidenti soprattutto quelle relative alla più recente fase di massima espansione occorsa nel Pleistocene superiore (Ultimo Massimo Glaciale). Dorsali dalle creste aguzze delimitanti circhi glaciali e valli sospese, sono molto frequenti alle quote più elevate, mentre le valli principali presentano un tipico profilo a U. Spalle glaciali fiancheggiano le valli, delimitate, alle quote meno elevate, da dorsali arrotondate (ad es. M. Nalle, Cima Specola e Alpe di Montassilone, nell'angolo SW del foglio). Non di rado nelle aree rocciose già ricoperte da ghiacciai si osservano rocce montonate e liscioni glaciali con strie e solchi (ad es. a N della Vedretta di Monte Nevoso, sull'Alpe di Stalle e sull'Alpe Montale; vd. anche Fig. 2).

In tutta l'area del foglio sono largamente presenti i depositi glaciali, sia come depositi privi di espressione morfologica, sia con forme caratteristiche tipiche quali morene frontali (Fig. 3) e morene laterali (Fig. 4). Tali morene sono state deposte da ghiacciai locali nel corso della lunga storia del Tardoglaciale. In passato studi di geomorfologia glaciale hanno cercato di inquadrare i vari apparati glaciali riconosciuti ai vari stadi glaciali come era di norma all'epoca (ad es. DAMM, 1997; HANNSS, 1967). Attualmente sui versanti più elevati del gruppo delle Vedrette di Ries, in particolare su quelli rivolti verso i quadranti settentrionali, sono alloggiati numerosi ghiacciai.



Fig. 2 – Rocce montonate nella tonalite a grana medio-fine delle Vedrette di Ries, alla terminazione settentrionale della Vedretta di Monte Covoni. Sono evidenti i fenomeni di sradicamento di blocchi (quarrying) indotti dal movimento del ghiacciaio.

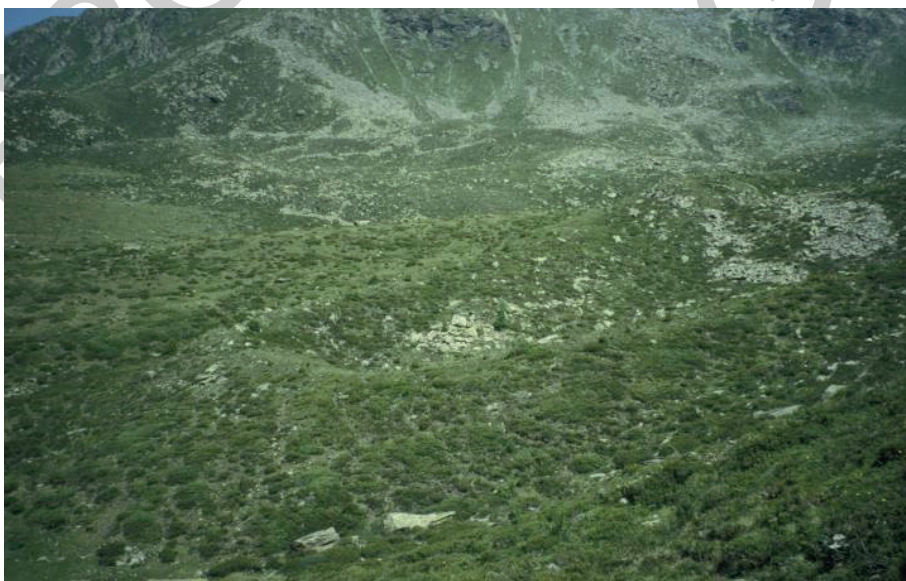


Fig. 3 – Piccola morena frontale nel circo che si estende a sud di Cima di Riva (Vedrette di Ries, a NE di Riva di Tures).

Questi hanno avuto una significativa espansione durante la Piccola Età Glaciale e successivamente sono andati riducendosi sia in estensione che in spessore. Dopo il breve periodo favorevole al glacialismo a cavallo degli anni '70 e '80 del secolo scorso, la deglaciazione è stata pronunciata, con arretramento delle fronti glaciali di parecchi metri all'anno. L'evoluzione del fenomeno è riportata, per alcuni ghiacciai annualmente controllati, dalle annuali campagne glaciologiche, pubblicate nel Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano e nel periodico Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, che gli ha fatto seguito.

A quote relativamente elevate sono molto frequenti *rock-glaciers* spesso attivi (Fig. 5). I *rock-glaciers* derivano soprattutto dalla rimobilizzazione di accumuli detritici in ambiente periglaciale. Appaiono come corpi costituiti da blocchi anche di grandi dimensioni, angolosi o subangolosi con matrice sabbiosa o sabbioso-limosa quasi assente nella parte sommitale. Costituiscono grandi forme a lingua o a lobo, con una fronte ripida, mentre il dorso presenta spesso una topografia tormentata a rughe e depressioni. Queste morfologie tipiche indicano un'origine per lento flusso di materiali in presenza di ghiaccio interstiziale collegato a condizioni di *permafrost*. Il materiale coinvolto deriva o da depositi glaciali preesistenti o da depositi di versante.



Fig. 4 – L'argine morenico legato alla fase di massima avanzata della Vedretta di Monte Nevoso nel corso della Piccola Età Glaciale racchiude al suo interno (quota 2587 m) il Lago Maler superiore (Vedrette di Ries, a NNW del Monte Nevoso).



Fig. 5 – Rock-glaciers visti dalla Forcella di Somma (monti del Villgraten, ad E di Anterselva di sotto).



Il foglio Anterselva, date le sue caratteristiche orografiche, è ricchissimo di *rock-glaciers*. Ne sono stati cartografati circa 250 di cui 150 hanno rimobilizzato i depositi glaciali del sistema del Garda e 100 i depositi, per lo più gravitativi, appartenenti al sistema Postglaciale alpino. Il loro grado di attività è sempre dipendente dalla quota della fronte e dall'esposizione: ove possibile esso è stato valutato direttamente sul terreno in funzione della "freschezza" delle forme.

Il grado di attività dei *rock glacier* censiti da telerilevamento è stato invece indirettamente stimato in funzione dell'esposizione dei corpi e della posizione della fronte, considerando i dati in letteratura relativi alle quote di persistenza del permafrost nell'area alpina. In base a questo criterio i *rock glacier* attivi raggiungono la quota minima di 2300-2400 m s.l.m. nei versanti esposti a nord; nei versanti esposti a mezzogiorno sono invece attivi solo se la fronte è ubicata a quote superiori ai 2700-2800 m s.l.m. Per tutte le altre esposizioni (E-W) i *rock glacier* attivi hanno la fronte posizionata circa a quota 2600 m s.l.m.

Altre forme legate alla presenza del permafrost e di accumuli di neve più o meno perenni sono gli argini detritici di nevaio (*protalus rampart*). Si tratta di stretti cordoni di pochi metri di altezza, allungati parallelamente al versante e posizionati alla base delle falde detritiche e, come queste ultime, anch'essi sono formati da depositi di versante (per maggiori dettagli si veda il capitolo V.4.4.2.). Limitate manifestazioni di soliflusso, anch'esse tipiche degli ambienti periglaciali, si sviluppano laddove la pendenza del versante consente il movimento lento verso valle della coltre superficiale con elevato contenuto di materiale fine (ad es.: alta Valle Rio di Gola; Fig. 6).

L'evoluzione morfologica post-glaciale è caratterizzata da manifestazioni legate all'azione della gravità, al dilavamento dei versanti e alla dinamica fluviale e torrentizia.

Lungo i versanti rocciosi particolarmente pendenti falde e con detritici sono pressoché ubiquitari. Spesso questo materiale viene mobilizzato da fenomeni di trasporto di massa (*debris-flow*), che lo ridepositano più a valle con caratteristiche forme lobate, talora digitate e delimitate da due bassi argini paralleli. Nell'area del foglio sono stati riconosciuti alcuni fenomeni di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV) di estensione pluri-chilometrica, riconoscibili dalla presenza di trincee, doppie creste e scarpate di distacco gravitativo.

Il dilavamento non è efficace sulle rocce coerenti e dove la vegetazione ricopre uniformemente il suolo, tuttavia nell'area esaminata in alcune zone ha dato luogo a forme tipiche, quali le piramidi di terra presenti nella zona di Plata ("Canale della Frana" in carta), nell'angolo SW del foglio, scolpite su depositi di origine glaciale.



Fig. 6 – Fenomeni di soliflusso sul versante nord della Valle di Rio di Gola (testata della Valle dei Dossi).

PRO  
CARG

PROGETTO

CARG

### III. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'area del Foglio Anterselva è interamente occupata da terreni appartenenti alle Alpi Orientali, di natura quasi esclusivamente metamorfica e magmatica.

Le Alpi Orientali fanno parte della catena collisionale alpina, nella quale dal Cretacico all'attuale si è realizzato l'accavallamento di estese falde rocciose, nell'ambito del processo di convergenza dei margini continentali europeo e africano. Le stesse rocce conservano inoltre le tracce di un'evoluzione pre-alpina riferibile a precedenti eventi orogenici, e testimoniata da impronte metamorfiche, evidenze strutturali, elementi tettonici e dalla presenza di protoliti magmatici. Questi elementi pre-alpini sono supportati da un gran numero di dati radiometrici. Pertanto, l'assetto strutturale delle Alpi Orientali è alquanto complesso, soprattutto per quanto riguarda il basamento cristallino, nel quale le deformazioni alpine si sono sovrapposte ad un assetto strutturale più antico.

Il territorio del Foglio Anterselva (Fig. 7) è interamente costituito da rocce appartenenti al sistema austroalpino e a quello pennidico. Il sistema pennidico corrispondeva durante l'orogenesi alpina al margine continentale Paleoeuropeo, quello austroalpino al margine continentale Paleoafricano (microplacca Adriatica); il pennidico comprende inoltre parte del bacino oceanico che separava i due continenti. Durante la formazione delle Alpi le unità pennidiche furono subdotte in profondità, al di sotto dell'austroalpino, e costituiscono ora la parte strutturalmente più profonda della pila delle falde, affiorante nella finestra tettonica dei Tauri (DAL PIAZ *et alii*, 2003).

Il pennidico è rappresentato nel Foglio Anterselva dalla falda del Glockner, un complesso di metasedimenti con intercalazioni di ofioliti metamorfiche separato dal soprastante austroalpino da una fascia a scaglie tettoniche corrispondente ad un grande orizzonte di movimento noto come "Zona a Scaglie di Matrei". Questa zona costituiva il *melange* tettonico frapposto fra l'oceano pennidico in subduzione (*trench*) e il margine continentale africano dell'austroalpino: nella zona di Matrei troviamo, infatti, tettonicamente mescolati, come si riscontra negli attuali prismi di accezione, sia litotipi ad affinità austroalpina (non presenti nell'area coperta dal foglio) sia litotipi ad affinità pennidica, con netta prevalenza dei secondi (p.e. FRISCH *et alii*, 1987, e VILLI *et alii*, 1997 e letteratura citata).

Il basamento austroalpino posto a sud della finestra dei Tauri giace sul pennidico ed è suddiviso in due blocchi crostali o unità tettonometamorfiche da una linea tettonica di importanza regionale ad andamento E-W, WSW-ENE, la De-

fereggen-Anterselva-Valles (DAV). Tali blocchi esibiscono differenze nei caratteri litologici e soprattutto nel grado metamorfico riferibile all'evento alpino: nella facies degli scisti verdi a nord, praticamente assente (sotto i 300°C) a sud, come testimoniano età Rb/Sr su biotite, sistematicamente intorno a 300 Ma a sud della DAV, di età alpina (ca. 80-30 Ma) a nord (BORSI *et alii*, 1973, 1978b, MÜLLER *et alii*, 2000, 2001, SCHULZ *et alii*, 2008).

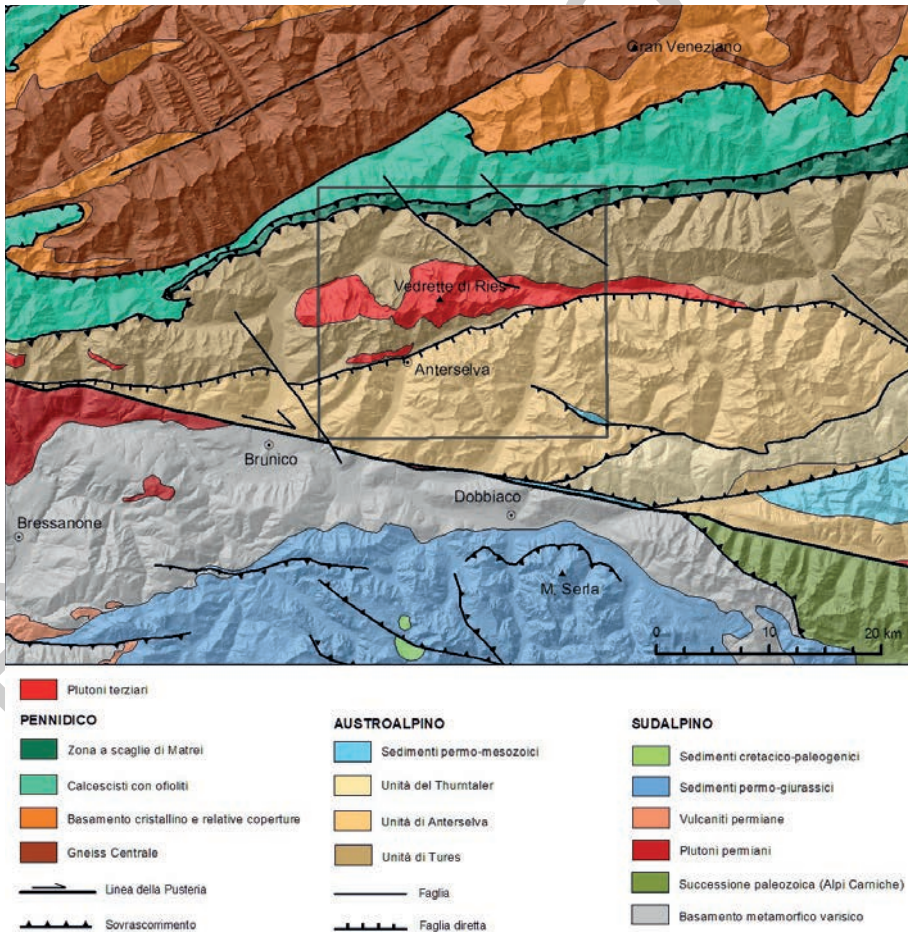


Fig. 7 – Schema geologico-strutturale semplificato della parte nord-orientale dell'Alto Adige; l'area del Foglio Anterselva è indicata col riquadro nero (il riquadro comprende anche parte del territorio austriaco).

Si è pertanto deciso di operare la distinzione tra il basamento austroalpino a nord della linea DAV, definendolo Unità di Tures, e a sud della stessa, definendolo Unità di Anterselva. Sul Foglio 1:100.000 Monguelfo (DAL PIAZ *et alii*, 1930) entrambi i basamenti venivano accorpate all'interno del Complesso Merano-Mules-Anterselva. Men-



tre nel lavoro di DAL PIAZ (1934, Tav. X) l'intero complesso venne distinto in tre falde: "Tirolidi" comprese tra la linea di Kalkstein-Vallarga ed il lineamento Periadriatico, le "Grigionidi superiori/falda di Croda Rossa" tra la linea di Kalkstein-Vallarga e la linea DAV e "Grigionidi inferiori/falda di Monte Nevoso" tra il pennidico e la DAV.

Il netto *gap* nel grado metamorfico raggiunto durante l'evento alpino, unito alle strutture rilevate con grande dettaglio durante la mappatura di questo foglio e ai dati di letteratura (HOINKES *et alii* 1999, MANCKTELOW *et alii* 2001, MÜLLER *et alii*, 2000, 2001, SCHULZ, 1989), testimoniano come l'Unità di Tures, assieme al plutone delle Vedrette di Ries, siano stati esumati e sollevati lungo la DAV rispetto all'Unità di Anterselva.

Secondo il modello di SCHUSTER (2003), SCHMID *et alii* (2004) e FROITZHEIM *et alii* (2008) il salto del metamorfismo lungo la linea della DAV si spiegherebbe con la posizione tettonica diversa delle due unità durante la deformazione coalpina (Cretacico superiore): il basamento a nord della DAV rappresenterebbe la placca inferiore (*lower plate*), mentre quello a sud la placca superiore (*upper plate*). Questa interpretazione per altro è stata confermata dai rilevamenti di dettaglio del foglio.

Entrambe le unità di Tures e di Anterselva presentano evidenze di metamorfismo varisico in facies anfibolitica, con grado metamorfico maggiore in quella di Tures, dove la presenza di migmatiti testimonia un incipiente processo di fusione parziale nella crosta varisica, processo mai raggiunto nell'unità di Anterselva (paragenesi a granato, staurolite ± cianite e sillimanite in paragneiss e micascisti).

L'Unità di Tures è inoltre intrusa, come già accennato, dai plutoni oligocenici tonalitico-granodioritici delle Vedrette di Ries e Cima di Vila, i cui affioramenti definiscono una forma allungata nella direzione della DAV e della più lontana linea della Pusteria. Soprattutto il primo dei due plutoni ha sviluppato una ben definita aureola metamorfica di contatto nei metasedimenti incassanti (CESARE, 1992).

Dal punto di vista degli eventi metamorfici e magmatici registrati in quest'area (caratterizzati in dettaglio nei capitoli a seguire) possiamo schematicamente distinguere un evento cosiddetto "caledoniano" (Cambriano? -Ordoviciano), uno varisico (Carbonifero-Permiano) ed uno alpino (Cretacico-attuale). L'aggettivo "caledoniano" è posto tra virgolette perché è usato con un'accezione esclusivamente cronologica, di contemporaneità tra gli eventi avvenuti nelle Alpi e quelli caledoniani *sensu strictu* avvenuti nelle Caledonidi.

Le uniche rocce sedimentarie presenti nel Foglio Anterselva sono localizzate nell'angolo SE, tra la Forcella di Ciarnil a nord di Pizzo Quaira e Kalkstein (Innervilgraten, in territorio austriaco): sono costituite da dolomie, calcari, carniole, conglomerati e arenarie permo-triassiche. Esse costituiscono la copertura sedimentaria del basamento metamorfico austroalpino dell'unità di Anterselva. Un'altra piccola scaglia triassica si trova poco ad est del Passo Stalle subito a nord della linea DAV (SENARCLENS-GRANCY, 1932); questa può essere associata all'unità di Tures.

Al substrato si sovrappongono infine i depositi quaternari (Pleistocene-Olocene) di varia natura e genesi. Tra questi spiccano i depositi glacialigenici legati all'attività dei ghiacciai che occupavano i circhi e le valli durante le ultime glaciazioni pleistoceniche e la Piccola Età Glaciale.

PROGETTO

CARG

## IV. - STUDI PRECEDENTI

### 1. - STUDI GEOLOGICI PRECEDENTI

Il primo studio esplorativo nell'area è quello di RATH (1864), il quale riportava che rocce analoghe alla "tonalite", da lui definita in Adamello, fossero presenti anche nella valle di Riva di Tures. Verso la fine del diciannovesimo secolo iniziarono le ricerche sistematiche con i lavori di LÖWL (1881) e TELLER (1882), seguiti dagli studi più completi e di dettaglio di BECKE (1892) e LÖWL (1893), rispettivamente su aspetti petrografici e geologici del massiccio di Vedrette di Ries e delle sue rocce incassanti. Tali studi furono riportati nella guida geologica del Tirolo (BLAAS, 1902). È BECKE (1892) il primo a utilizzare ufficialmente il termine "Rieserferner" in contesto geologico. Già in seguito a queste ricerche le due masse plutoniche dell'area, Vedrette di Ries e Cima di Vila, risultavano rappresentate cartograficamente con buona fedeltà.

Un nuovo impulso alle ricerche geologiche venne tra gli anni '20 e '30 del secolo scorso per merito di STAUB (1924), SENARCLENS-GRANCY (1932), SCHOKLITSCH (1933) ma soprattutto di Angelo Bianchi e Giambattista Dal Piazz dell'Università di Padova. Essi riassunsero i risultati delle loro ricerche iniziate nel 1927 (citando tutta la bibliografia allora esistente) nelle memorie-capolavoro sulla geologia (DAL PIAZZ, 1934) e petrografia (BIANCHI, 1934) dell'Alto Adige orientale. Questi due studi posero le basi delle attuali conoscenze geologiche dell'area; per il basamento austroalpino venne proposto il nome di "serie di Anterselva", e per la sua parte più recente quello di "serie di Cima Dura". DAL PIAZZ (1934) discusse anche il problema dell'età dell'intrusione di Vedrette di Ries e per primo propose, criticando autori come STAUB (1924) che ne affermavano un'età Ercinica, che il massiccio fosse di età Terziaria. Erroneamente, Dal Piazz riteneva della medesima età anche il Plutone di Bressanone.

Dopo una lunga stasi, gli anni '70 e '80 hanno visto un rifiorire delle ricerche nell'area, stimolate dai notevoli avanzamenti scientifici e tecnologici intervenuti nel frattempo. Si sono così effettuati numerosi studi geocronologici (riassunti da SASSI *et alii*, 1985 e FRANK *et alii*, 1987a) sull'età dei diversi eventi metamorfici e magmatici nella zona. È avvenuta la caratterizzazione petrologica e geochemica

dei plutoni di Vedrette di Ries e Cima di Vila (BELLIENI *et alii*, 1981, 1982). È stato studiato da un punto di vista strutturale e geotermobarometrico il basamento austroalpino a nord della DAV (STÖCKHERT, 1984, 1985, 1987), a sud della DAV (SCHULZ, 1989, 1997) e nella serie di Cima Dura (BAGGIO *et alii*, 1971). Recentemente SCHULZ *et alii* (2008), hanno riassunto l'evoluzione magmatica paleozoica del basamento austroalpino a sud della finestra dei Tauri. Inoltre sono da segnalare alcuni lavori di revisione generale del quadro delle conoscenze sui basamenti compresi nel foglio (MAZZOLI *et alii*, 2000; SASSI *et alii*, 2004; SCHUSTER *et alii*, 2004; SCHMID *et alii*, 2004; SPIESS *et alii*, 2001).

Il basamento pennidico, per la parte affiorante nel Foglio Anterselva, è stato invece oggetto di scarsa attenzione, eccezion fatta gli studi di HAMMERSCHMIDT (1981) e FORER *et alii* (2009).

In tempi più recenti alcuni studi sono stati rivolti al metamorfismo nell'aureola di contatto delle Vedrette di Ries (risultati riassunti da CESARE *et alii*, 2004) e ai meccanismi di messa in posto dello stesso plutone. Questi ultimi sono stati caratterizzati sulla base di dati strutturali e magnetici, che hanno messo in evidenza i rapporti tra l'intrusione e la linea tettonica DAV (STEENKEN *et alii*, 2002; ROSENBERG, 2004; WAGNER *et alii*, 2006).

Per quanto riguarda gli studi quaternari e geomorfologici nell'area di esame si ricorda soprattutto i lavori dettagliati di KLEBELSBERG (1935, 1956) e di CASTIGLIONI (1940). In tempi più recenti DAMM (1996, 1997) realizza studi di dettaglio sulle fasi tardoglaciali e sulla Piccola Età Glaciale nel Gruppo delle Vedrette di Ries.

## 2. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA PRECEDENTE

Il territorio del Foglio Anterselva al 50.000 è interamente compreso nel foglio "4b-Monguelfo" della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1: 100.000 (1930), rilevato da Angelo Bianchi e Giambattista Dal Piaz tra il 1927 e il 1930. Il Foglio Anterselva confina a nord con il Foglio 003-Vetta d'Italia ed a sud con il Foglio 016-Dobbiaco, per entrambi dei quali esiste già la stampa in scala 1: 50.000 nell'ambito del progetto CARG.

La cartografia geologica più antica risale ai tempi in cui nel Trentino e nel Tirolo meridionale operava il Servizio geologico austro-ungarico che tra il 1881 ed il 1911 portò alla realizzazione della *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie* alla scala 1:75.000 pubblicata nel 1903, in particolare ci si riferisce al Foglio Bruneck (LÖWL, 1881; TELLER, senza data, e 1882).

Oltre alla Carta Geologica delle Tre Venezie Bianchi e Dal Piaz pubblicarono, sempre negli anni '30, la "*Carta geologica dell'Alta Valle Aurina e regioni vicine*" (BIANCHI & DAL PIAZ, 1930), alla scala 1: 25.000, che comprende la parte più settentrionale (pennidico e zona di Matri) del Foglio Anterselva alla scala 1:50.000, e la "*Carta geo-tettonica dell'Alto Adige orientale*" alla scala 1: 200.000 (DAL PIAZ, 1934, Tav. X).

Esistono inoltre carte più recenti a varia scala tra cui: una carta geologica alla scala 1:50.000 dell'austroalpino a sud della finestra dei Tauri pubblicata da SCHULZ (1994b); la “*Geologische Karte der Rieserfernergruppe zwischen Magerstein und Windschar (Südtirol)*” alla scala 1:10.000 della zona compresa tra le Vedrette di Ries e Cima di Vila pubblicata da MAGER (1985); una carta alla scala 1:10.000 sul basamento austroalpino e sul pennidico a nord della parte occidentale del plutone delle Vedrette di Ries, pubblicata da HAMMERSCHMIDT (1981).

Da ricordare infine la “*Geologische Karte der westlichen Deferegggen Alpen, Osttirol*” alla scala 1: 25.000 di SENARCLENS-GRANCY (1972), che comprende alcune porzioni orientali del Foglio Anterselva. Per la zona di Kalkstein (territorio austriaco) esiste la carta geologica di GUHL & TROLL (1987).

Schizzi geologici e carte schematiche a piccola scala sono presenti all'interno di pubblicazioni più o meno recenti citate nei capitoli successivi.

PROGETTO

CARG

## V. - STRATIGRAFIA

### 1. - PENNIDICO - FINESTRA DEGLI ALTI TAURI

Il *Pennidico* nelle Alpi Orientali affiora principalmente nelle finestre tettoniche dei Tauri, dell'Engadina, e nelle piccole finestre del gruppo di Rechnitz (situate nella parte più orientale della catena). Nella finestra tettonica dei Tauri, di cui solo una piccola porzione sudoccidentale è presente nell'ambito del Foglio Anterselva, le sequenze pennidiche affiorano al di sotto delle unità Austroalpine, da cui sono sovrascorse, per un effetto combinato di sollevamento, erosione ma soprattutto della tettonica distensiva neogenica. L'elisione delle unità Austroalpine e l'esumazione del sottostante sistema pennidico sono, infatti, controllate dalle zone di taglio normali del Brennero, ad ovest (BEHRMANN, 1988; SELVERSTONE, 1988), e del Katschberg ad est (GENSER e NEUBAUER, 1989; RATSCHBACHER *et alii*, 1989).

All'interno della finestra dei Tauri sono presenti tre unità principali, sovrapposte durante l'orogenesi alpina; dalla più profonda alla più superficiale:

- a. la falda del Gran Veneziano, che rappresenta il basamento paleozoico autotono pennidico (il margine continentale europeo), costituito da paragneiss, micascisti, anfiboliti e minori serpentiniti e talcoscisti; questo basamento venne intruso tra il Carbonifero superiore e il Permiano inferiore da plutoni granitoidi tardo-varisici, poi metamorfosati durante l'evento alpino, e che costituiscono ora gli Gneiss Centrali (*Zentralgneis*), ortogneiss prevalentemente granitici fino a tonalitici;
- b. la falda del Picco dei Tre Signori/Greiner, oggi suddivisa in più falde costituite sia da basamento cristallino pre-granitico (pre intrusione degli Gneiss Centrali) sia da sedimenti permo-mesozoici di copertura metamorfosati durante l'evento alpino;
- c. la falda del Glockner, che rappresenta l'antico Oceano pennidico, in cui sono presenti metasedimenti ed ofioliti metamorfiche.

In Valle Aurina la falda del Gran Veneziano è sovrascorsa dalla falda del Picco dei Tre Signori che a sua volta è sovrascorsa dalla falda del Glockner. Per maggiori informazioni, anche storiche, sul pennidico e le diverse falde che lo compongono,

si rimanda alle Note Illustrative dell'adiacente Foglio Vetta d'Italia, in cui affiorano esclusivamente terreni pennidici.

Nella piccola porzione di pennidico affiorante nell'area settentrionale del Foglio Anterselva è rappresentata solamente la falda del Glockner; tra questa e il basamento austroalpino si frappone la zona a scaglie di Matrei. Il limite austroalpino/pennidico (Fig. 8) è stato oggetto di molta attenzione da parte di numerosi studiosi fin dagli inizi del Novecento, cioè fin da quando TERMIER (1903) aveva scoperto la generale alloctonia dell'austroalpino e definito il concetto di finestra tettonica. STAUB (1924) ha avuto il merito di aver segnalato la presenza, al limite tra questi due domini strutturali, di una zona tettonica che chiamò "Zona a Scaglie di Matrei", dal nome della località nel "Osttirol" austriaco dove essa è più rappresentativa.

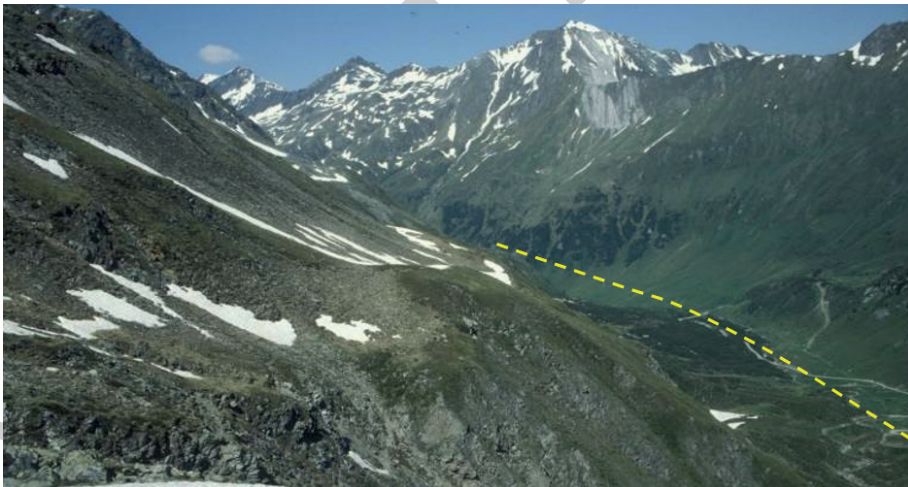


Fig. 8 – Limite (tratteggiato in giallo) tra i basamenti pennidico (a destra) ed austroalpino (a sinistra) in Valle del Rio di Gola, vista da est verso ovest.

Con l'avvento della teoria della Tettonica delle Placche, l'austroalpino ha assunto il ruolo di margine attivo della placca superiore africana, mentre la Zona Pennidica è diventata l'espressione della sutura dell'oceano sud-pennidico e del margine passivo europeo, accreto alla catena durante la collisione continentale. In questo contesto, la "Zona a Scaglie di Matrei" è stata considerata da FRISCH *et alii* (1989) come un prisma di accrezione al limite tra l'oceano ed il margine continentale austroalpino. Visto l'importante significato strutturale e geodinamico all'interno dell'edificio alpino delle alpi Orientali, si è deciso di considerare la zona di Matrei come una sub-unità all'interno della falda del Glockner, cartografandola separatamente, nonostante i litotipi siano in parte simili a quelli della falda del Glockner. Il carattere distintivo della Zona di Matrei è la presenza di litotipi specifici come le serpentiniti, che hanno preservato tessiture gabbroiche, i metasedimenti di presunta età triassica, oltre alle abbondanti filladi nerastre.



Alcuni autori considerano la zona di Matrei, insieme alla porzione deformata dell'unità di Tures (Fillade di Cima Dura *Auct.*), come parte dell'austroalpino inferiore (vedi Fig. 1 in MANCKTELOW *et alii*, 2001, e bibliografia citata).

Una rassegna critica della bibliografia sull'interpretazione della Zona di Matrei è fornita da VILLI *et alii* (1997).

Dal punto di vista dell'evoluzione metamorfica, per il pennidico della finestra dei Tauri vengono riportati in letteratura:

- a. un metamorfismo di alta pressione di età siluriana al quale sono attribuite le eclogiti della parte sudorientale e meridionale della finestra centrale dei Tauri (NEUBAUER *et alii*, 1999);
- b. un metamorfismo varisico (circa 330-300 Ma) in facies anfibolitica in stretta relazione con le intrusioni granitoidi che costituiscono gli Gneiss Centrali (NEUBAUER *et alii*, 1999);
- c. un metamorfismo alpino polifasico, caratterizzato da una prima impronta metamorfica di alta pressione (in seguito alla subduzione dell'oceano pennidico) in facies eclogitica (~1.8-2.5 GPa a 600°C) (HOLLAND, 1979; FRANZ & SPEAR, 1983; SPEAR & FRANZ, 1986; DACHS, 1986; FRANK *et alii*, 1987b; SELVERSTONE *et alii*, 1992; STÖCKERT *et alii*, 1997; KURZ *et alii*, 1998; HOSCHEK, 2001), limitata a zone ristrette nella parte meridionale della finestra e di età ancora incerta; segue una seconda impronta in facies scisti blu (~1.0-1.5 GPa, 400-450°C) ubiquitaria anche se mal preservata a causa di una successiva terza sovraimpronta che va dalla facies degli scisti verdi a quella anfibolitica, secondo una zoneografia metamorfica coassiale con lo sviluppo est-ovest della finestra dei Tauri; quest'ultima è caratterizzata da condizioni P-T di ~0.7 GPa a 550-600 °C nella zona più centrale (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1978), comunemente denominata "cristallizzazione dei Tauri". Per quest'ultimo evento nella zona di Matrei, all'interno del Foglio Anterselva, lo studio petrologico delle prasinita ha permesso di ricostruire un percorso P-T-t orario con temperature massime attorno a 500°C e pressioni di 0.7-0.8 GPa: microstrutture e fasi relitte testimoniano un percorso progrado nella facies degli scisti blu (FORER, 2007; FORER *et alii*, 2009). Questi dati sono in perfetta sintonia con quanto trovato per il metamorfismo alpino nell'austroalpino direttamente a sud della finestra dei Tauri.

Quest'ultimo evento metamorfico rappresenta quello dominante ed ha un'età intorno ai 30 Ma (Oligocene-Miocene), mentre quello di alta pressione sembrerebbe di età Eocenica-Oligocenica (chiusura dell'oceano pennidico tra 70 e 30 Ma) (DAL-LEMEYER *et alii*, 1998; HOINKES *et alii*, 1999, e letteratura citata).

### 1.1. - FALDA DEL GLOCKNER

La falda ofiolitica del Glockner è costituita da un complesso di metasedimenti (calcescisti) a prevalente composizione carbonatica, con intercalazioni di ofioliti

metamorfiche, costituite da metabasiti e serpentiniti. Di seguito vengono descritti separatamente i litotipi della falda (calcescisti con ofioliti) e quelli della sub-unità della zona a scaglie di Matri, che costituisce la porzione geometricamente superiore della falda del Glockner in contatto tettonico con il basamento austroalpino.

### *METASEDIMENTI*

La successione dei calcescisti rappresenta l'unità strutturale Pennidica più elevata. La parte inferiore di detta sequenza è in prevalenza calcarea, mentre quella superiore acquista un carattere flyschioide di natura prossimale (DE VECCHI & BAGGIO, 1982) per la prevalenza di alternanze protolitiche arenaceo-argillose e calcareo-marnose. Nella parte bassa della sequenza sono tipici i marmi grigio-bluastri, stratificati e poco scistosi, con piccole lenti e "fiamme" di calcite bianca. In essi sono frequenti sottili letti di muscovite e quarzo che diventano via via più numerosi nella parte superiore dell'orizzonte, prima del passaggio ai calcescisti tipici. L'età dei protoliti è compresa tra il Giurassico e probabilmente il Cretacico inferiore.

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

Costituiscono un'intera gamma di termini di passaggio tra due estremi che sono rappresentati da filladi più o meno grafitiche e marmi impuri (Fig. 9).

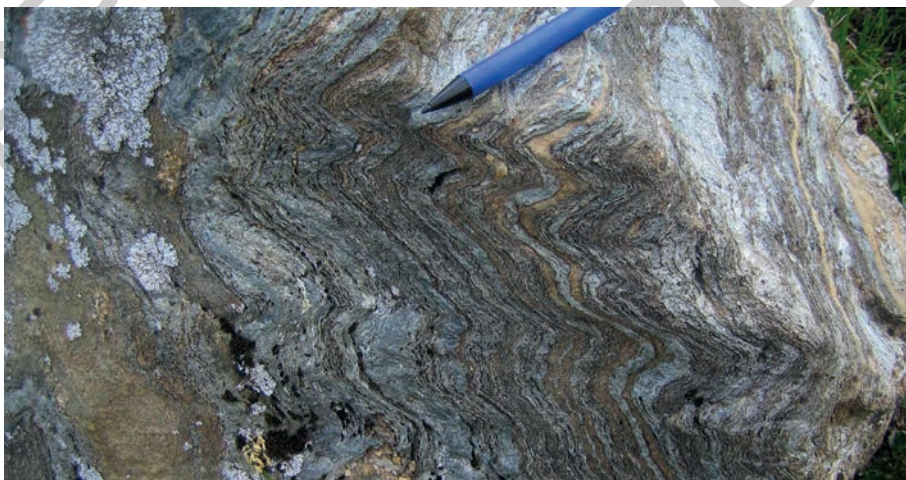


Fig. 9 – *Calcescisti affioranti nella falda del Glockner; i livelli gialli sono costituiti da carbonato.*

Si tratta di scisti quarzoso-carbonatici, a prevalente carbonato, caratterizzati da una scistosità molto evidente. Gli altri componenti mineralogici sono: muscovite,

biotite, clorite, epidoto, plagioclasio (albitico-oligoclasico), talora granato e tormalina, ed infine sostanza carbonioso-grafitica in quantità molto variabile. Localmente si possono osservare graduali passaggi ad intercalazioni filladiche di spessore al massimo metrico, contraddistinte da un progressivo aumento del contenuto in muscovite. In affioramento mostrano spesso una colorazione bruno-rossastra chiara, talora con patine argentee, e frequenti cariatature dovute alla dissoluzione superficiale del carbonato.

#### 1.1.1.1. - Scisti filladici (**TGI<sub>a</sub>**)

Filladi e filladi quarzifere grafitiche generalmente nere o grigie, a struttura scistoso-ondulata localmente pieghettata, con granulometria minuta. Formano bande di spessore da metrico a decametrico. La paragenesi è costituita da quarzo, muscovite, feldspato, grafite  $\pm$  biotite e minerali accessori. Questa litologia mostra frequentemente vene concordanti e discordanti costituite da quarzo bianco lattiginoso (Fig. 10). Si possono osservare sulla cresta a nord di Belmonte.



Fig. 10 – Scisti filladici: si notino le pieghe isoclinali nei livelli di quarzo (Valle della Lepre).

#### 1.1.1.2. - Marmi (**TGI<sub>b</sub>**)

Marmi calcitici e dolomitici in livelli e lenti di spessore metrico fino a decametrico all'interno dei calcescisti. I marmi calcitici si presentano in successioni massicce di colore da grigio-bluastro a bianco-giallastro ma generalmente grigio chiaro; hanno grana media, aspetto omogeneo e saccaroide. Si possono talora rinvenire sottili

intercalazioni di muscovite e quarzo, specialmente al passaggio con i calcescisti tipici, che conferiscono al marmo una fratturazione tabulare.

I marmi dolomitici presentano grana fine e colore bianco-giallastro molto chiaro. Tipicamente si presentano stratificati in banchi compatti da decimetrici fino a metrici, e tendono a fratturarsi secondo una geometria rombica, formando blocchi quadrangolari o a parallelepipedo.

#### 1.1.1.3. - Quarziti bianche (TGI)

Quarziti bianche, talora micacee, in corpi tabulari compatti di spessore di qualche decina di metri. La struttura è generalmente scistosa fino a milonitica planare, soprattutto in corrispondenza di livelli particolarmente ricchi in muscovite. Come minerale accessorio possono presentare minuti cristalli di pirite.

### OFIOLITI METAMORFICHE

#### 1.1.2. - Metabasiti (GPS)

Scisti a grana minuta di colore verde chiaro, talora di aspetto satinato, ad albite, epidoto, clorite e attinoto, talora orneblenda, plagioclasio  $\pm$  epidoto e biotite. Le prasiniti, che costituiscono il litotipo prevalente, sono inoltre caratterizzate da porfiroblasti millimetrici di albite, anfibolo attinolitico  $\pm$  epidoto. Sono infine presenti clorite, clinozoisite, biotite, e, come minerali accessori, apatite, titanite, solfuri ed ossidi di Fe e Cu. Talora si osservano alternanze di bande centimetriche di colore verde-giallastro ricche in epidoto e bande dal tipico colore verde scuro, ricche in anfibolo attinolitico, plagioclasio e clorite. Nei cloritoscisti sono frequenti lenti e noduli di quarzo e carbonato. Dal punto di vista tessiturale i litotipi variano da massivo-granoblastico (prasiniti) a molto scistoso con frequenti pieghe *chevron* (cloritoscisti).

Negli stessi litotipi affioranti in Val di Vizze (Foglio 1:100.000 07 “Vipiteno”) sono state rinvenute pseudomorfosi di albite + muscovite + zoisite su relitti di lawsonite, che testimoniano un metamorfismo alpino in facies degli scisti blu (LAMMERER, 1988).

Anche FORER *et alii* (2009) hanno individuato nelle metabasiti della Valle della Lepre pseudomorfosi su probabile lawsonite.

## 1.2. - ZONA A SCAGLIE DI MATREI

Nella zona a scaglie di Matrei affiorano in gran parte gli stessi litotipi della falda del Glockner s.s.: non è infatti possibile distinguere i calcescisti, gli scisti filladici, gli scisti verdi e prasiniti delle due unità. Nella zona di Matrei si trovano invece, oltre



alle suddette litologie, serpentiniti e metasedimenti triassici sotto forma di marmi calcarei e dolomitici. Va ricordato che questi marmi hanno aspetto completamente diverso da quelli giurassici intercalati nei calcescisti della falda del Glockner s.s.. Inoltre le serpentiniti hanno preservato tessiture gabbroiche che le distinguono dai corpi serpentinitici presenti nella falda del Glockner, descritti per esempio presso il Picco della Croce nel Foglio 1:100.000 Vipiteno (LAMMERER, 1990). Secondo i criteri di suddivisione tettono-metamorfica delle falde di basamento le due unità non andrebbero distinte (la storia metamorfica è identica), ma tenendo in considerazione le differenze litologiche, l'importanza del significato geodinamico (*trench*), la bibliografia esistente e le descrizioni della stessa unità affiorante ad est in territorio austriaco, si è deciso di differenziare la sub-unità “zona a scaglie di Matri” con sigle e colori propri.

### *METASEDIMENTI*

Nella scaglia di Matri i metasedimenti presentano litologie generalmente identiche a quelle della falda del Glockner, ma anche litologie parzialmente differenti per caratteristiche e spessori. Questo lascia presupporre la presenza di originarie successioni sedimentarie di età in parte più antica rispetto a quelle della falda del Glockner.

L'età dei protoliti è compresa probabilmente tra il Permiano superiore ed il Cretacico inferiore.

#### 1.2.1. - *Calcescisti (GMK)*

I calcescisti sono rocce molto scistose a superfici lucenti, con fissilità e sfogliabilità in sottili scaglie a spigoli taglienti tanto maggiori quanto maggiore è il rapporto quantitativo fra mica chiara e carbonato (Fig. 11).



Fig. 11 – *Tipico aspetto dei calcescisti affioranti nella zona di Matri.*

I componenti mineralogici principali dei calcescisti, oltre ai prevalenti carbonati, sono, in ordine decrescente, quarzo, muscovite, biotite, epidoto, plagioclasio (albitico-oligoclasico), granato e tormalina. Contengono intercalazioni filladiche di spessore variabile. Nei calcescisti e nelle filladi è frequente una componente grafitica, cui si lega una variazione macroscopica di colore dal marrone-giallastro al grigio scuro. Frequenti sono lenti e bande centimetriche di quarzo  $\pm$  carbonato. In alcuni casi è ancora osservabile la stratificazione sedimentaria originaria (S0), con alternanza di livelli più ricchi in mica e carbonato.

#### 1.2.1.1. - Filladi nerastre (**GMK<sub>a</sub>**)

Filladi e filladi quarzifere nelle quali localmente anche la calcite diventa componente importante. Il litotipo è dotato di una fitta scistosità planare, talora ondulata o pieghettata. La grana è piuttosto minuta e la componente carbonatica molto variabile, ma comunque inferiore a quella dei calcescisti. La paragenesi è data da mica chiara, quarzo, carbonato, e grafite  $\pm$  clorite, biotite e plagioclasio. Molto comuni sono le vene, in generale concordanti ma anche discordanti, di quarzo bianco lattiginoso, che mettono sovente in evidenza pieghe isoclinali spesso sradicate. Talora le filladi presentano una grana maggiore al limite con quella dei micascisti e un colore grigiastro-verdastro, dovuto all'alta percentuale di muscovite  $\pm$  clorite e feldspato.

#### 1.2.1.2. - Marmi calcitici (**GMK<sub>b</sub>**)

Intercalati nei calcescisti si trovano marmi calcitici di colore generalmente grigio chiaro con patina superficiale bianco-giallastra, in bande continue di spessore da metrico a decametrico. La scistosità è evidenziata da miche chiare isorientate, talora concentrate in letti spessi. Il limite con i calcescisti è generalmente graduale.

#### 1.2.2. - Marmi dolomitici (**DLK**)

Sono una litologia peculiare della zona di Matrei e affiorano principalmente in una potente sequenza localizzata subito a nord delle serpentiniti in una fascia che va dalla Punta Nera alla Croda Bianca fino a Malghe dei Dossi, dove questi marmi raggiungono uno spessore massimo di 200 metri (Fig. 13). I marmi dolomitici sono caratterizzati da una colorazione bianco-giallastra molto chiara e da una grana fine. Si presentano stratificati in banchi massivi o suddivisi in lastre centimetrico-decimetriche. La tessitura è granoblastica e oltre alla dolomite si trova spesso anche talco e talora un pò di muscovite.

Al loro interno sono presenti livelli metrici di marmi calcitici che si differenziano dalle porzioni dolomitiche per l'aspetto massivo, la granulometria maggiore ed un

colore più giallastro. Localmente a questi marmi calcitici sono intercalate caratteristiche breccie carbonatiche cariate di colore bruno-giallastro con spessore fino ad un metro che potrebbero rappresentare originarie carniole. I marmi dolomitici formano orizzonti di spessore variabile e verso i bordi mostrano tipiche alternanze con marmi calcitici, quarziti, filladi e scisti verdi. L'attribuzione stratigrafica di questi marmi è incerta a causa degli intensi piegamenti alpini, la netta differenza di aspetto e spessore rispetto ai livelli presenti nei calcescisti ( $TGI_b$  e  $GMK_b$ ) e l'associazione con le litologie circostanti lasciano ipotizzare un'età triassica.



Fig. 12 – *Pieghe isoclinali verticali nei marmi dolomitici presso Valle dell'Orso.*

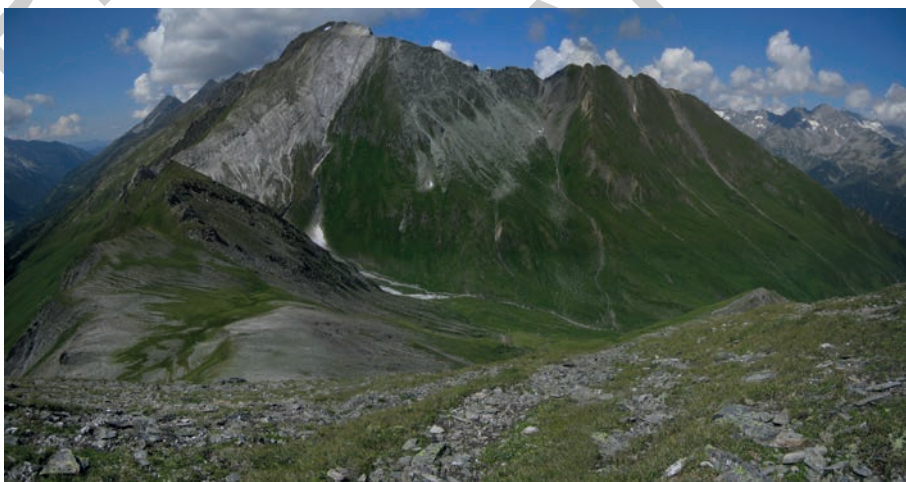


Fig. 13 – *Marmi dolomitici presso Punta Nera.*



### 1.2.3. - *Quarziti bianche* (QZK)

Livelli e banchi di quarziti bianche, di aspetto saccaroide, potenti al massimo qualche decina di metri generalmente presenti al contatto con i marmi dolomitici e calcitici. Tali quarziti non di rado diventano micacee, passando anche a veri e propri scisti quarzitici. Si tratta di una sequenza di originari sedimenti arenitici estremamente ricchi in quarzo, talora passanti a conglomerati. Le quarziti mostrano un aspetto bianco e compatto, lastroide planare sui fianchi delle pieghe stirate (Fig. 14), mentre si presentano fortemente pieghettate e fratturate nelle zone di cerniera. Tipicamente risaltano in campagna per la maggior resistenza all'erosione rispetto alle litologie circostanti formando dossi e stretti rilievi di una certa continuità.



Fig. 14 – *Quarziti milonitiche bianche presso la forcilla a sud di Belmonte*

### *OFIOLITI METAMORFICHE*

Queste rocce metamorfiche basiche costituiscono le ofioliti della finestra dei Tauri, e rappresentano un relitto della sequenza gabbrico/basaltica della crosta oceanica esistente tra paleo Europa e paleo Africa nel Triassico-Giurassico.



#### 1.2.4. - *Scisti verdi (VRK)*

Rocce molto foliate a grana medio-fine e facile suddivisibilità tabulare. Dalla mega alla microscala presentano una deformazione pervasiva caratterizzata da pieghe isoclinali e pieghe *chevron*. Il colore varia a seconda del contenuto di epidoto, clorite, anfibolo e plagioclasio da verde chiaro a verde scuro o giallastro (Fig. 15).

Da un punto di vista mineralogico sono caratterizzate da albite porfiroblastica, epidoto, clorite e attinoto oppure da orneblenda, plagioclasio  $\pm$  epidoto e biotite. Possono essere presenti carbonato, quarzo, magnetite, pirite ed altri solfuri. Localmente è da notare la presenza di pseudomorfofosi su presunta lawsonite (Fig. 15b). Dati chimici di roccia totale suggeriscono per le prasiniti un protolite basaltico (HÖCK & MILLER, 1980; DE VECCHI, 1989; HÖCK & KOLLER, 1989; KOLLER & HÖCK, 1990).

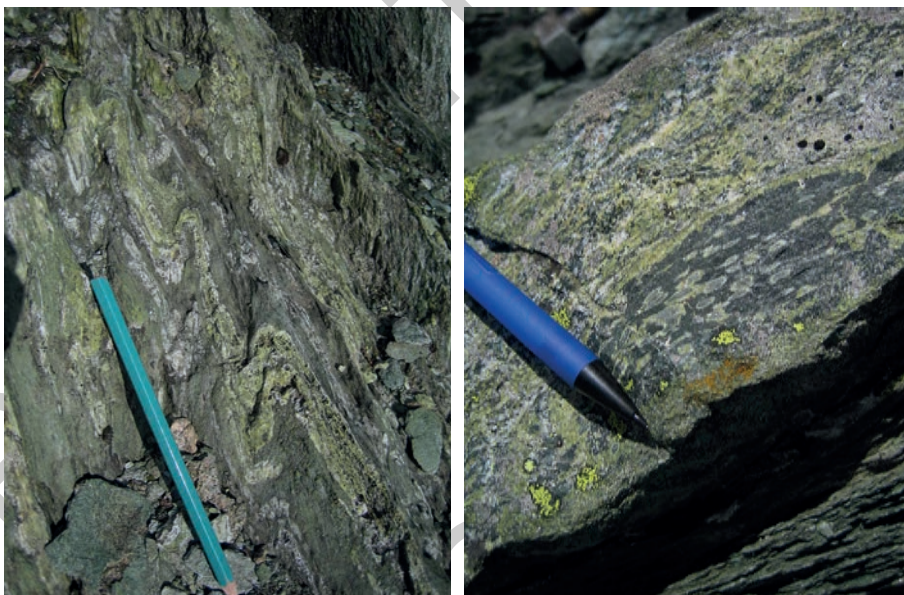


Fig. 15 – a) *Scisti verdi con bande composizionali*; b) *probabili relitti di lawsonite nelle prasiniti alla base della parete occidentale della Punta Nera.*

#### 1.2.5. - *Serpentiniti (GSK)*

Nel foglio Anterselva la zona di affioramento principale di queste rocce metamorfiche verde scuro, compatte e tenaci è localizzata tra Campalto, Belmonte e Punta Nera. Qui le serpentiniti formano un'ampia fascia allungata in senso EW di circa 5 km per uno spessore di 500-600 m, che si trova quasi a contatto con l'unità di Tures. L'aspetto varia, a seconda dell'alterazione, da massivo con colori ruggine e marrone

a fortemente fratturato con colore verde scuro. Nelle parti più massive è evidente, anche macroscopicamente, una tessitura gabbroica. Nelle parti più fratturate, spesso presenti al bordo della sequenza serpentinitica, si trovano invece oficarbonati, costituiti da frammenti di serpentinite, carbonato, quarzo e talco (Fig. 16). Le fratture sono riempite da carbonato, clorite e asbesto di crisotilo. Dal punto di vista petrografico la tessitura è granoblastica caratterizzata dalla presenza di serpentino, pirosseno, anfibolo, carbonato, spinello  $\pm$  muscovite, clorite e vari accessori.

I dati geochimici (MELCHER *et alii*, 2002, FORER *et alii*, 2009) indicano che si tratta di originarie lherzoliti e harzburgiti. La tessitura gabbroica ancora preservata e i relitti di ortopirosseno confermano tale ipotesi.

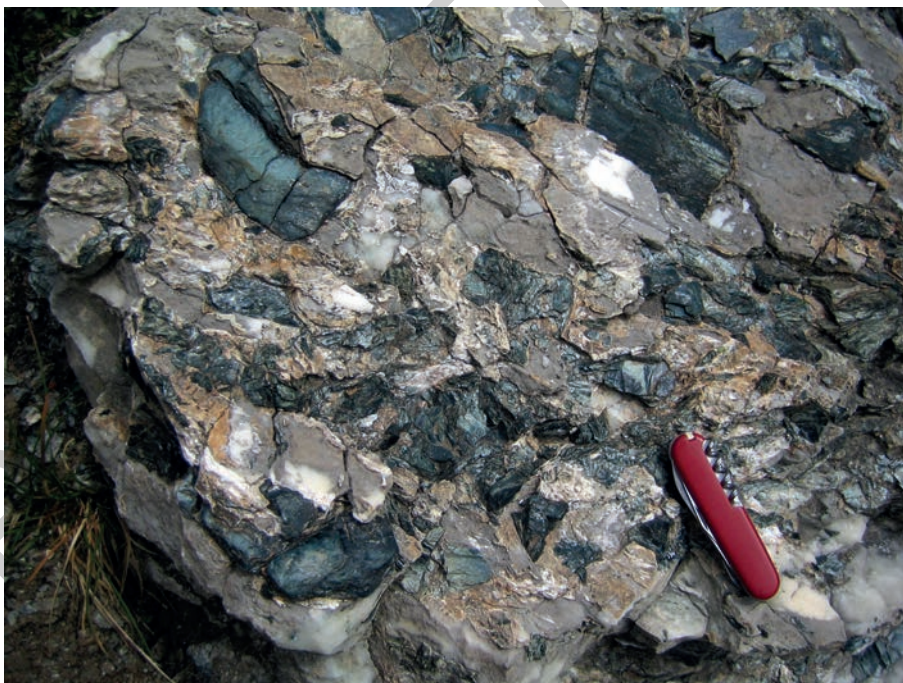


Fig. 16 – Oficarbonato affiorante ad est di Pareiner Alm: si osservano frammenti di serpentinite, carbonato, quarzo e talco.

#### 1.2.5.1. - Scisti talco-ankeritici (**GSK<sub>a</sub>**)

Scisti grigio-verdastri a grana minuta con piccoli cristalli di ankerite. Di frequente questo litotipo presenta cariaturole dovute alla dissoluzione del carbonato. Si rinvengono unicamente associati alle serpentinita, ed in particolare lungo il bordo meridionale di queste ultime, prossimo al contatto tettonico con l'austroalpino. Lo

spessore varia da pochi decimetri nelle zone di taglio interne alle serpentiniti fino a decine di metri. Il colore e la scistosità dipendono dal contenuto di talco: marrone e cariato quando prevale il carbonato, grigio chiaro lucente quando prevale il talco. Alcune facies sono ricche in magnetite, che forma cristalli fino a 5 mm. Talora si rinviene anche tremolite, muscovite e quarzo.

## 2. - AUSTROALPINO

Il basamento metamorfico austroalpino affiorante nel Foglio Anterselva appartiene a quello che in letteratura veniva definito Complesso Merano-Mules-Anterselva (DAL PIAZ, 1934) oppure basamento austroalpino a sud della finestra dei Tauri (soprattutto dagli Autori tedeschi ed austriaci). Come già ricordato, esso viene diviso in due unità distinte dalla linea tettonica Deferegggen-Anterselva-Valles (DAV): l'unità di Tures a nord e l'unità di Anterselva a sud. La DAV costituisce una zona di taglio di spessore variabile costituita da miloniti sviluppatesi in un regime deformativo di basso grado metamorfico (~350-400°C, parte media della facies degli scisti verdi). Dati di campagna e datazioni Rb-Sr su miche bianche sincinematiche consentono di affermare che il contatto tettonico tra i due basamenti è di età alpina (MÜLLER *et alii*, 2000; 2001).

Le differenze tra i due basamenti sono sia di natura litologica che di grado metamorfico. Dal punto di vista litologico l'unità di Anterselva è costituita da una monotona successione di paragneiss e micascisti a granato, staurolite ± cianite e sillimante, con corpi estesi di ortogneiss granitici a muscovite (ortogneiss di Anterselva *Auct.*) e ortogneiss tonalitici a due miche (ortogneiss di Casies *Auct.*) e rare intercalazioni di marmi, quarziti e anfiboliti. Verso SE questo basamento è tettonicamente sovrascorso sull'unità del Thurntaler, affiorante nel Foglio Dobbiaco. A nord della DAV l'unità di Tures possiede una stratigrafia più articolata: a) nella parte più meridionale affiora una successione metarenitica (paragneiss e micascisti a granato) con intercalazioni di migmatiti a cianite, anfiboliti, quarziti, marmi e metapegmatiti di età permiana; b) nella parte più settentrionale a contatto col pennidico si estende una fascia, a prevalenti filloniti e micascisti ad aspetto filladico, noto in letteratura col nome di "Fillade di Cima Dura" (BAGGIO *et alii*, 1971), all'interno della quale è presente un consistente livello di ortogneiss occhiadini oltre a lenti di anfiboliti e marmi.

Alcune lenti di entità metrica a decimetrica di sedimenti triassici si osservano lungo la linea della Staller Alm. Questi sedimenti triassici, descritti già da Senarclens-Grancy (1932) come dolomia del Wetterstein (WET) e raibler schichten (RBS), possono essere associati all'unità di Tures.

L'unità di Anterselva presenta infine una copertura sedimentaria permo-mesozoica che affiora unicamente presso la Forcella di Ciarnil, al confine con l'Austria.

L'evoluzione geologico-metamorfica di questa parte del basamento austroalpino è stata studiata da diversi autori tra cui: BORSI *et alii* (1973, 1978a e b, 1979, 1980), SCHULZ (1990, 1994, 1997), SCHULZ *et alii* (2004, 2008), STÖCKHERT (1984, 1985,

1987), CESARE (1992, 1999) CESARE *et alii* (2002), MORETTI (2000, 2001) MÜLLER *et alii* (2000); MANCKTELOW *et alii* (2001), SIEGSMUND *et alii* (2007). Quello che segue è un sunto di questi studi.

Gli ortogneiss di Anterselva e Casies, diffusamente presenti nell'unità di Anterselva, costituiscono il corrispondente metamorfico di protoliti rispettivamente granitico-pegmatitici e granodioritico-tonalitici con carattere peralluminoso, considerati come prodotti di importanti eventi di anatessi crostale (PECCERILLO *et alii*, 1979; MAZZOLI & SASSI, 1992).

Questi corpi di origine magmatica hanno dato complessivamente età comprese tra 434 e 468 Ma (vedi paragrafi V.2.2.1 e V.2.2.2) quindi chiaramente precedenti l'orogenesi varisca. Essi, insieme agli gneiss occhiadini dell'unità di Tures, rappresenterebbero una delle poche testimonianze di un evento "caledoniano" (Cambriano-Ordoviciano).

I protoliti di tutte queste rocce magmatiche furono successivamente deformati e metamorfosati durante l'evento varisco. Le metapeliti incassanti non mostrano però tracce di un metamorfismo coevo all'evento magmatico ordoviciano, probabilmente perché obliterato dalle successive impronte metamorfiche varisca ed alpina. Nonostante questo, BORSI *et alii* (1973) hanno ottenuto un'età Rb-Sr su roccia totale di  $497 \pm 38$  Ma su paragneiss affioranti in Valle di Casies e Val di Quaira, che è stata interpretata come rappresentativa di un metamorfismo pre-varisco. Esistono infine anche alcune evidenze strutturali che consistono nel ritrovamento di inclusi metamorfici ripiegati entro gli ortogneiss di Casies, che sono stati interpretati come il relitto di strutture formatesi prima della messa in posto dei corpi intrusivi, quindi dovute ad un evento metamorfico pre-varisco (BORSI *et alii*, 1973).

Altre datazioni nell'austroalpino delle Alpi Orientali forniscono età simili: 466  $\pm$  166 Ma (BRACK *et alii*, 1977), 460  $\pm$  30 Ma (in paragneiss), 463  $\pm$  37 Ma (in migmatiti) (SÖLLNER & SCHMIDT, 1981) e 490  $\pm$  8 Ma per le migmatiti di Winneback (KLÖTZLI-CHOWANETZ *et alii*, 1997). Questi dati indicano che il metamorfismo regionale "caledoniano" avrebbe avuto il picco termico circa 460-490 Ma. Questo evento "caledoniano", però, è stato messo in dubbio da STÖCKHERT (1985).

Oltre che dagli ortogneiss il magmatismo di inizio Paleozoico (Cambriano-Ordoviciano) è testimoniato dalle metabasiti (anfiboliti) che affiorano principalmente nell'unità di Tures: esse sono state classificate come ex basalti alcalini intraplacca (WPB) da STEENKEN & SIEGSMUND (2000), metamorfosati durante l'evento varisco. Le rocce metabasiche in questione affiorano anche e soprattutto al di fuori dell'area del Foglio Anterselva e consentono di tracciare un quadro più organico della storia geologica paleozoica di questo settore delle Alpi.

Si vengono delineando così, grazie a datazioni su zirconi e dati sugli elementi in traccia dei protoliti, due linee evolutive magmatiche: a) una più antica, legata ad un metamorfismo di subduzione, iniziata intorno a 590 Ma con basalti N-MORB, proseguita con basalti tipici di arco vulcanico datati 550-530 Ma e terminata con un magmatismo acido (470-450 Ma), di cui sono testimoni i sopracitati ortogneiss acidi; b) una linea evolutiva più recente con basalti MORB tholeitici e basalti alcalini intra-placca (tra cui le anfiboliti di Croda Nera) con un età di circa 430 Ma. Entrambe i *trends* magmatici



sarebbero in relazione ad un margine attivo dal Neo-proterozoico all'Ordoviciano e ad un successivo margine passivo della Paleo-Tetide lungo il bordo settentrionale del supercontinente Gondwana.

Durante l'orogenesi varisca il basamento austroalpino subì eventi deformativi e metamorfici multifase. Il metamorfismo varisco, per il quale sono state misurate età di raffreddamento Rb-Sr su biotite e muscovite che cadono nell'intervallo 310 - 280 Ma (BORSI *et alii*, 1978b), raggiunse condizioni termiche tipiche della parte alta della facies anfibolitica durante il picco termico. Questo portò nell'unità di Tures alla locale formazione di migmatiti, ovvero al raggiungimento di temperature sufficienti per un processo di fusione parziale nella crosta inferiore. Si può ipotizzare che in profondità il grado di fusione potesse essere stato anche maggiore, producendo fusi granitoidi dalla cui evoluzione si sarebbero successivamente originate le pegmatiti che sono comuni nel basamento di Tures. Secondo STÖCKHERT (1987) queste pegmatiti si sarebbero formate per intrusioni planari successive (*lit-par-lit*) a piccola scala di fusi acidi ricchi in volatili, prodotto di una anatessi parziale delle rocce ospiti, ora migmatiti. Per questo evento migmatitico STÖCKHERT (1985) stima condizioni di  $T = 650 \pm 30 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $P = 0.6 \pm 0.1 \text{ GPa}$  confermate successivamente da SCHULZ (1997) e MORETTI (2001), che tuttavia stimano temperature e pressioni leggermente superiori (ca.  $650\text{-}680 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $0.7\text{-}0.8 \text{ GPa}$ ). STÖCKHERT (1987) e CESARE (1999) ipotizzano invece che l'anatessi varisca si sia sviluppata nel campo di stabilità della sillimanite, interpretando (CESARE) la cianite microgranulare presente nelle migmatiti come fase cristallizzata, durante l'evento eo-alpino, sulla sillimanite varisca. Datazioni Rb-Sr su roccia totale effettuate da BORSI *et alii*, (1980) sugli ortogneiss pegmatitici forniscono un'età di  $262 \pm 5 \text{ Ma}$ , che rappresenta l'età minima della messa in posto del protolite magmatico.

L'evoluzione metamorfica varisca delle rocce dell'unità di Anterselva, che mostrano diffusamente la paragenesi a granato, staurolite, cianite  $\pm$  sillimanite, è abbastanza simile, ma le temperature raggiunte all'attuale livello di esumazione risultano inferiori. Infatti, l'anatessi parziale non venne mai raggiunta nelle rocce affioranti, indicando che esse rappresentano una porzione crostale varisca meno profonda.

Il successivo evento polifasico alpino produsse nei metasedimenti dell'unità di Tures diffuse ed intense retrocessioni e metamorfosò per la prima volta le pegmatiti. Nell'unità di Anterselva, invece, durante l'alpino si osserva solamente lo sviluppo di una tettonica fragile, senza consistenti retrocessioni delle paragenesi varisiche. Datazioni radiometriche Rb-Sr effettuate da BORSI *et alii* (1978b) su biotiti danno infatti come risultato età di raffreddamento tra 270 e 310 Ma a sud della DAV, mentre quelle che si ottengono per le rocce a nord della DAV sono tipicamente alpine, con valori intorno 30 Ma (distribuite tra 16 e 60 Ma): ciò significa che a sud della DAV il riscaldamento alpino non ha mai superato i  $300^\circ\text{C}$ , temperatura di chiusura del sistema Rb-Sr nella biotite, per lo meno all'attuale livello di esumazione.

Su basi radiometriche sono stati riconosciuti due eventi principali per il metamorfismo alpino: il primo si riferisce ad un metamorfismo di età cretacea, il secondo ad uno terziario, di età eocenica-oligocenica. All'evento più precoce, denominato eo-alpino, sono legate età di raffreddamento di  $80 \pm 3 \text{ Ma}$  mediante metodo Rb-Sr su

biotiti (per un'esauriente rassegna dei riferimenti bibliografici, si veda SASSI *et alii*, 1985); altri autori (STÖCKERT, 1985; STEENKEN *et alii*, 2002) riportano età di ~100 Ma (K/Ar su miche chiare). È stato inoltre sottolineato il carattere regionale della relativa anomalia termica, mettendo in evidenza che il metamorfismo cretacico ha interessato una grande porzione del basamento affiorante ad ovest della finestra dei Tauri, con una struttura a duomo ad andamento NE-SW. Per quanto riguarda le condizioni termobariche, questa prima fase metamorfico-deformativa alpina raggiunse secondo STÖCKERT (1984, 1987) una temperatura di  $450 \pm 50$  °C e una pressione  $0.75 \pm 0.15$  GPa (parte alta della facies degli scisti verdi). Secondo BELLINI (1974) e CESARE (1999) queste condizioni sarebbero responsabili della cristallizzazione della cianite microgranulare presente nei paragneiss migmatitici dell'unità di Tures. Per lo stesso episodio metamorfico BORSI *et alii* (1978) documentano un intervallo di temperature che va da 300 a 500 °C, mentre MORETTI (2001) riporta temperature superiori (500-550°C) e pressioni di ~ 0.8 GPa, compatibili con quelle riportate da STÖCKERT (1984, 1987). Al contrario SCHULZ (1997) riferisce per questo evento condizioni bariche decisamente inferiori (0.3-0.4 GPa). Tipica di questa fase, nelle rocce di adeguata composizione (micasisti e paragneiss), è la neoblastesi di piccoli granati euedrali poveri in manganese a spese di biotite e, probabilmente, la sporadica cristallizzazione di cloritoide in piccoli esemplari su relitti di cianite.

L'evento più recente (metamorfismo terziario) è testimoniato da età di raffreddamento delle miche per lo più nell'intervallo 30-15 Ma (BESANG *et alii*, 1968; JÄGER *et alii*, 1969; KREUZER *et alii*, 1973; SATIR, 1975; BORSI *et alii*, 1973, 1978a, 1978b; CLIFF, 1981; STEENKEN *et alii*, 2002). Il carattere saliente di questo evento è rappresentato dal suo sviluppo regionale. Infatti, mentre inizialmente molti autori erano convinti fosse esclusivo del pennidico, BORSI *et alii* (1973, 1978a, b) hanno messo in evidenza che la sovrimpronta alpina interessa anche buona parte del basamento austroalpino a sud della finestra dei Tauri, ed in particolare l'unità di Tures a nord della linea tettonica DAV. La morfologia della struttura termica terziaria ricostruita da vari autori sulla base di diversi criteri petrologici (MORTEANI & RAASE, 1974; RAASE & MORTEANI, 1976; HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1978; FRIEDRICHSEN & MORTEANI, 1979) applicati a rocce del basamento pennidico, indica isoterme grossolanamente parallele ai margini della finestra dei Tauri, con temperature massime raggiunte, all'attuale livello di erosione, di circa 600°C (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1978; FRIEDRICHSEN & MORTEANI, 1979), con comparsa di cianite + staurolite (DE VECCHI *et alii*, 1971) e reazioni di destabilizzazione di margarite e di paragonite. Questo evento ebbe il suo picco termico intorno a 40-35 Ma (SATIR, 1975).

Nell'unità di Tures durante Eocene ed Oligocene si è assistito ad un *continuum* deformativo, specialmente in corrispondenza della DAV, con sviluppo di una diffusa scistosità milonitica in condizioni metamorfiche tipiche della parte bassa della facies degli scisti verdi e pressioni non oltre i 0.3-0.4 GPa (SASSI *et alii*, 1980; STÖCKERT, 1984, 1987; SCHULZ, 1997). Questa deformazione, pur non essendo pervasiva e preservando domini indeformati e paragenesi varisiche, ha prodotto la cristallizzazione e ricristallizzazione di fasi di relativa bassa temperatura quali clorite, muscovite e quarzo e talora biotite, ed ha infine interessato i filoni acidi oligocenici tonaliti-

co-granitici pre-intrusione delle Vedrette di Ries (SCOLARI & ZIRPOLI, 1973; MÜLLER *et alii*, 2000). La rielaborazione alpina diventa via via più rilevante con l'avvicinarsi al limite tettonico tra il basamento austroalpino e quello pennidico.

Un'ultima fase metamorfica si verificò intorno a 30 Ma in seguito all'intrusione dei plutoni intra-Austroalpini. Intorno alle Vedrette di Ries si sviluppò una ben definita aureola di contatto con temperature di 620-680°C nella parte più prossima all'intrusione (a  $P = 0.33 - 0.45$  GPa). Questa aureola è caratterizzata dallo sviluppo di sei zone metamorfiche e dalla cristallizzazione di andalusite, staurolite e sillimanite nei paragneiss (CESARE, 1994). La deformazione alpina, a partire da 30 Ma, ha interessato anche i margini del plutone stesso e i filoni acidi ad esso associati, con temperature però inferiori (cristallizzazione di sola clorite) e senso di *shear* mutato da sinistro a destro dopo l'intrusione delle Vedrette di Ries (MÜLLER *et alii*, 2000).

## 2.1 - UNITÀ DI TURES

Il nome unità di Tures viene introdotto qui per la prima volta e comprende le successioni metamorfiche tra il limite austroalpino/pennidico a nord e la DAV a sud. Questa unità corrisponde ai Grigionidi inferiori/falda di Monte Nevoso *sensu* DAL PIAZ (1934, Tav. X). Secondo le ultime suddivisioni delle unità cristalline austroalpine sulla base del metamorfismo coalpino (SCHUSTER, 2003, SCHMID *et alii*, 2004, FROITZHEIM *et alii*, 2008) l'unità di Tures fa parte del *sistema di falde del Koralpe-Wölz*.

L'unità di Tures comprende prevalentemente litologie del basamento polimeta-morfico con limitate scaglie tettoniche in cui è presente la copertura sedimentaria (zona Passo Stalle).

### *BASAMENTO METAMORFICO*

Il basamento metamorfico è suddivisibile in due settori caratterizzati da litologie in parte differenti.

1. Un settore settentrionale, posto a nord del plutone delle Vedrette di Ries e della Valle del Rio di Riva in cui affiorano: a) i micascisti filladici, costituiti da metapeliti, in una spessa sequenza fillonitizzata durante l'evento alpino che si frappone tra la zona a scaglie di Matrei e il resto dell'unità di Tures, (BAGGIO *et alii*, 1971; MAZZOLI *et alii*, 1993); b) anfiboliti; c) marmi; d) quarziti, e) paragneiss minuti; f) gneiss occhiadini, il cui protolite magmatico risulta coevo (Ordoviciano superiore) con quelli degli ortogneiss di Anterselva e Casies presenti nell'unità di Anterselva.
2. Un settore meridionale posto a sud della Valle del Rio di Riva in cui affiorano: a) paragneiss a due miche (talora migmatitici), b) metapegmatiti; c) anfiboliti; d) marmi; e) quarziti.



Nell'unità di Tures il metamorfismo varisico raggiunse la parte alta della facies anfibolitica con locali fenomeni di migmatizzazione limitati al settore meridionale, mentre quello alpino non superò mai la facies degli scisti verdi (vedi cap. VI per maggiori dettagli).

### 2.1.1. - *Paragneiss a due miche* (NDM)

I paragneiss e micascisti che costituiscono questa unità hanno una grande variabilità mineralogica e di aspetto macroscopico, con facies diverse fittamente intercalate e di impossibile distinzione cartografica.

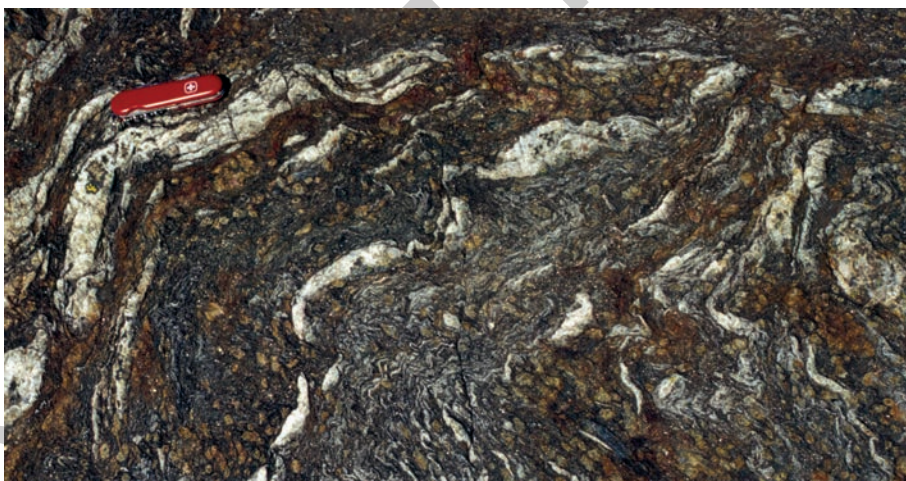


Fig. 17 – *Paragneiss migmatitici ad aspetto stromatico, a sud di Rif. Forcella Val Fredda.*

La maggior parte di queste rocce è costituita da metapeliti a quarzo, biotite, mica bianca e plagioclasio; in alcuni campioni è stata anche rilevata la presenza di porfiroblasti di granato, tormalina, e cristalli di andalusite, staurolite e sillimanite legati anche al metamorfismo di contatto con i plutoni oligocenici. Generalmente l'associazione metamorfica tardo-alpina (quarzo, plagioclasio, clorite, muscovite, sericite, ilmenite  $\pm$  biotite  $\pm$  granato) è l'ultima prodotta ed è tipica della facies degli scisti verdi di bassa temperatura; essa è associata alla foliazione penetrativa degli scisti. I relitti mineralogici dei metamorfismi precedenti sono costituiti da granato, staurolite, fibrolite e cianite, assieme a grandi porfiroclasti di muscovite. Il colore di queste rocce ha gradazioni da grigio-argenteo a marroni. La loro struttura è variabile da gneissica a finemente scistosa, e la grana generalmente medio-fine. Hanno una foliazione in genere ben definita e continua; questa foliazione è determinata dall'isorientazione delle miche e di nastri policristallini di quarzo, e da una fitta differenziazione tettonico-metamorfica, data da alternanze millimetriche tra letti quarzo-feldspatici e livelli prevalentemente micacei. La foliazione è

comunemente piano-parallela, ma localmente la presenza di porfiroblasti di granato o aggregati di mica bianca conferisce alle rocce una struttura nodulare.

In quest'area affiora anche una particolare facies dei paragneiss, detta *migmatitica*. Alla scala mesoscopica i paragneiss migmatitici presentano colore nocciola e grana medio-grossa; sono inoltre visibili dei livelli biancastri e ondulati di quarzo e feldspato. La struttura planare è generalmente discontinua e ad aspetto stromatico, e spesso risulta piegata da una crenulazione (Fig. 17). Sono osservabili in particolare lungo il corso del Rio di Terna, tra quota 2330 e 2350 m e nella zona pianeggiante che separa le pendici del Monte Quadra da Cima Dodici, a quota compresa tra 2500 e 2560 m. L'associazione mineralogica è la stessa sopra descritta per i paragneiss più comuni. Le caratteristiche delle singole fasi sono anch'esse molto simili a quelle già esposte in precedenza, eccezion fatta per le dimensioni generalmente maggiori dei cristalli e per la presenza di grandi plaghe millimetriche di quarzo organizzate in nastri e bande.

Questa è anche la facies che, per la sua abbondanza intorno al plutone e per la sua sensibilità ai cambiamenti di condizioni metamorfiche, meglio registra gli effetti del metamorfismo di contatto intorno al plutone delle Vedrette di Ries. I paragneiss di contatto sono più compatti e ricchi in biotite, e contengono andalusite, staurolite, sillimanite fibrolitica e raro K-feldspato come minerali di neoformazione. L'andalusite può presentarsi in cristalli idiomorfi pluricentimetrici (Fig. 18), mentre la staurolite in tipici aggregati cristallini millimetrici (Fig. 19) (CESARE, 1999). I paragneiss e micascisti con effetti metamorfici di contatto sono particolarmente abbondanti nell'area di Rif. Forcella Val Fredda, e nelle rocce montonate alla fronte della Vedretta di M. Covoni, c. 1,8 km a sud del Rif. Roma.



Fig. 18 – Porfiroblasti di andalusite nei paragneiss a contatto con il plutone delle Vedrette di Ries (metamorfismo di contatto).

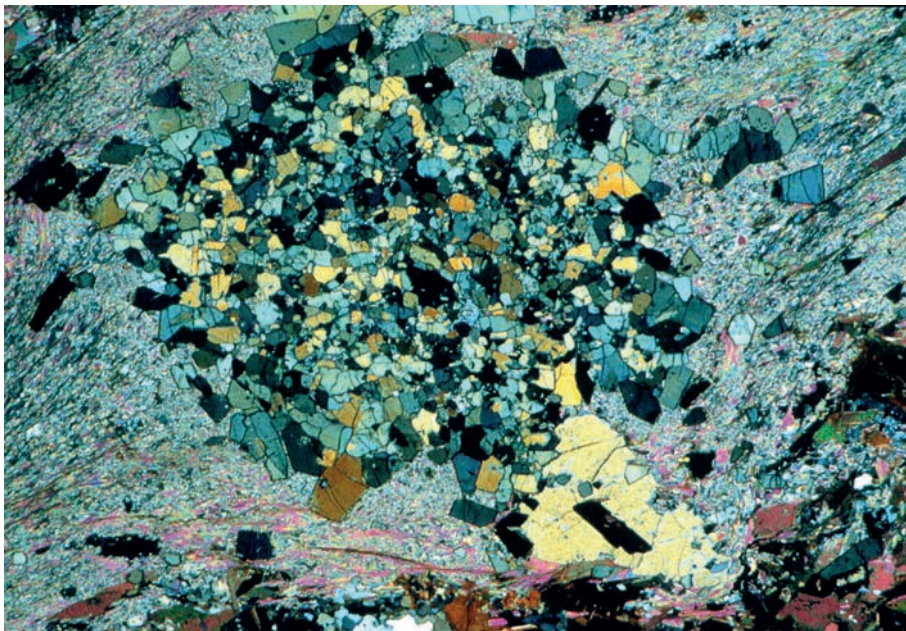


Fig. 19 – Microfoto di un aggregato nodulare di staurolite microcristallina, formata per metamorfismo di contatto nei paragneiss a SE di Rif. Forcella Val Fredda.

#### 2.1.1.1. - Paragneiss ricchi in quarzo (NDM<sub>a</sub>)

Affiorano in una ristretta fascia nella zona di Passo Stalle a diretto contatto con l'unità di Anterselva a letto della linea tettonica DAV. Si tratta di una facies dei paragneiss a due miche particolarmente ricca in quarzo che si compone di fitte alternanze di paragneiss, paragneiss quarzitici e quarziti ad aspetto planare milonitico. Queste rocce molto compatte e resistenti alla disgregazione ed erosione formano le colline di rocce montonate della sella del Passo Stalle. Gli affioramenti di questo litotipo tra il Lago di Anterselva ed il Passo Stalle sono caratterizzati dalla presenza di filoni metapegmatitici (NDG) talora anche molto potenti più o meno deformati. Queste facies di paragneiss ricchi in quarzo sono inoltre caratterizzate dalla presenza di cristalli grandi di cloritoide ben visibili ad occhio nudo (cristalli da 0,5 - 1cm). Nella fascia vicina al limite con l'unità di Anterselva si riscontrano per di più vene e livelli di pseudotachiliti.

#### 2.1.2. - Paragneiss minuti (NDP)

Queste rocce sono abbondantemente diffuse a nord del plutone di Vedrette di Ries. Il tipo litologico fondamentale ha composizione mineralogica e caratteri strut-



turali relativamente uniformi. La grana minuta ed il colore grigio, più o meno chiaro, sono in stretta dipendenza con la quantità di minerali leucocratici (quarzo e plagioclasio). La scistosità, generalmente piana, è tale da determinare una facile divisibilità in lastre a superfici lucenti (Fig. 20).

Tuttavia, nei tipi più micacei si può non di rado osservare una pieghettatura molto accentuata, tanto da condurre alla formazione di anisotropie planari S2 che, come accade quasi sempre in casi analoghi, tendono ad obliterare i piani di scistosità S1.



Fig. 20 – Scistosità piana in paragneiss minuti. Si noti la cerniera di piega isoclinale trasposta sulla scistosità principale.

La struttura di queste rocce è tipicamente a bande, carattere che a volte è molto vistoso cromaticamente. Alla scala microscopica, la struttura è omeoblastica per lo sviluppo isodiametrico dei componenti mineralogici fondamentali che sono quarzo, plagioclasio, e non di rado granato. Localmente i porfiroblasti di granato possono raggiungere dimensioni centimetriche (Fig. 21). Il plagioclasio non è molto abbondante ed è riferibile a termini oligoclasici. Fra le miche, la biotite spesso prevale nettamente sulla muscovite. Benché entrambe le miche determinino con la loro isorientazione la scistosità di queste rocce, si osservano abbastanza di frequente lamelle orientate casualmente. Intercalati a questi parascisti si trovano, non di rado, letti concordanti di quarziti più o meno micacee.



Fig. 21 – *Facies metapelitiche a porfiroblasti centimetrici di granato: a) aspetto del litotipo in affioramento; b) superficie lucidata, su una sezione perpendicolare alla scistosità principale.*

### 2.1.3. – *Micascisti filladici (Fillade di Cima Dura Auct.) (NFD)*

Il litotipo prevalente è rappresentato da una fillonite o un micascisto ad aspetto filladico di colore grigio o grigio verde lucente, a grana minuta e tessitura ondulata e nodulare. Quest'ultimo carattere è legato alla presenza di aggregati microgranulari di quarzo, che costituiscono dei noduli attorno ai quali i letti di lamelle micacee assumono andamento sinuoso o irregolarmente contorto. Affiorano a sud del limite pennidico/austroalpino in un'ampia fascia ad andamento E-W che va da Cima Dura al Triangolo di Riva.

Queste rocce, caratterizzate da un aspetto leggermente plumbeo, sono segnate da un'intensa cristallizzazione di mica generalmente a grana piuttosto fine, in plache lucenti (Fig. 22) e da uno sviluppo anche centimetrico dei granati, nonché dalla scarsità di staurolite per lo più trasformata in pseudomorfo di sericite. Localmente si riconoscono fasce con intensa porfiroblastesi albitica. Non di rado si osservano inoltre intercalazioni quarzatiche di spessore generalmente esile.

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

Non di rado le filloniti fanno passaggio a micascisti granatiferi e talora anche a paragneiss minuti granatiferi.

Da un punto di vista strutturale queste rocce sono caratterizzate da anisotropie

planari generalmente crenulate e dalla conseguente presenza di nette lineazioni per crenulazione. Esse sono il risultato di una ricristallizzazione dinamica di originarie rocce scistose a grana maggiore.



Fig. 22 – Campione di micascisti filladici nel quale si riconoscono le caratteristiche plaghe argentee sericitiche.

#### 2.1.4. - Quarziti (NDQ)

Quarziti e quarziti impure, in livelli e banchi potenti al massimo qualche decina di metri, concordanti con la scistosità delle rocce adiacenti, spesso associate sia a gneiss aplitici e pegmatitici, che a paragneiss. Al limite con quest'ultimo litotipo, non di rado diventano micacei, passando anche a veri e propri scisti quarzitici. Hanno colore da bianco a grigio chiaro e struttura da isotropa a foliata, con suddivisione tabulare, e presentano talora delle zonature grigiastre, corrispondenti a livelletti di natura quarzoso-feldspatico-micacea. Sono costituite prevalentemente da quarzo, con subordinati plagioclasio, muscovite, biotite e granato.

Essendo più competenti delle metapeliti che generalmente le circondano, queste rocce contengono molto spesso, sotto forma di eleganti e complicate pieghe (Fig. 23), relitti strutturali che testimoniano le vicissitudini tettoniche subite dalla roccia.

Le quarziti sono particolarmente abbondanti nell'incassante posto al "tetto" del plutone delle Vedrette di Ries a nord del Monte Nevoso, nelle aree di Monte Quadra e dei Laghi Maler. Sono anche diffuse a sud del Rifugio Forcella Val Fredda.





Fig. 23 – Sheath fold in quartziti a sud di Passo di Vila.

#### 2.1.5. - *Gneiss occhiadini* (NDO)

Si tratta di gneiss ricchi di occhi e aggregati feldspatici, che spiccano su una matrice ben foliata e ricca in biotite. Essi costituiscono un livello di spessore etto-metrico continuo per numerosi chilometri, concordante entro i paragneiss minuti, nel basamento a nord delle Vedrette di Ries. Il corpo affiorante a Passo Stalle, anche se maggiormente deformato, è petrograficamente simile ai due potenti livelli nella zona di Riva. Si noti inoltre come, eliminando l'intrusione delle Vedrette di Ries, l'orizzonte di Passo Stalle vada a raccordarsi con quelli presenti a N di Val Sorgiva.

La grana di queste rocce è grossa, con feldspati di alcuni centimetri. I componenti mineralogici sono: quarzo, microclino, albite, biotite e muscovite. Talora il feldspato potassico è sostituito in parte o totalmente da albite, che ha assunto un tipico aspetto a scacchiera.

La composizione e alcuni caratteri strutturali degli gneiss occhiadini sono estremamente vari: da un lato la quantità e le dimensioni degli occhi feldspatici mostrano variazioni notevoli anche in zone vicine; dall'altro i porfiroclasti feldspatici, che generalmente sono disposti con le loro dimensioni maggiori parallelamente ai piani di scistosità, possono anche avere, entro la roccia, un'orientazione casuale. Non mancano litotipi in cui i porfiroclasti sono molto abbondanti ed idiomorfi; in quest'ultimo caso tali rocce presentano una notevole analogia con alcune litofacies degli ortogneiss di Anterselva (Fig. 24 e 25). Il protolite originario doveva essere, in effetti, magmatico, viste le caratteristiche tessiturali.



Ad ovest del Foglio Anterselva nella zona di Campo Tures un livello di gneiss occhiadini del tutto simili è stato datato  $445 \pm 24$  Ma (isocrona Rb-Sr su roccia totale) da HAMMERSCHMIDT (1981). KLÖTZLI (1995) invece, con metodo U/Pb convenzionale su zircone ha fornito, degli stessi gneiss occhiadini, un'età molto più antica ( $512 \pm 24$  Ma).

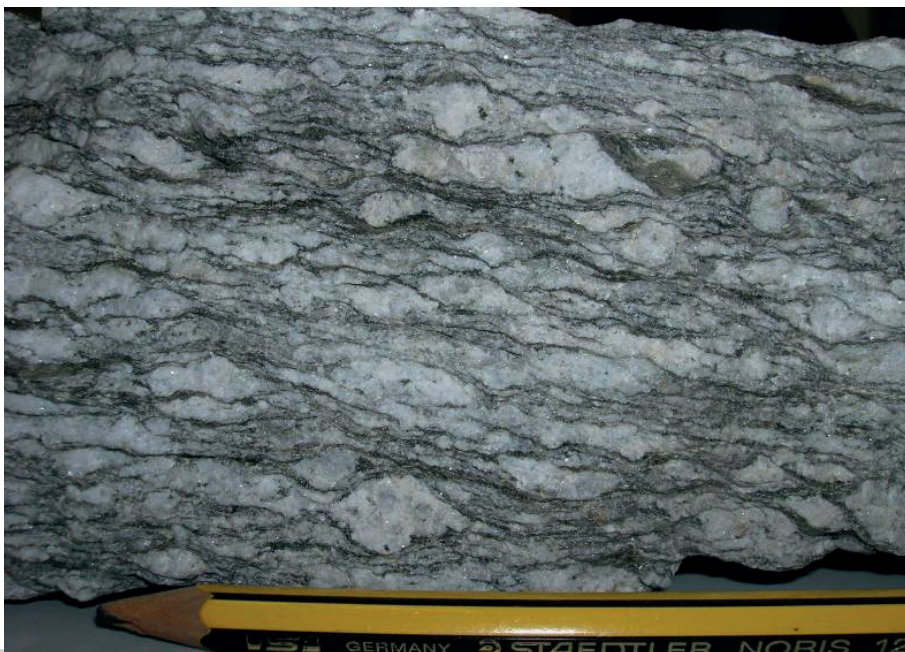


Fig. 24 – Aspetto tipico di un campione a mano di gneiss occhiadino affiorante a est di Riva di Tures.



Fig. 25 – Facies milonitica di gneiss occhiadino.

### 2.1.6. - *Anfiboliti (NDA)*

Le anfiboliti presentano di regola colore verde grigiastro fino a nero; non mancano litotipi a bande, costituiti da un'alternanza di letti scuri ricchi di anfibolo e letti chiari ricchi in plagioclasio.

Macroscopicamente le rocce anfibolitiche hanno un aspetto molto vario che dipende:

- a. dalla composizione mineralogica e soprattutto dai rapporti quantitativi fra anfibolo e plagioclasio, dall'eventuale presenza di granato e/o biotite, dalla quantità di epidoti;
- b. dal tipo di anfibolo, che frequentemente corrisponde a termini orneblendici e talora a termini attinolitici;
- c. dalla distribuzione dei componenti mineralogici, che a volte è omogenea, a volte a bande (livelli epidotici o granatiferi, liste plagioclastiche);
- d. dalla grana che è molto varia;
- e. dal grado di isorientazione dei cristalli anfibolici; si passa, infatti, da anfiboliti compatte subisotrope ad anfiboliti scistose, fino ad anfiboliti chiaramente lineate, con tutti i termini intermedi; non rara è inoltre la disposizione dell'anfibolo in covoni.

Come componenti fondamentali, oltre ad anfibolo e plagioclasio, possono essere presenti, in quantità variabili, epidoto, pistacite, granato, clinopirosseno, biotite, quarzo, carbonato, clorite. Come costituenti accessori comunemente si rinvencono titanite, ilmenite, rutilo, tormalina. Da sottolineare è il fatto che i rapporti quantitativi fra anfibolo e plagioclasio variano entro limiti molto larghi, tanto che non sono rare intercalazioni costituite per il 90-100% di anfibolo.

Interessante è inoltre il fatto che mentre in molte intercalazioni l'anfibolo corrisponde a termini orneblendici caratterizzati, in sezione sottile, da un intenso pleocroismo, a toni verde-azzurrognoli, in altre invece l'anfibolo è poco pleocroico, con toni verde pallido; e non mancano casi di coesistenza dei due tipi a formare o cristalli zonati con nucleo poco colorato, oppure cristalli compositi, costituiti da più porzioni chiare nettamente delimitate, inglobate in un unico grande individuo intensamente pleocroico.

A nord del plutone delle Vedrette di Ries le anfiboliti possono formare banconi massicci o modeste lenti intercalate in concordanza entro i paragneiss minuti, i mica-scisti filladici e i paragneiss a due miche. Non di rado i livelli di anfiboliti, la cui potenza è generalmente costante, possiedono uno sviluppo notevole nel senso della direzione dell'ordine di parecchi chilometri, non interrotto dai pur frequenti fenomeni di *boudinage* (Fig. 26); per questo motivo ben si prestano ad essere utilizzati assieme agli gneiss occhiadini come livelli-guida per la ricostruzione dell'assetto tettonico regionale.

Sono comprese in questa litologia anche le metabasiti che affiorano a sud di Vedrette di Ries formanti un corpo allungato in direzione E-W per alcuni chilometri. Si tratta delle "Metabasiti di Croda Nera" (Fig. 27), studiate in dettaglio da MAGER (1985). Esse sono costituite da numerosi tipi litologici: granofels anfibolici con livelli a clinopirosseno e plagioclasio; gneiss a clinopirosseno e granato; anfiboliti granatifere; gneiss a granato ed attinolite; anfiboliti; anfiboliti ad epidoto; anfiboliti a biotite; scisti a biotite e granato.



Fig. 26 – Boudinage di un livello di anfiboliti intercalate nei paragneiss nei pressi del contatto settentrionale col plutone di Vedrette di Ries, in alta Val Sorgiva.



Fig. 27 – Potente affioramento di metabasiti presso Croda Nera (a sinistra nella foto).

### 2.1.7. - Marmi (NDR)

Metacarbonati a grana fine, con struttura da isotropa a marcatamente foliata, fino a laminata nelle aree a maggiore deformazione. Hanno un colore variabile da bianco a grigio chiaro a nocciola chiaro, con patine di alterazione marrone. Frequentemente hanno bandature di colori leggermente più scuri.



Sono marmi puri, calcitico-dolomitici, fino a marmi impuri, contenenti variabili quantità di quarzo, mica bianca, diopside, tremolite, epidoto e clorite.

I marmi formano generalmente livelli di potenza massima di qualche metro, con alcune eccezioni quali il livello di 30 m di potenza del Naso Bianco.

Localmente, a contatto con le plutoniti oligoceniche, i marmi sono trasformati in fels a calc-silicati. Queste litologie, non distinte in carta dai marmi s.s., si distinguono per la grana centimetrica e la tipica bandatura di colore con livelli bianchi, verdastri e rosso-bruno. La loro composizione mineralogica è data da quantità variabili di carbonati, quarzo, granato (grossularia) diopside, plagioclasio, tremolite, epidoto, wollastonite e titanite.

I fels a calc-silicati, talora estremamente deformati (Fig. 28) sono particolarmente diffusi al contatto settentrionale del plutone nella zona circostante lo Sprone delle Vedrette Giganti e nell'alta Val Sorgiva.



Fig. 28 – a) Intensa deformazione delle rocce al contatto settentrionale del plutone di Vedrette di Ries, in alta Val Sorgiva, con boudinage in un livello decimetrico di fels a calc-silicati. b) Alternanza di livelli di fels a calc-silicati (colore bruno-arancio) e di anfiboliti, iniettati dalla tonalite a grana media.

### 2.1.8. - Metapegmatiti (NDG)

Sono probabilmente il litotipo più abbondante intercalato entro i paragneiss a due miche e i paragneiss minuti. Si tratta di metapegmatiti biancastre a grana grossa o molto grossa, a quarzo, feldspati e muscovite. Formano generalmente livelli fino

a decametrici concordanti con il *layering* litologico circostante (vedi Fig. 75), ma anche *stocks* e vene discordanti rispetto alla foliazione prealpina, o corpi lenticolari di notevoli dimensioni.

La composizione mineralogica è caratterizzata da abbondanza di quarzo, feldspato potassico in larghe plaghe spesso micropertitiche, albite e muscovite. Nei termini decisamente pegmatitici la mica ed il feldspato potassico raggiungono dimensioni che superano i dieci centimetri. Talora ai minerali sopracitati si associano biotite, granato e grossi cristalli di tormalina. (Fig. 29). Gli gneiss pegmatitici sono stati variamente interessati dalle deformazioni alpine: la loro struttura è normalmente gneissica, con una foliazione a spaziatura più che centimetrica, sino a milonitica o ultramilonitica in corrispondenza delle maggiori zone di deformazione duttile alpine, come nella zona di Corno Alto (CESARE *et alii*, 2002). Non mancano tuttavia aree in cui l'originaria struttura pegmatitica e la giacitura intrusiva sono ancora conservate.

Le metapegmatiti sono diffuse un po' ovunque nell'area cartografata, e con particolare abbondanza a sud delle Vedrette di Ries. Particolarmente curiosi sono gli enormi blocchi franati di gneiss pegmatitici che si rinvencono nell'alta Valle di Vila, in località Oberboden (Fig. 30).

Dal punto di vista cronologico rocce simili, affioranti più a ovest, sono state datate a circa 260 Ma da BORSI *et alii* (1980). Per analogia, si ritiene che la stessa età permiana sia attribuibile anche alle altre metapegmatiti dell'unità di Tures. Le metapegmatiti sono state studiate in dettaglio da STÖCKHERT (1987), che le ha interpretate come prodotti dell'anatessi Varisca che ha anche determinato la migmatizzazione delle metapeliti circostanti.



Fig. 29 – Metapegmatiti nella quale al quarzo e ai feldspati si associano granato, muscovite e cristalli pluricentimetrici di tormalina nera.



Fig. 30 – Gli enormi blocchi di gneiss pegmatitici franati dai versanti del circo a sud di Croda Nera, e trasportati, verosimilmente dai ghiacciai, sulla piana di Oberboden, in alta Valle di Vila.

### SCAGLIE TRIASSICHE DELLA STALLER ALM

Nella valle del Staller Alm Bach, che dal Passo Stalle si sviluppa in direzione ENE verso la Deferegggen Tal, affiorano, all'interno dei paragneiss, quarziti e metapegmatiti dell'unità di Tures, delle scaglie tettoniche costituite da calcari e filladi metamorfosati ed una scaglia di dolomia. Questi (meta)-sedimenti sono pizzicati tra diversi piani di movimento subverticali con andamento ENE-WSW che costituiscono il sistema di faglie della Staller Alm (STA, vedi Cap. VI). Nell'area compresa tra il punto quotato 2244m, a N del Passo Stalle, e Erlas Boden al margine orientale del presente Foglio Geologico, si riconoscono sei scaglie sedimentarie che si estendono in lunghezza per circa 4 km. L'affioramento più occidentale, lungo circa 200 m, si trova in territorio Altoatesino a NW del punto quotato 2244 m, poco distante dal confine di Stato Italia/Austria. Altri affioramenti sono osservabili più a E nella Lapachtal (fuori Foglio; vedi SENARCLENS-GRANCY, 1972).

Queste scaglie sedimentarie furono descritte per la prima volta da SENARCLENS-GRANCY (1932) e furono segnalate anche da DAL PIAZ (1934) sulla Carta Tettonica (Tav. X). Sulla “*Geologische Karte der Westlichen Deferegger Alpen*”, SENARCLENS-GRANCY (1972) differenziò una scaglia costituita da “*Diploporen-Dolomit*” (Dolomie a Diplopora, anisiche) e “*Marmore und Kalkphyllite*” (marmi e filladi carbonatiche) di età paleozoica incerta. La scaglia dolomitica fu studiata da



SCHULZ (1989): sulla base della cristallinità della illite furono dimostrate condizioni di metamorfismo in facies degli scisti verdi iniziali. Le filladi carbonatiche sono deformate in regime da duttile a fragile, di frequente mostrano pieghe isoclinali con assi immergenti a basso angolo verso E, la dolomia è invece deformata unicamente in regime fragile.

#### 2.1.9. - *Dolomia del Wetterstein (WET)*

La dolomia triassica della Staller Alm viene qui designata come dolomia del Wetterstein. Si tratta di un unico affioramento presente in mezzo ad un ghiaione, precisamente vicino ad un costone costituito da paragneiss ricchi in quarzo (NDM<sub>a</sub>), circa 950m ad E della Staller Alm, ad una quota di 1996 m. La scaglia di dolomia qui presente ha uno spessore di 4-5 m ed un'estensione che raggiunge circa 10 m. In affioramento la dolomia è chiara mentre in frattura fresca grigio scuro; è leggermente carbonatica e presenta una stratificazione pluri-decimetrica mal definita ed è intensamente disarticolata e fratturata. In sezione sottile si riconoscono *wackestone* e *packstone a pellets* con numerose sottili fratture, fino a millimetriche, riempite di calcite e quarzo microcristallino.

Età: sulla base del rinvenimento di *Diplopora philosophi* (PIA) da parte di SENARCLENS-GRANCY (1932), alla dolomia viene attribuita un'età anisica.

Limiti: la scaglia di dolomia è verosimilmente delimitata tettonicamente, sebbene la presenza di copertura detritica quaternaria non permetta l'osservazione e quindi la definizione inequivocabile dei limiti. Il limite occidentale con i paragneiss ricchi in quarzo avviene probabilmente lungo una faglia distensiva diretta circa NS ed immergente a E (vedi Cap. VI).

#### 2.1.10. - *Raibler Schichten (RBS)*

I marmi e le filladi carbonatiche *sensu* SENARCLENS-GRANCY (1965, 1972) sono qui ascritti ai raibler schichten austroalpini. Si tratta di una fitta alternanza di calcari chiari a bande in livelli centimetrici fino a decimetrici, metamorfosati, filladi e quarziti. Questi metasedimenti sono intensamente deformati e mostrano un'impronta metamorfica in facies scisti verdi. Gli spessori variano da pochi decimetri a pochi metri. In sezione sottile si osservano livelli di calcari e di filladi fratturati e fittamente piegati con granuli di quarzo detritico.

Età e posizione stratigrafica: non sono presenti fossili. L'inquadramento nei raibler schichten austroalpini si basa unicamente sulle caratteristiche litologiche: le rocce originarie erano verosimilmente costituite da alternanze di calcari, argilliti e arenarie – una tipica sequenza dei raibler schichten delle Alpi settentrionali. Anche la prossimità con la dolomia del Wetterstein avvala l'ipotesi dell'età triassica dei marmi carbonatici e delle filladi. Questa interpretazione è supportata inoltre anche

dai dati dal sottosuolo presso St. Jakob in Def.: nella zona della famosa sorgente sulfurea sono stati eseguiti negli ultimi anni carotaggi per le acque termali e sono stati attraversati raibler schichten tipici delle Alpi settentrionali (H. Mostler, com. pers., 2008, Innsbruck). Questi raibler schichten osservati nel sottosuolo, si trovano sulla diretta prosecuzione del sistema di faglie della Staller Alm (vedi la Carta Tettonica al margine del Foglio).

Limiti: elisione tettonica sia a tetto che a letto. I raibler schichten sono presenti con giacitura subverticale tra le metapegmatiti (NDG) e i paragneis a due miche (NDM).

## 2.2. - UNITÀ DI ANTERSELVA

Per le successioni metamorfiche tra la DAV a nord ed il lineamento Periadriatico a sud viene usato il termine unità di Anterselva. Questa unità corrisponde ai Grigionidi superiori/falda di Croda Rossa più i Tirolidi *sensu* DAL PIAZ (1934, Tav. X). Secondo le ultime suddivisioni delle unità cristalline austroalpine sulla base del metamorfismo coalpino (SCHUSTER, 2003, SCHMID *et alii*, 2004, FROITZHEIM *et alii*, 2008) l'unità di Anterselva fa parte del *sistema di falde del Drauzug-Gurktal*, l'unità cristallina stutturalmente più elevata dell'austroalpino.

L'unità di Anterselva comprende (a) un basamento metamorfico e (b) la copertura sedimentaria permo-triassica di Kalkstein.

### *BASAMENTO METAMORFICO*

Il basamento dell'unità di Anterselva è costituito da due settori con caratteristiche diverse ad andamento circa E-W. Nel settore settentrionale affiora quasi esclusivamente una monotona successione di alternanze alla scala dell'affioramento tra micascisti/paragneiss a staurolite, granato  $\pm$  cianite e sillimanite, quarziti e minori gneiss a silicati di calcio. A questa successione litologica (paragneiss a bande) localmente si intercalano marmi e rare anfiboliti. È interessante notare come la presenza di marmi e gneiss a silicati di calcio, quindi di protoliti contenenti significative percentuali di sedimento carbonatico, sia ristretta ad un'area dislocata a sud di Passo Stalle e del Lago di Anterselva, nella porzione più settentrionale di questo settore di austroalpino. Si trattava originariamente, con tutta probabilità, di un'area più prossimale alla sorgente di carbonato, che veniva risedimentato all'interno delle torbiditi, poi metamorfosate in paragneiss a bande, dando luogo a livelli quasi esclusivamente carbonatici (marmi) o silicoclastico-carbonatici (areniti ibride ora ricristallizzate in gneiss/fels a silicati di calcio).

Nell'area meridionale del Foglio oltre ai paragneiss a bande affiorano estesamente gli ortogneiss granitici di Anterselva e gli ortogneiss tonalitici di Casies. I primi

sono localizzati prevalentemente nella parte sudoccidentale, i secondi nella parte sudorientale, separati in corrispondenza della Val Quaira e del Monte Novale di dentro da una fascia ad andamento NE-SW di micascisti biotitici a staurolite e granato ( $\pm$  cianite e sillimanite). Sono inoltre presenti rari livelli plurimetri di quarziti, di gneiss minuti e gneiss occhiadini.

Nell'unità di Anterselva non sono riscontrabili effetti del metamorfismo alpino, mentre chiaramente evidenziati dalla paragenesi in facies anfibolitica a staurolite, granato  $\pm$  cianite e sillimanite sono quelli del metamorfismo varisico ubiquitario. I protoliti magmatici degli ortogneiss granitici e tonalitici testimoniano inoltre un evento magmatico, probabilmente anche metamorfico, del Paleozoico inferiore.

### 2.2.1. - *Ortogneiss granitici (Ortogneiss di Anterselva Auct.) (SDT)*

Gli ortogneiss granitici sono rocce chiare di aspetto granitoide, a grana media o grossa e con scistosità che varia da appena percettibile (metagraniti, Fig. 31) a ben sviluppata con struttura tipicamente gneissica (Fig. 32), fino a localmente milonitica. A tratti possono assumere anche un caratteristico aspetto occhiadino con cristalli di feldspato bianco anche centimetrici (Fig. 32). I componenti mineralogici essenziali sono: quarzo, plagioclasio, feldspato potassico in grossi cristalli idiomorfi e muscovite. La biotite non è molto frequente e forma piccole lamelle, talora parzialmente cloritizzate. Il plagioclasio è sempre ricco di una minuta segregazione di microliti sericitici.



Fig. 31 – *Ortogneiss granitici in un tipico affioramento massiccio privo di struttura gneissica.*

Si ritiene che questi gneiss derivino dal metamorfismo regionale di un corpo intrusivo granitico dell'Ordoviciano superiore, come testimoniato dalle datazioni di BORSI *et alii* (1973), ed è possibile che alla medesima attività magmatica siano da riferire parte delle intercalazioni minori che hanno dato origine a gneiss aplitici e pegmatitici. Le datazioni di BORSI *et alii* (1973) danno un'età di  $434 \pm 4$  Ma (isocrona Rb-Sr su roccia totale), età simili di  $443 \pm 24$  Ma e  $424 \pm 11$  Ma sono poi state ottenute da CLIFF (1980) con metodo U/Pb convenzionale su zircone, mentre quelle di KLÖTZLI (1995), con metodo U/Pb convenzionale su zircone, danno  $460 \pm 10$  Ma. Questo dato corrisponderebbe alla formazione dei corpi granitoidi, mentre l'età di BORSI *et alii* (1973) sarebbe da interpretare molto probabilmente come età di raffreddamento.

I contatti con i paragneiss o micascisti incassanti sono generalmente trasposti da zone di taglio. Affiorano in Valle di Vila e nella bassa Valle Anterselva formando una grande massa lenticolare che si estende in direzione E-W fino alla Val Casies (in corrispondenza di S. Maddalena) assottigliandosi progressivamente. Altri affioramenti di ortogneiss si trovano al confine con l'Austria presso il Monte Colle (2494 m), a letto della successione permomesozoica di Kalkstein, a nord di Forcella Ciarnil e più verso est nel territorio austriaco sul versante sud della *Rofstal* (GUHL & TROLL, 1987).



Fig. 32 – Ortogneiss granitici: *facies occhjadina*.

### 2.2.2. - Ortogneiss tonalitici (*Ortogneiss di Casies Auct.*) (SDC)

Si tratta di rocce per lo più a grana media, con colore da grigio a grigio-biancastro, contrassegnato da una punteggiatura verde scuro per la presenza di anfibolo. Localmente sono presenti piccole vene biancastre, trasversali rispetto alla scistosità, costituite essenzialmente da prehnite.

I minerali fondamentali sono: plagioclasio, quarzo, anfibolo, clorite, biotite e K-feldspato. In quantità accessoria si rinvencono titanite, zircone, apatite e sostanze



carboniose. Tra i minerali cristallizzati nelle fratture si può talora osservare, oltre alla già citata prehnite, laumontite.

Gli ortogneiss hanno raramente un aspetto massiccio e poco deformato, più comunemente una struttura gneissica scistoso-ondulata evidenziata da sottili livelli discontinui di biotite, che isolano porzioni lenticolari allungate secondo la scistosità, costituite prevalentemente da feldspati e quarzo. Contribuisce alla definizione della scistosità anche l'isorientazione dei cristalli di anfibolo.

In seno agli ortogneiss tonalitici non di rado si osservano inclusi microgranulari costituiti da minerali femici, di dimensioni molto variabili e forma da rotondeggiante a lenticolare, facilmente individuabili sia per il colore scuro che per i contorni sempre netti. La grana di questi inclusi risulta sempre più minuta di quella della roccia ospite. Raramente si osservano xenoliti di paragneiss rappresentanti l'originaria roccia incassante.

Il protolite degli ortogneiss tonalitici doveva essere costituito da un'intrusione tonalitico/granodioritica di età ordoviciana-siluriana, come testimoniano le datazioni effettuate: BORSI *et alii* (1973) danno un'età di  $434 \pm 4$  Ma (isocrona Rb-Sr su roccia totale), interpretata come età di messa in posto dei plutoni; KLÖTZLI (1995) invece, con metodo U/Pb convenzionale su zircone ha fornito, degli stessi ortogneiss un'età di  $466 \pm 10$ . KLÖTZLI (1999) inoltre con il metodo Pb/Pb per evaporazione su zircone ha restituito un'età di  $453 \pm 12$  Ma. L'autore interpreta quest'ultimo dato come il risultato di un evento metamorfico. Per le stesse rocce, più recentemente, SCHULZ & BOMBACH (2003), sempre con lo stesso metodo hanno ricavato un'età di  $468 \pm 4.5$  Ma.

Questi ortogneiss affiorano come corpo continuo a sud della linea di Kalkstein nella bassa Val Casies tra il Monte Novale di Fuori (2493 m) ed il Cornetto (2127 m) sul lato destro e tra il Sasso Alto (2464 m) ed il Rio Primis. Dal Sasso Alto verso est gli ortogneiss sono alternati con i paragneiss a bande (DPS). Lungo la cresta tra la Forcella Ciarnil ed il Pizzo Quaira (2612 m) sono presenti tre livelli di ortogneiss con spessori variabili (Fig. 33). Altri affioramenti sono diffusi nel territorio austriaco su entrambi i lati del *Roßtal* (GUHL & TROLL, 1987).

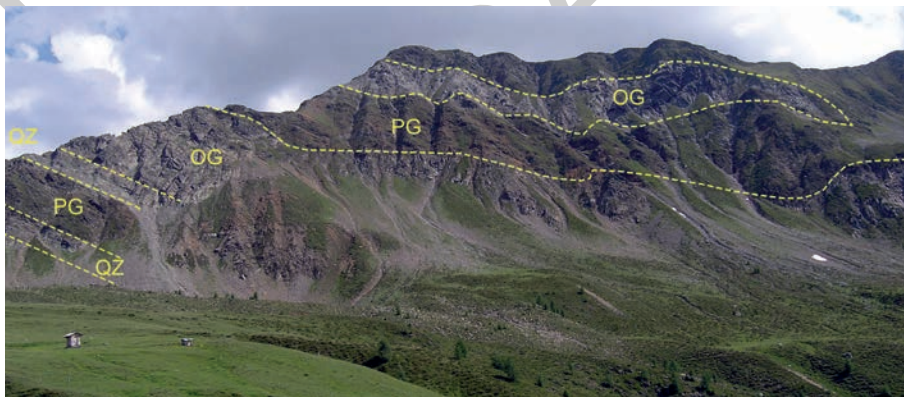


Fig. 33 - Alternanza tra i paragneiss a bande (PG), ortogneiss tonalitici (OG) e livelli di quarziti (QZ) nel fianco nord del Pizzo Quaira.

### 2.2.3. – *Gneiss occhiadini* (SDG)

Costituiscono un'unica intercalazione concordante entro i paragneiss a bande presso Pizzo Rosso al confine con il foglio Dobbiaco.

Si tratta di rocce caratterizzate da occhi feldspatici che spiccano in una massa di fondo ricca in biotite. La composizione e alcuni caratteri strutturali sono estremamente variabili: in particolare, la quantità e le dimensioni degli occhi feldspatici possono mostrare variazioni anche notevoli. I componenti mineralogici sono: quarzo, microclino, albite, biotite e muscovite. Si deve menzionare che talora il feldspato potassico è sostituito in parte o totalmente da albite a scacchiera.

### 2.2.4. – *Ortogneiss minuti* (SDK)

Si tratta di rocce per lo più a grana fine, con struttura scistoso-piana evidenziata da rari sottili livelli discontinui di biotite. Contribuisce alla definizione della scistosità anche la isorientazione dei cristalli di feldspato e quarzo. Il colore è da grigio a grigio-marrone.

I minerali fondamentali sono: feldspati, quarzo, biotite, muscovite. In quantità accessoria si rinvencono anche zircone ed apatite.

Affiorano, intercalati ai paragneiss a bande, nell'angolo sud-orientale del foglio subito oltre il confine con l'Austria nella zona tra Pizzo Rosso e Pizzo di Vallesella.

### 2.2.5. - *Paragneiss a bande* (DPS)

Questa successione rocciosa è caratterizzata da un'ampia variabilità litologica.

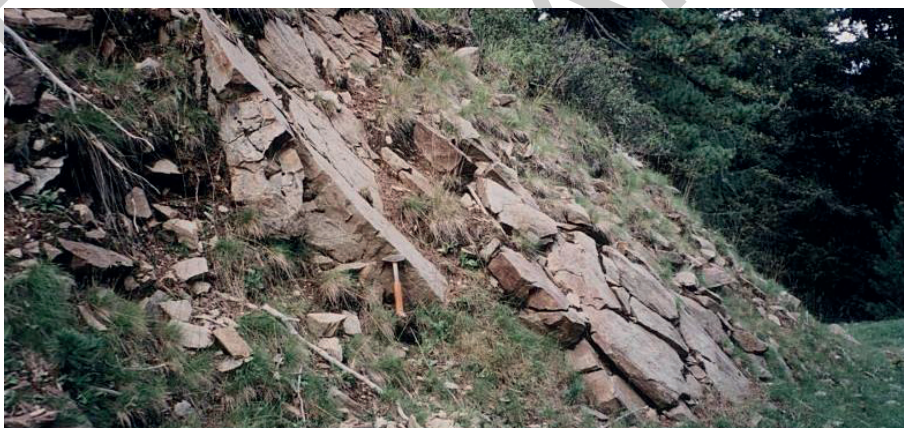


Fig. 34 – Paragneiss dalla caratteristica colorazione rossastra, affiorano sovente in livelli particolarmente ricchi in quarzo.



Essa è costituita, infatti, da un'alternanza da centimetrica a metrica (fino a plurimetrica) di: **a)** paragneiss da grigi a bruni o rossastri, spesso minuti, a biotite, muscovite, quarzo e plagioclasio; **b)** micascisti da argentei a bruni a una o due miche, quarzo e plagioclasio; **c)** quarziti chiare lastriformi, sovente impure per la presenza di muscovite  $\pm$  feldspati; **d)** paragneiss minuti, chiari o rossastri, quarzoso-feldspatici e muscovitici (Fig. 34); **e)** gneiss e fels a silicati di calcio di colore marrone chiaro con sfumature verdognole, contenenti calcite, quarzo, epidoto, actinolite, grossularia, plagioclasio, titanite e diopside. Paragneiss e micascisti rappresentano i litotipi più diffusi (Fig. 35). Le quarziti sono state cartografate separatamente dove raggiungono spessori di almeno 2-3 metri (vedi paragrafo 2.2.7).



Fig. 35 – Affioramento di paragneiss/micascisti a staurolite ripiegati (Monte Sbarra).

Nelle porzioni derivanti da originario sedimento più pelitico si osservano spesso staurolite e granato meno frequentemente cianite e sillimanite fibrolitica. Staurolite e cianite possono dare origine a porfiroblasti anche pluricentimetrici; la prima delle due localmente si presenta (ad es. nella zona di Forcella di Monte Regola) parzialmente o completamente pseudomorfosata da un aggregato costituito da un nucleo sericitico e un bordo a clorite, in questi casi la staurolite assume macroscopicamente un tipico colore grigio. Tormalina, apatite, zircone, ilmenite, rutilo ed epidoto possono essere presenti come minerali accessori. La paragenesi a granato, staurolite  $\pm$  cianite e sillimanite va riferita al metamorfismo progrado varisico (STÖCKHERT, 1985; SCHULZ, 1997, MORETTI, 2001), mentre la retrocessione della staurolite, nonché la

sericitizzazione della cianite e la cloritizzazione del granato sono legati al percorso retrogrado del medesimo evento (MORETTI, 2001).

La scistosità principale (S2) è generalmente piana e ben sviluppata, molto penetrativa nei litotipi più pelitici. In quest'ultimi, data l'abbondante presenza di miche, si può non di rado osservare una *crenulazione* della scistosità principale (deformazione D3). Dove sono presenti livelli cm-dm quarzosi o quarzoso-feldspatici all'interno di porzioni più pelitiche, essi possono definire pieghe isoclinali, sradicate, (testimonianza della S1) intrafoliali alla S2 (D2), talora ripiegate (D3) a definire delle strutture di interferenza di tipo 3 (*sensu* RAMSEY, 1967). La S3 non è quasi mai sviluppata, se non legata a fenomeni di *pressure solution* lungo i piani assiali. In sezione sottile la foliazione principale S2 è marcata dall'isorientazione di muscovite e biotite. Entro porfiroblasti di granato, staurolite e plagioclasio e nei domini di raccorciamento è possibile riconoscere una foliazione S1 relitta, disposta ad alto angolo rispetto ad S2. La cianite è osservabile sia in cristalli di piccole dimensioni che in porfiroblasti subidioblastici; in ambo i casi è nucleata in uno stadio precoce della formazione della scistosità principale S2; infatti, quest'ultima avviluppa i porfiroblasti di cianite, che non di rado sono deformati da D3 (Fig. 36) e leggermente sericitizzati.



Fig. 36 – Microfoto in sezione sottile di porfiroblasto di cianite piegata dalla deformazione D<sub>3</sub>. Porzioni pelitiche dei paragneiss a bande.

La sillimanite, ove presente, nuclea direttamente sulla biotite e si dispone secondo la foliazione principale in sottili livelli discontinui. La staurolite costituisce porfiroblasti idioblastici, subidioblastici talora anche scheletrici avviluppati dalla S2 principale; dall'analisi dei rapporti microstrutturali risulta essere cristallizzata



precocemente fino a tardivamente rispetto alla D2. Il plagioclasio mostra generalmente una zonatura con aumento del contenuto di anortite dal nucleo alla periferia. Il granato può formare porfiroblasti avviluppati dalla foliazione S2, frequentemente ricchi di inclusioni di quarzo, ed in minor misura di biotite, muscovite e plagioclasio. Spesso mostra un riassorbimento più o meno accentuato e viene sostituito da pseudomorfosi a grana media di biotite, muscovite, plagioclasio e quarzo (Fig. 37).

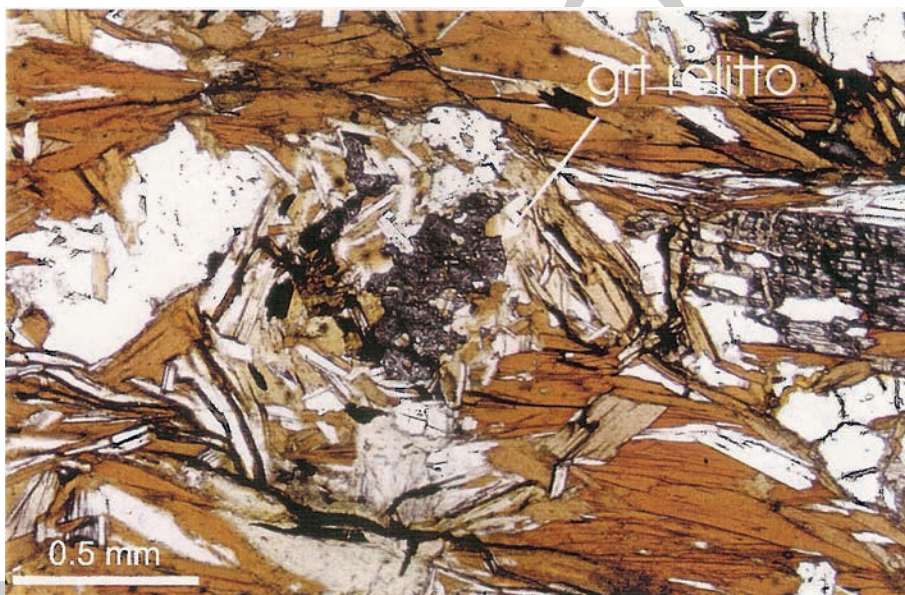


Fig. 37 – Microfoto in sezione sottile di pseudomorfosi progradate su granato, costituita da Bt + Ms + Qz + Pl. Micascisti nei paragneiss a bande.

L'insieme delle litologie descritte potrebbe essere interpretato, pur con la dovuta cautela, come una originaria spessa sequenza torbiditica terrigena (cambriano-orдовiciano?) metamorfosata durante l'orogenesi varisica, in cui sono ancora riconoscibili, nonostante la deformazione tettonica e l'intensa ricristallizzazione, le alternanze litologiche originarie. Affiorano diffusamente nell'alta Valle di Vila, nell'alta Valle di Anterselva e di Casies e sulle dorsali montuose che le separano. Fels a silicati di calcio sono stati osservati ad est, ovest e nord della Croda Rossa, in lenti e sottili livelli centimetrico/decimetrici.

#### 2.2.6. - Micascisti biotitici (DSM)

Roce a grana medio-fine, caratterizzate da una struttura scistoso planare o ondulata, di colore generalmente grigio-argenteo fino a marrone, con piccoli porfiroblasti di stauroilite, granato e talora cianite avvolti da una matrice scistosa

costituita da biotite, quarzo, plagioclasio e muscovite. Possono contenere anche sillimanite fibrolitica cresciuta a spese della biotite. Sono presenti come minerali accessori tormalina, apatite, zircone, ilmenite, rutilo ed epidoto. Talora si osservano noduli o livelletti di quarzo di spessore millimetrico, più raramente centimetrico.

Localmente questi micascisti assumono una grana media, ed una struttura marcatamente porfiroblastica per la presenza di cristalli millimetrico/centimetrici di cianite, staurolite (Fig. 38) e plagioclasio (il granato ha generalmente dimensioni inferiori). I porfiroblasti contengono spesso numerosi piccoli inclusi di granato rotondeggiante e di quarzo (Fig. 39), che mimano una scistosità interna ( $S_1$ ) disposta ad alto angolo rispetto a quella esterna che li avvolge ( $S_2$ ); questi inclusi di granato mostrano solitamente dimensioni decrescenti verso il bordo del plagioclasio, mentre aumenta il grado di arrotondamento. Quando il granato è incluso nei porfiroblasti di staurolite, plagioclasio e cianite, non è mai presente come porfiroblasto; viceversa se compare come porfiroblasto presenta un nucleo ricchissimo di inclusioni di quarzo e opachi, un bordo spesso limpido e talora viene pseudomorfofosato da un aggregato mimetico a grana media costituito da biotite + plagioclasio + muscovite  $\pm$  quarzo (interpretabile come sostituzione progradata legata a decompressione, si veda Fig. 37). La cianite appare a volte deformata con pieghe o *kink bands* e può mostrare un'alterazione retrograda in sericite; la staurolite può venir sostituita da sericite  $\pm$  clorite, il granato e la biotite da clorite.

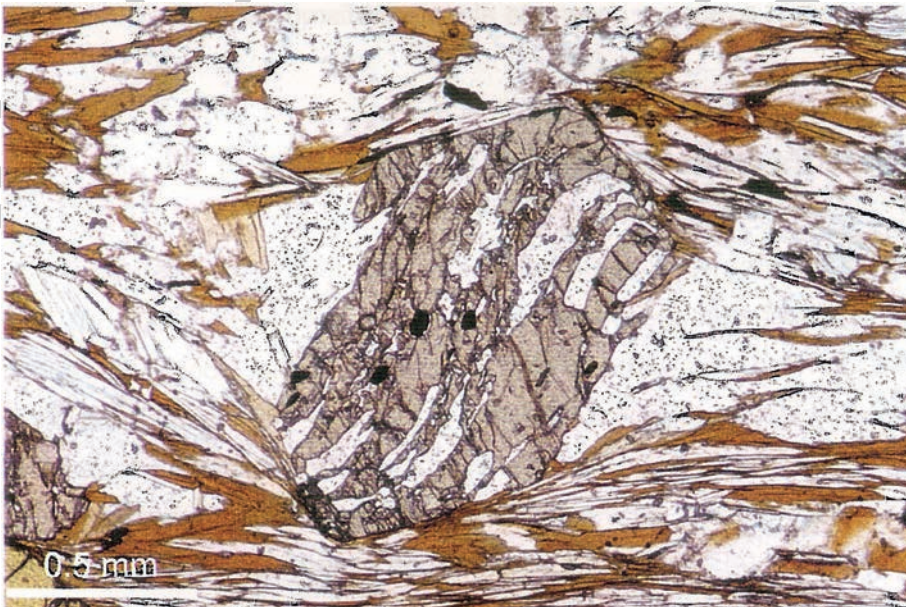


Fig. 38 –Microfoto in sezione sottile di porfiroblasto di staurolite con scie di inclusioni costituite da quarzo ( $S_1$ ) disposte ad alto angolo rispetto alla scistosità esterna ( $S_2$ ).



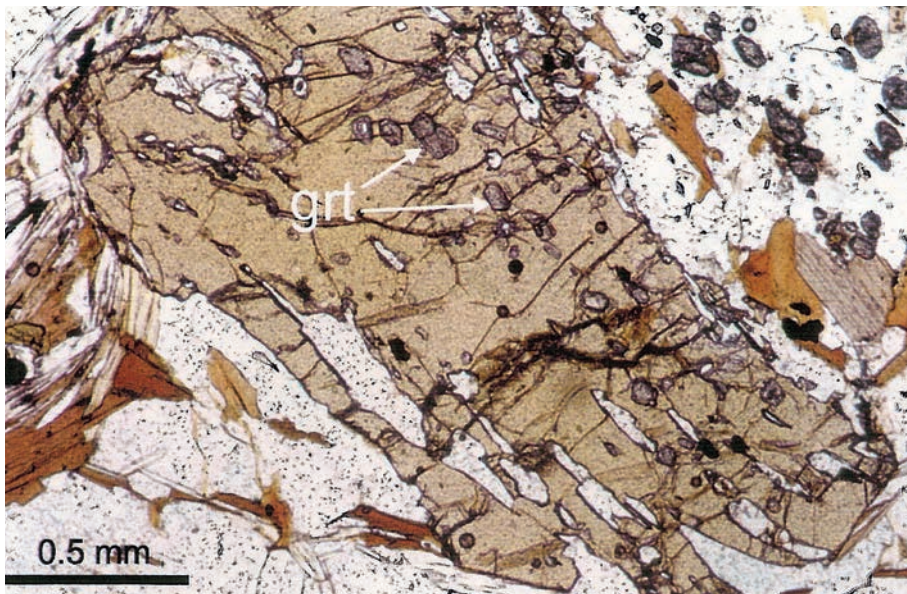


Fig. 39 – Microfoto in sezione sottile di porfiroblasto di staurolite con scie di inclusioni costituite da quarzo e piccoli granati parzialmente riassorbiti ( $S_1$  - micascisti biotitici). I piccoli granati sono anche inclusi nel plagioclasio in alto a destra nella foto mentre sono assenti nella matrice.

La foliazione principale ( $S_2$ ) è spesso crenulata ( $D_3$ ) e questo determina la comparsa di una lineazione per crenulazione sulle superfici di rottura.

Queste osservazioni, unite a quelle effettuate per le porzioni pelitiche dei paragneiss a bande, consentono di formulare le seguenti considerazioni sull'evoluzione metamorfica varisica dell'unità di Anterselva:

- a. nel tratto finale del percorso P-T-t prima del raggiungimento del picco termico, le rocce studiate hanno registrato la crescita di cianite, staurolite e plagioclasio e la contemporanea parziale consunzione di granato (vedi MORETTI, 2001);
- b. la sillimanite è l'ultima fase a cristallizzare, presumibilmente durante l'acme termico metamorfico o nel corso di uno stadio immediatamente successivo.

Queste considerazioni pongono dei vincoli importanti e sufficientemente precisi sulle stime P-T per il picco metamorfico (~650-680°C e 7-8 kbar) e permettono di ipotizzare lo sviluppo di una reazione continua del tipo  $Grt + Ms + Qtz + Ky + St + Pl + Bt$  nel tratto P-T che ha preceduto il raggiungimento del picco termico varisico.

I micascisti biotitici affiorano prevalentemente lungo una fascia ad andamento circa ENE-WSW, che partendo dalla Malga di Tesido (a nord della Roda di Scandole) e passando poco a Nord del Rio di Tezza porta fino in Valle di Casies poco a sud di S. Maddalena: questa fascia separa gli ortogneiss di Casies, limitati a sud, da quelli di Anterselva, posti a nord di essa.



Localmente sono presenti varietà con netta prevalenza di muscovite rispetto alla biotite che conferiscono spesso a queste rocce un caratteristico aspetto argenteo (Fig. 40). Caratteristica è anche la presenza di porfiroblasti di granato, staurolite, plagioclasio e talora di cianite, nonché la ricchezza di inclusioni nei porfiroblasti, tale da impartire loro un aspetto cribroso, tendenzialmente peciloblastico. La cianite può mostrare una deformazione legata a *kink bands* e una retrocessione in sericite, la staurolite può essere pseudomorfosata da sericite  $\pm$  clorite, il granato e la biotite vengono a tratti sostituiti da clorite. I minerali accessori sono costituiti da tormalina, apatite, zirconio, ilmenite e rutilo. Affiorano quasi esclusivamente all’imbocco della Valle del Rio del Maso e presso M.ghe alle Capanne di Sotto.



Fig. 40 – *Micascisti muscovitici argentei* affioranti presso M.ghe alle Capanne di Sotto.

### 2.2.7. - *Quarziti (SDQ)*

Livelli e banchi di quarziti bianche, potenti al massimo qualche decina di metri, intercalate all’interno dei paragneiss a bande (Fig. 41). Al limite con quest’ultimo litotipo, non di rado diventano micacee, passando anche a veri e propri scisti quarziticci. Le quarziti presentano una struttura da isotropa a foliata, colore bianco o grigio chiaro e talora delle bande grigiastre più scure, corrispondenti a livelletti impuri in cui si rinvencono oltre al quarzo anche plagioclasio, muscovite e raramente granato. Localmente si osservano livelli metrici fino a plurimetrici di quarziti impure di

colore blu scuro-nero a causa della massiccia presenza di ilmenite e/o grafite; queste ultime sono osservabili a q. 2200 m.s.l. sulla destra idrografica del circo di Campo Cogolo (sinistra idrografica della Valle di Anterselva). Quarziti più pure e biancastre affiorano invece nel bosco a q. 1400 m.s.l., sopra il campeggio di Anterselva di mezzo (sinistra idrografica della Valle di Anterselva), presso Cima Fossa, Cima Pietraforata, Forcella di Monte Regola, Pizzo Quaira, Pizzo Rosso e nell'alta Val di Quaira presso Malga Campobove e Astberg.

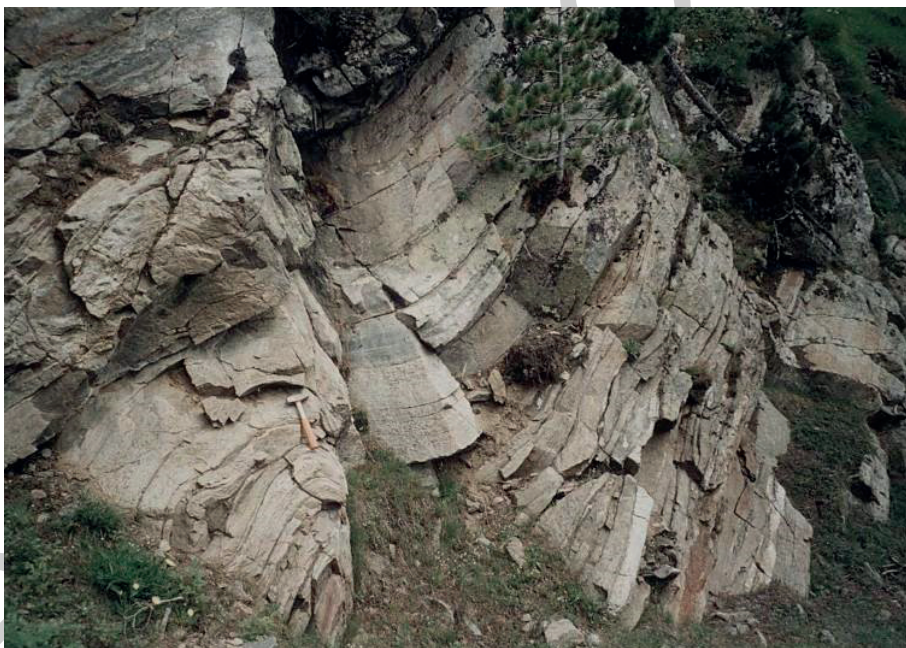


Fig. 41 – Livelli quarzitici piegati e fratturati, comunemente presenti all'interno della successione dei paragneiss a bande.

#### 2.2.8. - Anfiboliti (DSF)

Rocce di colore verde scuro tendente al nero, più o meno foliate, che formano livelli di spessore da metrico a plurimetrico all'interno dei paragneiss a bande. I componenti mineralogici principali sono anfibolo e plagioclasio  $\pm$  titanite, granato, epidoto e quarzo. Gli unici due livelli affioranti sono presenti nella zona nordoccidentale dell'unità ed hanno un allungamento circa EW. Si rinvencono poco a sud di Cima Fossa sul crinale che divide la valle di Vila da quella di Anterselva, e tra quota 2200 e 2275 circa lungo il crinale che separa la valle del Rio Molino da quella di Montassilone.



### 2.2.9. - *Marmi (SDR)*

I marmi intercalati nei paragneiss a bande rappresentano livelli calcarei impuri di colore grigio chiaro, con struttura da isotropa a blandamente foliata. Hanno spessore massimo di due o tre metri, un andamento medio E-W, ESE-WNW e sono spesso ripiegati. Contengono calcite e subordinati quarzo, plagioclasio, actinolite, epidoto, titanite. Associati o all'interno dei marmi si possono osservare dei livelli sottili (da pochi mm fino a qualche dm), di colore bruno-rossastro, marroncino o verdognolo, in cui i silicati di calcio sono percentualmente più abbondanti rispetto alla calcite fino a costituire dei veri e propri fels a silicati di calcio costituiti da quarzo, plagioclasio (quasi sempre alterato), epidoti, actinolite, titanite e granato ricco in grossularia (Fig. 42). Il diopside si rinviene entro vene che tagliano questi livelli, mentre muscovite e clorite costituiscono minerali accessori. Questi livelletti, se presenti all'interno dei marmi, danno spesso luogo a pieghe ptigmatiche.



Fig. 42 – *Marmi calcitici con livelletti a silicati di calcio (NW di Cima Pietraforata).*

I livelli di marmi sono concentrati in una ristretta zona nella parte centrosetten-trionale dell'Unità di Anterselva ed in particolare possono essere osservati a NW di Cima Pietraforata e sulla cresta tra Monte Regola e Pizzo Casera.

### *COPERTURA PERMO-TRIASSICA DI KALKSTEIN*

I sedimenti permo-triassici affiorano lungo una stretta zona rilevata, allineata WNW-ESE, larga 300-400 m e lunga ben quattro chilometri, fra la Forcella di Ciarnil al confine fra Italia ed Austria e Kalkstein a Innervillgraten (Tirolo dell'Est, Austria). Il "Permotrias di Kalkstein" è stato scoperto per la prima volta da TELLER (1883) ed è stato descritto in seguito da FURLANI (1912), DAL PIAZ (1934) e SCHMIDEGG (1937). Le successioni sedimentarie sono leggermente metamorfiche e si presentano come scaglia delimitata tettonicamente all'interno delle rocce con impronta anfibolitica di età varisca dell'unità di Anterselva. Per questo il "Permotrias di Kalkstein" ha da sempre avuto un ruolo importante riguardo a problematiche inerenti alla tettonica regionale.

Nella suddivisione classica delle unità tettoniche delle Alpi orientali in austroalpino inferiore, medio e superiore, STAUB (1924, p. 214) collocò il "Permotrias del Kalkstein" all'interno dell'Autroalpino medio e come zona radicale della falda di Radstät. Anche TOLLMANN (1963) definì il "Permotrias di Kalkstein" come una tipica facies delle Alpi centrali, appartenente all'austroalpino medio, ma rifiutò, come già DAL PIAZ (1934) e SCHMIDEGG (1937), il modello delle zone di radici delle grandi unità tettoniche. GUHL & TROLL (1987) descrissero per la prima volta in modo dettagliato dal punto di vista petrografico e strutturale le rocce cristalline delle Alpi di Deferegggen meridionali (equivalenti all'unità di Anterselva) e del "Permotrias di Kalkstein".

In riferimento agli studi precedenti, le successioni sedimentarie venivano suddivise nelle seguenti unità litologiche: (1) strati basali permo-sciitici "Verrucano", (2) calcari a bande dell'Anisico, (3) dolomie e carnirole dell'Anisico e (4) dolomie del Ladinico. Le successioni immergono per lo più ad alto angolo (60-80°) verso SW o sono verticali. Visto che i sedimenti sono diffusi maggiormente in territorio austriaco è stata rilevata ex novo la zona fino alla locanda Bad Kalkstein; le porzioni cristalline circostanti sono state riprese dalla carta geologica di GUHL & TROLL (1987). La denominazione stratigrafica adottata per le successioni sedimentarie austroalpine è per lo più riferita a PILLER *et alii* (2004) o ai fogli CARG già stampati.

#### **2.2.10. - Verrucano Alpino (VEA)**

La successione conglomeratica basale viene qui attribuita al verrucano alpino in sintonia con altri Fogli CARG (Montrasio *et alii*, 2012); essa potrebbe, in riferimento a Krainer (1989) essere anche equivalente alla Gröden-Formation usata per i sedi-

menti clastici permiani nel Drauzug (Austria). La successione permo-triassica comprende in parte anche sedimenti attribuibili al buntsandstein alpino come definito nelle Alpi Calcaree Settentrionali. La formazione affiora esclusivamente nella parte settentrionale della scaglia del Kalkstein.

Il verrucano alpino è composto da banchi di conglomerati di colore da rosa a viola scuro, con ciottoli di quarzo e porfido, arrotondati e grandi alcuni centimetri (Fig. 43), così come da arenarie grossolane con intercalazioni frequenti di ciottoli arrotondati di porfido quarzifero. Le condizioni di affioramento non permettono un riconoscimento di strutture sedimentarie; talvolta è presente una gradazione. Esami di sezioni sottili mostrano fundamentalmente due tipi di grani rielaborati: (1) metamorfiti, costituiti da resti di noduli di quarzo e scisti quarzitici e (2) vulcaniti costituite prevalentemente da ignimbriti con tessiture tipicamente eutassitiche e lave africane. Il rapporto in quantità fra le vulcaniti e le metamorfiti varia: talora le vulcaniti sono presenti fino al 90%. Verso l'alto il verrucano alpino passa in continuità al buntsandstein alpino, costituito da arenarie medie e fini di colore marroncino-beige, ben stratificate a cemento calcitico. Sulla Forcella di Ciarnil affiorano inoltre nella parte superiore per uno spessore di quasi un metro marne calcaree di colore marroncino, finemente stratificate. A nord di Bad Kalkstein i banchi superiori di arenarie si alternano a carniole alterate, di colore beige-arancio e spessore metrico. Questa alternanza a tetto del buntsandstein alpino può essere associata ai Werfener Schichten (strati di Werfen).



Fig. 43 – Verrucano della Forcella di Ciarnil: conglomerato con ciottoli di basamento (quarzo) e vulcaniti permiane (porfidi rossi).



Il limite inferiore è dato da un contatto primario discordante ed erosivo del Verucano alpino sul basamento metamorfico dell'unità di Anterselva; il limite superiore con la formazione di Virgloria.

Lo spessore varia da pochi metri in corrispondenza della Forcella di Ciarnil, fino a 55 m a Bad Kalkstein (GUHL & TROLL (1987).

I sedimenti clastici a tetto del basamento varisico metamorfico possono essere interpretati, come in molti altri casi, come depositi di conoidi alluvionali, che passano verso l'alto gradualmente ad una sedimentazione marina. Il fatto che già alla base siano presenti clasti vulcanici rielaborati è molto interessante e fa presumere la vicinanza dell'area di sedimentazione ad aree di affioramento di vulcaniti permiane. Il vulcanismo permiano è maggiormente diffuso nelle Alpi meridionali, centrali e occidentali, spessori poco potenti sono presenti nell'Elvetico, pennidico e austroalpino, in particolar modo nelle zone occidentali delle Alpi Calcaree Settentrionali (ANGERER *et alii*, 1976; STINGL, 1982) e nel vicino Drauzug situato a SE (KRAINER, 1989).

Permiano – Triassico inferiore.

#### 2.2.11. - Formazione di Virgloria (VRG)

Le successioni calcaree, denominate in precedenza come calcari a bande (*Bänderkalke*) o „*Muschelkalk*“, vengono denominate qui per la prima volta come formazione di Virgloria. I migliori affioramenti si trovano in corrispondenza della strettoia di Bad Kalkstein, così come nei versanti acclivi più a nord. Inoltre, sono da citare due affioramenti nella *Roßtal* e quello alla Forcella del Ciarnil. Si tratta di calcari micritici, spessi da alcuni centimetri a decimetri, chiari per alterazione e scuri a rottura fresca, con superfici di stratificazione tipicamente ondulate, in parte a forma di lenti („*Wurstelkalke*“ e/o „*calcaire vermiculair*“; Fig. 44). Presenza di stiloliti. In sezione sottile sono visibili isolati grani detritici di silt quarzifero. I calcari sono logorati da una tettonica fragile e caratterizzati da una rete di calcite di frattura e struttura a breccia minuta.

La struttura del *Wurstelkalk* è riconducibile alle tracce di bioturbazione ed è tipica per le serie del „*Muschelkalk Alpino*“.

Il limite inferiore è con il *buntsandstein* alpino o strati di Werfen; il limite superiore con la formazione di Arlberg.

Lo spessore è di circa 8 m alla Forcella del Ciarnil, alcune decine di metri in corrispondenza di Bad Kalkstein; tuttavia non sono da escludere elisioni tettoniche.

Nei rilievi eseguiti non sono stati trovati fossili significativi; dalla posizione stratigrafica si assume un'età anisica.

L'area di deposizione della formazione di Virgloria, caratterizzata da bioturbazione, è presumibilmente una zona subtidale con scarsa circolazione e a bassa sedimentazione. La formazione di Virgloria del „*Permotrias di Kalkstein*“ si correla stratigraficamente con le successioni basali anisiche dell'austroalpino superiore, come per esempio del vicino Drauzug (p.es. BECHSTÄDT *et alii*, 1976). Tuttavia, in

quella zona sono presenti spessori di centinaia di metri. Spessori simili del calcare di Virgloria si trovano nei metasedimenti permomesozoici del Brennero (BRANDNER *et alii*, 2003a, 2003b, PRAGER, 2003).

Triassico inferiore (Anisico)



Fig. 44 – Formazione di Virgloria affiorante presso Bad Kalkstein (Austria) con il tipico aspetto a bande ondulate derivante dalla deformazione duttile sovrainposta alle strutture primarie.

#### 2.2.12. - Formazione dell'Arlberg (ABF)

La denominazione formazione dell'Arlberg comprende i sedimenti di acque basse, misti carbonatici ed evaporitici presenti fra gli strati Partnach e di Raibl delle Alpi Calceree Settentrionali occidentali. Una prima descrizione dettagliata delle successioni di questa zona è stata fornita da HIRSCH (1966) e KOBEL (1979). Successioni tipiche comprendono calcari, dolomie, carniole, breccie e marne così come intercalazioni di melafiri e tufi (FRIEBE, 2007). In base a similitudini di facies il nome degli strati di Arlberg viene associato per la prima volta anche al Triassico di Kalkstein. Dal punto di vista morfologico gli strati della formazione dell'Arlberg affiorano in modo vistoso a causa dell'alterazione selettiva dei banchi calcarei verticali a nord di Kalkstein.

Si distinguono due tipi di facies: *carniole* e *dolomie*.

### 2.2.12.1. – Carniole (**ABF<sub>a</sub>**)

Le carnirole sono composte da banchi di dolomia grigio scure, spessi dal decimetro ad alcuni decimetri, alterati, sabbiosi-granulosi e dalle tipiche cavità porose-cellulari (dolomia a cellette; Fig. 45). Le dolomie sono cristalline con grana da fine a media e di solito suddivise in breccie, dove la granulometria varia fra sabbia e ghiaia, dove i singoli clasti risultano perfettamente accostati come in un puzzle. Si tratta di carnirole ad una componente nel senso di LEINE (1971). Le breccie sono attraversate da numerose fratture, riempite da calcite. Talora il riempimento delle fratture è costituito da gesso. Nella parte superiore delle carnirole e alla base delle dolomie affiora uno strato spesso pochi centimetri di argilla alterata di color arancione (tufo alterato?).

Per quanto concerne gli spessori, in corrispondenza della sinclinale presso Forcella di Ciarnil sono presenti solo ca. 20 m di carnirole, fortemente tettonizzate; a nord di Kalkstein (Austria) le carnirole presentano invece spessori di oltre 100 m (GUHL & TROLL, 1987), probabilmente per raddoppio tettonico.

Nella parte superiore delle carnirole al passaggio verso le dolomie affiorano livelli di diplopore e gasteropodi, scoperti già da TELLER (1883). I resti di dasicladacee si possono confrontare secondo TOLLMANN (1963) con *Physoporella minutula* (GÜMBEL); GUHL & TROLL (1987) ipotizzano invece il ritrovamento di *Diploporella annulatissima* (PIA).

Per maggiori dettagli sulle carnirole della formazione dell'Arlberg si veda il lavoro di LEINE (1971). Secondo questo autore le carnirole monomittiche sono fondamentalmente breccie tettoniche derivanti da una dolomia saccaroide, poco compatta, deposta in un ambiente evaporitico. La calcificazione secondaria, irregolare della dolomia e la de-dolomitizzazione porta ad una differente resistenza della roccia e quindi ad una alterazione molto differente al contatto con acque superficiali o di acquiferi. La sorgente sulfurea di Bad Kalkstein è situata in queste carnirole.

La sovrapposizione delle carnirole della formazione dell'Arlberg ai calcari della formazione di Virgloria non è probabilmente di tipo stratigrafico primario, ma potrebbe corrispondere ad un limite per faglia diretta parallela agli strati. Il risultante assottigliamento della successione stratigrafica qui postulato risulta dalla comparazione con altre successioni triassiche austroalpine con un simile sviluppo di facies, per esempio la vicina catena della Drava (BECHSTÄDT *et alii*, 1976) o il Triassico di Mules (BRANDNER, comm. pers., 2010), dove sono presenti altre unità stratigrafiche fra la formazione di Virgloria e quella dell'Arlberg.

### 2.2.12.2. - Dolomie (**ABF<sub>b</sub>**)

Verso l'alto le carnirole passano a dolomie micritiche scure, prive di fossili e in bancate piane di spessori di 20-40 cm. Affioramenti tipici si trovano nella *Roßtal* a nord del punto quotato 1993 m così come a nord di Kalkstein.

Lo spessore arriva ad alcune decine di metri; il limite superiore è per contatto tettonico.

L'ambiente di deposizione di queste dolomie è difficile da definire, visto che non ci sono delle strutture sedimentarie tipiche. A causa del passaggio continuo dalle sottostanti carniole si assume un'area subtidale poco profonda. Le dolomie potrebbero essere l'equivalente temporale della porzione superiore della dolomia di Wetterstein.

Ladinico superiore? – Carnico inferiore?



Fig. 45 – Formazione dell'Arlberg: (a) Affioramento con la tipica alterazione delle carniole (ABFa) nella Roßtal (Austria); (b) dettaglio delle carniole con l'alterazione sabbiosa-granulare e cavità porose-cellulari.

### 3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

Nell'area rilevata rientrano la maggior parte delle superfici affioranti dei due plutoni oligocenici delle Vedrette di Ries e Cima di Vila, e il rispettivo corteo filoniano. Assieme alle principali intrusioni dell'Adamello, Bregaglia e Traversella, questi plutoni sono tradizionalmente ascrivibili al cosiddetto “magmatismo periadriatico” alpino, che si sviluppa lungo una fascia estesa per circa 700 km dal Piemonte alla Slovenia. Il magmatismo periadriatico ha dato origine a prodotti intrusivi ed effusivi di serie orogenica calcalcalina, ed anche a più rari dicchi di composizione da andesitica a shoshonitica sino a ultrapotassica. Benchè questo magmatismo sia stato ritenuto per molto tempo espressione di una fase distensiva oligocenica durante la formazione delle Alpi, recenti studi hanno dimostrato che alcuni plutoni periadriatici si sono messi in posto in un regime tettonico di tipo transpressivo (ROSENBERG *et alii*, 1995; STEENKEN *et alii*, 2000, WAGNER *et alii*, 2006). Nelle Alpi Orientali le magmatiti oligoceniche sono concentrate nel dominio austroalpino (DAL PIAZ & VENTURELLI, 1983). Si può, infatti, osservare che il plutone delle Vedrette di Ries non è intruso in corrispondenza della linea della Pusteria, ma almeno una decina di chilometri a nord. Pertanto, si è preferito, come anche negli altri fogli CARG, non descrivere le rocce in oggetto come “Magmatiti Periadriatiche”, definendole semplicemente “Tardo-Alpine”.



### 3.1. - PLUTONI INTRA-AUSTROALPINI

Il magmatismo alpino delle Alpi Orientali è rappresentato da numerosi corpi plutonici, molti dei quali presentano nella globalità un'affinità calcicalina. Nel foglio Anterselva essi sono costituiti dal plutone delle Vedrette di Ries e dalla massa plutonica di Cima di Vila, che si rinviengono nel blocco austroalpino a nord della linea tettonica DAV ed hanno una forma a goccia allungata in direzione E-W, subparallela alla linea stessa.

Queste intrusioni sono costituite da tonaliti e/o granodioriti e in minor quantità da dioriti e/o graniti. Esse hanno carattere calcicalino, sempre con bassi tenori di TiO<sub>2</sub>, alto Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e bassi rapporti FeO/MgO. I dati petrologici ed isotopici Rb-Sr (BELLIENI, 1977; 1978; 1980; BELLIENI *et alii*, 1981) suggeriscono un'origine complessa per questi fusi intermedio-acidi, nei quali i rapporti Sr/Sr sono significativamente più bassi di quelli tipicamente crostali. Questo suggerisce che il magmatismo, in questa porzione delle Alpi, fu il risultato di *input* di magmi calcicalini subcrostali entro la crosta. Dopo un primo stadio di formazione a pressioni elevate, avvenne il frazionamento di granato ed orneblenda. Successivamente i magmi risalirono a livelli crostali superiori, dove avvenne un secondo stadio di frazionamento di orneblenda e plagioclasio, con evoluzione verso composizioni impoverite in Sr. Questa fase fu accompagnata da fenomeni di contaminazione crostale e separazione di fasi minerali accessorie.

L'intrusione di Cima di Vila, inizialmente considerata parte del complesso plutonico delle Vedrette di Ries, è oggi ritenuta, sulla base dei suoi caratteri geochimici (BELLIENI, 1980; BELLIENI *et alii*, 1982), un corpo magmatico indipendente.

L'età del plutone delle Vedrette di Ries è stata determinata a  $30 \pm 3$  Ma con un'isocrona Rb/Sr su roccia totale (BORSI *et alii*, 1979). Datazioni Th/Pb su allaniti (BARTH, 1989) hanno confermato le età di intrusione restringendone i margini di incertezza ( $31.7 \pm 0.25$  Ma per la tonalite principale,  $31.09 \pm 0.32$  Ma per la quarzodiorite); più recentemente sono state ottenute età di  $32 \pm 0.4$  Ma sostanzialmente simili, mediante il metodo U/Pb su monazite (ROMER & SIEGSMUND, 2003).

Le masse plutoniche sono completamente incassate all'interno dell'unità di Tures. Il plutone delle Vedrette di Ries presenta una aureola di contatto metamorfico ben sviluppata (CESARE, 1992) ma di esiguo spessore, mentre attorno all'intrusione di Cima di Vila gli effetti di contatto sono meno evidenti, e conservati solo al margine settentrionale. L'aureola metamorfica di contatto non è stata cartografata nel presente rilevamento, a causa del suo esiguo spessore alla scala di rappresentazione, ed alla difficoltà di determinare sul terreno la presenza di effetti metamorfici di contatto nel basamento già polimetamorfico. Una peculiarità del metamorfismo di contatto delle Vedrette di Ries è la presenza di vene a quarzo-andalusite (Fig. 46) formatesi a seguito delle reazioni di devolatilizzazione delle metapeliti circostanti (CESARE, 1994; CESARE & HOLLISTER, 1995).

Nell'aureola di contatto affiorante a sud del plutone, CESARE (1994) ha contraddistinto sei zone metamorfiche, che si sono sviluppate a pressioni tra 0.33 - 0.45 GPa, raggiungendo temperature massime di 620-680°C. Il plutone delle Vedrette di Ries si era pertanto intruso ad una profondità di almeno 12-15 km, valore relativamente



elevato per plutoni granitici.

Al magmatismo oligocenico vanno verosimilmente riferiti anche i numerosi dicchi e filoni a varia composizione che attraversano le diverse litologie dell'austroalpino. (SASSI & ZIRPOLI, 1979; CESCUTTI *et alii*, 2003; TREPMANN *et alii*, 2004).



Fig. 46 – Vena discordante a quarzo e andalusite (cristalli rosa idiomorfi) dall'aureola di contatto di Vedrette di Ries, nei pressi di Rif. Forcella Val Fredda.

### 3.1.1. - Tonaliti delle Vedrette di Ries (VDR)

Si tratta di prevalenti tonaliti biotitico-orneblendiche e minori granodioriti, a grana media e struttura sempre tipicamente granulare olocristallina ed ipidiomorfa (Fig. 47). BELLINI *et alii* (1976) hanno descritto le caratteristiche petrografiche di questo litotipo. L'associazione mineralogica è costituita da: plagioclasio, quarzo, biotite, orneblenda, granato e feldspato potassico; inoltre, si sono rilevate quantità accessorie di epidoto, titanite, muscovite, zircone, monazite, allanite, ossidi di ferro, apatite e prehnite. Il plagioclasio possiede abito idiomorfo, può raggiungere dimensioni millimetriche, e mostra spesso segni di alterazione e sostituzione da parte di epidoto e sericite. Il quarzo forma plaghe allotriomorfe millimetriche, in aggregati microgranulari che riempiono le fratture, e come inclusioni in biotite, granato e plagioclasio. La biotite dà lamine idiomorfe di dimensioni millimetriche (fino a 8 mm) a volte deformate. Caratteristica peculiare della biotite di queste rocce è lo sviluppo di cri-

stalli tendenzialmente prismatici, anzichè lamellari, di taglia fino a 5 mm. I cristalli di orneblenda possono raggiungere dimensioni sino a centimetriche, e raramente possiedono abito idiomorfo. Gli individui di dimensioni minori possono dare origine ad aggregati millimetrici in associazione con biotite. Il K-feldspato forma cristalli interstiziali di dimensioni millimetriche, ed a contatto con il plagioclasio può dare origine a bordi mirmechitici.



Fig. 47 – Tonalite a grana media di Vedrette di Ries, con evidenti cristalli neri di biotite, affioramento ad W-NW di Rifugio Roma.

È la litologia prevalente nel settore nord-occidentale del plutone. Negli affioramenti si trovano nella bassa Valle di Riva, dove sono presenti numerose cave di questo litotipo. Generalmente questa è la facies più ricca in inclusi mafici microgranulari. Tali inclusi sono stati interpretati da BELLIENI *et alii* (1989) come “bolle” di magmi mafici la cui composizione originaria fu modificata attraverso processi di interazione col magma ospitante. Gli inclusi mafici microgranulari sono ottimi indicatori dello strain nelle plutoniti (STEENKEN *et alii*, 2000). In aggiunta agli inclusi mafici microgranulari, le tonaliti e granodioriti contengono xenoliti di origine metamorfica. Questi inclusi, comunemente metamorfiti ricche in biotite, sono più abbondanti in alcune porzioni marginali del plutone, al contatto con le rocce incassanti, oppure anche in alcune aree all’interno del plutone stesso, come nella media Val Fredda. Essi rappresentano gli effetti macroscopici dell’assimilazione delle rocce incassanti, testimoniata geochimicamente dagli alti valori della composizione isotopica iniziale  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  e dalla ampia variazione di questo stesso parametro (BORSI *et alii*, 1979).

Oligocene.

### 3.1.1.1. - Facies a grana fine (**VDR<sub>a</sub>**)

Nella zona più orientale dell'area rilevata affiora la facies a grana medio-fine delle magmatiti di Vedrette di Ries. Tale facies è costituita da prevalenti granodioriti biotitico-anfiboliche a struttura olocristallina ed ipidiomorfa, con dimensioni medie dei cristalli inferiori ai 2 mm (Fig. 48).

L'associazione mineralogica e le caratteristiche petrografiche sono le stesse descritte per le tonaliti precedenti, fatta eccezione per una minore presenza di anfibolo e dall'assenza del granato. È la facies più rappresentata all'interno del plutone delle Vedrette di Ries, e costituisce interamente quello di Cima di Vila.

Il contatto tra le due facies principali del plutone delle Vedrette di Ries (tonaliti a grana media e a grana medio-fine) è transizionale, caratterizzato da una fascia di alcune centinaia di metri dove tali rocce sono intercalate alla scala metrico-decimetrica. I rapporti di intersezione indicano che le rocce tonalitiche granodioritiche a grana media rappresentano il primo magma ad essersi intruso.

La facies a grana fine è facilmente osservabile a SE del Rifugio Roma, a nord del Lago di Anterselva, o in Valle di Vila.



Fig. 48 – Tonalite a grana fine di Vedrette di Ries, pendici occidentali del Dosso Grigio. Sono evidenti i cristalli di orneblenda, di maggiori dimensioni.

### 3.1.1.2. - Facies a granato (**VDR<sub>b</sub>**)



La tonalite a grana media, anche nelle sue facies foliate, può contenere, localmente in quantità apprezzabili, grossi cristalli di granato che possono raggiungere anche 4 cm in diametro (Fig. 49). La composizione mineralogica principale della roccia rimane comunque invariata. Il granato rappresenta una fase di precoce cristallizzazione magmatica (BELLIENI *et alii*, 1979; BASSANI *et alii*, 1997). Esso ha una composizione ricca in almandino e grossularia, ed esibisce una marcata zonatura evidenziata in modo particolare dal contenuto in spessartina (Mn) che aumenta dal nucleo alla periferia sino a raggiungere tenori del 15%. Il granato mostra invariabilmente segni di instabilità, ed è spesso contornato da un orlo di reazione a biotite, anfibolo e plagioclasio (Fig. 50). Contiene molto spesso abbondanti inclusioni di plagioclasio, quarzo, anfibolo e biotite. Sulla base della composizione chimica dei nuclei del granato BELLIENI *et alii* (1979) hanno concluso che negli stadi iniziali dell'evoluzione magmatica il granato era in equilibrio con il fuso tonalitico a valori di pressione superiori a 1 GPa e a  $T < 950^\circ$ , con contenuti di H<sub>2</sub>O di circa 5%. Successivamente, in seguito alla risalita ed intrusione a livelli crostali superiori, il granato divenne instabile.

La facies a granato è diffusa nella parte più occidentale del plutone, e si può osservare facilmente lungo la bassa Valle di Riva. Altri affioramenti di tonalite granatifera sono nella zona di Cima del Vento Grande - Forcella della Fossa.



Fig. 49 – Granati centimetrici, con orlo di reazione a minerali femici, nella tonalite a grana media. Cave di roccia di Valle di Riva.



Fig. 50 – Microfoto in sezione sottile di un cristallo di granato nella tonalite delle Vedrette di Ries. La matrice circostante contiene quarzo, plagioclasio, biotite e orneblenda, il granato include plagioclasio ed orneblenda, ed è parzialmente sostituito da biotite (foto A.M. Fioretti).

### 3.1.1.3. - Facies a struttura orientata (VDR<sub>c</sub>)

Questa facies presenta l'orientazione preferenziale di plagioclasio, biotite e anfibolo, a determinare sia una anisotropia planare (foliazione) che lineare (lineazione). La facies foliata, ben riconoscibile ad occhio nudo (Fig. 51), caratterizza per una fascia di qualche centinaio di metri, le porzioni marginali settentrionali del plutone al contatto con il basamento incassante. L'anisotropia delle plutoniti di Vedrette di Ries è stata studiata in dettaglio da STEENKEN *et alii* (2000) e WAGNER *et alii* (2006), che hanno mostrato come la sua origine sia complessa. Una prima anisotropia di alta temperatura, legata alla messa in posto del plutone (*ballooning*), è stata ripresa da una deformazione di più bassa temperatura, verosimilmente legata all'azione delle linee tettoniche che bordano l'intrusione. Questo suggerisce una deformazione continua che ha agito dallo stadio magmatico sino a condizioni subsolidus. Particolarmente diffusa nella zona settentrionale, da ovest a est,



la facies foliata si rinviene a sud di Kofler, nella Valle del Rio, e in prossimità di Sprone delle Vedrette Giganti. Gli indicatori cinematici denotano una deformazione di



Fig. 51 – *Tonalite foliata, con inclusi mafici microgranulari deformati e isoorientati, dall'alta Valle Sorgiva.*

taglio sinistra e delle lineazioni di *stretching* suborizzontali (STEENKEN *et alii*, 2002; WAGNER *et alii*, 2006). Gli inclusi microgranulari contenuti nella facies foliata mostrano delle forme estremamente stirate, con indice di allungamento (*aspect ratio*) fino a 10:1, che diminuisce rapidamente progredendo verso l'interno dell'intrusione (Fig. 51).

### 3.1.2. - *Filoni acidi (f<sub>m</sub>)*

I filoni acidi sono costituiti da due distinti tipi: a) porfiriti granitiche e b) graniti e apliti granitiche.

Le porfiriti sono rocce di colore grigio chiaro, marcatamente porfiriche per la presenza di fenocristalli plurimillimerici di quarzo, plagioclasio, muscovite e biotite immersi in una matrice finissima, spesso ricristallizzata, contenente quarzo, mica bianca, K-feldspato, biotite e raro granato (CESCUTTI *et alii*, 2003; TREPMANN *et alii*, 2004). Esse sono generalmente foliate, talora in modo molto intenso, come nell'alta Val Sorgiva. I filoni hanno spessore fino a metrico, e possono essere discordanti (Fig. 52) o concordanti rispetto alla foliazione delle metamorfiti incassanti.



Fig. 52 – *Filone di porfiriti granitica a nord di Monte Quadra.*

Si tratta del tipo filoniano acido più abbondante nell'area rilevata, e si rinviene in tutto il basamento cristallino austroalpino a nord della DAV (SCOLARI & ZIRPOLI, 1973), ma mai all'interno di tonaliti e granodioriti. Tale distribuzione indica che le porfiriti granitiche sono più antiche dei corpi plutonici principali di Vedrette di Ries e Cima di Vila. Recenti datazioni (MÜLLER *et alii*, 2000) dimostrano tuttavia che le porfiriti hanno un'età di  $30.9 \pm 0.2$  Ma, molto simile a quella delle plutoniti oligoceniche. Va osservato che queste rocce sono state spesso riportate in letteratura, erroneamente, come "porfiriti tonalitiche" (MÜLLER *et alii*, 2000). La genesi delle porfiriti granitiche è stata oggetto di studi recenti (CESCUTTI *et alii*, 2003) che su base geochemica suggeriscono una origine per anatessi crostale ed una messa in posto a livelli crostali superficiali secondo una evoluzione polibarica.

I filoni granitici e le apliti granitiche sono invece generalmente localizzati all'interno del corpo plutonico delle Vedrette di Ries (area a est di Rif. Roma; Alta Val Fredda) e molto di rado intrudono il basamento incassante. Si tratta di filoni e apofisi di spessore modesto (da centimetrico a metrico), di colore da bianco a grigio chiaro e grana da fine a media (Fig. 53). Sono costituiti da quarzo, plagioclasio andesinico, K-feldspato e biotite, e raramente possono contenere cristalli submillimetrici di granato ricco in spessartina. Hanno orientazione prevalente E-W e ENE-WSW, e spesso si rinvengono in sciami subparalleli. Essi sono ritenuti gli ultimi differenziati di tipo intrusivo del magmatismo oligocenico.

Filoni correlabili alle porfiriti granitiche descritte sopra sono stati datati  $30.9 \pm 0.2$  Ma da MÜLLER *et alii* (2000).



Fig. 53 – Filoncello centimetrico di aplita granitica che taglia la tonalite a grana media e il relativo incluso mafico microgranulare.

### 3.1.3. - *Filoni basici* ( $f_n$ )

I filoni basici sono costituiti da porfiriti dioritiche anfibolico-biotitiche e porfiriti orneblendiche a grana da fine a media e struttura da marcatamente porfirica, con fenocristalli di anfibolo, sino ad afirica. Hanno colore da verde scuro sino a nero, con patine di alterazione da grigio a ocre. Sono costituiti principalmente da orneblenda basaltica, plagioclasio e biotite, con minore quarzo. Tra questi sono presenti anche filoni di tipo lamprofirico.

Si tratta di filoni potenti anche una decina di metri, con una considerevole continuità, ed orientazione generalmente subverticale, spesso in direzione N-S. Si rinvencono sia all'interno delle plutoniti che del basamento incassante, generalmente indeformati, e rappresentano l'ultimo evento della sequenza magmatica oligocenica. Hanno un contatto generalmente netto con le rocce incassanti, dove spesso mostrano "chilled margins" a grana più fine. Sono particolarmente diffusi nella dorsale tra Monte Magro e Collalto (Fig. 54). Da un punto di vista geochimico queste rocce esibiscono sia affinità calcicalina che shoshonitica, ed appartengono ad un ciclo magmatico "andesitico" che ha interessato non solo il basamento austroalpino ma anche quello Sudalpino e pennidico (GATTO *et alii*, 1976).



Fig. 54 – *Filone basico subverticale sulla parete nord del Dosso Grigio.*



### 3.1.4. - *Filoni lamprofirici* (f<sub>1</sub>)

Differenziazioni lamprofiriche a grana minuta di color nero fino a verde scuro, in prevalenza kersantiti anfiboliche: formano filoni sub-verticali, metrici, affioranti nella parte settentrionale dell'unità di Anterselva. Hanno struttura porfirica, con fenocristalli di biotite, orneblenda basaltica in una pasta di fondo costituita da anfibolo, biotite e plaghe a K-feldspato, plagioclasio e quarzo. Si osservano relitti di olivina e pirosseni, completamente pseudomorfosati da calcite, quarzo e sericite, nonché plaghe di quarzo secondario. Minerali accessori sono rappresentati da pirite e rutilo.

Sono stati osservati tra Monte Regola e Pizzo Casera, dove tagliano con andamento N-S la foliazione principale varisica dell'unità di Anterselva. Questo dato di campagna consente di definirli sicuramente post-Varisici; inoltre, nelle Vedrette di Ries filoni simili, non distinti però in carta dai filoni basici in senso più generale, tagliano con direzione NW-SE sia il plutone, sia i filoni aplitici, sia il basamento, e costituiscono quindi l'ultimo evento della sequenza magmatica oligocenica, datato a  $26 \pm 0.7$  Ma da STEENKEN *et alii* (2000) mediante il metodo K-Ar su biotite. Vista l'enorme somiglianza sia di aspetto che mineralogica tra i filoni lamprofirici affioranti a nord e a sud della DAV, è verosimile attribuire un'età tardo-oligocenica anche a quelli presenti nell'unità di Anterselva.

## 4. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI

### 4.1. - CRITERI DI SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI QUATERNARI

Le unità adottate sono Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU), di rango variabile dal supersistema al subsistema. In forma sintetica esse corrispondono alle seguenti unità:

- Un'unità pre-LGM corrispondente al sistema di Perca, già definito nell'adiacente F° 16 "Dobbiaco" (GIANOLLA *et alii*, 2018), di cui costituisce la prosecuzione a nord.
- Un'unità riferibile all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*, abbrev. LGM), corrispondente al sistema del Garda, comprendente la gran parte dei depositi glacialigenici presenti sul foglio. Nel sistema del Garda sono stati distinti 3 subsistemi (subsistema di Nessano, subsistema di Riva di Tures e subsistema di Casere) con depositi riferibili a situazioni locali controllate dalla deglaciazione in Pusteria oppure a ghiacciai locali che, nel corso del tardoglaciale, hanno visto il riformarsi di importanti apparati, la cui fronte è attestata sui fondovalle, rispettivamente della Valle di Riva e della Valle Aurina.
- Un'unità riferibile al post-glaciale denominata sistema Postglaciale alpino, comprendente il subsistema dell'Amola, nel quale sono inclusi i depositi glacialigenici riferibili alla fase di avanzata della Piccola Età Glaciale e quelli posteriori ad essa.



I rapporti di sovrapposizione delle varie unità sopra indicate sono esemplificati nello schema dei rapporti stratigrafici di Fig. 55, la cui rappresentazione tiene conto anche dell'effettiva distribuzione delle unità nei vari bacini e sottobacini.

### Schema dei rapporti stratigrafici delle unità quaternarie

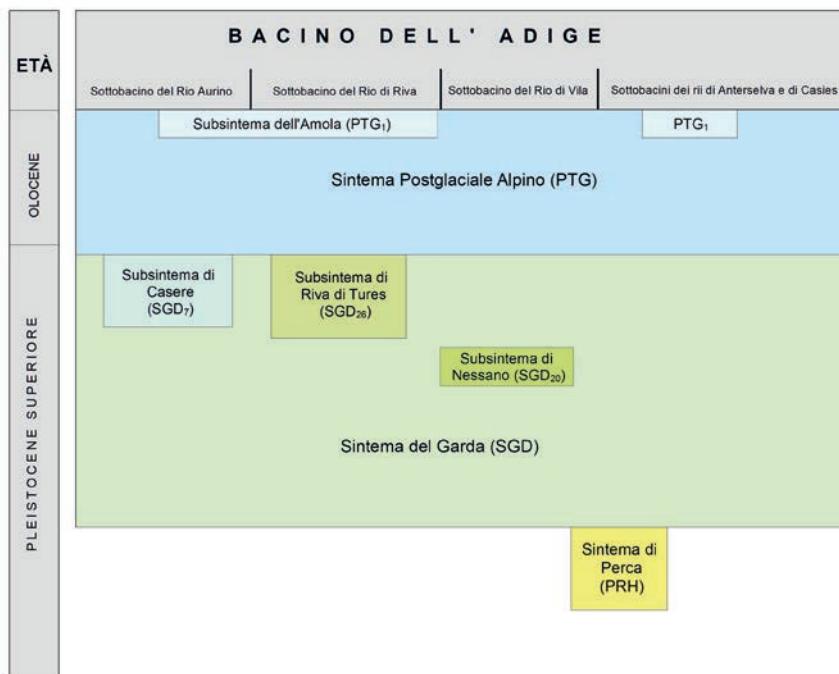


Fig. 55 – Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità quaternarie cartografate nel Foglio Anterselva. L'inquadramento cronologico a lato è puramente indicativo essendo le unità generalmente diacrone.

#### 4.2. - UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE

Gli unici depositi quaternari del foglio Anterselva precedenti l'ultima espansione glaciale sono presenti alla base delle piramidi di terra di Plata, presso l'angolo SW del foglio e sono stati attribuiti al sintema di Perca (PRH), definito nell'adiacente foglio Dobbiaco.

##### 4.2.1. – Sintema di Perca (PRH)

I depositi cartografati nel sintema di Perca affiorano nell'angolo sud-occidentale del foglio, poco ad ovest della località Plata. Gli unici affioramenti sono situati lungo

l'incisione del Rio Licio (Canale della Frana in carta), accessibili a partire dal sentiero che attraversa la valle.

Qui si riconoscono facies composte da ghiaie con massi, debolmente sabbiose, massive, a supporto clastico oppure dei veri e propri *diamicton* a supporto di matrice, massivi o con stratificazione accennata. Tali litofacies contengono clasti formati prevalentemente da ortogneiss granitoidi, da angolosi a subangolosi (Fig. 56). Gli affioramenti sono in prossimità delle aree in cui affiora il substrato roccioso e quindi è molto probabile che poggino direttamente su di esso. In base al tipo di facies, alla composizione litologica dei clasti ed alle geometrie deposizionali i depositi in esame sono interpretabili come generiche facies legate a processi di trasporto in massa tipo *debris-flow*. Le litofacies in affioramento a quote più elevate mostrano una matrice con colori tendenti al bruno o al bruno-rossastro, indice di un'alterazione dei depositi che potrebbe essere correlabile con la presenza di un orizzonte C di un suolo sepolto quasi completamente eroso prima della deposizione dei sedimenti soprastanti. Ciò ha chiaramente importanti implicazioni per l'inquadramento cronologico dei depositi stessi e sul significato della discontinuità soprastante in chiave di unità UBSU (Fig. 57b). Purtroppo, l'affioramento, vista la posizione in parete, non è toccabile con mano e quindi non è possibile effettuare affermazioni conclusive in merito, ma tutto fa supporre che al tetto vi sia una discontinuità idonea a separare l'unità in esame da quella soprastante.

L'ambiente deposizionale è riconducibile ad un ambito vallivo con sedimentazione ad alta energia di depositi di trasporto in massa o al più di origine mista.

Nel complesso i depositi presentano uno spessore totale in affioramento stimabile in circa 20 metri.



Fig. 56 – *Diamicton* a supporto di matrice, massivi, a clasti poco arrotondati interpretati come depositi di trasporto in massa affioranti lungo l'incisione del Canale della Frana (facies basali del sintema di Perca). Nella porzione superiore della scarpata si ha il passaggio a depositi del sintema del Garda.



Fig. 57 – Sintema di Perca, facies sommitali dell'unità in affioramento sul lato destro del Rio Licio, sopra il sentiero che attraversa la valle: a) Diamicton a supporto di matrice, massivi, caratterizzati da un minore contenuto di matrice rispetto a quanto osservabile in Fig. 56; da notare anche la presenza di clasti e massi subarrotondati ed arrotondati; b) dettaglio sulla parte sommitale dell'affioramento in cui si osserva, subito sotto i massi aggettanti dell'unità superiore, una colorazione bruno rossastra del deposito (vd. testo per l'interpretazione), qui ben visibile sul lato destro, in prossimità della scarpata.



#### 4.3. – UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE (“LAST GLACIAL MAXIMUM”)

Il sistema del Garda comprende tutti i corpi sedimentari depositi nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di esaurimento corrispondenti all'ultimo grande evento glaciale (*Last Glacial Maximum*) a scala regionale, con estensione negli interi bacini dell'Adige, Sarca (CASTELLARIN *et alii*, 2005a e 2005b), Chiese (BARGOSSO *et alii*, 2016; BINI *et alii*, 2015), Brenta (AVANZINI *et alii*, 2010; CUCATO, 2007) e Astico (CUCATO, 2007). Nel foglio sono presenti prevalentemente depositi direttamente collegati alla presenza del ghiacciaio (*till*) ed in misura del tutto subordinata depositi formati in vari ambienti, al contatto o ai margini del ghiacciaio.

La zona rilevata era coperta da potenti spessori di ghiaccio (fino a circa 1400 metri al centro delle vallate principali) che lasciavano emergere esclusivamente le creste e le dorsali divisorie poste a quote superiori ai 2400-2450 m s.l.m. circa. Le ricostruzioni paleogeografiche edite (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1940; VAN HUSEN, 1987) mostrano le colate glaciali della Valle Aurina, della Valle del Rio di Riva, della Valle di Anterselva e della Valle di Casies confluire in Val Pusteria dove, tra Brunico e San Candido, veniva a formarsi un grande plateau glaciale, con una superficie a bassissima pendenza che culminava presso Dobbiaco, dove raggiungeva una quota non molto superiore ai 2300 m (GIANOLLA *et alii*, 2018). Ad ovest di Brunico, presso Bressanone, il ghiacciaio pusterese si univa al flusso glaciale proveniente da Vipiteno per andare ad alimentare il grande ghiacciaio atesino (Fig. 58). Il movimento di questa grande massa di ghiaccio avveniva non solo verso il bacino dell'Isarco, ad ovest, ma anche verso est in quello della Drava, ed in parte anche verso sud, cioè verso il Piave superando il Passo di Monte Croce Comelico (1636 m).

Con l'inizio della deglaciazione si riducono e poi vengono meno i flussi glaciali che alimentano il grande ghiacciaio pusterese. La diminuzione di spessore di quest'ultimo porta ad una progressiva disattivazione di molte delle transfluenze che avevano caratterizzato la fase precedente ed alla progressiva creazione di lingue indipendenti lungo i principali solchi vallivi.

Con il venire meno dell'alimentazione il ghiacciaio presente in Val Pusteria diventa progressivamente una massa di ghiaccio stagnante. Ai margini e sulla superficie del ghiacciaio si sviluppano ambienti di contatto glaciale, che con il procedere della deglaciazione diventano via via più diffusi e variegati come si è osservato sui due fianchi della Pusteria (GIANOLLA *et alii*, 2018). La presenza di una massa glaciale stagnante in Val Pusteria condiziona il livello di base locale e nelle valli affluenti, dove si sviluppano depositi torrentizi ed ampi conoidi dominati da processi di trasporto in massa. Nel foglio questo si osserva unicamente nella bassa valle di Vila, a monte e a valle di Vila di sopra. Tali depositi legati indirettamente a questa lunga fase di stagnazione del ghiacciaio presente in Val Pusteria sono stati cartografati nel subsistema di Nessano (SGD<sub>20</sub>).

In seguito, abbiamo documentazione della ripresa del glacialismo locale, per lo meno in alcuni dei settori vallivi che compaiono nel foglio. Non dovunque però le



avanzate di questo periodo hanno lasciato univoche e consistenti testimonianze, per cui solo nella Valle del Rio di Riva e in quelle minori, confluenti da sud nella Valle del Rio Aurino, sono stati distinti e cartografati i depositi glacialigenici correlabili con una fase di massima avanzata di un ghiacciaio locale. Le singole unità, indicate come subsistema di Riva di Tures e subsistema di Casere, comprendono anche tutti i depositi delle fasi minori di avanzata e ritiro successive. Va qui precisato che il criterio discriminante per la delimitazione cartografica di tali unità è stata l'individuazione di apparati morenici conservati allo sbocco o lungo il tratto principale delle valli più importanti, che consentisse una obiettiva separazione dai depositi glacialigenici della fase di massima espansione (LGM), cartografati nel sistema del Garda indistinto. Inoltre, anche se i due subsistemi possono essere inquadrati in un generico “Tardoglaciale” nessuna assunzione può essere fatta rispetto ad una loro collocazione cronologica precisa e tanto meno sul fatto se essi siano tempo equivalenti (cfr. Fig. 55).

Nelle valli più meridionali (Valle di Anterselva e Valle di Casies) e nelle loro tributarie, per la mancanza dei criteri metodologici sopra descritti, i depositi “Tardoglaciali”, pur presenti, non sono stati distinti in subsistemi, ma cartografati in forma indistinta del sistema del Garda.



Fig. 58 - Ricostruzione dell'ultimo evento glaciale culminato nel Last Glacial Maximum. A tratteggio il reticolato fluviale principale attuale; la linea in puntinato giallo indica il confine di Stato (modificato da VAN HUSEN, 1987).

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

Nel sintema del Garda indistinto sono compresi i depositi attribuiti ai ghiacciai che riempivano le valli tributarie della Val Pusteria nell'Ultimo Massimo Glaciale. Questi depositi sono correlabili con i depositi attribuiti alla stessa espansione glaciale in tutto il bacino dell'Adige-Garda. Da precisare che allo stesso sintema sono stati attribuiti anche i depositi della stessa fase che affiorano in territorio austriaco nella porzione di area riportata in carta. Questa scelta è stata fatta per non introdurre una ulteriore unità sintemica (che riguarderebbe tra l'altro solo il territorio oltre confine) anche se ovviamente tali depositi fanno parte del più ampio bacino della Drava/Danubio.

Il sintema del Garda corrisponde in parte al "morenico antico in generale" del Foglio "Monguelfo" (DAL PIAZ *et alii*, 1930) della Carta Geologica delle Tre Venezie a scala 1: 100.000.

Il sintema del Garda indistinto, cioè non ulteriormente suddiviso in subsintemi, comprende prevalentemente depositi glaciali. La gran parte di essi è stata cartografata come *till* indifferenziato, mancando generalmente spaccati significativi, non degradati, che consentano di precisare ulteriormente la facies glaciale o di estrapolarla ad un'area significativa. Si tratta generalmente di *diamicton* massivi, a supporto di matrice limoso-sabbiosa, di colore variabile dal bruno grigiastro al grigio, al bruno chiaro a seconda delle zone di alimentazione, con clasti eterometrici, anche superiori al metro di diametro, da subarrotondati ad arrotondati.

La composizione litologica della frazione clastica riflette quella delle aree di alimentazione, per cui mentre nelle valli a nord, confluenti verso la Valle Aurina, predominano le litologie della unità penniniche (calcescisti, marmi e serpentiniti) nelle restanti valli (Riva, Casies e Anterselva) sono presenti quasi esclusivamente litotipi cristallini provenienti dal basamento austroalpino e dalle tonaliti delle Vedrette di Ries. Solo gli affioramenti distribuiti sulle dorsali arrotondate del settore sud-ovest del foglio (ad es. M. Nalle, Cima Specola e Alpe di Montassilone), ove la porzione orientale della grande colata della Valle Aurina si insinuava in Alta Pusteria, mostrano una più marcata variabilità petrografica.

I *till* drappeggiano in modo discontinuo e con spessori generalmente ridotti (1-5 metri) i settori mediani dei versanti che fiancheggiano le valli principali (quote comprese fra i 1400 e i 2000 metri circa). Raggiungono spessori più elevati (> 10 metri) nelle valli laterali dell'area sudoccidentale del foglio. I *till* d'alloggiamento sono stati cartografati con certezza solo in poche località, tra cui la zona di Plata (vertice SW del foglio) dove la presenza di spettacolari piramidi di terra offre degli affioramenti particolarmente interessanti, di cui di seguito si dà una descrizione dettagliata.

In questa zona sono presenti spaccati con oltre 30 metri di altezza che consentono, già da lontano, di riconoscere diverse litofacies, che, unite ad osservazioni dirette sul terreno, consentono di definire la successione litostratigrafica indicata in Fig. 59, cui si rinvia per i dettagli. In ogni caso si tratta quasi sempre di *diamicton* distinguibili anche da lontano soprattutto in base all'abbondanza dei clasti e della matrice, alla forma e all'isorientazione dei clasti o dei massi presenti, inoltre dal colore.



Fig. 59 - Panoramica del versante destro della valle del Canale della Frana con le piramidi di terra di Plata: nella foto sono indicate le varie unità litologiche distinte, con indicazione a tratteggio dei limiti: 1) diamicton a supporto di matrice, massivo o con cenni di stratificazione, sostituito localmente da ghiaia sabbioso-limosa, mal selezionata (interpretazione: copertura colluviale); 2) diamicton a supporto di matrice, massivo, con abbondante contenuto di clasti e massi (interpretazione: till d'ablazione); 3) diamicton a supporto di matrice, massivo, con basso rapporto clasti/matrice (interpretazione: till d'alloggiamento); 4) diamicton a supporto di matrice, massivo, con caratteri in parte simili all'unità 2 (interpretazione: till indifferenziato). Tutte le unità sono state cartografate nel sistema del Garda indistinto, tranne la prima che appartiene al sistema Postglaciale alpino. Foto scattata dal versante opposto.

Il till d'alloggiamento si presenta come un *diamicton* massivo a supporto di matrice. Il rapporto clasti/matrice è stimabile pari a  $\sim 25/75$ , con clasti e massi prevalentemente da arrotondati a subarrotondati, formati da litologie del basamento locale, ma anche di zone lontane (tonaliti e serpentiniti). Nella forma molti di essi sono sfaccettati o a ferro da stiro (Fig. 60, "unità 3"). Inoltre, è ben apprezzabile l'orientazione degli assi maggiori dei massi in direzione  $\sim E-W$ , compatibile con la direzione media del flusso glaciale che, si presume, risalisse la valle. Il contatto basale con le facies sottostanti (vedi oltre) è poco evidente, in quanto amalgamato o comunque non erosivo. In ogni caso, il limite è inclinato da monte a valle e dall'asse centrale della valle verso i margini, dando luogo ad un'ideale superficie inclinata a sezione convessa; in corrispondenza di esso, si nota un aumento di pendenza nel profilo delle piramidi e delle creste/dorsali di erosione (Fig. 61). Lo spessore massimo del deposito è di circa 10-12 m nel settore centrale di Fig. 59.





Fig. 60 – Piramidi di terra di Plata: scorcio sugli affioramenti presso i punti panoramici turistici visti dal settore più a valle. Per il significato delle unità qui numerate vd. Fig. 59.

Al tetto esso è sormontato da circa 2-3 m di *diamicton* a supporto di matrice, massivo, interpretato come *till* d'ablazione (“unità 2” in Figg. 59, 60, 62). In quest'ultimo il rapporto clasti/matrice è più elevato, per la presenza di abbondanti clasti e massi arrotondati, subarrotondati, ma anche subangolosi. È ben visibile dai punti panoramici turistici ubicati sul versante destro, presso il ciglio dell'incisione (ad es. Fig. 60). In vari casi, vista la posizione stratigrafica e gli intensi fenomeni erosivi legati alla formazione ed all'evoluzione delle piramidi di terra, esso è osservabile in affioramenti isolati, di scarsa estensione, che costituiscono la parte sommitale di colonne o di creste in erosione. Ad esempio, in Fig. 62 è marcato da una superficie d'appoggio basale ben evidente, in corrispondenza della quale si ha netto cambio tessiturale.



Fig. 61 - Piramidi di terra di Plata: dettaglio sugli affioramenti presenti al di sotto e al di sopra della superficie che delimita le unità litostratigrafiche 3 e 4, entrambe formate da *diamicton*, ma con diverso contenuto in clasti e matrice, interpretate rispettivamente come *till* d'alloggiamento e come *till* indifferenziato (vd. anche Fig. 58 per il quadro litostratigrafico generale); da notare il cambio di pendenza (a) nel profilo delle dorsali erosive e delle piramidi.





Fig. 62 - Versante destro della valle del Canale della Frana: dettaglio su di una stretta dorsale isolata dall'erosione, in cui è ben visibile il contatto (linea gialla tratteggiata) tra due tipi di diamicton, "unità 2" e "unità 3", interpretati rispettivamente come till d'ablazione e come till d'alloggiamento.

Il deposito sottostante al till d'alloggiamento sopra descritto è sempre costituito da un *diamicton* a supporto di matrice, massivo, ma a clasti apparentemente monogenici, composti da ortogneiss granitoidi, da angolosi a subangolosi, rari o scarsi quelli arrotondati e subarrotondati ("unità 4" in figg. 59 e 61). Le litologie diverse da quelle sopra citate sono molto rare. La matrice è sabbioso-limosa, con abbondante frazione granulosa derivante dal disfacimento o dall'abrasione degli ortogneiss stessi. Il rapporto clasti/matrice è stimabile pari a ~50/50, con livelli caratterizzati dalla concentrazione di massi e grandi massi ed altri di natura sabbioso-ghiaiosa (Fig. 63). Il deposito presenta una grossolana clinostratificazione con locali livelli caratterizzati da maggiore umidità, probabilmente correlabili con la presenza di una più abbondante matrice fine, coesiva. La matrice ha un colore tendente al bruno giallastro chiaro, localmente al bruno intenso. L'interpretazione è che si tratta prevalentemente di facies di trasporto in massa, legate a trasporto glaciale, da cui la scelta adottata di indicarle come un generico *till* indifferenziato.

Decisamente limitati sono i depositi di contatto glaciale che affiorano unicamente presso Passo Stalle, nella gran parte in territorio austriaco. La gran parte dei depositi è presente attorno al Lago Obersee, in particolare a NE. Qui affiorano per pochi metri ghiaie e ghiaie sabbiose stratificate, composte da clasti tipicamente locali, legate a processi trattivi di media energia. Localmente si è osservata la superficie d'appoggio basale ed il contatto diretto con i *till* del sistema del Garda indistinto. L'interpretazione è che i depositi siano riferibili ad un generico ambiente di contatto glaciale sviluppatosi probabilmente durante le prime fasi della deglaciazione in questa zona.

Come detto in precedenza, nel sistema del Garda indistinto sono compresi anche tutti i depositi relativi alle fasi di ritiro dei ghiacciai locali, posteriori all'ultimo massimo glaciale e presenti al di fuori delle aree dove invece sono stati istituiti dei subsistemi specifici. La storia evolutiva di questi ghiacciai autonomi minori è ben ricostruibile dove si sono conservati i relativi depositi d'accumulo e i cordoni morenici terminali associati. Pertanto, essi sono ben individuabili in carta, dove al deposito sono associati i simboli di cordone morenico.



Fig. 63 - Piramidi di terra di Plata: affioramento di diamicton a supporto di matrice, massivo, clino-stratificato, formato soprattutto da clasti e massi di ortogneiss granitoidi, interpretato come till indifferenziato. Nella parte superiore, il netto aumento percentuale della matrice segna il passaggio (linea tratteggiata) ad un altro tipo di diamicton, interpretato come till d'alloggiamento ("unità 3"). Cfr. la fig. 59 per la successione delle unità litologiche distinte nel sito.

Tra le località in cui tali testimonianze sono meglio conservate va citata la valle secondaria sospesa dei rii della Gola e del Novali, situata in destra orografica della Valle di Anterselva, poco a nord di Anterselva di mezzo. La valle presenta diffusi depositi di till di ablazione fino a quota 1600 m circa dove un salto in roccia di oltre 200 m la separa dal fondovalle della valle principale; un evidente cordone morenico laterale di oltre 500 m di lunghezza è conservato sul lato destro al di sopra di Malga Brenn. Altre evidenze sono presenti più ad occidente nell'ultima valle secondaria in destra orografica della Valle del Rio Molino, dove tra malga Stalla d'inverno (2060 m) e Stalla di sopra (2225 m) sono presenti estesi accumuli di till di ablazione in parte rielaborati da rock glacier, con morene laterali conservate. Anche nella parte superiore della valle del Rio di Vila, a partire dalla quota di circa 2000 m, il fondovalle è coperto da depositi di till, in questo caso però la diffusa ripresa degli stessi da parte di rock glacier ha obliterato le morfologie originarie. Spostandoci nel settore orientale del foglio vanno citate le more-

ne presenti nelle valli secondarie in sinistra orografica della Val di Casies ed in particolare le valli del Rio Vallerella, quella adiacente del Rio Ciarnil e quella del Rio di Foi.

Va infine ricordato il caso, per certi aspetti problematico, dei due rilievi collinari, l'uno addossato all'altro, su cui sorge l'abitato di Ermellino in Val di Casies, poco a N di S. Martino i Casies (Fig. 64). I due rilievi presentano un andamento in pianta arcuato, con concavità rivolta a SW. In sezione trasversale sono nettamente asimmetrici, con il fianco a NE più ripido di quello opposto. Data la posizione allo sbocco di una corta valle si è valutata l'ipotesi che si possa trattare di due lembi, entrambi destri, di due conoidi da *debris-flow* molto ripidi, erosi ed incastrati l'uno entro l'altro. Tuttavia, il fianco SW, che dovrebbe corrispondere con quello che rimane dell'originaria superficie d'accumulo, è troppo ripido per suffragare tale ipotesi. A questo punto si è concluso, non senza incertezze, che possa trattarsi di due cordoni morenici. Andamento in pianta, litologia dei clasti e posizione fanno pensare ad una morena laterale locale proveniente dal versante destro della valle, anche se le notevoli dimensioni dei cordoni mal si accordano con le ridotte dimensioni del bacino a monte.

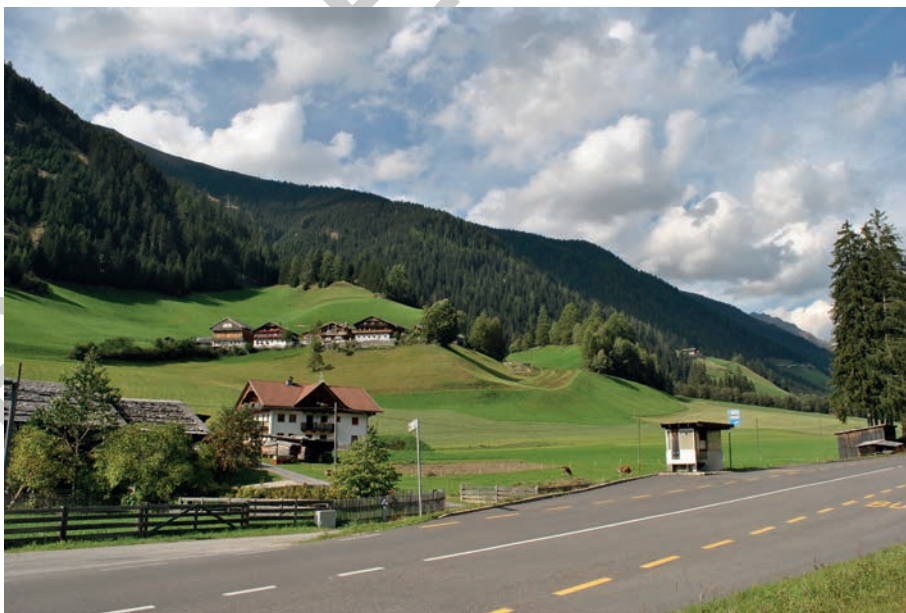


Fig. 64 – I due problematici cordoni morenici subparalleli presenti sul lato destro della Valle di Casies, in località Ermellino.

Il limite inferiore del sistema del Garda è in genere erosivo con il substrato roccioso o inconforme con i sedimenti quaternari più antichi. Il limite superiore coincide con la superficie topografica o è erosivo con il sistema Postglaciale alpino. Il *top* deposizionale, ove non interessato da fenomeni erosivi, è caratterizzato dalla presenza di un suolo che ha solitamente spessore inferiore al metro.

I sedimenti dei due subsistemi inclusi nel sistema del Garda poggiano sui depositi indistinti della stessa unità: dove osservabile il limite avviene attraverso una superficie erosiva priva di particolari attributi.

Il sistema del Garda essendo correlato al *Last Glacial Maximum* viene inquadrato nel Pleistocene superiore *p.p.*

#### 4.3.1.1. - Subsistema di Nessano (SGD<sub>20</sub>)

I depositi cartografati in quest'unità sono presenti unicamente nella porzione terminale della Valle di Vila, sulla parte più occidentale del foglio. Qui, ai due lati della valle, sono presenti dei depositi che danno luogo ad un blando terrazzo che degrada da monte verso valle, più evidente sul lato sinistro dove raggiunge una larghezza di circa 200 m. Su di esso si raccordano conoidi prevalentemente da *debris-flow*, sospesi, talora erosi e conservati in lembi. Il più evidente è quello presente sul fianco destro della valle, a W di Vila, per la gran parte fuori foglio, sospeso di circa 30-40 m sull'attuale fondovalle.

Nei pochi affioramenti osservabili si notano le seguenti facies tra loro associate: *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con clasti eterometrici da subangolosi a subarrotondati; ghiaie e ciottoli da subarrotondati ad arrotondati, moderatamente classati, a volte embricati, con livelli dove si concentrano i blocchi, alternati a livelli di sabbie fini limose, più raramente di limi sabbiosi, talora laminati. Le litologie sono prevalentemente locali. Questi depositi sono il risultato di episodi di trasporto in massa e torrentizio in un ambiente di fondo vallivo e di conoidi legati ad apporti laterali. All'epoca il livello di base locale era controllato dalla massa di ghiaccio presente in Pusteria, mentre il ghiacciaio della Val di Vila si era già ritirato nella parte superiore della valle.

Lo spessore dei depositi varia mediamente da qualche metro ad alcune decine di metri.

L'appoggio basale dell'unità è in genere sepolto, mentre al tetto troviamo la superficie topografica o una superficie non erosiva o debolmente erosiva su cui poggiano i depositi del sistema Postglaciale alpino.

Per quanto riguarda l'inquadramento cronologico il subsistema di Nessano può essere riferito alla prima parte del tardoglaciale (Pleistocene sup. *p.p.*), in conformità a quanto definito nell'adiacente foglio 016 "Dobbiaco" (GIANOLLA *et alii*, 2018) in cui l'unità è stata istituita.

#### 4.3.1.2. - Subsistema di Riva di Tures (SGD<sub>26</sub>)

I depositi cartografati all'interno del subsistema di Riva di Tures sono presenti nella valle del Rio di Riva con maggiore diffusione ed estensione sul versante esposto a NW e nelle due convalle principali: la Val del Rio e la Val dei Dossi.

I depositi sono esclusivamente glacigenici e quelli più diffusi sono i *till* d'ablazio-



ne. Essi sono formati da *diamicton* massivi, a supporto di matrice sabbiosa debolmente limosa, di colore variabile dal bruno giallastro al bruno grigiastro. Lo scheletro è costituito da clasti eterometrici, da subangolosi ad arrotondati, con litologie che ben riflettono il bacino di provenienza: i clasti, infatti, sono composti prevalentemente da metamorfiti, cui si aggiunge una forte componente tonalitica in tutte quelle valli che prendono sviluppo dal Gruppo delle Vedrette di Ries, ove affiorano tali tipi di rocce.

Gli affioramenti più numerosi sono alla base dei due versanti della Valle del Rio di Riva e nelle convalli, a partire da poco a monte del paese di Riva di Tures. Qui, in località Collalto, è presente una morena che da quota 1625 degrada verso W e SW in direzione del paese dove va in appoggio su uno sperone in roccia (Fig. 65). Il tratto di morena che si sviluppa in zona urbanizzata è stato completamente rimodellato: scavi per la costruzione di un garage interrato hanno rilevato la presenza di un *diamicton* a supporto di matrice, massivo, contenente enormi blocchi di tonaliti, oltre a mica-scisti, paragneiss e metapegmatiti, interpretabile come till d'ablazione. Nonostante la posizione del tutto particolare, considerando tuttavia la morfologia, lo sviluppo plano-altimetrico e la composizione dei depositi ivi presenti, essa va interpretata come, la morena latero-frontale destra di una lingua glaciale che scendeva dalla Val di Riva (E) e che ha ostruito lo sbocco della Valle dei Dossi.

All'esterno della morena, verso nord, si osserva la presenza di una zona pianeggiante posta a quota leggermente più bassa con un riempimento prevalente di ghiaie e sabbie in appoggio su quest'ultima. Questo dato indica che il corso d'acqua della Valle dei Dossi ha, in seguito allo sbarramento da parte della morena, in una prima fase sovralluvionato la zona adiacente e successivamente re-inciso il suo nuovo corso più ad ovest in parte anche nel substrato roccioso.

Morene più spettacolari si individuano più ad est, circa 2 km a monte, sempre sul fianco destro della valle: qui, sotto Malga Bacher, sono presenti almeno tre cordoni morenici subparalleli che si estendono per quasi un chilometro fino quasi al fondovalle attuale e che con il loro andamento nel tratto più ad ovest suggeriscono la posizione raggiunta dalla fronte glaciale. I numerosi archi morenici presenti ancora più a monte, sia nelle valli che scendono dalle Vedrette di Ries, sia in quelle a nord che scendono dal versante del Triangolo di Riva, individuano chiaramente anche fasi successive di riavanzata e/o stasi dei ghiacciai locali.

Allo stesso subsistema sono stati attribuiti anche tutti i depositi glaciali della Valle dei Dossi situati a monte della località Masi (1680 m). In questa zona infatti sono presenti estesi depositi glaciali di chiara provenienza settentrionale, per la presenza di litotipi derivanti dalle unità penniniche affioranti a nord. Inoltre, alla base del versante sinistro della valle, a nord di Ebner, è ben conservata una morena latero-frontale sinistra che definisce chiaramente la posizione raggiunta dal ghiacciaio della Valle dei Dossi.

Altri apparati morenici riferibili al sistema in esame sono quelli presenti nelle convalli sinistre della Valle del Rio di Riva: quelle della valle del Rio Lana e soprattutto quelli spettacolari della valle del Rio Freddo.



Fig. 65 – Panoramica sulla confluenza della Valle dei Dossi (al centro, sullo sfondo) nella Valle di Riva (in primo piano). Le frecce indicano la morena latero-frontale destra che si sviluppa a sud-est dell'abitato di Riva di Tures e che rappresenta la posizione raggiunta dal ghiacciaio proveniente dalla testata della valle nel corso di una delle fasi più importanti del tardoglaciale locale (subsistema di Riva di Tures). In primo piano il Rio di Riva, con sviluppo sinuoso, all'interno della pianura risultato della bonifica dell'area (vd. testo).

Secondo la ricostruzione di DAMM (1996), fondata sia su un dettagliato studio geomorfologico, sia su considerazioni teoriche basate sul limite delle nevi, la morena di Riva di Tures (Fig. 65) sarebbe correlabile con lo stadio di Daun, mentre quelle presenti presso Malga Bacher allo stadio di Egesen.

Il limite inferiore del subsistema di Riva di Tures è erosivo con il substrato roccioso e con il sistema del Garda indistinto; il limite superiore coincide con la superficie topografica o è inconforme con il sistema Postglaciale alpino.

Il subsistema rappresenta una fase di riavanzata glaciale locale nel corso della storia tardoglaciale della regione e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore.

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

Il subsistema di Casere è stato istituito nell'adiacente foglio 03 "Vetta d'Italia" a comprendere i depositi glaciali, di contatto glaciale e fluvioglaciali derivanti dall'azione di una lingua glaciale sul fondovalle della Valle Aurina in rapido ritiro

e successivamente dei ghiacciai provenienti dalle alte valli laterali, sia del versante meridionale, che settentrionale (DAL PIAZ *et alii*, 2011). Essi sono probabilmente corrispondenti alle varie fasi stadiali posteriori allo stadio di Steinach (HANNSS, 1967; KERSCHNER, 1999).

Nel foglio Anterselva i depositi cartografati nel subsistema di Casere sono presenti unicamente nelle valli che si sviluppano a NW della dorsale Cima Dura-Punta Nera-Costa dei Bovi, in particolare nei settori intermedi e superiori. Rispetto al foglio Vetta d'Italia sono stati cartografati esclusivamente depositi glaciali (*till*).

Tra le facies presenti si distinguono sia *till* d'ablazione, che indifferenziato. Essi sono costituiti da *diamicton* massivi, a supporto di matrice, più raramente di clasti; la matrice è generalmente sabbioso-limosa, di colore da grigio a bruno-giallastro. La frazione più grossolana è composta da blocchi eterometrici, da subarrotondati a subangolosi: le dimensioni possono essere anche superiori al metro, ma la maggioranza di essi ha tendenzialmente dimensioni minori rispetto ai *till* delle unità precedenti. Ciò a causa della struttura delle rocce madri ed, inoltre, dei litotipi coinvolti che comprendono in prevalenza: calcescisti, micascisti e scisti verdi oltre a marmi, quarziti e serpentiniti tipici delle successioni della falda del Glockner ivi affioranti.

Altra particolarità da sottolineare sono le morfologie relitte presenti e particolarmente evidenti nelle valli dell'Orso e del Porco: qui sono conservate morene laterali relativamente estese e continue che presentano un pendio esterno estremamente ridotto in altezza (pochi metri) mentre il lato interno (dove era presente il ghiaccio) presenta dei dislivelli fino a 50-60 m simulando nel complesso morfologie simili a quelle dei terrazzi di *kame*. Tali morfologie possono essere spiegate con la presenza di colate glaciali di fondovalle molto spesse che al bordo venivano letteralmente sepolte dai detriti provenienti dai versanti. In questa fascia le rocce affioranti risultano particolarmente friabili in virtù delle litologie (scisti e calcescisti per lo più cataclastici) e dell'assetto strutturale (fascia di contatto tra unità tettoniche differenti).

Il limite inferiore dell'unità è erosivo con il substrato roccioso o inconforme con il sistema del Garda; quello superiore è costituito dalla superficie topografica. Anche il subsistema di Casere rappresenta una fase di riavanzata glaciale locale nel corso della storia tardoglaciale della regione e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore.

#### 4.4. – SITEMA POSTGLACIALE ALPINO

##### 4.4.1. - *Aspetti generali*

Il sistema Postglaciale alpino (PTG) raggruppa tutti i sedimenti formati dopo l'estinzione locale dei processi glaciali legati alla fase principale di avanzata glaciale (LGM) e alle successive fasi di ritiro, quando cioè i ghiacciai si erano definitivamente ritirati su posizioni comparabili con quelle attuali. Il limite inferiore del sistema è pertanto marcatamente diacrono, inoltre è sempre erosivo sul substrato roccioso e/o

inconforme sulle unità quaternarie più antiche (PRH, SGD, SGD<sub>7</sub>, SGD<sub>20</sub> e SGD<sub>26</sub>). Il *top* deposizionale è sempre coincidente con l'attuale superficie topografica.

Esso corrisponde all'unità Postglaciale di BINI *et alii* (2004) e, per le caratteristiche delle discontinuità limite, al sintema del Po adottato prevalentemente nei fogli riguardanti l'ambito della Pianura Padana.

Nel sintema Postglaciale alpino è stata distinta un'unità di rango inferiore, il sub-sintema dell'Amola (PTG<sub>1</sub>), che comprende tutti i depositi glaciali formatisi durante la Piccola Età Glaciale (PEG) e quelli posteriori ad essa fino all'attuale. L'unità è mutuata dai fogli limitrofi (DAL PIAZ *et alii*, 2011; GIANOLLA *et alii*, 2018) e pertanto è coerente con essi la rappresentazione dei depositi.

#### 4.4.2. – Sintema Postglaciale alpino (PTG): depositi indistinti

Di seguito verranno descritte le litofacies e gli altri caratteri principali dei depositi cartografati all'interno del sintema Postglaciale alpino, suddivisi per ambiti deposizionali.

##### *Depositi di versante, talora a grossi blocchi, depositi crionivali*

I depositi di versante sono costituiti prevalentemente da ghiaie e massi, con clasti di dimensioni molto variabili, solitamente decimetriche e pluridecimetriche, a basso grado di arrotondamento, dunque da angolosi a subangolosi. La tessitura varia da aperta a supporto di clasti; la matrice, dove presente, è di natura sabbioso-limosa. Nei casi in cui il deposito presenta abbondanza di blocchi di dimensioni metriche e plurimetriche si è utilizzato il sovrassegno di detrito a grossi blocchi. I depositi sono ampiamente diffusi alla base di pareti rocciose o di versanti acclivi dove l'alimentazione avviene per gravità ed è favorita dai processi di gelivazione. In questi casi i depositi formano falde detritiche o assumono la morfologia a cono qualora l'alimentazione sia prevalentemente guidata dalla presenza di un canalone.

Lo spessore è variabile da pochi metri ad alcune decine di metri.

Sono stati cartografati come depositi crionivali (solo al 25.000) gli accumuli di detrito caratterizzati da una forma a cordone, generalmente parallelo al versante, alto alcuni metri ed allungato in genere per alcune decine di metri, separato dal versante soprastante da un vallo più o meno accentuato. Si tratta di forme caratteristiche note come argini detritici di nevaio (*protalus rampart*), tipiche di alcune zone di alta montagna, in genere alla base di un versante. L'interpretazione è che siano legate alla caduta di detrito su un nevaio e allo scivolamento alla base di esso dove avviene l'accumulo. Può concorrere alla formazione anche l'azione delle valanghe e la spinta della neve.

##### *Depositi di frana, anche a grossi blocchi*

Movimenti franosi, con tipologia e ricorrenze diverse, hanno interessato parte dei versanti presenti nel foglio Anterselva. A seconda dei litotipi coinvolti nel fenomeno e della tipologia di franamento variano le caratteristiche sedimentologiche dell'ac-



cumulo. Nel caso di frane di scorrimento traslativo o di crollo in roccia il deposito si presenta come un accumulo di blocchi eterometrici, anche di grandi dimensioni, con tessitura variabile da parzialmente aperta a supporto di clasti. Nel caso di litotipi marcatamente foliati e/o fratturati gli accumuli sono sovente formati da diamicton massivi, a supporto di matrice e/o di clasti. In tal caso la matrice deriva prevalentemente dalla minuta frantumazione della compagine rocciosa. In tutti i casi i clasti non presentano un grado di arrotondamento apprezzabile e le litologie sono strettamente correlabili con quelle presenti nella zona di provenienza della frana. Nel caso di frane di colamento o roto-traslative su depositi sciolti l'accumulo si presenta come un *diamicton* massivo, a supporto di abbondante matrice limoso-sabbiosa. La dimensione dei clasti dipende in questo caso dalle caratteristiche litologiche del deposito coinvolto nel franamento.

Movimenti franosi, con tipologia e ricorrenze diverse sono presenti in tutta l'area del foglio, ma con maggiore diffusione ed estensione sul fianco destro della Valle di Riva come conseguenza di condizioni predisponenti legate all'assetto degli ammassi rocciosi, all'acclività dei versanti ed allo stato di fratturazione (vd. § VII.1.). Qui sono presenti anche accumuli di frana antichi, talora fortemente rimodellati da altri processi o addirittura incisi ed isolati sul fondovalle. È questo il caso dell'accumulo presente circa 1,5 km a valle di Riva di Tures (a S della località Abetina). L'accumulo, composto da blocchi eterometrici di paragneiss e subordinatamente di micascisti, è inciso al centro della valle dal Rio di Riva che ha formato un solco torrentizio largo 30-40 m, isolando una parte dell'accumulo stesso a NW del rio e facendogli assumere la forma di un dosso elevato di 8-10 m sulla piana circostante. La zona di provenienza è ancora ben individuabile nel versante a NW di Cima Dodici (2512 m), dove è presente la nicchia di distacco nel settore sotto i 2470 m circa. È plausibile che l'ostruzione della valle abbia portato alla formazione di un bacino lacustre, ma non sono disponibili dati sul sottosuolo a conferma dell'ipotesi (vd. oltre).

Meno di 1 km a valle è possibile individuare ulteriori accumuli di frana in località Segà e dintorni. Qui, sul versante destro della valle, sono presenti sia accumuli di frana *tout court*, sia accumuli di frana a grossi blocchi. La frana a grossi blocchi presente presso la località Segà coinvolge un'area di oltre un kmq ed è classificabile come una frana complessa di scivolamento/crollo. Dall'esame dell'accumulo si può individuare una parte più antica che corrisponde con la parte inferiore che aveva portato all'ostruzione della valle principale, ma anche dello sbocco della Val Fredda (Fig. 66). Questo ha portato al sovralluvionamento del tratto a monte della valle di Riva e del tratto inferiore della Val Fredda. Tuttavia, non vi sono elementi per affermare con certezza che si siano formati dei bacini lacustri/palustri, ma il fatto è plausibile.

L'interpretazione qui fornita si discosta da quelle degli Autori precedenti che hanno interpretato l'accumulo di frana antico o come morena terminale di un ghiacciaio che scendeva dalla Val Fredda (KLEBELSBERG, 1956) o come corpo di frana staccatosi dal M. Pozza (DAMM, 1996). Per queste conclusioni ci si è basati, oltre che sulla morfologia generale del corpo, sulla natura litologica dei blocchi dell'accumulo (micascisti, paragneiss minuti e più rari ortogneiss ed anfiboliti) che indicano chiaramente una

provenienza dal versante destro della valle. Infatti, l'assenza di blocchi tonalitici esclude una provenienza dal versante sinistro della valle dove tali litologie sono presenti. Probabilmente la non corretta interpretazione fornita in passato deriva dalla presenza di un ulteriore accumulo di frana a grossi blocchi di tonalite, presente nei pressi di Malga Pozza e dunque adiacente a quella in esame, che proviene invece dal M. Pozza.



Fig. 66 – Estesa frana che interessa il versante destro della bassa Valle di Riva. Si noti lo stacco morfologico tra la porzione antica dove sorgono le case (loc. Segà) e la porzione recente sovrastante. In primo piano, dove finisce il prato, si vede parte dell'accumulo antico conservato sul lato sinistro della valle e, verso l'osservatore, la piana di riempimento successiva. Sulla destra, Malga Pozza ubicata presso il limite esterno di un ulteriore corpo di frana recente, staccatosi dal M. Pozza (a destra, fuori campo).

#### *Depositi di origine mista (torrentizi e/o da debris-flow e/o di valanga)*

Si tratta di depositi eterometrici, massivi o grossolanamente stratificati, con clasti da subarrotondati a subangolosi, contenenti matrice sabbiosa o sabbioso-limosa. I processi di deposizione sono di tipo torrentizio, di *debris-flow* ed episodicamente di valanga. Se prevalentemente generati da *debris-flow*, in sezione mostrano una grossolana gradazione inversa dei clasti più grossolani con evidente concentrazione dei blocchi più grandi (di dimensioni anche metriche) sulle sponde laterali e sul fronte del corpo di colata. Sono fra i depositi sciolti più diffusi nel foglio e formano buona parte degli ampi conoidi che caratterizzano gran parte dei principali fondivalle, in particolare delle valli di Anterselva e di Casies. Il loro sviluppo condiziona il percorso dei rii e dei torrenti e in casi estremi arriva a sbarrare la valle. Ad esempio, in Valle di Anterselva uno dei conoidi più maestosi è quello dove sorge la Huber Alm, che

assieme al conoide del Centro Biathlon, più piccolo, ma contrapposto, è responsabile dello sbarramento della valle con conseguente formazione del Lago di Anterselva.

In alta montagna i depositi sono distribuiti soprattutto alla base delle falde di detrito dove costituiscono dei corpi discontinui, talora variamente giustapposti. Corpi più estesi con morfologia a conoidi, talora coalescenti, si sviluppano allo sbocco di canali o di incisioni vallive minori, dove predominano i processi di *debris-flow*, con il contributo accessorio dell'azione delle valanghe.

### *Depositi alluvionali*

Sono formati prevalentemente da ghiaia e blocchi, grossolanamente stratificati, con clasti da arrotondati a subarrotondati e matrice sabbiosa o più raramente sabbioso-limoso. In corrispondenza delle aste torrentizie principali (Valle di Anterselva, Valle di Casies) la selezione è comunemente buona. Prevalgono condizioni di alta energia con sedimenti organizzati soprattutto in corpi lentiformi di barra e di riempimento di canale.

Facies più fini sono presenti in superficie (fini di esondazione) nelle piane alluvionali più estese oppure nei settori a bassa pendenza legati all'azione di sbarramento ad opera di frane o di conoidi alimentati da rii affluenti. L'esempio più caratteristico di sbarramento da frana è la pianura del Rio di Riva, tra Riva di Tures e la località Segà (Fig. 67), come già indicato in precedenza. Qui i depositi prevalenti sono costituiti da sabbie e limi sabbiosi ben stratificati, mentre le facies grossolane ghiaiose sono limitate al canale fluviale attivo ed alle aree prospicienti o in corrispondenza di canali fluviali abbandonati. In tutto questo tratto la pianura ha una pendenza molto bassa (6,5‰), con settori caratterizzati da difficoltà di drenaggio che motivano la necessità di un'ampia rete di fossi e scoline. Inoltre, nelle carte storiche essa è segnata come area paludosa. Non sono disponibili dati recenti sullo spessore e sulle caratteristiche dei sedimenti che costituiscono il riempimento vallivo. Alcuni Autori (DAMM, 1996; KLEBELSBERG, 1956) riportano l'esistenza di un sondaggio eseguito circa 1 km a monte della frana che ha raggiunto la profondità di 50 m dal p.c., attraversando sedimenti sciolti con livelli di torba intercalati, ed altri sondaggi posti più a valle che hanno raggiunto profondità di 80 e 100 m senza incontrare il substrato roccioso.

Una delle più ampie aree alluvionali legate invece a sbarramento da conoidi è, come già ricordato nel cap. II, la pianura a monte di Rasun di sopra. Si tratta di un'area a bassissima pendenza (in media 5‰), che si estende tra Bagni di Salomone fino a Rasun di Sopra (fuori foglio). Essa rappresenta il riempimento di un ampio bacino lacustre creatosi per effetto dello sbarramento operato dai due conoidi contrapposti su cui sorge l'abitato di Rasun di Sopra, che è poi evoluta come piana alluvionale. Le foto aeree precedenti alla rettifica del Rio di Anterselva (anni '60 dello scorso secolo) indicano un percorso del rio inizialmente con un canale più ampio di quello attuale, con barre e canali minori, almeno fino a 1,2-1,3 km a valle dei succitati bagni, dove prevalgono i sedimenti sabbiosi e ghiaiosi. Quindi, più a valle un percorso marcatamente meandriforme, con ampie zone palustri ai margini, dove prevalgono i sedimenti fini (limi, sabbie) organici o le torbe.



Fig. 67 – Panorama della Valle di Riva vista da monte verso valle, tra l'abitato di Riva di Tures (a destra) e la località Segà (sullo sfondo, a destra della freccia). Si noti l'ampio fondovalle a bassissima pendenza dovuto all'ostruzione causata da due accumuli di frana (vd. testo). In primo piano la palude bonificata di Riva di Tures: da notare la fitta rete di fossi e scoline.

#### *Depositi palustri, paludi attuali*

I depositi palustri sono limitatamente presenti nell'area del foglio, dove presentano in genere scarsa estensione per cui molti di essi non sono rappresentati in carta. I depositi più estesi sono presenti nei principali fondovalle, generalmente in zone a monte di sbarramenti naturali. Come già ricordato nelle righe sopra, una delle zone palustri più estese è nel tratto meridionale della Valle di Anterselva dove sono presenti sedimenti fini (limi, sabbie) con intercalazioni organiche. In questa zona è presente anche l'area paludosa più estesa del foglio: si tratta della Torbiera di Rasun ("Rasner Möser") con un'estensione di circa 25 ettari, che dal 1975 è zona tutelata come biotopo ed è stata in parte anche rinaturalizzata artificialmente. Uno studio di KRAL (1991) ha evidenziato per quest'area uno spessore di torba e *gyttja* che arriva a quasi due metri e che si è deposita in un intervallo temporale di più di 2500 anni.

Un'altra zona con depositi palustri è quella di Riva di Tures dove la zona paludosa è stata bonificata agli inizi della seconda metà del secolo scorso ed è attualmente coltivata a foraggio (Fig. 67). Dati del primo sottosuolo indicano la presenza prevalente di limo con torba.

Le altre paludi e torbiere si ritrovano per lo più in zone depresse e/o con difficoltà di drenaggio. Le più ampie sono in conche di sovraescavazione glaciale, dove spesso la base impermeabile è costituita direttamente dalla roccia o da depositi glaciali di debole spessore. Esse possono essere laterali a piccoli specchi d'acqua a carattere



perenne o semi perenne. Tra gli esempi di questo tipo vi sono quelle presso Malga del Porco, quelle presso la testata del Rio di Vila e quelle circostanti il laghetto di Obersee subito dopo il confine di Passo Stalle.

### *Depositi glaciali*

Vanno segnalati infine alcuni depositi formati da diamicton massivi, a supporto di matrice sabbioso-limosa, di limitato spessore, presenti in due circhi sul versante meridionale di Cima Dura, a quote comprese tra 2.500 e 2.700 m. Essi sono stati interpretati come generici depositi glaciali (*till* indifferenziato), successivamente ripresi e rielaborati da *rock-glaciers*.

#### 4.4.2.1. - Subsintema dell'Amola (**PTG<sub>1</sub>**)

Il territorio del foglio Anterselva ospita ancora una ventina di ghiacciai prevalentemente di circo e piccoli ghiacciai ormai talmente ridotti in estensione da doversi considerare dei glacio-nevati, non cartografabili alla scala della carta. I ghiacciai sono concentrati nel Gruppo delle Vedrette di Ries, sui versanti esposti a N e subordinatamente ad W (Sassolungo), dominati da cime che per la gran parte superano i 3000 m. Fino a pochi anni fa due piccoli ghiacciai erano presenti anche nel Gruppo del Venediger, a NW di Cima Dura (3135 m), ma ormai si sono ridotti talmente di superficie per cui sono da considerarsi praticamente estinti. Alcuni dei ghiacciai cartografati, specie di piccole dimensioni, derivano dallo smembramento di apparati glaciali maggiori, ben più estesi di quanto si osserva attualmente, come testimoniano le numerose morene prive di vegetazione, presenti in questi settori anche a quote minori. Si tratta di depositi riferibili alla cosiddetta Piccola Età Glaciale (PEG), ben rappresentata nell'area del foglio, che corrisponde ad un periodo di generale avanzamento dei ghiacciai, collocabile all'incirca tra il XVI secolo e la metà del XIX secolo.

Il subsintema dell'Amola comprende unicamente depositi glaciali (*till* di ablazione) formati dalla PEG ai nostri giorni: si tratta di *diamicton* massivi, a tessitura variabile da supporto di matrice fino a supporto clastico; la matrice è di natura sabbioso-limosa. I clasti sono tipicamente eterometrici, con blocchi anche superiori al metro ed arrotondamento comunemente apprezzabile; la composizione litologica è strettamente dipendente dall'alimentazione nell'area di accumulo. I depositi arealmente più estesi sono quelli a valle dei Ghiacciai delle Vedrette di Ries, della Vedretta di Monte Nevoso, di Collalto, di Sasso Lungo, che costituiscono ancora oggi i ghiacciai più importanti della regione. Minore estensione hanno i depositi alla testata delle valli laterali della Valle Aurina ed in alcuni circhi esposti a sud tra Collalto e il Grande Orecchio (a N del Lago di Anterselva), a causa anche del forte rimodellamento da parte di altri processi.

I depositi formano cordoni morenici ben conservati, con il versante interno più acclive di quello esterno. L'alterazione superficiale è minima e la colonizzazione da

parte della vegetazione è assente o ancora allo stadio iniziale. Le morene altimetricamente meno elevate si trovano a quota compresa tra circa 2350 e 2500 m. In alcuni casi (ad es. a N della Vedretta del Sasso Lungo), all'interno delle cerchie moreniche, i depositi glaciali hanno modesto spessore e costituiscono placche discontinue, non cartografabili, poggianti direttamente sul substrato roccioso. Lo stesso vale per alcuni depositi misti e/o fluvioglaciali di modesta estensione, costituiti da ghiaie ciottolose e da sabbie limose con rari blocchi, generalmente interposti ai depositi glaciali o al margine di essi.

DAMM (1996 e 1998) sulla base di dati dendrocronologici e storici sostiene che la massima espansione (circa 29 km<sup>2</sup>) dei ghiacciai delle Vedrette di Ries durante la PEG fu raggiunta intorno al 1850. Egli, inoltre, descrive con grande dettaglio le posizioni successive raggiunte durante il ritiro fino ad arrivare a quella raggiunta negli anni '80 dello scorso secolo, dove la superficie totale era ridotta a 14 km<sup>2</sup>.

Il subsintema dell'Amola poggia sul substrato roccioso o su depositi glaciali del sintema del Garda, nonché su depositi del PTG indistinto più antichi. Il limite superiore è dato dalla superficie topografica o più raramente è inconforme o debolmente erosivo con corpi detritici di versante cartografati nel sintema Postglaciale indistinto.

Lo spessore massimo dei depositi cartografati nell'unità in esame è dell'ordine di varie decine di metri.

Spesso i depositi glaciali della PEG vengono rielaborati da processi periglaciali e formano maestosi *rock glacier* (vedi cap. II).

## VI. - ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO

Nell'area del foglio Anterselva sono esposti i due più importanti domini geografici e strutturali delle Alpi Orientali, il pennidico, ovvero le unità stratigrafiche oceaniche nonché quelle continentali di affinità europea, e l'austroalpino, ovvero il margine continentale della microplacca Adria.

In figura 68 è rappresentata una delle possibili interpretazioni della sezione sismica a riflessione del progetto TRANSALP (CASTELLARIN *et alii*, 2006): essa consente una visione profonda della struttura orogenica in questo settore delle Alpi Orientali (il profilo passa poco ad ovest del Foglio Anterselva). È possibile osservare la finestra tettonica degli Alti Tauri, dove il pennidico viene esposto al nucleo di una grande antiforme radicata lungo la rampa principale dell'edificio alpino (*Sub-Tauern Ramp*), e il *back-folding + back-thrusting* dell'austroalpino rispetto al Sudalpino lungo il lineamento Periadriatico (linea della Pusteria). L'area del Foglio Anterselva dal punto di vista tettonico è compresa grossomodo tra la parte meridionale della finestra degli Alti Tauri e la linea della Pusteria affiorante poco più a sud nel Foglio Dobbiaco.

È da notare che la DAV, una delle faglie più importanti dell'area che separa unità di metamorfismo alpino di alto grado da quelli di basso grado non è raffigurata. Dalle analisi tettoniche e strutturali di dettaglio, eseguite per il rilevamento di questo foglio si evince che si tratta di una faglia diretta duttile con miloniti estese ed una variabile sovrainpronta fragile che separa l'unità di Tures dall'unità di Anterselva. Faglie di questo genere non danno segnali intensi e, data la grande scala ed il focus sulle strutture profonde del progetto TRANSALP si può comprendere la mancanza di un riflettore così accattivante.

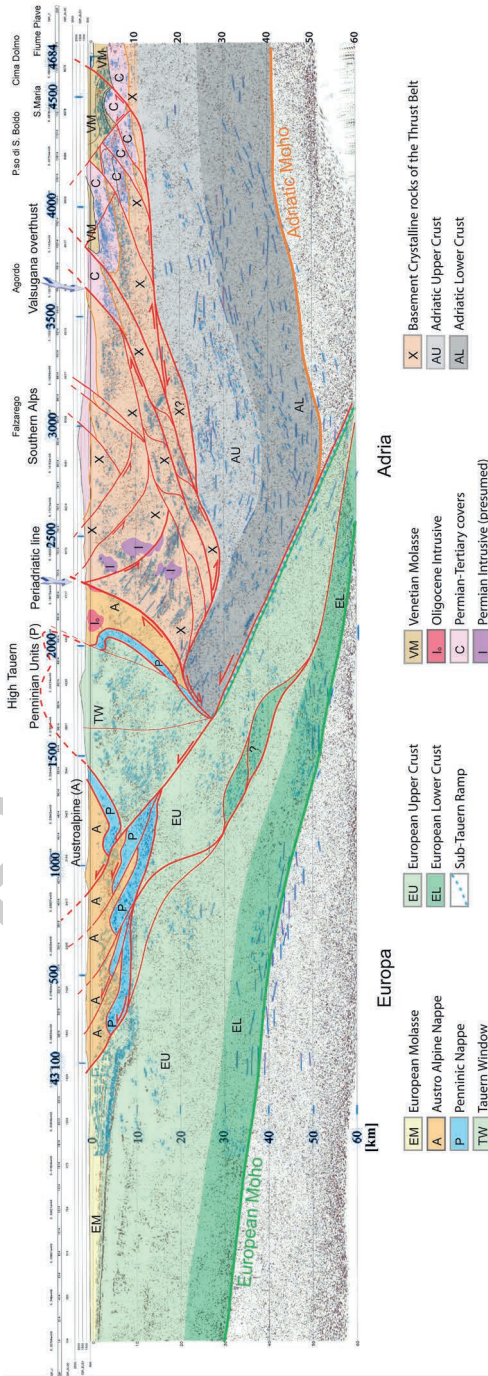


Fig. 68 – Profilo sismico interpretato della struttura profonda delle Alpi Orientali e Meridionali come rivelata dalla riflessione sismica nell'ambito del Progetto TRANSALP (da CASTELLARIN et alii, 2006, modificato). Lungo la linea della Pusteria si osserva il backfolding dell'austroalpino.

Linee tettoniche importanti, nell'attuale geometria orientate prevalentemente E-W o ENE-WSW, separano il pennidico dall'austroalpino e dividono quest'ultimo in diverse unità di basemento con caratteristiche litologiche e strutturali differenti. Nella descrizione che segue questi diversi elementi strutturali (limite pennidico/austroalpino, la linea di Defereggen-Anterselva-Valles (DAV), la linea della Staller Alm e la linea di Kalkstein-Vallarga (KV) saranno trattati distintamente così come i vari comparti in cui suddividono il basemento (Fig. 69).



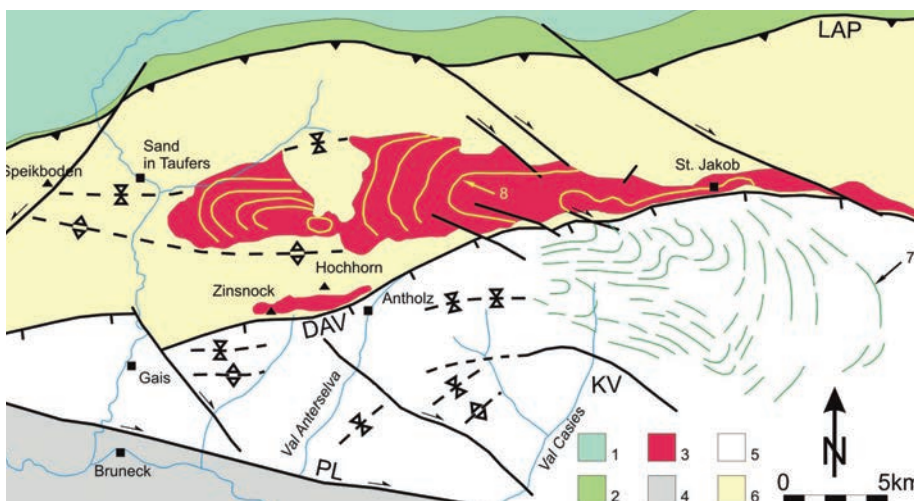


Fig. 69 – Schema geologico-tettonico semplificato del Foglio Anterselva ed aree limitrofe. 1) Pennidico falda del Glockner; 2) zona di Matrei; 3) Plutoni di Vedrette di Ries e Cima di Vila; 4) basamento Sudalpino; 5) austroalpino - basamento di Anterselva; 6) austroalpino - basamento di Tures; 7) tracce della scistosità  $S_2$  con pieghe chilometriche  $F_3$  nel basamento di Anterselva; strutture di “Schlingen”; 8) foliazione magmatica nel plutone delle Vedrette di Ries. PL = linea della Pusteria; LAP = limite austroalpino-pennidico; DAV = linea Deffreggen-Anterselva-Valles; KV = linea Kalkstein-Vallarga.

## 1. - IL LIMITE PENNIDICO/AUSTROALPINO E LE STRUTTURE INTERNE AL PENNIDICO

La finestra degli Alti Tauri costituisce la principale culminazione tettonica delle Alpi orientali ed 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 africana (DAL PIAZ *et alii*, 2003). Le unità geologiche della finestra degli Alti Tauri formano una grande cupola con struttura a cipolla stirata in direzione WSW-ESE. Le rocce più giovani si trovano all'esterno, le più profonde nel nucleo dell'anticlinale.

L'assetto strutturale attuale del limite pennidico-austroalpino nel foglio Anterselva è il risultato della compressione alpina che ha prodotto, in una prima fase, il sovrascorrimento dell'austroalpino sul pennidico ed, in una seconda fase, l'esumazione delle unità pennidiche tramite miloniti e faglie normali e/o trascorrenti. Sia le litologie pennidiche a nord che quelle austroalpine, poste a sud del limite sopraccitato, sono caratterizzate da un intenso ripiegamento secondo pieghe deca-ettometriche. Gli assi di piega hanno direzione circa E-W, immergono prevalentemente verso est di  $40-60^\circ$  e sono caratterizzate da piani assiali sub-verticali o immergenti verso sud. Altri assi immergono invece verso ovest con medesima inclinazione.

La zona a scaglie di Matrei, che costituiva la zona di *melange* tettonico (*trench*) di transizione oceano-continente (FRISCH *et alii*, 1987), si frappone tra l'unità di Tures a sud e la falda del Glockner a nord. Il limite con quest'ultima passa nei pressi di Malga Val del Porco e della Croda Bianca con direzione E-W. La difficoltà nel cartografare tale limite è dovuta al fatto che, nel foglio Anterselva, la zona a scaglie di Matrei è costituita grosso modo dai medesimi litotipi affioranti nella falda del Glockner, per cui risulta difficile definire un limite preciso tra le due unità. D'altro canto, i litotipi affioranti, come calcescisti e filladi, a causa dell'alto contenuto in calcite e/o fillosilicati, rispondono alla deformazione con sviluppo di un'intensa e diffusa foliazione più o meno planare che, di conseguenza, impedisce la formazione di miloniti o di zone di taglio discrete evidenti. Per questa ragione si è deciso di definire la zona a scaglie di Matrei come subunità della falda del Glockner e di tracciare il limite laddove compaiono i primi litotipi caratteristici di essa (scisti verdi, serpentiniti).

Il limite tra il pennidico e l'austroalpino è costituito da un contatto tettonico ad andamento E-W (Fig. 70), disposto assolutamente parallelo alla foliazione principale delle due unità ed immergente prevalentemente ad alto angolo verso sud. Tale contatto passa nella forra immediatamente a nord della Malga dei Dossi (Valle dei Dossi, Riva di Tures) e prosegue verso ovest passando per la forcilla a quota 2595 m, posta a nord di Cima del Gatto. In più punti, a seguito di una tettonica fragile tardiva, il limite è dislocato da faglie trascorrenti destre, la più importante delle quali passa per la Valle dei Cadini, poco ad est di Malga de Dossi con direzione N320-330. Questa trascorrente destra disloca la prosecuzione orientale del limite pennidico/austroalpino di oltre un chilometro verso sud. Tutti i dati strutturali lungo il limite meridionale tra la finestra degli Alti Tauri e l'unità di Tures confermano la storia deformativa comune delle due unità (ad es. KRENN *et alii*, 2003, FORER *et alii*, 2009).

Sia le litologie della finestra degli Alti Tauri che quelle dell'unità austroalpina adiacente a meridione, l'unità di Tures, hanno subito un metamorfismo in facies di scisti verdi durante l'Oligocene, seguito da un raffreddamento a partire dal tardo Oligocene fino al Miocene (LUTH & WILLINGSHOFFER, 2008). L'evoluzione termica identica delle due unità tettoniche implica che dall'Oligocene in poi non si sono verificati movimenti verticali significativi tra questi. È proprio questa evoluzione termica e strutturale comune che ha indotto HOINKES *et alii* (1999) e FRISCH *et alii* (2000) a ridefinire il limite principale tra le unità tettoniche alpine: dal punto di vista tettono-termico e deformativo il pennidico e l'unità di Tures appartengono allo stesso blocco. Il limite tra questo blocco, che ha subito un metamorfismo alpino di facies scisti verdi con biotiti di età miocenica (BORSI *et alii*, 1978b) e l'unità di Anterselva a meridione, che segna solamente un blando riscaldamento e deformazioni prevalentemente fragili, è definito dalla linea tettonica DAV (Defereggen Anterselva Valles). Questa definizione attribuisce un'importanza straordinaria al lineamento tettonico della DAV: esso marca il limite meridionale del metamorfismo alpino e con ciò anche il limite tra la crosta profonda e quella superficiale del sistema delle falde dell'austroalpino.



Fig. 70 – Limite (linea gialla tratteggiata) tra pennidico e austroalpino sul versante sud della Valle del Rio Gola (vista verso sud). Il limite è dislocato da un sistema di faglie NW-SE (linee rosse tratteggiate) legate alla tettonica fragile terziaria.

## 2. - LE STRUTTURE INTERNE AL BASAMENTO AUSTRALPINO

Come più volte accennato, nel foglio Anterselva il basamento austroalpino può essere suddiviso in un'unità settentrionale e una meridionale. Il limite tra queste due unità, unità di Tures a nord e unità di Anterselva a sud, è costituito dal lineamento tettonico Defereggen-Anterselva-Valles (DAV), un orizzonte milonitico-cataclastico di spessore variabile tra qualche decina di metri fino a oltre 200 metri. Questa faglia di età alpina si estende per circa 80 km con direzione variabile da E-W a ENE-WSW all'interno del basamento austroalpino. L'assetto strutturale dell'unità settentrionale è dominato dall'impronta metamorfica e deformativa alpina, mentre le litologie dell'unità meridionale sono caratterizzate da un'evoluzione tettono-metamorfica prealpina, principalmente varisica, con un blando *overprint* alpino. Oltre alla com-

posizione mineralogica e l'evoluzione P-T-T dei vari litotipi delle due unità ci sono le datazioni che testimoniano come nell'unità di Anterselva la temperatura durante l'evento alpino non ha mai superato i 300°C, temperatura di chiusura del sistema Rb-Sr nelle miche. Infatti, mentre le età di raffreddamento Rb-Sr su biotite, nell'unità di Tures variano tra ~16 e ~60 Ma, nell'unità di Anterselva raggiungono valori tra ~270 e ~300 Ma (BORSI *et alii*, 1973; 1978b).

## 2.1. - IL LINEAMENTO TETTONICO DELLA DAV

La linea tettonica DAV è di particolare importanza nel foglio Anterselva. Questa fascia milonitico-cataclastica, fu riconosciuta e studiata in dettaglio già da BIANCHI (1934) e DAL PIAZ (1934), secondo i quali la DAV demarcava due domini litologici distinti. Successivamente, con gli studi radiometrici di BORSI *et alii* (1973, 1978b), venne messo in evidenza il ruolo della DAV come limite meridionale del metamorfismo regionale alpino, e si iniziò a comprendere anche l'importante ruolo cinematico di questo lineamento. Gli studi più recenti (MANCKTELOW *et alii*, 2001; MÜLLER *et alii*, 2000, STEENKEN *et alii*, 2002, SCHULZ *et alii*, 2008) invece si sono focalizzati sul ruolo geodinamico della DAV e sui rapporti della stessa con l'intrusione delle Vedrette di Ries.

L'opinione dominante (HANDY *et alii* 2005; STEENKEN *et alii*, 2000; 2002; WAGNER *et alii* 2006) è che la DAV avrebbe favorito la risalita dei magmi tonalitici e granodioritici, e che, da una zona di alimentazione situata al margine centro-orientale del plutone, i fusi magmatici avrebbero intruso il basamento adiacente a nord della faglia. Durante questa fase la DAV avrebbe agito come faglia trascorrente sinistra (WAGNER *et alii* 2006). Datazioni Rb-Sr su miche sincinematiche effettuati da MÜLLER *et alii* (2000) forniscono un'età alpina tra 33 e 30 Ma, età delle miloniti della DAV caratterizzate da senso di *shear* sinistro. I dati radiometrici uniti ad osservazioni di campagna hanno consentito di definire un brusco cambiamento dello stile di deformazione avvenuto intorno a 29-30 Ma da una cinematica sinistra ad un regime transpressivo destro, prevalentemente fragile, tipico del lineamento Periadriatico: questa transizione è avvenuta durante l'intrusione e la solidificazione finale del plutone delle Vedrette di Ries (MÜLLER *et alii*, 2000; MANCKTELOW *et alii*, 2001). Sempre MANCKTELOW *et alii* (2001) hanno datato con il metodo <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar una pseudotachilite che taglia le miloniti della DAV vicino all'intrusione di Cima di Vila: l'età di ~ 46 Ma implica che l'attività della DAV, con cinematica trascorrente sinistra, doveva iniziare per lo meno nell'Eocene, addirittura nel Paleocene (~ 60 Ma) secondo MÜLLER *et alii* (2001).

Una rassegna bibliografica dettagliata sulla DAV e sulle altre linee tettoniche nell'area è riportata nella pubblicazione di MANCKTELOW *et alii* (2001). Quest'ultimi autori, studiando in dettaglio la bibliografia esistente di allora e verificando una serie di punti di campionamenti dei colleghi si erano accorti che la definizione geometrica ma anche geologica della DAV con il progredire delle pubblicazioni era cambiata totalmente e diventata sempre più vaga.



Il rilevamento dettagliato del foglio Anterselva e lo studio di tutte le carte e pubblicazioni disponibili evidenziano che dalla definizione chiara di BIANCHI (1934), DAL PIAZ (1934) e BORSI *et alii* (1973, 1978b), secondo i quali la DAV demarcava due domini litologici separati - cioè sulla base delle attuali linee guida del CARG - due unità tettonometamorfiche ben distinte caratterizzate da una storia geologica differente e ben circoscritta per ognuna delle due, si è arrivati nel tempo ad identificare un ampio set di fasce milonitiche e cataclastiche con età che variano da 60 Ma a 17 Ma sia a sud che a nord delle intrusioni tonalitiche oligoceniche: dalla punta più orientale delle Vedrette di Ries passando per l'intrusione della Cima di Vila, fino alle intrusioni del Rensen e persino alla zona di Vipiteno.

A questo punto bisogna tornare alle radici - in campagna e alle pubblicazioni e carte iniziali - per chiarire la situazione. Per quanto riguarda il foglio Anterselva i due punti chiave sono l'area del Passo Stalle e il crinale sudovest della Cima di Vila, che separa la Valle di Vila dalla Valle di Mulino. In queste due zone con affioramenti ben esposti è possibile interpretare la geologia senza alcun dubbio: la DAV per definizione deve separare l'unità di Tures, caratterizzata da associazioni mineralogiche varisiche con un *overprint* alpino di medio grado, con litologie variegiate, composta da bande e fasce di paragneiss, marmi, anfiboliti, con frequenti e potenti intrusioni e filoni di metapegmatiti permiane più o meno deformati ed infine con intrusioni e filoni oligocenici, dall'unità di Anterselva, caratterizzata da associazioni mineralogiche varisiche con un *overprint* alpino molto blando e litologie monotone di paragneiss e micascisti prevalenti con rarissime bande di anfiboliti, quarziti e marmi, senza metapegmatiti ma con enormi corpi di ortogneiss granitici e tonalitici.

Stante le evidenti differenze litologiche delle due unità, tenendo conto che i filoni metapegmatitici rappresentano un marker di primo ordine e considerando infine il salto del grado metamorfico alpino di almeno 150°C, la fascia milonitica della DAV non può essere posta a nord del Passo Stalle ma deve essere ubicata a sud dello stesso (Fig 71).



Fig. 71 – La DAV vista dal pendio sopra il Passo Stalle (vista da Nord); il limite tettonico tra l'unità di Tures a letto e l'unità di Anterselva a tetto è tracciato al top delle miloniti della DAV ed alla base dei paragneiss dell'unità di Anterselva poco deformati ma con tracce di pseudotachiliti.

Infatti, direttamente al passo ed anche qualche decina di metri a sud di esso affiorano ancora filoni di metapegmatiti che certamente appartengono alla unità di Tures. Per di più l'ampia fascia di paragneiss milonitici ricchi in quarzo, associati a bande di quarziti più o meno potenti, tipiche della facies scisti verdi, sono caratterizzati dalla neoformazione sin-postdeformativa di clorite e cloritoide. Analogamente sul versante sudoccidentale della Cima di Vila ed anche sul crinale a sudovest della stessa si riscontrano le stesse geometrie. Un'ampia fascia di paragneiss milonitici, ricchi di quarzo e quarziti milonitiche separano le variopinte litologie con bande di paragneiss, marmi, anfiboliti e filoni metapegmatitici più o meno milonitizzate dell'unità di Tures a letto, dai monotoni paragneiss dell'unità di Anterselva a tetto (Fig. 72). Il limite tettonico tra le due unità tettoniche perciò è stato tracciato al top delle miloniti della DAV e alla base dei paragneiss dell'unità di Anterselva poco deformati ma con chiazze e lenti di pseudotachiliti.

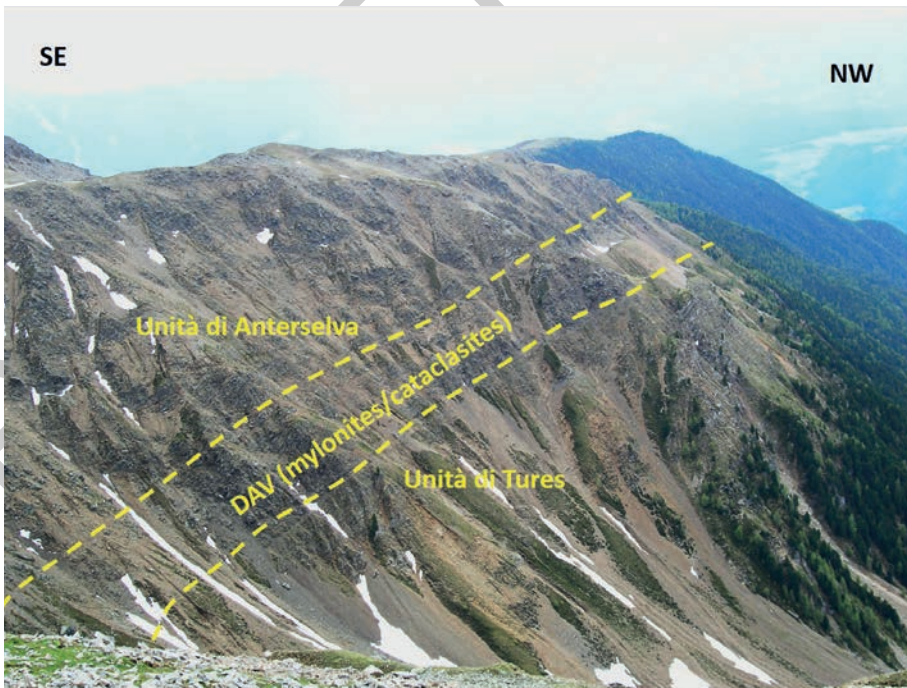


Fig. 72 – La DAV sul versante nord del crinale occidentale della Cima di Vila, Valle di Rio Molino.

Dalle geometrie e dalle analisi strutturali di dettaglio si evince che la linea DAV ha un andamento medio ENE-WSW ed è una faglia milonitica di spessore variabile tra una decina di metri fino a oltre 200 metri con cinematica diretta. Queste miloniti al top dell'unità di Tures sono caratterizzate, in varie zone (Passo Stalle, Valle di Vila), dalla neoformazione sin-postdeformativa di clorite e cloritoide. Le pieghe e le lineazioni

molto evidenti indicano un senso di movimento con direzione del top verso SSE ed inclinazione tra 70-80°. Sia la neoformazione di cloritoide che lo stile di deformazione sono da associare a deformazioni in facies scisti verdi di età eoalpina (~350-450°C).

Il lineamento tettonico dal Passo Stalle percorre tutta l'alta valle di Anterselva, da cui si diparte poco a nord di Anterselva di mezzo per proseguire verso ovest passando nei pressi di Malga Landa e correre poco a meridione dell'intrusione tonalitica di Cima di Vila. In altre zone, per esempio ad est del Passo Stalle, laddove la linea si avvicina all'intrusione delle Vedrette di Ries ma anche presso la cresta della Cima di Vila, la fascia milonitica presenta inoltre una sovrimpronta tardiva cataclastica con lineazioni che indicano una cinematica orizzontale traspressiva, associabile alla faglia cataclastica della Staller Alm di età oligocenica (post 30 Ma) come postulato da MÜLLER *et alii*, 2000 e MANCKTELOW *et alii*, 2001.

Ad est del Passo Stalle, in territorio austriaco, ma anche ad ovest dello stesso, poco a monte del Lago di Anterselva sia la faglia milonitica che le faglie cataclastiche sono tagliate e traslate da faglie fragili destre ad andamento NW-SE, riedel sintetici compatibili con la transpressione destra neogenica, legata al sistema deformativo del lineamento Periadriatico.

È degno di nota il fatto che anche le carte geologiche pubblicate di SENAR-CLENS-GRANCY (1972) e di SCHULZ (1994b) riportano le stesse litologie e geometrie: tutti e due avevano segnato gli stessi filoni metapegmatitici ed il secondo peraltro aveva segnato ed interpretato le miloniti della Valle di Vila in modo identico al nostro, ma tutti e due avevano dato maggior importanza alle successive deformazioni al limite tra il duttile ed il fragile oppure solo a quelle cataclastiche di bassa temperatura (definite come DAV).

Basandosi su queste carte e pubblicazioni tutti gli autori a seguire hanno ubicato e studiato esclusivamente le faglie e le deformazioni duttili/fragili e cataclastiche lungo e nei pressi delle intrusioni oligoceniche: precisamente qualche centinaio di metri a nord del Passo Stalle, in piena unità di Tures, dove questo foglio ubica una faglia importante denominata faglia della Staller Alm avendo geometria, stile di deformazione, età e contesto geologico assolutamente diverso dalla DAV come si vedrà nel par V.2.2.

A questo punto si può riassumere quanto segue:

1) il lineamento tettonico della DAV, così come definito dai primi autori BIANCHI (1934), DAL PIAZ (1934), BORSI *et alii* (1973, 1978b) e come interpretato in questo foglio è una faglia normale duttile di età eoalpina, con senso di movimento top verso SE, che giustappone l'unità di Tures all'unità di Anterselva.

Questa interpretazione è in linea con lo schema postulato da SCHUSTER (2003), SCHMID *et alii* (2004) e FROITZHEIM *et alii* (2008) secondo un modello tettonico a placche. Il SAM (Southern Limit of Alpine Metamorphism), cioè il limite meridionale del metamorfismo eoalpino (tardo Cretacico), postulato per la prima volta da HOINKES *et alii* (1999), gioca un ruolo centrale. In sostanza il SAM nelle Alpi orientali separerebbe, secondo SCHUSTER (2003), una placca superiore da una placca inferiore dell'orogenesi eoalpina, caratterizzata da un accatastamento crostale. La linea

DAV costituirebbe un segmento del SAM. SCHUSTER (2003), SCHMID *et alii* (2004) e FROITZHEIM *et alii* (2008) interpretano le unità cristalline a nord del SAM, cioè il sistema a falde Koralpe-Wölz, al quale appartiene anche l'unità di Tures, come placca inferiore e le unità a sud di essa, cioè il sistema a falde Drauzug-Gurktal, il quale comprende l'unità di Anterselva, come placca superiore. Questo accatastamento crostale ha provocato il riscaldamento della prima con lo sviluppo di un metamorfismo di grado da scisti verdi, ad anfibolitico e talora (più ad est) fino ad eclogitico, mentre la seconda non ha subito alcun metamorfismo a causa della sua posizione geometricamente più alta. L'attuale geometria della linea DAV è stata tuttavia influenzata dalla storia della deformazione terziaria caratterizzata da un raccorciamento circa N-S, la messa in posto della tonalite delle Vedrette di Ries ed i movimenti NW-SE prevalentemente destri.

2) Analogamente a SENARCLENS-GRANCY (1930) e SCHULZ (1989) anche altri autori come per esempio MÜLLER *et alii* (2000), MANCKTELOW *et alii* (2001) e WAGNER *et alii* (2006) hanno chiamato DAV la faglia presente a nord del corpo di ortogneiss occhiadini presso Passo Stalle. Il criterio di scelta in questo caso è stato strutturale in quanto hanno dato molto peso alla deformazione terziaria, caratterizzata da un raccorciamento circa N-S, la messa in posto della tonalite delle Vedrette di Ries e gli associati movimenti laterali prevalentemente sinistri. Gli autori di questo foglio attribuiscono invece a questa dislocazione il nome di faglia della Staller Alm, avendo essa geometria, stile di deformazione, età e contesto geologico assolutamente diverso dalla DAV, come già definito e discusso in precedenza.

3) Tutte le faglie o fasce di deformazione presenti a nord della DAV all'interno dell'unità di Tures, ma associate alla DAV da diversi autori (MANCKTELOW *et alii*, 2001; MÜLLER *et alii*, 2000; STEENKEN *et alii*, 2002; SCHULZ *et alii*, 2008; HANDY *et alii* 2005; STEENKEN *et alii*, 2000; 2002; WAGNER *et alii* 2006) non sono correlabili alla faglia normale eoalpina che separa le due unità tettoniche (DAV *sensu* queste Note illustrative e primi autori che la hanno definita). Esse devono essere assegnate ad un evento e ad un sistema separato al quale si potrebbe dare il nome di “*Oligocene Shear Belt (OSB)*”. In questo modo si potrebbe finalmente ottenere una chiara definizione temporale, strutturale e genetica delle diverse faglie e fasce di deformazione, delle unità di basamento e delle intrusioni oligoceniche.

I punti chiave di questa distinzione che qui si propongono sono:

1. La linea della DAV (Defereggen-Anterselva-Valles) è una faglia normale eoalpina con senso di movimento top SSE che separa l'unità di Tures a letto, caratterizzata da associazioni mineralogiche varisiche con un *overprint* alpino di medio grado, dall'unità di Anterselva, con associazioni mineralogiche varisiche ed un *overprint* alpino molto blando o assente. Così la DAV corrisponderebbe al limite meridionale del metamorfismo alpino SAM (Southern Limit of Alpine Metamorphism) come proposto da HOINKES *et alii* (1999) ed in seguito ridefinito da SCHUSTER (2003), SCHMID *et alii* (2004) e FROITZHEIM *et alii* (2008) come limite che separa le falde inferiori dalle falde superiori del sistema alpino;



2. L'*Oligocene Shear Belt* (OSB) si trova all'interno dell'unità di Tures e comprende tutte le fasce milonitiche e cataclastiche oligoceniche transensive con senso di *shear* sinistro, a nord e a sud (ma anche all'interno) delle plutoniti delle Vedrette di Ries, della Cima di Vila e del Rensen: esse hanno permesso, attivato e guidato l'infiltrazione e la cristallizzazione delle intrusioni. Solo nella parte più orientale del plutone delle Vedrette di Ries ed al margine SW dell'intrusione della Cima di Vila la zona di taglio transensiva sinistra si affianca sovrapponendosi al lineamento eoalpino della DAV.

## 2.2. - LA FAGLIA DELLA STALLER ALM

Qualche centinaio di metri a nord del Passo Stalle, all'interno dell'unità di Tures, proprio tra l'ortogneiss occhiadino e la zona di contatto della tonalite delle Vedrette di Ries affiora una fascia deformativa fragile orientata circa ENE-WSW che noi abbiamo denominato faglia della Staller Alm avendo geometria, stile di deformazione, età e contesto geologico assolutamente diverso dalla DAV.

La faglia è formata da fasce cataclastiche più o meno spesse in cui si riscontrano sia movimenti dip diretti, che strie orizzontali con senso di movimento sinistro.

La faglia è ben esposta sul territorio austriaco, dalla località Erlas Boden (punto quotato 2209 m) alla malga Staller Alm fino alla selletta poco a nord del punto quotato 2244, direttamente sul limite di Stato. Da qui segue l'incisione verso ovest fino al Rifugio Genziana.

Qui sia la faglia della Staller Alm come anche la DAV vengono tagliate e traslate da una faglia trascorrente destra ad andamento NW-SE, che può essere associata al sistema di riedel sintetici compatibili con la transpressione destra neogenica, legata al sistema deformativo del lineamento Periadriatico (Fig. 73). Questa faglia denominata qui faglia del Rio Montal è ben visibile lungo il torrente omonimo e nella Gola dell'Ohrenklamm. Mentre verso occidente la faglia della Staller Alm è trasposta dal sistema di riedel sopra descritto e poi è sepolta sotto il quaternario della Valle Anterselva, il suo limite orientale presso la località Erlasboden è meno esposto: qui la faglia di Staller Alm si congiunge comunque con la DAV formando una fascia unica di deformazione duttile-fragile.

Di particolare interesse è la presenza di scaglie e lenti di sedimenti triassici pinzati nella fascia di deformazione di questa faglia (vedi par. V.2.1.9 e V.2.1. 10). Degno di nota in questo contesto è l'isolato affioramento di dolomia del Wetterstein ad est di Passo Stalle sul lato austriaco (SENARCLENS-GRANCY, 1932, 1972). Questa piccola scaglia triassica è costituita da dolomie grigie, fratturate e fortemente deformate. La cristallinità dell'illite di queste rocce suggerisce un metamorfismo in facies iniziale di scisti verdi (SCHULZ, 1989). Il limite tettonico con le rocce cristalline non è esposto. L'origine di queste scaglie triassiche non è del tutto chiarita - si discutono due possibilità:

- a. I sedimenti triassici sono da interpretare come livelli di separazione tra falde tettoniche di basamento dell'orogenesi coalpina; tuttavia, lo spessore delle unità cristalline sovrastanti deve essere inferiore a 10 km per non superare la facies di scisti verdi inferiore ( $T < 300 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ). In ogni caso, sono necessarie faglie dirette e piegamenti successivi per spiegare gli attuali rapporti geometrici tra le varie unità di basamento e le scaglie di copertura (vedi Fig. 74)
- b. Le scaglie triassiche sono state collocate nei livelli crostali superiori lungo la faglia della Staller Alm durante i movimenti laterali terziari. Rimane aperta la questione, se i piani dei movimenti trascorrenti non siano altro che la riattivazione di originari piani di scollamento a basso angolo immergenti a SE, di seguito verticalizzati durante il raccorciamento delle falde e/o a causa dell'intrusione del plutone delle Vedrette di Ries (MANCKTELOW *et alii*, 2001).

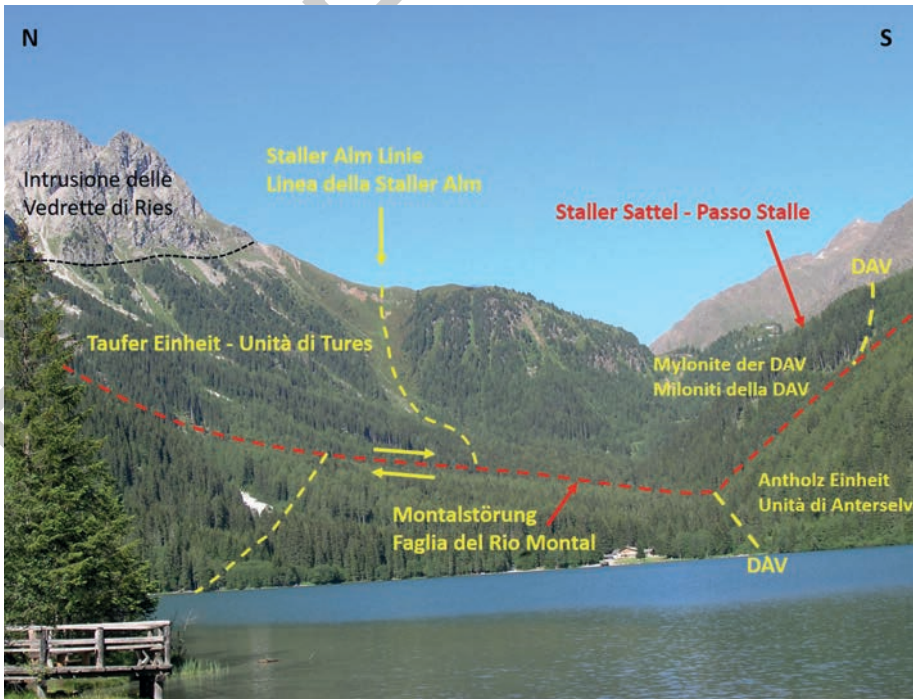


Fig. 73 – Andamento della DAV e della faglia della Staller Alm presso Passo Stalle, vista dal Lago di Anterselva (vista verso Est); fra le due faglie si estende una larga fascia di miloniti della DAV, nella parte settentrionale sovrainposte da fasce cataclastiche. La faglia del Rio Montal (NW-SE) disloca le due faglie precedenti con senso di taglio destro.

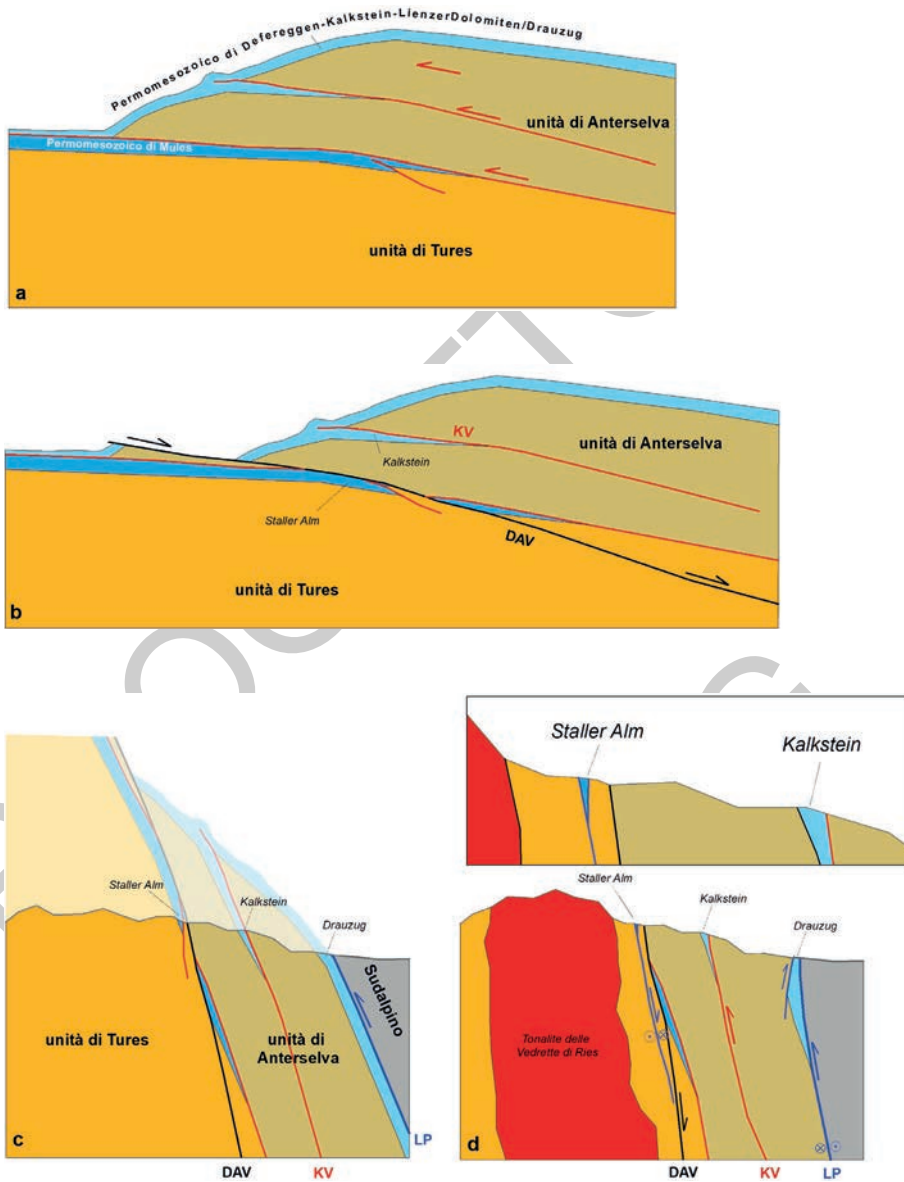


Fig. 74 – Rappresentazione schematica degli eventi tettonici che hanno originato gli attuali rapporti geometrici tra le varie unità tettoniche. a) fase eoalpina di impilamento tettonico delle varie unità con trasporto verso W-NW; b) successiva fase di distensione con sviluppo di detachments a basso angolo; c) fase terziaria di piegamento con compressione NS che porta al sovrascorrimento dell'austroalpino sul penninico e alla verticalizzazione degli originari contatti interni; d) Situazione attuale dopo messa in posto della tonalite e lo sviluppo dei movimenti trascorrenti.

### 2.3. - UNITÀ DI TURES

L'unità di Tures in base alle caratteristiche litologiche e strutturali può essere suddivisa in tre aree:

- una zona settentrionale, direttamente a sud del pennidico, costituita da mica-scisti filladici, da paragneiss minuti e da gneiss occhiadini;
- una zona centrale dove affiora il grande complesso intrusivo delle Vedrette di Ries;
- una zona meridionale, formata dal complesso dei paragneiss a due miche, a tratti migmatitici, intercalati da metapegmatiti, marmi, anfiboliti e quarziti, affiorante prevalentemente tra il plutone delle Vedrette di Ries e la DAV.

Nell'unità di Tures la deformazione alpina è distribuita in modo diffuso ed eterogeneo: ciò ha dato origine a frequenti zone di *shear* milonitico che possono variare dalla scala centimetrica alla scala decametrica, preservando però domini lentiformi, del tutto o in parte indeformati, nelle quali si possono osservare associazioni mineralogiche e microstrutture pre-alpine (varisiche).



Fig. 75 – *Piega decametrica legata alla deformazione alpina che coinvolge le metapegmatiti permiane, localizzata a N-NE del Lago di Anterselva.*

L'assetto strutturale della parte più settentrionale è condizionato dalla collisione tra l'austroalpino ed il pennidico durante il Terziario. La tettonica compressiva ha deformato la parte frontale dando luogo ad una serie di

pieghe con vergenza verso nord, la cui ampiezza varia da chilometrica a metrica (Fig. 75). Gli assi variano da orizzontali con direzione circa E-W (o WSW-ENE) ad immergenti verso W (Fig. 76a).

Le pieghe più evidenti e spettacolari si osservano nel triangolo tra Riva di Tures, La Mulle (antiformi) e il Sasso Rosso Piccolo (ampia sinforme multipla). Le pieghe vengono evidenziate dalle alternanze di gneiss occhiadini chiari e di anfiboliti di color verde scuro (vedasi profilo B della carta geologica). La direzione delle foliazioni è pressochè costante WSW-ENE, mentre l'immersione è variabile così come l'inclinazione che cambia da sub-orizzontale a verticale (Fig. 76b) a causa dei ripiegamenti durante la fase deformativa legata alla compressione alpina orientata circa NNW-SSE.



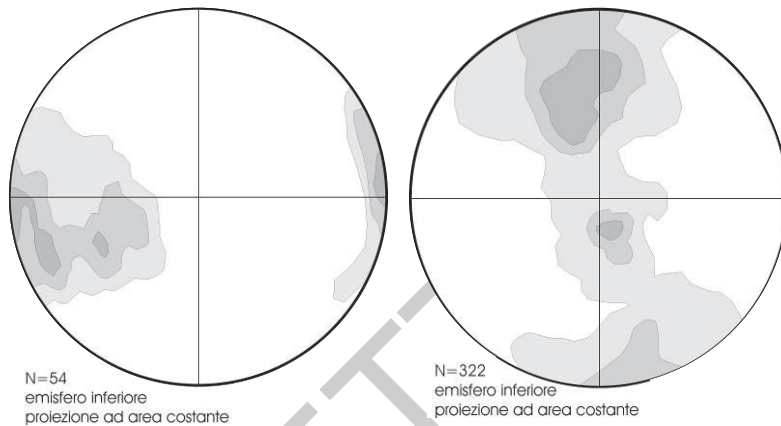


Fig. 76 – a) Figura polare con contours degli assi di piega nell'unità di Tures e nella falda del Glockner: hanno prevalentemente andamento E-W (ENE-WSW) e risultano orizzontali o immergenti verso W. b) Figura polare con contours della foliazione principale dell'unità di Tures e della falda del Glockner: la direzione delle foliazioni è mediamente ENE-WSW, ma la giacitura varia da sub-orizzontale a verticale. Questo assetto è determinato dalla compressione alpina orientata circa NNW-SSE.

Mentre nella parte più meridionale dell'unità di Tures, tra le plutoniti delle Vedrette di Ries e la DAV, l'assetto strutturale coalpino (Cretacico) è rimasto parzialmente preservato, nella parte centro occidentale l'intensa deformazione tardo-alpina lo ha sostanzialmente obliterato. Immediatamente a nord del Corno Alto le rocce sono caratterizzate da una foliazione subverticale, talora milonitica, diretta circa E-W. Questa successivamente è stata ripiegata da una deformazione antecedente alla messa in posto delle plutoniti oligoceniche delle Vedrette di Ries, dando origine a pieghe di scala da metrica a ettometrica (Fig. 77).

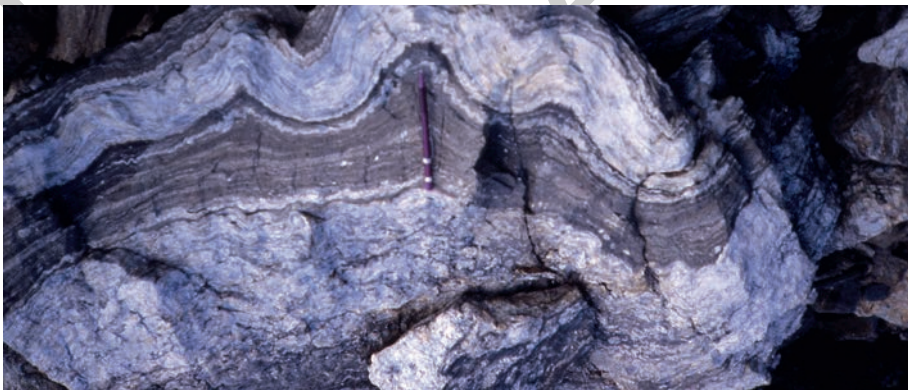


Fig. 77 – Presso il Corno Alto (Hochorn) le pieghe simmetriche deformano sia i paragneiss che le metapegmatiti fortemente milonitizzate.

Una di queste pieghe da luogo ad un'estesa antiforme, localizzata al bordo meridionale dell'intrusione oligocenica della Cima del Vento Grande e della Cima Fumo. L'asse della piega con direzione E-W immerge verso est presso la Cima dell'Acqua.



Fig. 78 – Le miloniti di *metapegmatiti* e *paragneiss minuti* del Corno Alto sono caratterizzati da porfiroclasti di feldspato.

Dato che le pieghe (Fig. 78) deformano le *metapegmatiti* permiane, secondo BORSI *et alii* (1973) e CESARE *et alii* (2002) dovrebbero essere di età eoalpina. Questa interpretazione è in linea con le età di raffreddamento cretaciche (K-Ar su muscovite) pubblicate da STÖCKHERT (1984) per la parte meridionale dell'unità di Tures.

MANCKTELOW *et alii* (2001) invece sono più scettici in riguardo: non mettono in discussione che la foliazione milonitica, diffusa nell'unità di Tures, sia precedente all'intrusione delle Vedrette di Ries, poiché è troncata dall'intrusione stessa, ma secondo loro non sussistono né criteri oggettivi di campagna né dati geocronologici che consentano la distinzione di miloniti eoalpine (cretaciche) da miloniti più recenti. Secondo questi autori le miloniti mostrano invece i segni di una storia evolutiva a più stadi che inizia con la ricristallizzazione dei feldspati e la formazione di biotite, prosegue poi a temperatura più bassa con lo sviluppo di *shear bands* definite da abbondante clorite, susseguito da una deformazione fragile ed infine dalla formazione di pseudotachiliti. Per altro MANCKTELOW *et alii* (2001) dubitano che sia possibile distinguere la deformazione eoalpina che si sarebbe sviluppata in condizioni di T-P intorno a  $450 \pm 50$  °C e  $0.75 \pm 0.15$  GPa (facies degli scisti verdi alta) da quella terziaria avvenuta in condizioni tipiche per la facies scisti verdi medio-bassa come proposto da STÖCKHERT (1984, 1987).

Il plutone delle Vedrette di Ries ed i meccanismi responsabili della sua messa in posto meritano particolare attenzione. Le analisi dettagliate di STEENKEN *et alii* (2000), SCHEUVENS & MANN (2004) e di WAGNER *et alii* (2006) implicano che la messa in posto di questo plutone durante l'Oligocene sia strettamente legata all'attività di un'ampia zona di taglio con movimento transtensivo sinistro immediatamente a nord e a sud del plutone che lo attribuiscono alla DAV. Secondo quanto esposto nel capitolo precedente dovrebbe appartenere all'*Oligocene Shear Belt*.

L'analisi di suscettibilità magnetica, eseguita da STEENKEN *et alii* (2000) su ben 170 campioni, rivela che in base alla foliazione magmatica (Fig. 79) si possono distinguere tre domi asimmetrici: uno occidentale ad est della Val Fredda, uno centrale in corrispondenza del tetto incassante ed uno orientale, centrato a sud del Collalto.

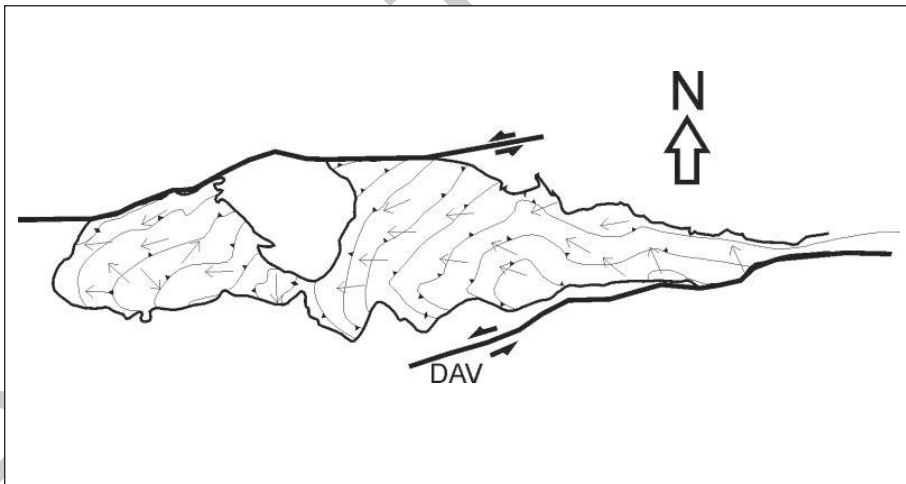


Fig. 79 – Mappa delle foliazioni magmatiche e delle lineazioni magnetiche nelle granodioriti-tonaliti delle Vedrette di Ries (da STEENKEN *et alii*, 2000, modificato). Le foliazioni magmatiche descrivono tre strutture a duomo interconnesse (uno occidentale, uno centrale e uno orientale). Lungo la DAV la giacitura delle foliazioni è da molto inclinata (triangoli pieni) a subverticale (rombi pieni). Nella parte centrale andando verso nord si registra che l'immersione delle foliazioni aumenta gradualmente verso l'esterno, da mediamente inclinato (triangolo vuoto) a subverticale al contatto con l'incassante a nord. Le lineazioni magnetiche immergono preferenzialmente verso ovest (valore medio 279/18).

Secondo questi autori l'intrusione del magma ha avuto inizio nel domo occidentale, in seguito alla formazione di una struttura "pull apart", dovuta alla deformazione transtensiva sinistra della DAV (*sensu* MANCKTELOW *et alii*, 2001). Secondo WAGNER *et alii* (2006) la messa in posto del plutone è iniziata per idrofratturazione indotta dal fuso, il quale, formando un corpo tabulare protruso dalla linea tettonica verso nord, in seguito ha sollevato le rocce incassanti già ripiegate (*ballooning*) (Fig. 80).

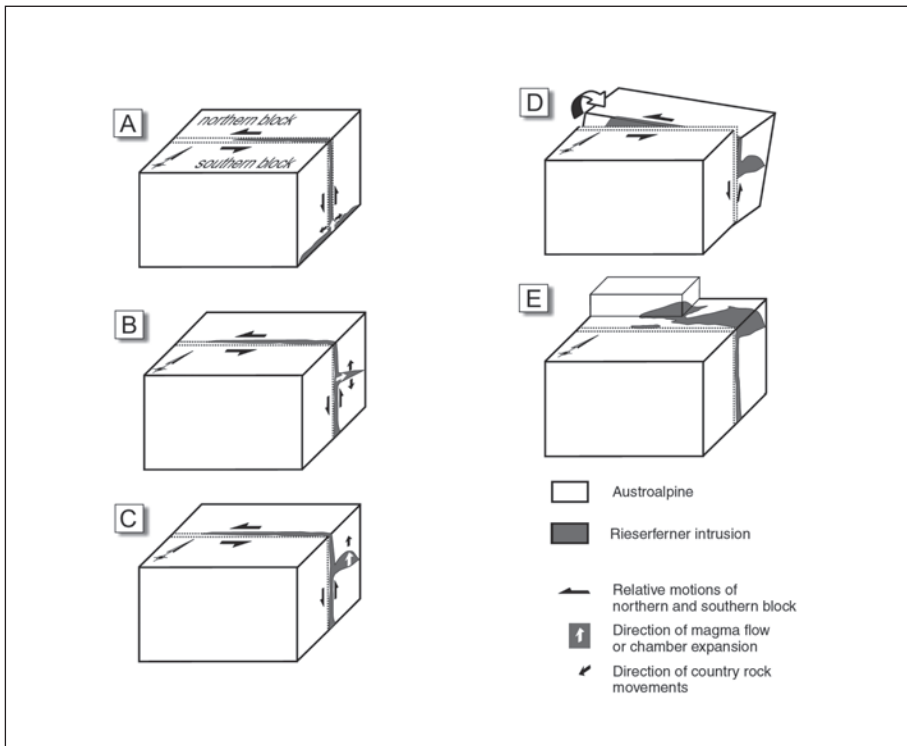


Fig. 80 – Interpretazione dei meccanismi di risalita e messa in posto del plutone di Vedrette di Ries (da WAGNER et alii, 2006, Fig. 12). A) Fuso canalizzato lungo la DAV. B) Formazione di un sill suborizzontale alimentato dalla zona di shear. C) Rigonfiamento del sill e formazione di domi al tetto del plutone. D) Basculamento post-intrusivo. E) Esumazione per sollevamento ed erosione.

Le analisi microstrutturali (STEENKEN *et alii*, 2000; WAGNER *et alii*, 2006) indicano come non esistano microstrutture deformazionali *sub-solidus* nella parte occidentale del complesso dove dominano le facies intrusive a grana più grossa, mentre nella parte centrale si osserva un continuo passaggio tra strutture puramente magmatiche a sud, fino a strutture puramente *sub-solidus* a nord dove affiorano le tonaliti foliate (area di Sprone delle Vedrette Giganti - alta Val Sorgiva). Questo - secondo questi autori - suggerisce una deformazione continua che ha agito dallo stadio magmatico sino a condizioni *sub-solidus*. Secondo STEENKEN *et alii* (2000) l'orientazione preferenziale di sillimanite di contatto nelle rocce incassanti al tetto del plutone è consistente con una messa in posto per "ballooning" accompagnata da assottigliamento crostale nella fase finale.

Tuttavia, le dettagliate indagini macroscopiche e microscopiche di SCHEUVENS & MANN (2004) del bordo settentrionale e centrale del plutone e della sua aureola di contatto implicano che, nonostante la deformazione complessiva intensa, le plutoniti



siano state deformate principalmente nello stadio (sub)magmatico o in condizioni di facies scisti verdi e che gli indicatori di deformazione ad alta temperatura allo stato solido sono relativamente rari. L'intensa deformazione di alta temperatura durante il metamorfismo di contatto nell'aureola centrale e la contemporanea deformazione relativamente modesta dei granitoidi suggerisce un significativo contrasto reologico, subito dopo la loro messa in posto, tra le metapsammiti e/o metapeliti dell'aureola interna, dominate da quarzo e mica, e i granitoidi ricchi di feldspato. Dopo un ulteriore raffreddamento, la zona di deformazione si è spostata di nuovo verso il margine del plutone con un'intensa deformazione in condizioni di facies scisti verdi. L'intensità della deformazione aumenta verso nord in modo tale che alla fine si concentra nelle rocce incassanti del bordo settentrionale del plutone. I dati geocronologici esistenti e la modellazione termica dimostrano che tutte le strutture duttili osservate si sono formate in meno di 4 Ma dopo la messa in posto del plutone delle Vedrette di Ries. Da ciò si può determinare un tasso di deformazione minimo di  $10^{-13} \text{ s}^{-1}$  per la deformazione al margine settentrionale del plutone.

È degno di nota che lungo il margine meridionale del plutone ci sono diverse zone dove la fascia di rocce metamorfosate di contatto non mostra nessun segno di deformazione sin-postintrusiva. Una di queste zone si trova direttamente a nord del Passo Stalle, alla base della Cima Ometto Piccola. Un'altra zona si estende lungo il contatto meridionale tra la Cima di Pianalto ed il Monte Magro. Un'analisi dettagliata delle associazioni mineralogiche di contatto e delle microstrutture associate presenti nei paragneiss ricristallizzati rivelano chiaramente che biotite, granati piccolissimi, cordierite e sillimanite fibrolitica non mostrano alcun assestamento planare o lineare che possa indicare una crescita sin-postdeformativa in queste zone.

#### 2.4. - UNITÀ DI ANTERSELVA

L'assetto strutturale dell'unità di Anterselva è dominato dal forte contrasto litologico che caratterizza l'intera area a sud della DAV. La parte più meridionale del basamento di Anterselva è in larga prevalenza costituita da due grandi masse intrusive, l'ortogneiss tonalitico di Casies e l'ortogneiss granitico di Anterselva, mentre quella settentrionale è costituita quasi esclusivamente da paragneiss a bande. La deformazione duttile dominante è varisica, sviluppatasi in condizioni metamorfiche della facies anfibolitica, mentre la sovraimpronta alpina ha agito in regime fragile, in condizioni di temperatura inferiori ai 300°C (BORSI *et alii*, 1978b).

Considerando il netto cambio di direzione della foliazione a nord degli ortogneiss, da circa NE-SW a circa E-W, è evidente come la deformazione sia stata ripartita disomogeneamente, localizzandosi principalmente nella porzione metasedimentaria del basamento: ciononostante, la scistosità principale sembra essere la S2 varisica sia negli ortogneiss, che nei metasedimenti, come si può osservare in Val Quaira, dove micascisti biotitici e ortogneiss granitici mostrano una foliazione con il medesimo andamento (NE-SW).

#### 2.4.1. - *Il basamento di Anterselva meridionale*

Le intrusioni ordoviciane, che ora costituiscono gli ortogneiss granitici e tonalitici, sono state deformate durante l'evento varisco, in condizioni metamorfiche della facies anfibolitica. Questa deformazione ha generato una foliazione metamorfica con prevalente direzione NE-SW ed immersione verso SE. Nell'ortogneiss tonalitico tale foliazione è disomogenea, ed è particolarmente sviluppata al contatto con la sottile fascia di paragneiss e micascisti che lo affianca a settentrione. L'ortogneiss granitico è deformato in modo più omogeneo e presenta una foliazione spaziata alla scala centimetrica, a causa della grana grossa dei feldspati. Una serie di pieghe pluriotometriche è presente nella zona centro-meridionale del foglio; esse sono sviluppate preferenzialmente nei più duttili micascisti biotitici, che separano gli affioramenti degli ortogneiss tonalitici da quelli granitici. Hanno assi di piega con direzione media NE-SW e immersione prevalente verso NE. Un'ampia sinforme si sviluppa presso Malghe Langegger e Neuhütten, a SSE di Anterselva di Sotto; una serie di antiformi e sinformi si individuano nei micascisti biotitici sul versante destro della Val Quaira all'altezza di Malga Col di Valle.

Infine, una antiforme con andamento E-W e ESE-WNW è presente ad ovest di S. Maddalena (Val Casies) messa in evidenza dal ripiegamento rispettivamente del limite ortogneiss granitici/micascisti biotitici e del limite paragneiss a bande/micascisti biotitici. In questa zona, a cavallo della Val Casies, inoltre le direzioni delle giaciture tendono a ruotare da NE-SW a mediamente E-W o ESE-WNW con immersione prevalente verso sud.

Ambedue le masse di ortogneiss, ma in particolare quelli granitici, sono state interessate dalla deformazione fragile terziaria, dando origine tra la linea della Pusteria (Foglio Dobbiaco) e la DAV a quel fenomeno che è stato definito da RATSCHBACHER & FRISCH (1993) come "*escape tectonics*", traducibile come "tettonica di svincolo", consistente nello spostamento verso est di questo blocco crostale lungo le due linee sopracitate.

#### 2.4.2. - *Il basamento di Anterselva settentrionale*

L'assetto strutturale del basamento di Anterselva nella sua porzione settentrionale si distingue per una netta differenza di orientazione della foliazione principale S2 rispetto alla zona meridionale: essa ha direzione circa E-W ed è prevalentemente subverticale o immergente verso S. È una foliazione di piano assiale, associata a pieghe i cui relitti sono rappresentati da isoclinali (F2), spesso sradicate e localmente preservate in livelli ricchi in quarzo o in silicati di calcio, che preservano anche la S1. La S1 è inoltre presente come scie di inclusioni all'interno dei porfiroblasti di staurolite e granato. Una lineazione da *stretching* (L2) è diffusa e presenta circa lo stesso orientamento degli assi di piega successivi (F3). La foliazione principale e le pieghe F2 sono quindi ripiegate a tutte le scale da una deformazione D3, che ha prodotto cre-

nulazioni e pieghe (F3) e, alla scala dell'affioramento, strutture di interferenza di tipo 3 (*sensu* RAMSEY, 1967). Le pieghe F3 sono da aperte a serrate con assi immergenti mediamente di 25-30° verso ESE (Fig. 81a), i piani assiali hanno direzione media E-W, ESE-WNW, e immergono prevalentemente verso sud tra 30 e 80° (Fig. 81b).

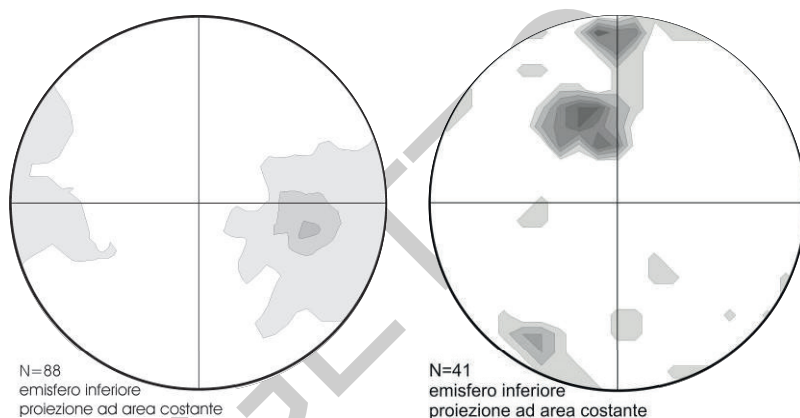


Fig. 81 – a) Diagramma con contours relativo ai poli degli assi di piega nel basamento di Anterselva a nord linea di Kalkstein. Pieghe decametriche  $F_3$  con assi immergenti mediamente di 25° verso ESE sono associate alla foliazione principale subverticale con direzione prevalente E-W. b) Diagramma con contours relativo ai poli dei piani assiali delle pieghe  $F_3$ : la direzione media è E-W, ESE-WNW, e immergono prevalentemente verso sud tra 30 e 80°.

Queste pieghe sono particolarmente evidenti sul versante orientale della Valle dell'Alpe di Stalle, dove deformano un'alternanza di livelli di metacarbonati e metapeliti, e sulla cresta che dalla Croda Rossa porta alla Forcella di Regola. La Croda Rossa stessa è costituita da una antiforme serrata. Come descritto nel par. V.2.2.5, in tutta questa parte settentrionale si rinvencono pseudomorfofosi sericitiche ( $\pm$  clorite) su staurolite e cianite, ed è possibile ipotizzare che questa trasformazione retrograda e l'ultima sovrimpronta deformativa varisica, appena descritta, siano in qualche modo correlate. Due pieghe sinforme ed antiforme, con ampiezza pluriettometriche e andamento circa E-W, passano una verso la testata della Valle di Montassilone e l'altra poco a sud per Cima Specola e Montone.

Altre sinformi ed antiformi, orientate da E-W a NE-SW, si trovano anche più a sud: la così detta sinforme di Roßtal tra il Vorderer Eggeberg (2552 m, Austria) ed il Monte Colle/Geil (2494 m) che è aperta verso W, la sinforme di Corno Alto/Hochhorn e l'antiforme di Bocca di Fana/Pfanntörl (entrambi fuori carta, F. 016 "Dobbiaco")

Va infine menzionato che nella parte orientale del Foglio (alta Val Casies), nei paragneiss a bande secondo SCHULZ *et alii*, 2008 si individuerrebbero sinformi ed antiformi di ampiezza chilometrica con asse immergente ad alto angolo.

## 2.5. - LA LINEA DI KALKSTEIN

Nella monografia sulla geologia della parte orientale dell'Alto Adige, DAL PIAZ (1934, Tav. X) tracciò una linea tettonica che andava approssimativamente dal paese di Kalkstein in Austria fino alla Val di Tures e da qui proseguiva verso ovest come linea tratteggiata fino a Vallarga e infine alla zona del Passo di Valles. Secondo DAL PIAZ (1934) questa linea separa le unità di basamento a sud della DAV in due ulteriori unità, ovvero i "Grigionidi sup./falda di Croda Rossa" a nord e i "Tirolidi" a sud. SASSI *et alii* (1974, 1978) e BORSI *et alii* (1978) hanno attribuito a questa linea tettonica il nome di linea di Kalkstein-Vallarga (KV) interpretandola, in modo analogo alla DAV, come un importante sistema di dislocazione, che è accompagnato da cataclasti e miloniti per diverse centinaia di metri di spessore. Sul tracciato della linea KV, soprattutto a ovest della Valle di Anterselva, esistono diverse opinioni: SCHULZ (1994) ad esempio, la fa esaurire nella zona di Anterselva di Sotto come faglia trascorrente sinistra; MANCKTELOW *et alii* (2001, Fig. 1) non la tracciano affatto.

Nel tratto tra Kalkstein (Austria) e Forcella Ciarnil il percorso della linea è ben definito dalla presenza di rocce permo-triassiche. Qui la dislocazione è orientata WNW-ESE e immerge ad alto angolo verso SW. Immediatamente a ovest della Forcella Ciarnil, i sedimenti permo-triassici si chiudono contro faglia, però le cataclastiti si seguono all'interno del basamento cristallino fino in Val Casies.

I nostri rilevamenti di dettaglio per l'attuale foglio Anterselva hanno evidenziato che il limite occidentale della linea Kalkstein-Vallarga è la Val Casies. Non abbiamo riscontrato nessuna faglia e tanto meno lenti di sedimenti permo-triassici che potrebbero essere interpretati come prosecuzione di questo lineamento tettonico. Per questo si propone di denominarla unicamente linea di Kalkstein.

La linea di Kalkstein nell'accezione degli autori di lingua tedesca (per es. GUHL & TROLL, 1987), che la descrivono in dettaglio nel territorio austriaco di Kalkstein dal quale trae il nome, coinvolgerebbe successioni permo-triassiche (vedi Cap. V.2) nella zona tra Kalkstein e l'affioramento più occidentale presso Forcella Ciarnil. Questi autori interpretano la successione sedimentaria come scaglia tettonica scollata dal basamento austroalpino.

I rilevamenti di dettaglio eseguiti per il progetto CARG hanno evidenziato, invece, che la base della successione sedimentaria di Kalkstein è in contatto diretto ed erosivo con il sottostante basamento di Anterselva (verrucano alpino su ortogneiss e paragneiss) e il tutto è sovrascorso dai paragneiss a bande lungo una faglia cataclastica ad alto angolo con direzione circa ESE-WNW (Fig. 82, 83 e 84)

È da rimarcare infine:

- 1) i sedimenti hanno contatto diretto ed erosivo con il basamento dell'unità di Anterselva, per cui sono da considerare la copertura sedimentaria autoctona;
- 2) l'assenza di copertura sedimentaria permo-triassica nel blocco a tetto della suddetta faglia;
- 3) il trasporto tettonico del blocco di tetto verso NNE, determinato anche dall'analisi delle strie su specchi di faglia preservate sia nella sequenza permo-triassica che nel basamento adiacente;



4) la presenza di scaglie sedimentarie simili sia più a nord - nella linea della Staller Alm nell'area del Passo Stalle - sia più a sud lungo la linea della Pusteria (Foglio Dobbiaco).

Nel complesso questa linea tettonica assume un particolare significato in quanto limita nel blocco posto a nord di essa la presenza della copertura sedimentaria dell'unità di Anterselva; inoltre presenta una cinematica traspressiva destra simile a quella della linea della Pusteria negli ultimi 30 Ma.

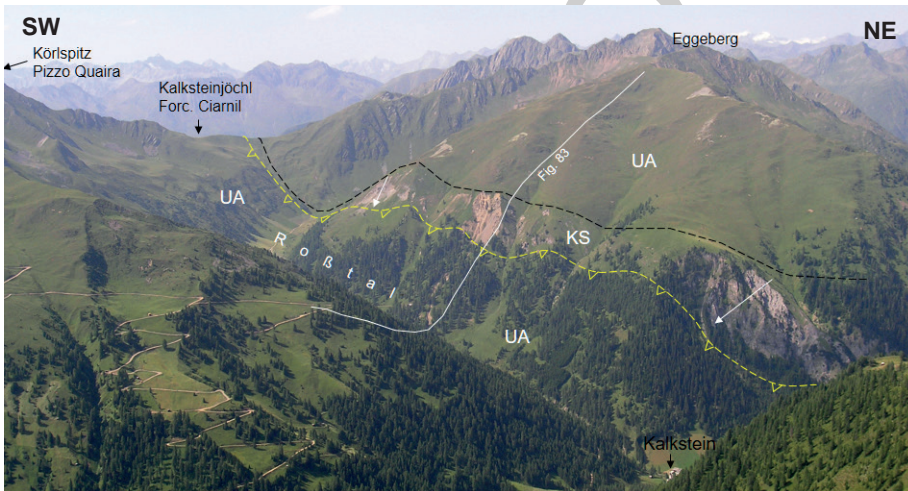


Fig. 82 - Panoramica sulla linea di Kalkstein, ripresa dal Cornetto di Confine (Marchkinkele). UA = Unità di Anterselva; KS = Permo-Triassico di Kalkstein; le frecce indicano la successione stratigrafica normale (stratigraphic up, cioè verso SW); linea gialla = contatto tettonico; i triangoli indicano il hangingwall; linea nera: contatto stratigrafico in parte tettonizzato tra la successione permomesozoica ed il basamento sottostante; linea bianca = traccia della sezione della Figura 83.

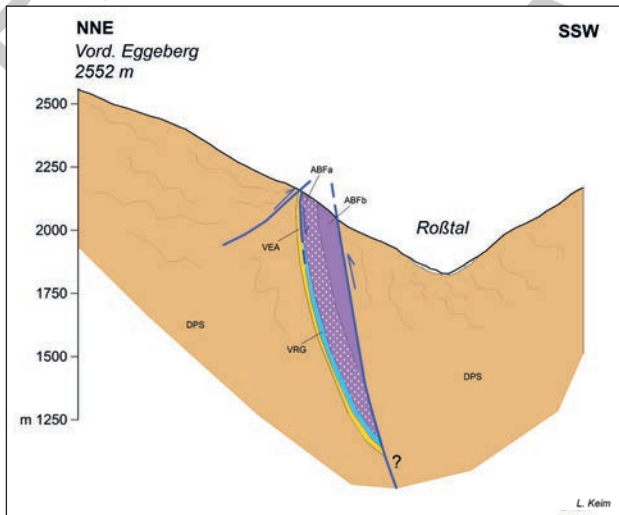


Fig. 83 - Sezione geologica attraverso il Roßtal (Austria): DPS = paragneiss a bande, VEA = verrucano alpino, VRG = formazione di Virgloria, ABFa = carnirole della formazione di Arlberg, ABFb = dolomie della formazione di Arlberg.



Fig. 84 - Situazione geologica alla Forcella Ciarnil/Kalksteinjochl: i sedimenti permo-triassici sono deformati in una sinclinale a direzione NW-SE. Poco più ad ovest (fuori foto) i sedimenti si chiudono e la linea di Kalkstein (rosso) prosegue all'interno del basamento dell'unità di Anterselva. Indicati anche le giaciture principali dei sedimenti. DPS = paragneiss a bande; SDQ = quarziti; DSM = micascisti biotitici; SDT = ortogneiss granitici; VEA = verrucano alpino; VRG = calcare di Virgloria, ABFa = carniole della formazione di Arlberg).

### 3. - TETTONICA FRAGILE TARDO-ALPINA NELL'AUSTROALPINO A SUD DELLA FINESTRA DEGLI ALTI TAURI

A partire dall'Oligocene medio (circa 30 Ma) si assiste all'instaurarsi della tettonica transpressiva destra, prevalentemente fragile, lungo la linea della Pusteria e in tutto il comparto compreso tra essa e la finestra degli Alti Tauri. Questo mutamento di regime tettonico (da transpressivo sinistro a transpressivo destro) è legato alla rotazione della direzione di massima compressione alpina (s1) da NNE-SSW a NNW-SSE durante l'Oligocene, proseguita poi nel Miocene (DEWEY *et alii*, 1989; THÖNY *et alii*, 2006), ed è subcontemporaneo all'intrusione dei plutoni delle Vedrette di Ries.

A grande scala, l'intero blocco crostale austroalpino compreso tra la finestra degli Alti Tauri ed il lineamento Periadriatico ha subito, come conseguenza della compressione NNW-SSE o della "tettonica di svincolo" proposta da RATSCHBACHER &

FRISCH (1993), una spinta verso est lungo le due linee, con un principale movimento sinistro lungo l'OSB (*Oligocene Shear Belt*) che in parte comprende anche tratti della DAV. L'area tra la linea di Kalkstein il lineamento Periadriatico dimostra un movimento destro.

Nel basamento austroalpino a nord delle Vedrette di Ries questa fase è rappresentata principalmente da faglie trascorrenti destre orientate NW-SE, riedels sintetici rispetto alla linea della Pusteria (R1 in Fig. 84), che tra l'altro traspongono il limite austroalpino/Penninico verso la testata della Valle dei Dossi, come descritto nel par. VI.1. Subordinate sono le faglie ad alto angolo orientate NNE-SSW o NE-SW, probabili trascorrenti sinistre (R2 in Fig. 85), e quelle sub-parallele al limite austroalpino/Penninico.

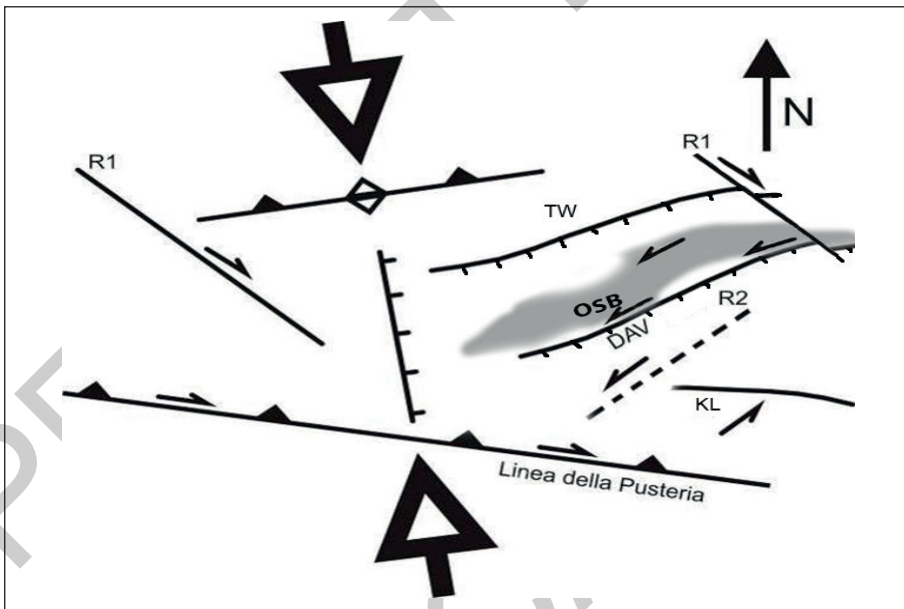


Fig. 85 – Schematizzazione tettonica con orientazione delle faglie nell'austroalpino a sud della finestra degli Alti Taurini (TW), durante la transpressione destra lungo il lineamento Periadriatico. R1 = riedels sintetici; R2 = riedels antitetici, in quest'aria di importanza secondaria; OSB = Oligocene Shear Belt; DAV = Defereggan-Antholz-Valles-Line; KL = Kalkstein Line (modello da MANCKTELOW et alii, 2001, modificato).

La tettonica fragile è particolarmente evidente nei grandi corpi intrusivi, dove, per esempio presso il Lago di Anterselva e poco ad est del confine austriaco, il contatto del plutone delle Vedrette di Ries con l'incassante è dislocato da trascorrenti destre orientate NW-SE. All'interno dell'intrusione è da notare una faglia inversa, probabilmente traspressiva sinistra, presente ad est del rifugio Roma. SCHULZ (1994), utilizzando l'orientamento dei filoni come marker di massima compressione regionale, ha postulato una rotazione del s1 da NNW a NNE durante l'intru-

suione del plutone delle Vedrette di Ries, confermando i dati sopra riportati sulla rotazione della direzione di massima compressione tra placca europea e africana.

Degno di nota sono i filoni lamprofirici che tagliano il plutone delle Vedrette di Ries, ultima manifestazione magmatica datata circa 26 Ma da STEENKEN *et alii* (2000), i quali sono orientati  $\pm$  NNE-SSW. Filoni di questo tipo sono osservabili ad est e a ovest della Forcella di Anterselva. Non è certamente un caso che proprio qui si trova la valle laterale più incisa dell'area che dalla Forcella di Anterselva porta ad Anterselva di Mezzo per poi allargarsi al tratto centrale della Valle di Anterselva.

Infine, sia l'unità di Tures a nord che l'unità di Anterselva a sud della DAV vedono lo sviluppo di faglie trascorrenti destre con direzione NW-SE, soprattutto nel settore centro-settentrionale, sul versante sinistro della valle di Anterselva, tra Passo Stalle e Anterselva di mezzo. Alcune tra queste ultime tagliano con movimento trascorrente destro la DAV poco ad est di Passo Stalle. Questi lineamenti definiscono valli secondarie molto rettilinee che tagliano il pendio meridionale della Valle di Anterselva.

Nel settore meridionale dell'unità di Anterselva sono presenti sia faglie ad andamento tra NW-SE e ESE-WNW con senso di trascorrenza destro, sia alcune strutture orientate NE-SW o ENE-WSW con senso di trascorrenza sinistro.

Faglie con andamento NW-SE sono presenti, ad esempio, fra il Montone e il Monte Nalle. Un'altra faglia importante appartenente a questa famiglia passa nella valle del Rio del Maso con andamento WNW-ESE a sud della Malga Siebenter, dove la faglia mette a contatto i micascisti a biotite con gli ortogneiss granitici. La faglia è caratterizzata da fault-gouges con microstrutture che indicano un senso di trascorrenza destro. Più ad est, a settentrione del Monte Novale di Fuorì, lo stesso senso di *shear* si ricava dalla dislocazione dell'ortogneiss tonalitico. La faglia è dislocata da diverse faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW.

Una faglia importante con un andamento E-W si riscontra a NE di Anterselva di Sotto; passa per la Forcella di Somma e prosegue verso Malga Somma. Questa linea transpressiva destra è dislocata da due faglie trascorrenti sinistre orientate NE-SW, presso Forcella di Somma, essa inoltre si interrompe verso est su una faglia trascorrente destra subverticale orientata NW-SE, che, da Malga Campobove corre sul fondovalle della Val Quaira, e disloca anche il limite tra ortogneiss granitici e micascisti biotitici presso Greffer. La faglia transpressiva veniva considerata da alcuni autori (BORSI *et alii*, 1978b; SCHULZ, 1994b) come parte della linea Kalkstein-Vallarga, (linea che in seguito agli sviluppi dei rilevamenti CARG perde significato ed è stata ridisegnata nel suo andamento e rinominata nel tratto orientale linea di Kalkstein).

Sono state misurate sistematicamente le giaciture dei giunti dell'ortogneiss granitico dell'unità di Anterselva: i dati sono riportati in proiezione stereografica (Fig. 86a); mettono in evidenza che l'orientazione preferenziale delle fratture è NNW-S-SE, parallela alla direzione di massima compressione oligo-miocenica. Nell'unità di Tures il sistema di fratture principale è orientato N-S ed è inoltre affiancato da



un secondo sistema con orientazione ENE-SSW (Fig. 86b). Come già accennato, le medesime direzioni sono anche delineate dall'orientazione dei filoni tardivi acidi e basici nelle Vedrette di Ries.

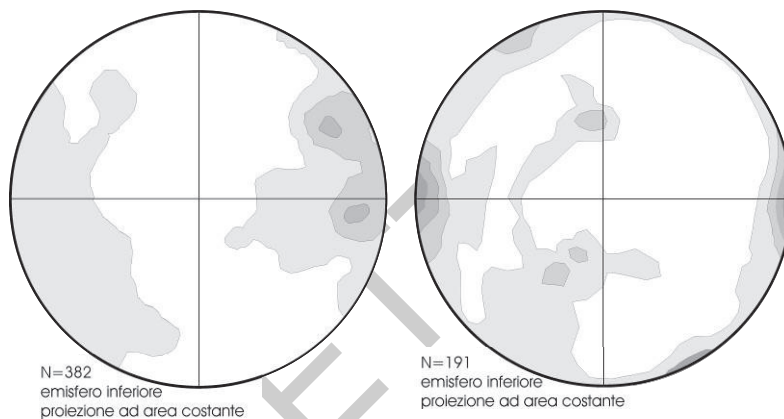


Fig. 86 – a) Diagramma con contours relativo ai poli dei giunti misurati nell'unità di Anterselva all'interno degli ortogneiss granitici. La direzione media delle fratture è NNW-SSE con prevalente immersione ad alto angolo verso WSW. b) Diagramma con contours relativo ai poli dei giunti misurati nell'unità di Tures. Alla direzione N-S se ne aggiunge una ENE-WSW. I piani sono sub-verticali.

PROGETTO

CARG

## VII. - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

### 1. - DISSESTO IDROGEOLOGICO

La morfologia dell'area, con versanti che tendono alla forma convessa e che presentano ragguardevoli dislivelli in brevi distanze, come ad esempio tra cime e valli, suggerisce che il territorio è predisposto naturalmente allo sviluppo di fenomeni gravitativi di tipo "veloce", in quanto le masse in movimento hanno la possibilità di compiere percorsi con elevata componente verticale. A questo si aggiunge il fatto che l'area si trova vicino allo spartiacque alpino e risente quindi della piovosità e dell'inevamento prodotto sia dalle perturbazioni che provengono da nord che da quelle che provengono da sud. Queste condizioni predispongono alla formazione di diffusi fenomeni valanghivi anche di grandi dimensioni.

La maggior parte degli eventi gravitativi registrati nell'area sono colamenti detritici (che localmente vengono descritti con la parola "*Mure*", oppure "*Gisse*") e crolli in roccia. I colamenti rapidi sono qui caratterizzati da aree di apporto in alto identificabili con le falde detritiche, da zone di trasporto lungo canali ripidi in profonde incisioni del versante e da zone di accumulo al piede dei versanti, al limite con le piane vallive, a formare conoidi. Il fenomeno di innesco in genere è dovuto a piogge brevi ed intense che sono in grado di provocare erosione lungo le falde detritiche spesso accompagnate da ulteriore apporto di materiale dovuto a distacchi per crollo, anche di notevoli dimensioni, dalle pareti rocciose. Si sono registrati anche recentemente eventi che hanno trasportato più di 10.000 metri cubici di materiale.

I crolli sono diffusi in tutta l'area, ovunque siano presenti pareti rocciose e/o sbancamenti anche di origine antropica. Particolarmente intensi e pericolosi sono i fenomeni di crollo che si originano dalle tonaliti e dalle granodioriti delle Vedrette di Ries o sugli gneiss tonalitici e granitici dell'unità di Anterselva. La pericolosità di questi fenomeni è dovuta sia alla natura massiva delle rocce, che presentano poche famiglie di giunti molto aperti con spaziature fino a metriche in grado di originare distacchi di blocchi compatti maggiori di 4 metri cubi, che alla morfologia del terreno e alla copertura detritica relativamente scarsa, che consente ai massi di compiere traiettorie lunghe, con notevoli altezze di rimbalzo.

Da segnalare anche la presenza di deformazioni gravitative profonde di versante.

Esse interessano per lo più i versanti esposti a SE ed occupano aree relativamente limitate e circoscritte. Esse sono distribuite per la maggior parte nei terreni metamorfici dell'unità di Anterselva. Le più estese sono localizzate nella media Valle di Casies sul versante orografico destro. La più grande interessa il versante orientale del Monte Quaira per una superficie di 4 kmq. Questo *Sackung* presenta una zona sommitale con un'evidente zona di distacco tra le quote 2000 e 2400 m, una zona intermedia ribassata a pendenze ridotte e presenza di scalini e trincee secondarie ed una zona inferiore convessa dove le pendenze aumentano verso il fondovalle. Morfologia analoga presenta anche la deformazione gravitativa presente pochi km a nord e che interessa il versante subito sotto l'Alpe Valbona per una superficie di circa 2 kmq. Da segnalare sono anche le deformazioni presenti in val dei Dossi nel versante al di sotto di Punta Nera e Cima del Gatto e quella in Val di Anterselva sotto M. Roccia che interessano i terreni metamorfici dell'unità di Tures.

## 2. - IDROGEOLOGIA

L'area presenta una piovosità elevata, con percentuale di infiltrazione efficace e deflusso superficiale molto variabile, a seconda della litologia presente nel sottosuolo. Per questo motivo, risulta molto disomogenea anche la distribuzione delle sorgenti. Un'elevata permeabilità secondaria per fratturazione si rileva nelle aree a calcescisti (finestra degli Alti Tauri), ortogneiss (unità di Anterselva), tonaliti e granodioriti (Vedrette di Ries) e nella scaglia triassica di Kalkstein, mentre nelle porzioni di basamento costituite da micascisti e filladi, si osserva un maggiore deflusso superficiale.

Molto diffuse sono le sorgenti all'interno della falda del Glockner (finestra dei Tauri). In alta quota, esse sono frequentemente localizzate al contatto tra le unità più permeabili dei calcescisti, ed i depositi morenici più impermeabili.

Le rocce appartenenti al Magmatismo oligocenico costituiscono un importante serbatoio d'acqua che tende a fuoriuscire per soglia di permeabilità al contatto con le unità circostanti meno permeabili del basamento metamorfico. Alcune sorgenti risultano inoltre allineate lungo la discontinuità creata dalla DAV che probabilmente costituisce una zona a permeabilità relativamente elevata per fratturazione e cataclasi delle rocce coinvolte.

Infine, diffuse soprattutto in Valle di Anterselva e Val di Casies sono le sorgenti al confine tra depositi quaternari (conoidi detritiche) e substrato cristallino.

Per quel che riguarda il chimismo si tratta per lo più di acque basiche molto dolci (durezza < 7.5) poco solfatiche e poco alcaline. Nella parte meridionale del Foglio esistono problematiche relative alla presenza di arsenico in alcune zone sorgentizie. L'arsenico deriva da minerali presenti nel bacino imbrifero, i quali vengono sciolti dall'acqua che passa nel sottosuolo. Le zone con la maggior presenza di arsenico nelle sorgenti sono nella Valle di Vila (Comune di Perca) con concentrazioni sopra i 50 µg/l e localmente anche sopra 100 µg/l. A Montassilone (Comune di Gais), Malga Costalunga ad Anterselva e nella zona della Alpe Pramaestrale (Valle di Casies) le



concentrazioni di arsenico nelle acque sorgentizie non superano i 50 µg/l. In ogni caso si tratta di sorgenti derivanti dal substrato roccioso, con permanenza dell'acqua nel sottosuolo abbastanza elevata, mentre le sorgenti con un bacino idrogeologico superficiale non presentano concentrazioni di arsenico sopra i 10 mg/l.

In località di Anterselva di Sotto si trova la sorgente minerale Bagni di Salomone, utilizzata ancora oggi per bagni rustici, una tradizione antica nel Tirolo, dove l'acqua venne utilizzata per bagni contro vari disturbi.

“Bagni di Salomone” viene menzionato per la prima volta nel 1559 e diventa nel tempo uno dei bagni rustici più frequentati della Valle di Anterselva. Originariamente la sorgente si chiamava “Salmannsbrunn” (Il nome “Salmann” nel Medio Alto Tedesco indicava un garante o testimone necessario nei passaggi di proprietà di beni immobili del tempo). L'acqua della sorgente viene classificata come leggermente mineralizzata e radioattiva. Contiene inoltre tracce di iodio, boro, bario, arsenico e litio. La conducibilità è pari a 108 µS/cm e la temperatura dell'acqua alla sorgente è pressoché costante intorno agli 8°C.

### 3. - GEOTECNICA

L'area non presenta particolari problematiche di tipo geotecnico (subsidenza, etc.). In Valle di Anterselva nei pressi dell'abitato di Anterselva di Mezzo sono presenti terreni torbosi (vedi depositi palustri) a cui prestare particolarmente attenzione nella pianificazione territoriale e nella costruzione di edifici.

### 4. - GEORISORSE

Nell'area non sono presenti attività estrattive in sottosuolo. In questo momento è attiva un'unica cava di blocchi di granodiorite (da detrito di versante). Il materiale estratto è utilizzato per opere ripali, muri di sostegno in massi ciclopici e altre opere di protezione. Al limite con il Foglio “Campo Tures”, lungo la strada verso Riva di Tures, la tonalite viene estratta in diverse cave per la costruzione di strutture e muri di protezione, ma anche per l'utilizzo come rivestimenti e pietra da taglio.

Dal 1973 l'Ufficio Industria e Cave ha autorizzato due richieste per l'estrazione di minerali (piombo, zinco, rame, manganese, cobalto, ferro, tungsteno) nella zona tra Anterselva e Campo Tures (Croda Nera/*Schwarzwand*). Il giacimento si trova all'interno delle rocce metamorfiche ivi affioranti. I permessi minerari sono scaduti dopo poco tempo e non si conoscono giacimenti sfruttabili.

Negli anni '80 e '90, inoltre, nella zona di Anterselva (Aue-Dörfel, Neunhäuser-Felder, Niedertal e Walde) sono state coltivate diverse piccole cave di ghiaia e sabbia. Dopo la vagliatura e la cernita, il materiale estratto è stato utilizzato per il mercato locale. Applicazioni comuni per tali materiali sono l'ingegneria civile, la costruzione di strade, ma anche per l'edilizia e per la produzione di calcestruzzo.

Nella maggior parte dei casi, queste attività estrattive su scala molto ridotta sono state interrotte dopo alcuni anni e l'area di cava è stata poi riempita con materiale di qualità inferiore e ha continuato ad essere utilizzata come area agricola (pascoli e prati, terreni coltivabili). A Riva di Tures e in Valle di Casies non sono note attività minerarie di rilievo.

La maggior parte dell'attività di estrazione di materiale sciolto nelle vicinanze della Valle di Anterselva è stata conclusa e si è fermata. Solo nel territorio comunale di Valdaora sono ancora attive cave di ghiaia e sabbia (vedi il Foglio CARG 016 "Dobbiaco").

Non esistono archivi riguardanti la locale estrazione di rocce, ghiaia e sabbia per uso personale, che certamente si è ripetuta nei secoli passati, ma ne esistono testimonianze orali.

## 5. - SISMICITÀ E SISMOTETTONICA

*a cura di Alfio Viganò*

I cataloghi di sismicità storica attualmente disponibili in letteratura evidenziano una distribuzione non uniforme dei terremoti nelle Alpi italiane centro-orientali; gli eventi sono infatti concentrati lungo la fascia prealpina ed in Pianura Padana (GUIDOBONI *et alii*, 2018; ROVIDA *et alii*, 2019). Questo andamento è confermato dalla distribuzione della sismicità strumentale, che si enuclea a seguito della spinta tettonica dell'indentazione adriatica (VIGANÒ *et alii*, 2015). La porzione interna della catena alpina mostra invece sismicità di moderata entità e principalmente raggruppata in alcuni settori alto-atesini (Merano), austriaci (Brennero e Valle dell'Inn), lombardi (Bormio) e svizzeri (Engadina) (VIGANÒ *et alii*, 2015; REITER *et alii*, 2019).

L'area interessata dal Foglio Anterselva risulta pressoché priva di terremoti (Fig. 86) Va menzionato un solo evento sismico di epoca pre-strumentale, occorso il 1 settembre 1850 nei pressi di Brunico (Teodone) ed avente intensità epicentrale massima pari al VI grado (ROVIDA *et alii*, 2019). Gli epicentri strumentali sono molto rari e riguardano principalmente la zona della Val Pusteria, dove i meccanismi focali mostrano una prevalente cinematica trascorrente; essa è interpretata come dovuta ad attivazione di faglie appartenenti al lineamento Periadriatico (Fig. 86; REITER *et alii*, 2019). Il potenziale sismico di questo sistema tettonico, nel suo segmento ad est del Brennero, è stato anche recentemente riconsiderato (DISS WORKING GROUP, 2018).

Dal punto di vista sismotettonico, REITER *et alii* (2019) hanno proposto che la deformazione attuale di questa porzione delle Alpi sia governata da un'indentazione crostale che corrisponde all'areale dolomitico e che costituisce il settore più settentrionale della microplacca adriatica. L'azione di questo cuneo crostale, delimitato a nord dal sistema di faglie Pustertal-Gailtal e ad occidente da quello delle Giudicarie, guida la tipologia di deformazione (meccanismi focali) e modifica localmente il cam-

po degli sforzi. Se la deformazione attiva lungo il sistema delle Giudicarie presenta fagliazione (transpressiva) di tipo sinistro (VIGANÒ *et alii*, 2015; REITER *et alii*, 2019), il settore Pustertal-Gailtal mostra movimento di tipo destro ed una sismicità relativamente poco marcata. Qui infatti la magnitudo locale massima degli eventi sismici è inferiore a 4 (Fig. 87).

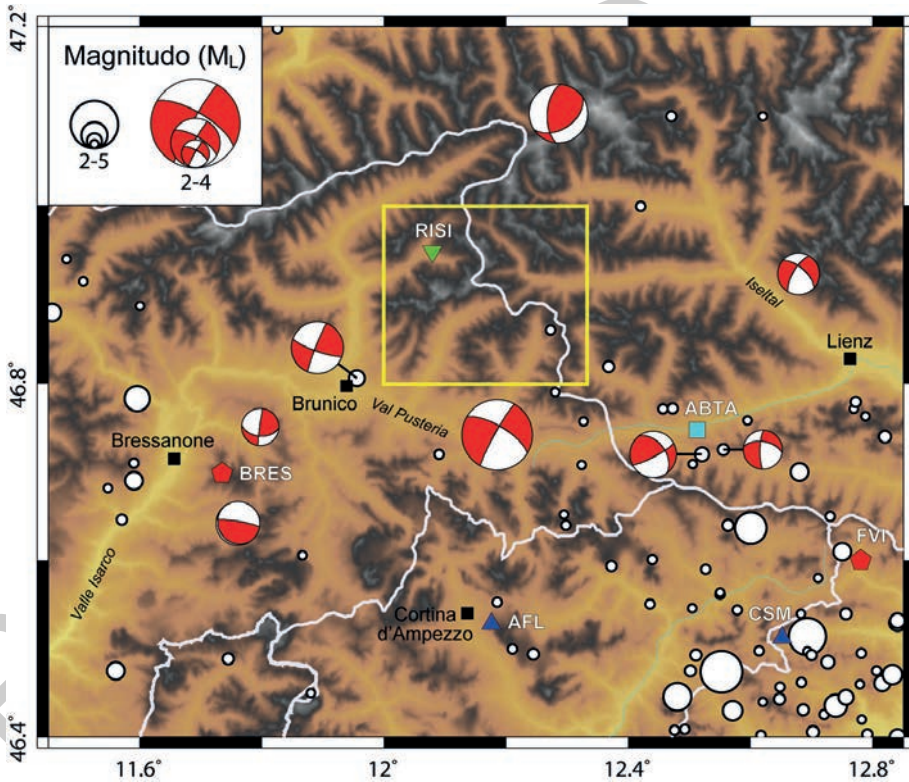


Fig. 87 - Distribuzione degli epicentri sismici (strumentali e storici) e dei meccanismi focali relativi agli eventi sismici più rilevanti, entrambi graduati rispetto alla magnitudo locale ( $M_L$ ) (dati da REITER *et alii*, 2019). Il riquadro in colore giallo indica l'area interessata dal Foglio Anterselva. Sono rappresentate in mappa le stazioni sismiche permanenti, con relative sigle, appartenenti alle reti dell'Alto-Adige (triangoli rovesciati verdi); il monitoraggio sismico della Provincia autonoma di Bolzano è effettuato tramite una rete di 6 stazioni equipaggiate con sensori tridimensionali a larga banda), dell'Austria (quadrati azzurri), dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV, pentagoni rossi), e dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS, triangoli blu).

PROGETTO

CARG



## ABSTRACT

The n. 009 Anterselva Sheet at 1:50.000 scale of the Italian Geological Map covers ~400 km<sup>2</sup> of a mountainous area in the Eastern Alps (Italy). It takes its name from the Anterselva Valley, the most important valley of this area. The 400 km<sup>2</sup> belong to the Bolzano Province, while the rest of the sheet is in Austrian territory.

The highest peaks of this area (many over 3200 m) are located inside the Vedrette di Ries Group, delimited by the Riva Valley and the Anterselva Valley: Collalto (3436 m, the highest peak), M. Nevoso (3358 m), Collaspro (3273 m), M. Magro (3273 m), Pizzo delle Vedrette (3249 m). Along the crest separating Austria from Italy many other peaks are higher than 3000 m.

From the hydrographic/orographic point of view three are the main valleys, whose NE-SW trend follows some tectonic lineaments: the Riva Valley, the Anterselva and the Casies Valley.

The geological setting of the Anterselva area has been strongly influenced by the alpine orogeny due to the collision of the African (Adria micro-plate) and European plates after the closure of the Mesozoic Tethys Ocean.

In this part of the Alpine chain, the austroalpine and penninic metamorphic basements of the Eastern Alps and minor Mesozoic cover sequences occur. The penninic basement represents the European continental crust (passive margin) and the penninic ocean lithosphere, which were subducted during alpine collision underneath the austroalpine nappe stack, which in its turn represents the African continental crust (passive margin). As a consequence of the post-collisional distension and erosion the deepest structural units of the chain, the penninic units, now crop out inside the Hohe Tauern tectonic window.

The southernmost part of this tectonic window extends E-W in the northern portion of the Sheet, where only the Glockner nappe, composed by oceanic metasediments and ophiolites, crops out. The deeper Gran Veneziano and Picco dei Tre Signori/Greiner nappes crop out to the north, in the Vetta d'Italia Sheet. The Glockner nappe shows a HP eo-alpine metamorphism (in two stages: eclogitic + blue schists facies) concealed by an earlier Oligocene-Miocene green schist facies overprint (peak at T~500°C and P~0.7-0.8 GPa: the so called "Tauern metamorphism"). This penninic unit is separated from the austroalpine ones by a narrow E-W

trending melange zone called “Matrei Zone”, which represents the subduction trench composed by both penninic and austroalpine lithotypes (only the first ones are present in this area).

The austroalpine basement extends over most of the Sheet’s area between the Matrei Zone and the Periadriatic Line (here called “Pusteria Line”), which is just south of the Sheet’s borders. The basement is composed of crustal units of African origin decoupled from their lithospheric roots, forming the alpine nappe stack. This last was accreted in front of the African margin as a part of the subduction-related alpine orogenic wedge. Here the austroalpine basement is represented by two tectono-metamorphic units: the Anterselva unit and the Tures unit, which show different evolutions and are separated by an important tectonic lineament: the DAV (Deferegggen-Anterselva-Valles) Line. The Anterselva unit, extending in the southern part of the area to the south of the DAV, is mainly composed by a monotonous sequence of garnet-staurolite ( $\pm$  kyanite and sillimanite) banded paragneisses and by the Anterselva and Casies granitic/tonalitic ortogneiss bodies; it suffered Variscan amphibolite facies deformation and metamorphism (metamorphic peak at  $T \sim 650^\circ\text{C}$  and  $P \sim 0,7$  GPa), and probably a previous Ordovician metamorphism, which produced the acid intrusions, now metamorphosed into Anterselva and Casies ortogneiss by the Variscan event (Zircon U/Pb geochronology gives ages of intrusion in the range  $\sim 430$ - $470$  Ma). This unit completely lacks Alpine metamorphic overprint as testified by cooling ages obtained on micas (Rb/Sr method) which are constantly around 300 Ma: i.e. these rocks never experienced  $T$  over  $300^\circ\text{C}$  after Variscan time. On the other hand, to the North of the DAV line the same ages inside the Tures unit are always around 30 Ma (20-60 Ma). In fact this basement was affected by both the Variscan amphibolite facies metamorphism (metamorphic peak at  $T \sim 650$ - $680^\circ\text{C}$  and  $P \sim 0,7$ - $0,8$  GPa) and the Alpine multistage green schists facies one (metamorphic peak at  $T \sim 450$ - $550^\circ\text{C}$  and  $P \sim 0,7$ - $0,8$  GPa). The Tures basement comprehends two sectors: a northern one characterized by a phillonic sequence (philladic micaschists or Fillade di Cima Dura *Auct.*), in contact with the Matrei Zone, and by amphibolites, marbles, quartzites, fine-grained paragneisses, augen gneisses (age of intrusion of the magmatic protolith  $\sim 445$  Ma). In the southern sector amphibolites, marbles, quartzites, and, above all, two mica bearing, sometimes migmatitic, paragneisses occur. In the Tures unit we have also discordant layer of metapegmatites of Permian age. These rocks of the Tures unit were intruded close to the DAV line, during Oligocene ( $\sim 30$  Ma), by the Vedrette di Ries and Cima di Vila granodioritic/tonalitic plutons.

The permo-triassic sedimentary cover of the austroalpine basement is only present in a small area between Forcella Ciarnil and Bad Kalkstein (Austria) (south-eastern area of the Sheet), where a clastic-carbonate succession crops out with an erosive boundary directly on the Anterselva basement.

The deformation during the alpine collision was only brittle in the Anterselva unit, while in the Tures unit it was mainly ductile (mylonitic) and not homogeneous: from micro to mega scale, lithons occur, which escaped this deformation,

preserving Variscan paragenesis. The DAV line is the most important tectonic lineament of the Sheet and plays a fundamental role in this part of the alpine chain for 2 reasons:

- as already mentioned, it is the ENE-WSW trending green schist facies (~350-400°C) mylonitic Eo-Alpine fault zone which separates the Tures from the Anterselva unit, as proved by the huge difference of alpine metamorphic grade. This is in line with the model proposed by HOINKES *et alii* (1999) and redefined afterwards by SCHUSTER (2003), SCHMID *et alii* (2004) e FROITZHEIM *et alii* (2008) who call this prominent fault zone the SAM (Southern Limit of Alpine Metamorphism) which divides the tectonic units of the lower crust that suffered alpine greenschist metamorphism – the Tures Unit - from the ones who do not show any or only a very light Alpine overprint – the Anterselva unit;
- The DAV in the younger literature was described as the path of ascension and emplacement of the tonalitic melts of the Vedrette di Ries and Cima di Vila pluton. As the mapping, fieldwork and detailed analyses of this map-sheet shows, it would be more appropriate to call the large sinistral strike slip shear zone at the northern and southern rim of the oligocene plutons between the eastern end of the Vedrette di Ries to the western end of the Rensen pluton the “Oligocene Shear Belt (OSB)”. The reasons for doing this are the following: only the easternmost part of the Rieserferner Pluton touches the DAV line, here the sinistral shear zone of the Ologocene Shear Belt superimposes the structures of the Eo-Alpine steep normal fault of the DAV. Everywhere else the broad shear zone with many, also alternating, mylonites and cataclasites in the basement but even in the plutonic rocks lies within the Tures unit. Deformation style and age are very different to the DAV line *sensu* first authors.

Before the magma emplacement the kinematics of the DAV was left-lateral transpressive, but just after the intrusion (~ 30 Ma) there was a big change into a mainly brittle, right-lateral transpression, as along the Pusteria Line. This sudden change was determined by the  $\sigma_1$  rotation from NNE-SSW to NNW-SSE during the alpine collision.

The Quaternary deposits cover the 40% of Anterselva Sheet area and consists of continental deposits from Upper Pleistocene to Holocene in age. Part of the surficial deposits belong to the Last Glacial Maximum (LGM) and they are included into the Garda Synthem (SGD). Indeed, during the Last Glacial Maximum glaciers covered the whole region: in the Pusteria valley and its tributaries, a huge glacial plateau expanded between Brunico and San Candido slowly moving toward East, West and South. Pre-LGM sediments are only preserved in the Rio Liccio catchment at the base of the “Piramidi of Plata” and consist of debris flow deposits belonging to the Perca synthem.

During the phase of glacial decay we have documentation of the resumption of local glacialism; in the Rio di Riva Valley and in the smaller ones, flowing from the south into the Rio Aurino Valley, glacial deposits correlated with a phase of maximum advance of a local glacier have been distinguished and mapped. The single units, referred to as the sub-synthesis of Riva di Tures and the sub-synthesis of Casere, also include all the deposits of the following minor phases of advance and retreat. Moreover, even if the two subsyntheses can be framed in a generic "Late Glacial" no assumption can be made with respect to their precise chronological location, let alone whether they are equivalent in time.

All quaternary sediments subsequent to the glacial conditions, form the Postglacial Alpine Synthem (PTG) that includes deposits associated to all the different processes acting on the landscape. Its base is strongly diachronous, following the retreat of the glaciers up to upper reaches of the valleys.

The well-preserved and diffused morphologies and structures related to the LIA (Little Ice Age) are incorporated in the Amola Subsynthem.



## LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

### QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

#### POSTGLACIAL ALPINE SYNTHEM (PTG)

*It includes deposits related to the local demise of the last glacial maximum.*

Planar or cross-bedded sandy-silty gravels with blocks (alluvial deposits). Silts, clays and peats, sometimes with planer-bedded sandstone intercalations (swamp deposits). Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons or poor-sorted gravel and sandstone intercalations (debris-flow and/or mixed deposits). Gravel and blocks with a partly- to poorly-packed texture, with locally sourced angular clasts (slope debris). Massive, grain- and matrix-supported diamictons, gravels and heterometric, sometimes very large in size, blocks (gravity-driven deposits). Reworked gravels and fine sediments (anthropic deposits). Lower boundary: unconformable on bedrock, SGD, SGD<sub>7</sub>, SGD<sub>20</sub>, SGD<sub>26</sub> or PTG<sub>1</sub>; the upper boundary corresponds to the topographic surface. Thickness: 1-100 m.

UPPER PLEISTOCENE P.P. – HOLOCENE

#### Amola Subsynthem (PTG1)

*It includes only glacial and fluvio-glacial deposits related to the little ice age.*

Massive, grain- or matrix-supported diamictons with blocks (ablation till). Deposits characterized by lacking or up-to-5-8 cm- thick soil.

Lower boundary: unconformable on bedrock, SGD, SGD<sub>26</sub> or PTG; the upper boundary corresponds to the topographic surface or unconformable to PTG. Thickness: 1-40 m.

HOLOCENE P.P. (LITTLE ICE AGE.)

#### GARDA SYNTHEM (SGD)

*It includes those units related to the last glacial maximum.*

Matrix- and/or grain-supported diamictons with loose to dense packed clasts (undifferentiated and ablation till). Massive, matrix-supported diamiction with densely- to very densely packed, heterometric, edge-rounded clasts, sometimes with striped 'iron-shaped'clasts (lodgement till). Bedded sandy gravels with layers of silty sands, sandy or clayey, sometimes laminated silts (glacial contact deposits). Lower boundary: buried or erosional on the bedrock; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to SGD<sub>26</sub> and PTG. Thickness: from few meters to some tens of meters.

UPPER PLEISTOCENE P.P.

*Local units, attributable to the late-glacial retreat stages*

**Casere Subsynthem (SGD<sub>7</sub>)** (Aurino stream catchment)

Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons with clasts almost entirely derived from the local basin (ablation and undifferentiated till). Lower boundary: erosional on the bedrock or on SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to PTG. Maximum thickness is some tens of meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**Riva di Tures Subsynthem (SGD<sub>26</sub>)** (Riva stream catchment)

Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons with clasts almost entirely derived from the local basin (ablation and undifferentiated till). Lower boundary: erosional on the bedrock or on SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to PTG and PTG<sub>1</sub>. Maximum thickness is some tens of meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**Nessano Subsynthem (SGD<sub>20</sub>)** (Vila stream catchment)

Massive, grain- and/or matrix-supported diamictons and roughly bedded gravel and sandstone with locally sourced subrounded to rounded clasts (debris-flow and/or mixed deposits). Lower boundary: on SGD; the upper boundary corresponds to the topographic surface or it is unconformable to PTG. Maximum thickness about 30 m.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**PERCA SYNTHEM (PRH)**

Roughly bedded, medium-coarse-grained gravels and sandy gravels with subrounded metamorphic clasts (debris-flow deposits). Lower boundary: erosional on the bedrock; upper boundary: unconformable to SGD. Thickness: at least ten meters.

*UPPER PLEISTOCENE P.P.*

**LATE-ALPINE MAGMATIC ROCKS****LAMPROPHYRES (f<sub>l</sub>)**

Black to dark-green, fine-grained, amphibole-bearing kersantites. They form meter-wide dikes that generally strike north-south in the northern part of the Anterselva unit. They contain amphibole, plagioclase, biotite and minor quartz.

**MAFIC DIKES (f<sub>n</sub>)**

Amphibole-biotite-bearing and hornblende-bearing porphyrites, with fine to medium grain-size, forming dark green to black dikes up to ten meters in width. They contain amphibole, plagioclase, biotite and minor quartz.

**ACIDIC DIKES (f<sub>m</sub>)**

Granitic porphyrites, fine-grained grey to white granites and granitic aplites in meter-wide dikes. They contain quartz, feldspar, muscovite and biotite.

**TONALITE OF VEDRETTE DI RIES (VDR)**

Medium-grained, biotite-hornblende-bearing tonalite and minor granodiorite. These plutonic rocks are intruded in the Tures unit to the north of the Defereggen-Anterselva-Valles (DAV) tectonic line.

*OLIGOCENE. Age: 31 ± 3 My.*

**Fine-grained facies (VDR<sub>a</sub>):** biotite-hornblende-bearing granodiorite with phaneritic and hypidiomorphic texture, generally with grain-size <2 mm.

**Garnet-bearing facies (VDR<sub>b</sub>):** tonalite bearing garnet phenocrysts up to 4 cm in diameter, partially or totally replaced by biotite and amphibole.

**Oriented facies (VDR<sub>c</sub>):** foliated and/or lineated tonalite, typical of the margins of Vedrette di Ries pluton. The fabric is the result of syn-intrusive to sub-solidus deformation.

## AUSTROALPINE

### ANTERSELVA UNIT

Austroalpine basement cropping out south of the Deferegggen-Anterselva-Valles tectonic line (DAV), with locally preserved permotriassic cover (Kalkstein). Variscan metamorphism showing an amphibolitic facies and marginal Alpine overprint.

#### *PERMOTRIASSIC SUCCESSION OF KALKSTEIN*

##### **ARLBERG FORMATION (ABF)**

Mixed evaporitic-carbonate shallow marine succession. Two lithofacies can be distinguished:

**Micritic dolomites (ABF<sub>b</sub>)** dark, generally without fossils in stratified banks with a thickness from decimetric to pluridecimetric. At the transition from the underlying carnioles, dasycladaceae were found. Thickness: several tens of metres; upper limit: tectonic cut.

**Carniole (ABF<sub>a</sub>)** consisting of dark grey dolomitic banks with the typical porous cell structure. On contact with the upper dolomite there is a centimetric level of altered orange-coloured tuff; the carnirole are strongly tectonised. Thickness: from many tens of metres up to more than 100 metres.

*UPPER LADINIAN? – LOWER CARNIAN?*

##### **VIRGLORIA FORMATION (VRG)**

Dark, micritic limestones in several centimeters to decimeter thick layers, fossil-free, with typical bioturbated structure. They are strongly affected by tectonics with the formation of a network of fractures filled with calcite and breccia.

Lower limit: Alpiner Buntsandstein and/or Werfen layers. Inferred tectonic contact.

Thickness: approx. 8 m at Forcella di Ciarnil, several tens of meters at Bad Kalkstein (possible tectonic doubling).

*LOWER TRIASSIC (ANISIAN)*

##### **VERRUCANO ALPINO (VEA)**

At the base, pink to dark purple conglomerates with quartz and quartz porphyry clasts of many centimetres in diameter and coarse sandstones with intercalations of quartz-porphyry clasts; upwards gradual transition to medium-fine sandstones with carbonate cement (Buntsandstein); locally in the upper part alternating with layers of dolomitic carnirole (Werfen?). Lower limit: discordant on the metamorphic basement. Thickness: from a few meters at Forcella Ciarnil to more than 10 m near Bad Kalkstein (Austria).

*PERMIAN - LOWER TRIASSIC*

#### *METAMORPHIC BASEMENT*

##### **GRANITIC ORTHOGNEISS (Anterselva Orthogneis Auct.) (SDT)**

Granitic, muscovite-bearing orthogneiss. The rock is medium-coarse grained, with a light colour and scistosity not always well developed (often massive). The rock forming minerals are quartz, plagioclase, K-feldspar in big idiomorphic crystals, muscovite ± biotite. Age of protolite: 460 ± 15 My.

**TONALITIC ORTHOGNEISS (Casies Orthogneis Auct.) (SDC)**

Medium grained, grey to whitish grey tonalitic orthogneiss with green spots due to amphibole presence. They have a foliated, rarely massive, structure, with the local presence of dark, rounded microgranular inclusions, rich in femic minerals. The rock forming minerals are plagioclase, quartz, amphibole, chlorite, biotite, and K-feldspar. Age of protolite:  $466 \pm 10$  My.

**AUGEN GNEISS (SDG)**

Gneiss characterized by feldspatic augens emerging on a matrix rich in biotite. Mineralogical components are quartz, microcline, albite, biotite and muscovite. They outcrop only near the south boundary of the Dobbiaco sheet.

**FINE-GRAINED ORTOGNEISS (SDK)**

Mainly fine-grained rocks with a planar-schistose structure outlined by rare and discontinuous layers of biotite. The schistosity is furtherly highlighted by the iso-orientation of feldspar and quartz crystals. The color is grey to grey-brown. Basic minerals are feldspars, quartz, biotite and muscovite.

**BANDED PARAGNEISS (DPS)**

This formation is characterized by meter to decimetre-thick (rarely plurimetre-thick) alternations of: a) fine grained, biotite, muscovite, quartz and plagioclase bearing schist or paragneiss; b) one or two micas micaschists; c) light colour quartzites, often impure due to the presence of muscovite and biotite; d) fine grained, quartz-feldspar paragneiss; e) calcium silicates gneiss/fels (with quartz, plagioclase, garnet, epidotes, diopside and actinolite). Inside the most pelitic levels (schists and micaschists) garnet and staurolite porphyroblasts (less frequently kyanite and fibrolitic sillimanite) can be observed.

**BIOTITE MICA-SCHISTS (DSM)**

Medium-fine grained micachists with colour ranging from silver-grey to brown. They show garnet, staurolite and sometimes kyanite porphyroblasts (locally up to some cm) inside a foliated matrix with biotite, muscovite (less abundant than biotite), quartz, plagioclase  $\pm$  fibrolitic sillimanite.

**QUARTZITES (SDQ)**

White or light grey quartzites, showing 2-3 m up to 10 m thick beds. They are present inside the banded paragneiss formation (DPS). Sometimes impure, with silver grey colour, due to muscovite or feldspar. Locally up to plurimetric levels of impure, black or dark blue quartzites can be observed; the dark colour is caused by ilmenite and/or graphite.

**AMPHIBOLITES (DSF)**

Dark green to black rocks, more or less foliated, forming rare meter-wide levels inside the banded paragneiss formation. The dominant minerals are amphibole, plagioclase  $\pm$  titanite, garnet, epidote and quartz. They crop out only to the S of Stalle Pass.

**MARBLES (SDR)**

Light grey marbles, with metric thickness, present inside the banded paragneiss formation. They contain calcite and minor amounts of muscovite, quartz, plagioclase and epidote. They often show dark grey or greenish mm-cm levels richer in Ca silicates. They can pass laterally to quartzitic schists.

**TURES UNIT**

*Austroalpine basement cropping out north of the DAV line, it shows a Variscan amphibolite facies metamorphism overprinted by a green schist facies Alpine metamorphism. Tectonic slices of Triassic metasediment are present.*



*TRIASSIC SLICES OF THE MALGA STALLE (STALLER ALM)*

*Slices of a few meters thick of triassic metamorphosed sediments located along the Staller-Alm fault.*

**RAIBLER SCHICHTEN (RBS)**

Centimetric-decimetric alternations of banded calcimilonites, phillites and quartzites. The rocks are strongly deformed both in a ductile and fragile way. In repeated slivers inside the basement (paragneiss and metapegmatites). Total thickness of a few meters. Upper and lower limits of tectonic nature. CARNIAN?

**WETTERSTEIN DOLOMITE (WET)**

Unique outcrop of gray dolomites very fractured SE of Staller Alm, where previous authors have reported the presence of *Diplopora philosophi*. Thickness few meters. Tectonic limits with the surrounding basement.

ANISIAN?

*METAMORPHIC BASEMENT***METAPEGMATITES (NDG)**

White, coarse- or very coarse-grained metapegmatites, made by quartz, feldspars, muscovite and rare tourmaline and garnet. They form discordant or concordant levels as regards the prealpine scistosity, or lenticular bodies, sometimes of relevant dimensions.

PERMIAN

**TWO MICAS PARAGNEISS (NDM)**

Paragneiss and micaschists with a great mineralogical and aspect variability. They include fine-grained gneiss with quartz, biotite, muscovite, plagioclase ± garnet, and mid-coarse-grained, light brown migmatitic paragneiss with stromatic structure. Other fundamental minerals, which can be present, are garnet, kyanite, staurolite, andalusite and sillimanite of various generations. Inside the Vedrette di Ries contact metamorphism aureola these rocks may present a cornubianitic aspect and contain big andalusite crystals (up to some cm).

Varieties of **quartz-rich paragneiss (NDM<sub>q</sub>)** are present in a large lens at Stalle Pass in tectonic contact with the Anterselva unit. They consist of dense alternations of paragneiss, quartzitic paragneiss and quartzites.

**FINE-GRAINED PARAGNEISS (NDP)**

Fine-grained dark or light grey paragneiss, characterized by a banded structure. They are diffused N of Vedrette di Ries. The dominant minerals are quartz, plagioclase, biotite, muscovite ± garnet.

**PHILLADIC MICASCHISTS (Fillade di Cima Dura *Auct.*) (NFD)**

Fine-grained muscovite and garnet bearing phyllonites and micaschists with philladic appearance and a bright grey or greenish grey colour. They show nodular texture with centimetric garnet and albite porphyroblasts. Garnet micaschists and fine-grained paragneiss are less frequent.

**QUARTZITES (NDQ)**

White or light grey quartzites and impure quartzites, showing up to 10 m thick concordant beds.

**AUGEN-GNEISS (NDO)**

Gneiss rich of feldspar porphyroclastic eyes inside a foliated or mylonitic matrix, containing biotite or two micas. They generally form hectometre-thick, relatively continuous horizons Age of the protolite: 512 ± 24 Ma.

**AMPHIBOLITES (NDA)**

Greyish green to black amphibolites, garnet amphibolites, epidote-biotite amphibolite and amphibole gneiss. They contain variable amounts of plagioclase, epidote and garnet and crop out mainly S of Vedrette di Ries ("Metabasiti di Croda Nera" *Auct.*).

**MARBLES (NDR)**

Fine-grained calcite-dolomite marbles with isotropic or laminated structure. Locally mid-coarse-grained Ca-silicates fels can be observed.

**PENNINIC DOMAIN****HOHE TAUERN WINDOW****GLOCKNER NAPPE**

*Ocean rocks successions, represented by mesozoic sediments and minor amounts of ophiolites, with green schist Alpine metamorphic overprint.*

**METASEDIMENTS****UNDIFFERENTIATED CALCSCHISTS (TGI)**

Transitional rocks between two extremes: more or less graphitic phyllites and impure marbles. They are mainly represented by quartz-carbonate schists with a well-developed scistosity. The dominant minerals are: carbonate, muscovite, biotite, chlorite, epidote, plagioclase (albite-oligoclase), sometimes garnet, tourmaline and variable amount of graphite. At the meso-scale, they often show a light brown-red colour, sometimes silver, and carbonate corrosion holes.

**Phyllite-schists (TGI<sub>a</sub>):** Black or grey graphite phyllites and quartz phyllites, with crenulated or wavy structure. They form meter-decemetre thick levels. The paragenesis is made by quartz, muscovite, plagioclase, graphite ±, biotite.

**Marbles ((TGI<sub>b</sub>):** Bluish-grey to yellowish-white, calcite or dolomite marbles. They form up to decemetre thick, massive or layered successions.

**White quartzites (TGI<sub>c</sub>):** White quartzites, sometimes with muscovite, forming pluridecemetre thick tabular levels.

JURASSIC – LOWER CRETACEOUS ?

**METAMORPHIC OPHIOLITES****METABASITES (GPS)**

Green, fine-grained schists whose dominant minerals are albite, epidote, chlorite, actinolite, sometimes hornblende, plagioclase ± epidote and biotite. Prasinites, the main litotype, are moreover characterized by millimetric albite, amphibole ± epidote porphyroblasts. Locally pseudomorphoses are found on presumed Lawsonite.

## MATREI ZONE

*Sub-units of the Glockner nappe with characteristics of tectonic melange localised on the contact with the Austroalpine units, in which the typical Glockner lithologies are flanked by prevalent serpentinites, green schists and Triassic carbonates.*

### METASEDIMENTS

#### CALCSCHISTS (GMK)

Shining, very foliated calcschists. Over the prevalent carbonates the rock forming minerals are: quartz, muscovite, biotite, chlorite, epidote, plagioclase, garnet and tourmaline. They show phyllites intercalations and frequently a significant graphite presence, which causes a change in colour towards yellowish-brown. Centimetre-thick quartz-carbonate lens and levels are often observed in the field.

**Black phyllites (GMK<sub>a</sub>):** phyllites and quartzitic phyllites with a penetrative cleavage, often crenulated or wavy. They show a fine grain and variable amount of carbonate substance, anyway less than the amount present inside the calcschists. The paragenesis is made by muscovite, quartz, carbonate and graphite ± chlorite, biotite and plagioclase. At times phyllites show a larger grain size, close to that of micaschists, and a greenish-grey colour, due to the high percentage of muscovite, chlorite and feldspar.

**Calcite marbles (GMK<sub>b</sub>):** Calcitic marble of a generally light grey colour with a yellowish-white surface, in continuous bands from metric to decametric thickness interlayered in the calcschists. The schistosity is highlighted by isorientated white mica, sometimes concentrated in thick beds. The limit with the calcschists is generally gradual.

JURASSIC – LOWER CRETACEOUS ?

#### DOLOMITE MARBLES (DLK)

Very light yellowish-white, fine grained dolomite marbles with dm-m beds or massive. Sometimes they are associated with calcite marbles, locally yellowish-brown, corroded carbonate breccias (“carniole”); they can be distinguished from the dolomite marbles by the yellow colour, the coarser grain and massive aspect. They form horizons of various thickness at the edge of which there are tight alternations with calcitic marbles, quartzites, micaschists and green schists. Maximum thickness: 200 m.

MIDDLE UPPER TRIASSIC?

#### WHITE QUARTZITES (QZK)

Up to 10 m thick levels of white, saccharoid quartzites. Sometimes they are richer in micas (muscovite) becoming quartz-muscovite schists. The quartzites layers, present to the south of the serpentinites (GSK), form characteristic bands in high relief in the countryside, making evident the tectonic limit between the Penninic and Austroalpine domain.

?UPPER PERMIAN – LOWER TRIASSIC ?

*METAMORPHIC OPHIOLITES***GREEN-SCHISTS (VRK)**

Very foliated, fine-grained rocks with variable colour depending on epidote, chlorite, amphibole and plagioclase content: from light to yellowish or dark green. The dominant minerals are: albite, epidote, chlorite, actinolite, sometimes hornblende, plagioclase  $\pm$  biotite. Sometimes there are relicts of lawsonite. The thickness varies from a few metres up to hundreds of metres.

**SERPENTINITES (GSK)**

Massive and rust or brown coloured up to highly fractured and dark green serpentinites. Inside the massive portions, gabbroic textures are visible. The metamorphic texture is granoblastic and characterized by serpentine, pyroxene, amphibole, carbonate, spinel  $\pm$  muscovite, chlorite and other accessory minerals. Inside the fractured parts, ophi-carbonates with serpentinites, carbonates, quartz and talc fragments are present.

**Talc-ankerite schists (GSK<sub>a</sub>):** greenish-grey, fine-grained schists, with little ankerite crystals. Carbonate corrosion holes are frequently present. Colour and luster depend on the talc amount: brown and corroded when carbonate prevails on talc, light-shining grey when talc prevails. Some facies are rich in magnetite.



## BIBLIOGRAFIA

- ANGERER H., HADITSCH J.G., LEICHTFRIED W. & MOSTLER H. (1976) – *Disseminierte Kupfererze im Perm des Montafon (Vorarlberg)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **6**, 1-57.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A. & SELLI L. (2010) - *Note Illustrative - Foglio 060 Trento, Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50000*. Servizio Geologico d'Italia, ISPRA. 244 pp.
- BECKE F. (1892) - *Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner*. Tschermak's miner. petr. Mitt., XIII. 379-433.
- BAGGIO P., FRIZ C., GATTO G.O., GATTO P., GREGNANIN A., JUSTIN VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E.M., SASSI F.P., ZANETTIN P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZULIANI T. (1971) – *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 4: "Merano"*. Ser. Geol. It.
- BARGOSSO G.M., BERRA F., BORSATO A., BRACK P., CORBARI D., CREDALI M., FERLIGA C., GASPAROTTO G., MARCATO E., MAROCCHI M., SILETTO G.B. & TROMBETTA G.L. (2016) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 079 "Bagolino"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 320 pp., InfoCartoGrafica, Piacenza.
- BARTH S., OBERLI F. & MEIER M. (1989) - *U-Th-Pb systematics of morphologically characterized zircon and allanite; a high resolution isotopic study of the Alpine Rensen Pluton (northern Italy)*. EPSL, **95**, 3-4, 235-254.
- BASSANI S., FIORETTI A.M. & BELLINI G. (1997) - *Il granato nelle masse intrusive di Rensen, Vedrette di Ries e Polland (Alpi Orientali)*. Plinius, **18**, 43-44.
- BECHSTÄDT T., BRANDNER R. & MOSTLER, H. (1976) – *Das Frühstadium der alpinen Geosynklinalentwicklung im westlichen Drauzug*. Geol. Rundsch., **65**, 616-648.
- BELLIENI G. (1974) - *Sugli aggregati microgranulari di cianite esistenti nei micascisti austriaci a nord-ovest di Brunico (Alto Adige)*. Studi Trentini di Scienze Naturali, **51**, 105-112.
- BELLIENI G. (1977) - *Caratteri geobarometrici delle intrusioni granitiche del plutone delle Vedrette di Ries (Rieserferner) (Alto Adige Orientale) alla luce dei sistemi sperimentali Q-Or-Ab-An-H<sub>2</sub>O*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., **33**, 631-645.
- BELLIENI G. (1978) - *Caratteri geochimici del massiccio granodioritico-tonalitico delle Vedrette di Ries (Rieserferner)-Alto Adige Orientale*. Rend. Soc. It. Miner. Petr., **34**, 527-548.
- BELLIENI G. (1980) - *The Cima di Vila (Zinsnock) Massif: Geochemical features and comparisons with the Vedrette di Ries (Rieserferner) pluton (Eastern Alps-Italy)*. Neu. Jb. Mineral. Abh., **138**, 244-258.
- BELLIENI G., CAVAZZINI G., FIORETTI A.M., PECCERILLO A., POLI G. & ZANTEDESCHI P. (1989) - *Petrology and geochemistry of microgranular mafic enclaves from the Vedrette di Ries plutonic complex (Eastern Alps)*. Per. Mineral., **58**, 1-3, 45-65.
- BELLIENI G., COMIN CHIAROMONTI P. & VISONÀ D. (1976) - *Contributo alla conoscenza del plutone delle Vedrette di Ries (Alpi Orientali)*. Boll Soc Geol Ital, **95**, 351-370
- BELLIENI G., MOLIN G.M. & VISONÀ D. (1979) - *The petrogenetic significance of the garnets in the intrusive massifs of Bressanone and Vedrette di Ries (Eastern Alps-Italy)*. Neu. Jb. Mineral. Abh., **136**, 238-253.
- BELLIENI G., PECCERILLO A. & POLI G. (1981) - *The Vedrette di Ries (Rieserferner) Plutonic Complex: Petrological and Geochemical Data Bearing on Its Genesis*. Contrib. Mineral. Petrol., **78**, 145-156.
- BELLIENI G., PECCERILLO A. & POLI G. (1982) - *REE distribution in the Cima di Vila (Zinsnock) granodioritic complex and its petrogenetic significance (Eastern Alps, Italy)*. Neu.

- Jb. Mineral. Abh., **145**, 50-65.
- BESANG C., HARRE W., KARL F., KREUZER H., LENZ H., MUELLER P. & WENDT I. (1968) - *Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/ Sr und K/ Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Oesterreich)*. Ger., Bundesanst. Bodenforsch. Geol. Jahrb., **86**, 835-844.
- 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.
- BIANCHI A. (1934) - *Studi petrografici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Memorie dell'Istituto di Geologia dell'Università di Padova, **10**, 5, 243 pp.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ Gb. (1930) - *Carta geologica dell'Alta Valle Aurina e regioni vicine*. Scala 1:25.000, rilev. 1927-1930, Gardi, Firenze.
- BINI A., BORSATO A., CARRARO F., CARTON A., CORBARI D., CUCATO M., MONEGATO G. & PELLEGRINI G.B (2004) - *Definizione di alcuni termini in uso nella cartografia dei depositi quaternari continentali in ambito alpino*. Il Quaternario, **17**, 75-82.
- BINI A., FERLIGA C. & ZUCCOLI L. (2015) - *Sintesi e revisione delle unità stratigrafiche quaternarie e terziarie continentali riconosciute durante i rilevamenti 1982-2012*. Geologia Insubrica, **11**(1), 17-34.
- BLAAS I. (1902) - *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen*. Wagner Ed., Innsbruck.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1978b) - *New geopetrologic and radiometric data on the Alpine history of the Austriac continental margin south of the Tauern Window (Eastern Alps)*. Mem. Sci. Geol., **32**, 17pp.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P., VISONÀ D. & ZIRPOLI G. (1980) - *On the existence of Hercynian apfites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps)*. Neu. Jb. Mineral. Mh., 501-514.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1973) - *Metamorphic evolution of the Austriac rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data*. Mem. Soc. Geol. It., **12**, 549-571.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1978a) - *On the age of the periadriatic Rensen massif (Eastern Alps)*. Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh., 267-272.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1979) - *On the age of the Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance*. Geol. Rdsch., **68**, 41-60.
- BRACK W., TROLL G., KÖLHER H. & MÜLLER-SOHNUS D. (1977) - *Geochronological investigations in the 'Altkristallin' of Eastern Alps*. In: BÖGELS (ed.), Geodynamics and Geotransverses around the Alps, Salzburgh-München.
- BRANDNER R., RESCH W. & REITER F. (2003a) - *Das Brennermesozoikum. Sedimentäre Faziesentwicklungen in metamorphen Gesteinen und tektonische Konsequenzen*. Geol. Bundesanstalt, Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal. Geologische Kartenblätter 148 Brenner, 175 Sterzing. 95-98.
- BRANDNER R., RESCH W. & REITER F. (2003b) - *Brennermesozoikum: Faziesentwicklung der Mittel- und Obertrias am Nordrand des Brennermesozoikums (Mutterer Alm, Pfriemes Wand)*. Geol. Bundesanstalt, Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal. Geologische Kartenblätter 148, Brenner, 175, Sterzing. Exkursion 4, 279-282.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S., MONTRESOR L., RIGATTI G., PROSSER G., BOLLETTINARI G., PELLEGRINI G.B., CARTON A. & NARDIN M. (2005a) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 059 Tione di Trento*. Servizio Geologico d'Italia - APAT. LAC, Firenze.

- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006) – *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. *Tectonophysics*, **414**: 259–282.
- CASTELLARIN A., PICOTTI V., CANTELLI L., CLAPS M., TROMBETTA L., SELLI L., CARTON A., BORSATO A., DAMINATO F., NARDIN M., SANTULIANA E., VERONESE L. & BOLLETTINARI G. (2005b) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 080 Riva del Garda*. Servizio Geologico d'Italia - APAT. L.A.C., Firenze.
- CASTIGLIONI B. (1940) - *L'Italia nell'età quaternaria. Carta delle Alpi nel Glaciale (scala 1:200.000)*. In: DAINELLI G. (a cura di), *Atlante Fisico-Economico d'Italia*, Tav. 3, Conso- ciazione Turistica Italiana, Milano.
- CESARE B. (1992) - *Metamorfismo di contatto di rocce pelitiche nell'aureola di Vedrette di Ries (Alpi Orientali, Italia)*. Tesi per il conseguimento del titolo di Dottorato in Scienze della Terra (IV Ciclo), 106 pp.
- CESARE B. (1994) - *Hercynite as the product of staurolite decomposition in the contact aureole of Vedrette di Ries, eastern Alps, Italy*. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**, 239-246.
- CESARE B. & HOLLISTER L.S. (1995) - *Andalusite-bearing veins at Vedrette di Ries (Eastern Alps - Italy): fluid phase composition based on fluid inclusions*. *Journal of Metamorphic Geology*, **13**, 687-700.
- CESARE B. (1999) - *Multi-Stage pseudomorphic replacement of garnet during polymetamorphism: Microstructures and their interpretation*. *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, 723-734.
- CESARE B., MARCHESI C. & CONNOLLY J.A.D. (2002) - *Growth of myrmekite coronas by contact metamorphism of granitic mylonites in the aureole of Cima di Vila, Eastern Alps, Italy*. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 203-213.
- CESARE B., FIORETTI A. & ROSENBERG C. (2004) - *The periadriatic intrusion of Vedrette di Ries - Rieserferner (eastern Alps): petrology, emplacement mechanisms and contact aureole*. 32nd IGC, B17 Field Trip Guide Book, pubblicato da APAT, Roma, 36 pp.
- CESCUTTI C., FIORETTI A.M., BELLINI G. & CESARE B. (2003) - *Studio petrografico e geochemico dei filoni porfirici acidi affioranti nel basamento austroalpino nei dintorni di Vedrette di Ries (Alto Adige Orientale)*. *GeoItalia 2003 Congress*, Abstract p. 201.
- CLIFF R.A. (1980) - *U-Pb isotopic evidence from zircons for lower Palaeozoic tectonic activity in the Austroalpine nappes the Eastern Alps*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **71**, 283-288.
- CLIFF R.A. (1981) - *Pre-Alpine history of the Pennine Zone in the Tauern Window, Austria: U-Pb and Rb-Sr geochronology*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **77**, 3, 262-266.
- CUCATO M. (2007) - *La successione continentale pliocenico(?) - quaternaria*. In: Barbieri G. & Grandesso P. (a cura di), *Note Illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50000, Foglio 082 "Asiago"*, pp. 60-94. Servizio Geologico d'Italia APAT - Regione del Veneto, S.EL.CA. s.r.l., 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.
- DAL PIAZ G., BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. & MERLA G. (1930) – *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio -4b- "Monguelfo", alla scala 1:100.000*, Ufficio Idrografico del R. Magi- strato delle Acque, Venezia.

- DAL PIAZ Gb. (1934) - *Studi geologici sull' Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Memorie dell'Istituto di Geologia dell'Università di Padova, **10**, 242 pp.
- DAL PIAZ G.V. & VENTURELLI G. (1983) - *Brevi riflessioni sul magmatismo post-ofiolitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi*. Memorie Società Geologica Italiana, **26**, 5-19.
- DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2003) - *Geological outline of the Alps*. Episodes, **26/3**, 175-180.
- DAL PIAZ G.V., CORTIANA G., PELLEGRINI G.B., TARTAROTTI P. & TOFFOLON G. (2011) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 003 "Vetta d'Italia"*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA, 102 pp. L.A.C FIRENZE.
- DAMM B. (1996) - *Gletscher-, Landschafts- und Klimaentwicklung in der Rieserfernergruppe (Tirol) seit dem Spätglazial*. Göttinger Geogr. Abh., **104**, 186 pp.
- DAMM B. (1997) - *Die Entwicklung der Vergletscherung in der Rieserfernergruppe (Tirol) seit dem Hochstand von 1850*. Der Schlern, **71**(10), 593-618.
- DAMM B. (1998) - *Ablauf des Gletscherrueckzuges der Rieserfernergruppe (Tirol) im Anschluss an dem Hochstand um 1850*. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glaziologie, **34**, 141-159.
- DALLMEYER R.D., HANDLER R., NEUBAUER F. & FRITZ H. (1998) - *Sequence of thrusting within a thick-skinned tectonic wedge: Evidence from 40Ar/39Ar and Rb/Sr ages from the Austroalpine nappe complex of the Eastern Alps*. J. Geol., **106**, 71-86.
- 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., JUSTIN-VISENTIN E. & SASSI F.P. (1971) - *Analisi microstrutturale degli scisti raibliani del Tribulaun, degli scisti post-ercinici del Greiner e degli scisti di Monteneve in Alto Adige*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **29**, 1-25.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the Western Mediterranean*. In Coward M.P., Dietrich D. & Park G. Ed.s: Alpine Tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ. **45**, 265-283.
- DISS WORKING GROUP (2018) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), doi:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1
- FORER U. (2007) - *Petrologie und strukturgeologie am Tauern-Fenster-Suedrand im Ahrntal*. Tesi di laurea non pubblicata, Innsbruck.
- FORER U., TROPPEL P. & MAIR V. (2009) - *Lithologische Kartierung, Petrologie und Strukturgeologie am Tauernfenster-Südrand im Ahrntal (Südtirol, Italien)*. Geo.Alp, **6**, 62-79.
- FRANK W., HÖCK V. & MILLER C. (1987b) - *Metamorphic and tectonic history of the Central Tauern Window*. In: FLÜGEL, H.W., FAUPL, P.(Eds.), Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, Vienna, 34-54.
- FRANK W., KRÁLIK M., SCHABERT S. & THÖNI M. (1987a) - *Geochronological data from the Eastern Alps*. In: Geodynamics of Eastern Alps (Eds Flugel H.M. & Faupl P.), Franz Deuticke, Wien, 272-281.
- FRANZ G. & SPEAR F.S. (1983) - *High pressure metamorphism of siliceous dolomites from the Central Tauern Window, Austria*. Am. J. Sci. **283-A**, 396-413.



- FRIEBE J.G. (Ed.) (2007) – *Geologie von Vorarlberg*. Geologie der österreichischen Bundesländer. Geol. B.-A. Wien, 174 pp.
- 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**, 2, 149-152.
- FRISCH W., DUNKL I. & KUHLEMANN J. (2000) - *Post-collisional orogen-parallel large-scale extension in the Eastern Alps*. Tectonophysics, **327**, 239-265.
- FRISCH W., GOMMERINGER K., KELM U. & POPP F. (1987) - *The upper Bundnerschiefer in the Tauern Window - A key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps*. In: Flugel & Faupl (eds): Geodynamics of the eastern Alps. Deuticke, Vienna, 55-69.
- FRISCH W., KUHLEMANN J., DUNKL I. & BRÜGEL A. (1998) - *Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary extrusion* - Tectonophysics, **297**, 1–15.
- FRÖITZHEIM N., PLAŠIENKA D. & SCHUSTER R. (2008) - *Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians*. In: McCann T (Ed.) The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic. Geol. Soc. London Publishing House, 1141-1232.
- FURLANI M. (1912) – *Der Drauzug im Hochpustertal*. Mitt. geol. Ges. Wien, **5**, 252-271.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., MOLIN G.M., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976) - *Le manifestazioni Andesitiche polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino*. St. Trentin. Sc. Nat., **53**, 21-47.
- 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.
- GIANOLLA P., MORELLI C., CUCATO M. & SIORPAES C. (2018) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 016, Dobbiaco*. Servizio Geologico d'Italia, ISPRA. 283 pp.
- GUHL M. & TROLL G. (1987) - *Die Permotrias von Kalkstein im Altkristallin der südlichen Defregger Alpen (Österreich)*. Jb. Geol. B.-A., **130**, 37-60.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G., SGATTONI G. & VALENSISE G. (2018) - *CFTI5Med, Catalogo dei Forti Terremoti in Italia (461 a.C.-1997) e nell'area Mediterranea (760 a.C.-1500)*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), <https://doi.org/10.6092/ingv.it-cfti5>
- HAMMERSCHMIDT K. (1981) - *Isotopengeologische Untersuchungen am Augengneis vom Typ Campo Tures bei Rain in Taufers, Südtirol*. Mem. Sci. Geol., **34**, 273-300.
- HANDY M.R., BABIST J., WAGNER R., ROSENBERG C. & KONRAD M. (2005) - *Decoupling and its relation to strain partitioning in continental lithosphere; insight from the Periadriatic Fault system (European Alps)*. In: Deformation mechanisms, rheology and tectonics; from minerals to the lithosphere. (eds. Gapais-Denis; Brun-Jean-Pierre; Cobbold-Peter-R) Geological Society Special Publications. **243**; 249-276. London, UK.
- HANNSS C. (1967) – *Die Morphologischen Grundzüge des Ahrntales*. Tübinger geographische Studien, **23**, 144 pp.
- HIRSCH F. (1966) – *Etude Stratigraphique du Trias Moyen de la Region de l'Arlberg (Alpes du Lechtal, Autriche)*. Unveröff. Diss. Univ. Zürich, 88 pp.
- HOERNES S. & FRIEDRICHSEN H. (1978) - *Oxygen and Hydrogen Isotope Study of the Polymetamorphic Area of the Northern Ötztal-Stubai Alps (Tyrol)*. Contrib. Mineral. Petrol., **67**, 305-315.

- HOINKES G., KOLLER F., RANTITSCH G., DACHS E., HOCK V., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. (1999) - *Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**, 155-181.
- 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. & KOLLER F. (1989) - *Magmatic evolution of the Mesozoic ophiolites in Austria*. Chem. Geol., **77**, 209-227.
- 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. (2001) - *Thermobarometry of metasediments and metabasites from the Eclogite zone of the Hohe Tauern, Eastern Alps, Austria*. Lithos, **59**, 127-150.
- JÄGER E., KARL F. & SCHMIDEGG O. (1969) - *Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen aus dem nördlichen Grossvenedigerbereich (Hohe Tauern)*. TMPM, **13**, 251-272.
- KERSCHENR H. (1999) - *Late glacial glaciers and climate - An eastern alpine perspective*. 8<sup>o</sup> Convegno Glaciol. It., Bormio, (9-12 settembre 1999), abstracts, 20-21.
- KLEBELSBERG R. VON (1935) - *Geologie Von Tirol*, Borntäger, Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1956) - *Südtiroler geomorphologische Studien. Das Pustertal (Rienz-Anteil)*. Schlern-Schriften, **151**: 218 pp..
- KLÖTZLI U. (1995) - *Geochronologische Untersuchungen an Metagranitoiden im ostalpinen Altkristallin W und S des Tauernfensters*. Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Lienz, 95-97.
- KLÖTZLI U. (1999) - *Th/U zonation in zircon derived from evaporation analysis: a model and its implications*. Chem. Geol., **158**, 325-333.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ E., KLÖTZLI U. & KOLLER F. (1997) - *Lower Ordovician migmatization in the Ötztal crystalline basement (Eastern Alps, Austria): linking U-Pb and Pb-Pb dating with zircon morphology*. Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt., **77**, 315-324.
- KOBEL M. (1969) - *Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikons (Österreich und Fürstentum Lichtenstein)*. Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich, n.F., 118 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.
- KRAINER K. (1989) - *Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzuges*. Mitt. österr. Geol. Ges., **82**, 49-78.
- KRENN K., FRITZ H., BIERMEIER C. & SCHOLGER R. (2003) - *The Oligocene Rensen Pluton (Eastern Alps, South Tyrol): Magma emplacement and structures during plate convergence*. Mitt. Österr. Geol. Ges., **94**, 9-26.
- KREUZER H., HARRE W., MÜLLER P., RAASE P. & RAITH M. (1973) - *ECOG-3*. Abstracts of Geochron. and Isotope Geol., 9.
- KURZ W., NEUBAUER F. & DACHS E. (1998) - *Eclogite meso- and microfabrics: implications for the burial and exhumation history of eclogites in the Tauern window (Eastern Alps) from P-T-d paths*. Tectonophysics, **285**, 183-209.
- 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 Jahrmillionen*. Tappeiner Verlag, Lana, 224 pp., mit Geol. Karte Pfischtal-Pfundres 1:50.000.
- LEINE L. (1971) - *Rauhwacken und ihre Entstehung*. Geol. Rundsch., **60**, 488-524.

- LÖWL F. (1881) - *Profil durch den Westflügel der Tauernkette*. Jb. Geol. Reichsan, p. 446.
- LÖWL F. (1893) - *Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol*. Petermann's Mitt., IV-V, 1-14.
- LUTH S.W. & WILLINGSHOFFER E. (2008) - *Mapping of the post-collisional cooling history of the Eastern Alps*. Swiss J. Earth Sci., **101** (Suppl.), 207-222.
- MAGER D. (1985) - *Geologische Karte der Rieserfernergruppe zwischen Magerstein und Windschar (Sudtirol)*. Der Schlern, **6**, 26 pp.
- MANCKTELOW N.S., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. & VILLA I.M. (2001) - *The DAV and the Periadriatic fault system in the eastern Alps south of the Tauern window*. International Journal of Earth Sciences, **90**, 593-622.
- MAZZOLI C. & SASSI R. (1992) - *Further chemical data on the upper Ordovician acidic plutonism in the Austrides of the Eastern Alps*. IGCP No.276. Newsletter, **5**, 263-277.
- MAZZOLI C., MELI S., PERUZZO L., SASSI R. & SPIESS R. (2000) - *Litostratigrafia, magmatismo e metamorfismo nel basamento cristallino delle Alpi Orientali: una rassegna delle attuali conoscenze*. Atti e Memorie dell'Accademia Galileiana di Scienze, Lettere ed Arti, **117**: 25-95.
- MAZZOLI C., PERUZZO L. & SASSI R. (1993) - *An Austroalpine mylonite complex at the southern boundary of the Tauern Window: crystallization-deformation relationships in the Cima-Durreck Complex*. IGCP No 276, Field Meeting, Messina, 27 sept-2 oct 1993, Abstracts, 30-35.
- MELCHER F., MEISEL T., PUHL J. & KOLLER F. (2002) - *Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry*. Lithos, **65**, 69-112.
- MONTRASIO A., BERRA F., CARIBONI M., CERIANI, DEICHMANN N., FERLIGA C., GREGNANIN A., GUERRA S., GUGLIELMIN M., JADOUL F., LONGHIN M., MAIR V., MAZZOCOLA D., SCIESA E. & ZAPPONE A. (2012) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 024, Bormio*. Servizio Geologico d'Italia, ISPRA. 150 pp.
- MORETTI A. (2000) - *Evoluzione metamorfica in metapeliti della Val Pusteria (austroalpino, Alpi Orientali), mediante modellizzazione di microstrutture di reazione*. PhD dissertation thesis, Padova.
- MORETTI A. (2001) - *Polymetamorphic evolution of the metapelites from the Pusteria valley (Austroalpine basement, Eastern Alps): micro-textures modeling*. Plinius, **25**, 70-74.
- MORTEANI G. & RAASE P. (1974) - *Metamorphic plagioclase crystallization and zones of equal anorthite content in epidote-bearing, amphibole-free rocks of the western Tauernfenster, eastern Alps*. Lithos, **7**, 101-111.
- MÜLLER W., MANCKTELOW N.S. & MEIER M. (2000) - *Rb-Sr microchrons of synkinematic mica in mylonites: an example from the DAV fault of the Eastern Alps*. Earth and Planetary Science Letters, **180**, 385-397.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N.S., VILLA I.M., KELLEY S.P., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system (Alps)*. International Journal of Earth Sciences, **90**, 3, 623-653.
- NEUBAUER F., HOINKES G., SASSI F.P., HADLER R., HOCK V., KOLLER F. & FRANK W. (1999) - *Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**, 41-62.
- PECCERILLO A., POLI G., SASSI F.P., ZIRPOLI G. & MEZZACASA G. (1979) - *New data on the upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps*. Neu.Jb.Mineral.Abh., **137**, 162-183.
- PENCK A. & BRUKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*, 1200 pp. 3 voll. Tauchnitz, Lipsia.
- PILLER W.E. et alii (2004) - *Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen)*. Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.

- PRAGER C. (2003) - *Das Brenner-Mesozoikum nördlich des Pflerschtales*. Geol. Bundesanstalt, Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal. Geologische Kartenblätter 148, Brenner, 175, Sterzing, 99-110.
- RAASE P. & MORTEANI G. (1976) - *The potassic feldspar in metamorphic rocks from the western Hohe Tauern area, eastern Alps*. *Geol. Rdsch.*, **65**, 422-436.
- RAMSEY J.C. (1967) - *Folding and fractures of rocks*. New York: McGraw-Hill.
- RATH VOM G. (1864) - *Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteinen der Alpen*. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Berlin, *16*, 249-266.
- RATSCHBACHER L., FRISCH W., LINZER H.G. & MERLE O. (1991) - *Lateral extrusion in the Eastern Alps, 2, structural analysis*. *Tectonics*, **10**, 257-271.
- RATSCHBACHER L. & FRISCH W. (1993) - *Palinspastic reconstruction of the pre-triassic basement units in the Alps: the Eastern Alps*. In: von Raumer J.F. & Naubauer, F. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer-Verlag, 41-51.
- REITER F., FREUDENTHALER C., HAUSMANN H., ORTNER H., LENHARDT W. & BRANDNER R. (2019) - *Active seismotectonic deformation in front of the Dolomites indenter, Eastern Alps*. *Tectonics*, **37**: 4625-4654.
- ROMER R.L. & SIEGESMUND S. (2003) - *Why allanite may swindle about its true age: Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**, 297-307.
- ROSENBERG C.L. (2004) - *Shear zones and magma ascent: a model based on a review of a Tertiary magmatism in the Alps*. *Tectonics*, **23**.
- ROSENBERG C.L., BERGER A., & SCHMID S.M. (1995) - *Observations from the floor of a granitoid pluton; inferences on the driving force of final emplacement*, *Geology*, **23**, 443-446.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (2019) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 2.0*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), <https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.2>
- SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1979) - *Stato delle conoscenze sulla storia pre-Ercinica delle Alpi Orientali*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **20**, 9-18.
- SASSI F.P., BORSI S., DEL MORO A., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1978) - *Contribution to the Geodynamic interpretations in the Eastern Alps*. In: H. Closs, D. Roeder, K. Schmidt (eds.), *Alps, Apennines, Hellenides*, 154-160, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Stuttgart.
- SASSI F.P., CAVAZZINI G. & VISONÀ D. (1985) - *Radiometric geochronology in the Eastern Alps: results and problems*. *Rend. Soc. Ital. Min. Petr.*, **40**, 187-224.
- SASSI F.P., CESARE B., MAZZOLI C., PERUZZO L., SASSI R. & SPIESS R. (2004) - *The crystalline basements of the Italian eastern Alps: a review of the metamorphic features*. *Per. Mineral.*, **73**: 23-42.
- SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1980) - *Quadro della storia termica alpina nelle Alpi Orientali*. *Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol.*, **36/1**, 19-33.
- SASSI F.P., ZANFERRARI A. & ZIRPOLI G. (1974) - *Aspetti dinamici dell'evento 'caledoniano' nell'Australpino a sud della finestra dei Tauri*. *Mem. Museo Trid.Sc.Nat.*, **20 III**, 5-28.
- SATIR M. (1975) - *Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der suedlichen Oetzal-masse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen*. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **30**, 1-84.
- SCHEUVENS D. & MANN A. (2004): *Syn- and post-intrusive deformation at the northern margin of the Rieserferner plutonic complex (Eastern Alps): strain partitioning during emplacement and cooling of granitoids*. *Z. dt. geol. Ges.*, **154**, 497-517; Stuttgart.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. *Eclogae geol. Helv.* **97**, 93-117.



- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und Schlingenbau auf der Südseite der Tiroler Zentralalpen*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, **86**, 115-149.
- SCHMIDEGG O. (1937) - *Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol)*. Jb. Geol. B.-A., **87**, 111-132.
- SCHOKLITSCH K. (1933) - *Gesteinkundliche und geologische Studien im Gebiete zwischen Venediger- und Rieserferner-Gruppe*. Neues Jahrb. für Miner., **66**, 226-274.
- SCHULZ B. (1989) - *Jungalpidische Gefügeentwicklung entlang der Defereggan-Antholz-Vals-Linie (Osttirol, Österreich)*. Jahrbuch der Geologische Bundesanstalt, **132**, 775-789.
- SCHULZ B. (1990) - *Prograde-retrograde P-T-t-deformation path of Austroalpine micaschists during Variscan continental collision (Eastern Alps)*. J. metamorphic Geol., **8**, 629-643.
- SCHULZ B. (1994) - *Microstructural evolution of metapelites from the Austroalpine Basement north of the Staller saddle during pre-Alpine deformation and metamorphism (Eastern Tyrol, Austria)*. N. Jb. Geol. B.-A., **137**, 197-212.
- SCHULZ B. (1994b) - *Geologische Karte des Altkristallin östlich des Tauferer Tals*. Erlanger Geol. Abh., **124**, 1-28.
- SCHULZ B. (1997) - *Pre-Alpine tectonometamorphic evolution in the Austroalpine basement to the south of the central Tauern Window*. Schweizerische Mineralogische Petrographische Mitteilungen, **77**, 281-297.
- SCHULZ B. & BOMBACH K. (2003) - *Single zircon Pb-Pb geochronology of the Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window*. Jahrb Geol. Bundesanst, **143**, 303-321
- SCHULZ B., BOMBACH K., PAWLIG S. & BRÄTZ H. (2004) - *Neoproterozoic to Early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps)*. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), **93**, 824-843
- SCHULZ B., STEENKEN A. & SIEGESMUND S. (2008) - *Geodynamic evolution of an Alpine terrane the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window as a part of the Adriatic Plate (eastern Alps)* Tectonic Aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. Geological Society, London, Special Publications, **298**, 5-44.
- SCHUSTER R. (2003) - *Das eo-Alpidische Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins*. Arbeitstagung Geol. B.-A. Blatt 148 Brenner, Verlag der Geol. B.-A. Wien, 141-159.
- SCHUSTER R., KOLLER F., HOECK 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.
- SCOLARI A. & ZIRPOLI G. (1972) - *Filoni tardoalpini metamorfici negli scisti austridici e pendici della Val di Valles (Alto Adige)*. Mem. Ist. di Geol. Mineral. Univ. Padova, **29**, 1-32.
- SELVERSTONE 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.
- SELVERSTONE J., FRANZ G., THOMAS S. & GETTY, S. (1992) - *Fluid variability in 2 GPa eclogites as an indicator of fluid behavior during subduction*. Contrib. Mineral. Petrol., **112**, 341-357.
- SENARCLENS-GRANCY W. (1932) - *Beiträge zur Geologie der Deferegger Berge und der westlichen Schobergruppe in Osttirol*. Centralblatt f. Min. etc., **10**, 481-490.
- SENARCLENS-GRANCY W. (1965) - *Zur Grundgebirgs- und Quartärgeologie der Deferegger Alpen und ihrer Umgebung*. Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 502-511.
- SENARCLENS-GRANCY W. (1972) - *Geologische Karte der westlichen Deferegger Alpen, Osttirol, 1:25.000*. Geol. B. A., Wien.

- SIEGSMUND S., HEINRICHS T., ROMER R.L. & DOMAND D. (2007) - *Age constraints on the evolution of the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window*. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) **96**, 415–432.
- SÖLLNER F. & SCHMIDT K. (1981) - *Rb/Sr und U/Pb Datierung am Winnebach-Migmatit (Ötztaler Alpen, Österreich)*. Fortschr. Mineral., **59**, 188.
- SPEAR F.S. & FRANZ G. (1986) - *P-T evolution of metasediments from the eclogite zone, southcentral Tauern Window, Austria*. Lithos **19**, 219–234.
- SPIESS R., BERTOLO B., BORCHI A. & TINOR CENTI M. (2001) - *Crustal - mantle lithosphere decoupling as a control of the Variscan metamorphism within the Eastern Alps*. Australian Journal of Earth Sciences, **48**, 3, 479-486.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **52**, 272 pp.
- STEENKEN A. & SIEGSMUND S. (2000) - *Evidence for an alkaline basaltic volcanism at the northern margin of Gondwana within the Austroalpine Basement Complex of the Eastern Alps (Austrian/Italian border)*. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Wien, **142**, 235-247.
- STEENKEN A., SIEGSMUND S. & HEINRICHS T. (2000) - *The emplacement of the Rieserferner Pluton: Constraints from field observations, magnetic fabrics and microstructures*. Journal of Structural Geology, **22**, 1855-1873.
- STEENKEN A., SIEGSMUND S., HEINRICHS T. & FUGENSCHUH B. (2002) - *Cooling and exhumation of the Rieserferner Pluton (Eastern Alps, Italy/Austria)*. Int. J. Earth Sci., **91**, 799-817.
- STINGL V. (1982) - *Sedimentologie und Vererzung des Alpenen Verrucano im Stanzer Tal (Tirol)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **12**, 71-80.
- STÖCKHERT B. (1984) - *K-Ar determinations on muscovites and phengites from deformed pegmatites, and the minimum age of the Old Alpine deformation in the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Ahrn valley, Southern Tyrol, Eastern Alps)*. Neu. Jb. Mineral. Abh., **150**, 103-120.
- STÖCKHERT B. (1985) - *Pre-Alpine history of the Austridic basement to the south of the western Tauern Window (Southern Tyrol, Italy). Caledonian versus Hercynian event*. Neu. Jb. Geol. Paläont. Mh., 618-642.
- STÖCKHERT B. (1987) - *Das Uttenheimer Pegmatit-Feld (Ostalpinen Altkristallin, Südtirol) Genese und alpine Überprägung*. Erlanger Geol. Abh., **114**, 83-106.
- STÖCKERT B., MASSONNE H.-J. & NOWLAN E.U. (1997) - *Low differential stress during high-pressure metamorphism: the microstructural record of a metapelite from the Eclogite Zone, Tauern Window, Eastern Alps*. Lithos, **41**, 103–118.
- TELLER F. (senza data) - *Foglio Bruneck della Carta Austriaca alla scala 1:75.000*. Rilev. fine 1800.
- TELLER F. (1882) - *Über die Lagerungsverhältnisse im Westflügel der Tauernkette*. Verh. Geol. R. Anst., 241-243.
- TELLER F. (1883) *Neue Vorkommen diploporenführender Dolomite und dolomitischer Kalke im Bereich der altkristallinen Schichtreihe Mittelstirols*. – Verh. Geol. R.-A., **1883**, 1-3.
- TERMIER P. (1903) - *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes*. Bull. Soc. géol. France, **3**, 711-766.
- THÖNY W., ORTNER H. & SCHOLGER R. (2006) - *Paleomagnetic evidence for large en-bloc rotations in the Eastern Alps during Neogene orogeny*. Tectonophysics, **414**, 169–189.
- TOLLMANN A. (1963) - *Ostalpensynthese*. Deutike (Wien), 255 pp.

- TREPMANN C.A., STÖCKHERT B. & CHAKRABORTY S. (2004) - *Oligocene trondhemitic dikes in the Austroalpine basement of the Pfunderer*. Eur. J. Mineral., **16**, 641-659
- VAN HUSEN D. (1987) - *Die Ostalpen in den Eiszeiten*. Populärwissenschaftliche Veröffentlichungen der Geol. Bundesanstalt, Wien, 24 pp., 1 carta a scala 1:500.000.
- VIGANÒ A., SCAFIDI D., RANALLI G., MARTIN S., DELLA VEDOVA B. & SPALLAROSSA D. (2015) - *Earthquake relocations, crustal rheology, and active deformation in the central-eastern Alps (N Italy)*. Tectonophysics, **661**, 81-98.
- VILLI V., GATTO G.O. & FRIZ C. (1997) - *La zona a scaglie di Matrei in alta Valle Isarco: revisione critica del limite austroalpino-pennidico*. Atti Tic. Sc. Terra (Serie speciale), **5**, 31-39.
- WAGNER R., ROSENBERG C.L., HANDY M.R., MÖBUS C. & ALBERTZ M. (2006) - *Fracture-driven intrusion and upwelling of a mid-crustal pluton fed from a transpressive shear zone: the Rieserferner pluton (Eastern Alps)*. Geological Society of America, Bulletin, **118**, 219-237.

PROGETTO

CARG



PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG