

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

foglio 006

SAN LEONARDO IN PASSIRIA

A cura di:

**S. Zanchetta⁽¹⁾, M. Cucato⁽²⁾, G. Bove⁽²⁾, C. Morelli⁽²⁾, S. Poli⁽³⁾,
A. Zanchi⁽¹⁾**

Con i contributi di:

**V. Mair⁽⁴⁾, N. Malaspina⁽³⁾, U. Obojes⁽⁴⁾, G. Piccin⁽²⁾, M. Stefani⁽²⁾,
S. Tumiati⁽³⁾, A. Viganò⁽⁵⁾**

(1) Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e della Terra, università degli Studi di Milano-Bicocca

(2) Libero professionista, collaboratore della Provincia Autonoma di Bolzano-Alto Adige

(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano

(4) Ufficio Geologia e prove materiali, Provincia Autonoma di Bolzano-Alto Adige

(5) Servizio Geologico, Provincia Autonoma di Trento

Ente realizzatore:



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

Direttore *ad interim* del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
M. Siclari

Responsabile del Progetto CARG - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:
M. Lettieri

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

Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

Responsabile della convenzione e coordinatore del progetto:

D. Berti

Coordinamento cartografico-editoriale:

S. Falcetti

Revisione dell'informatizzazione:

L. Battaglini, R. Carta

Coordinamento amministrativo:

S. Macchia

Provincia Autonoma di Bolzano – Ufficio Geologia e prove materiali:

Responsabile della convenzione e coordinatore scientifico del progetto:

V. Mair

Gestione tecnica ed amministrativa:

C. Morelli

Informatizzazione dei dati geologici:

G. Bove, M. Cucato, C. Morelli, S. Zanchetta

Allestimento cartografico per la stampa: **InfoCartoGrafica** s.n.c. - Piacenza

Stampa: **InfoCartoGrafica** s.n.c. - Piacenza (2023)

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- GEOMORFOLOGIA	» 11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 35
IV	- STUDI PRECEDENTI	» 41
1.	- STUDI STORICI	» 41
2.	- ASSETTO STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONO-METAMORFICA DEL DOMINIO AUSTROALPINO	» 44
2.1.	- ASSETTO TETTONICO REGIONALE E STRUTTURE DEFORMATIVE ..	» 44
2.2.	- EVOLUZIONE TETTONO-METAMORFICA	» 49
2.3.	- EVOLUZIONE GEODINAMICA ALPINA	» 53
3.	- QUATERNARIO	» 56
V	- STRATIGRAFIA	» 63
1.	- PREMessa METODOLOGICA E UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE	» 63
2.	- SISTEMA AUSTROALPINO	» 64
2.1.	- UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI SAN LEONARDO	» 64
2.1.1.	- <i>Paragneiss a bande</i> (OJP)	» 65
2.1.2.	- <i>Micascisti</i> (OJM)	» 65
2.1.3.	- <i>Quarziti</i> (OJQ)	» 66
2.1.4.	- <i>Ortogneiss a porfiroclasti feldspatici</i> (OJF)	» 67
2.1.5.	- <i>Ortogneiss granitoidi</i> (OJO)	» 68
2.1.6.	- <i>Miloniti della linea del Giovo</i> (OJJ)	» 68
2.2.	- UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI TESSA	» 69
2.2.1.	- <i>Paragneiss a bande</i> (OTP)	» 70
2.2.2.	- <i>Micascisti</i> (OTM)	» 72
2.2.2.1.	- <i>Micascisti quarzosi</i> (OTM_a)	» 72
2.2.3.	- <i>Quarziti</i> (OTQ)	» 74
2.2.4.	- <i>Ortogneiss granitoidi</i> (OTL)	» 74
2.2.5.	- <i>Anfiboliti</i> (OTF)	» 74
2.2.5.1.	- <i>Anfiboliti a granato</i> (OTF_a)	» 76
2.2.5.2.	- <i>Anfiboliti a biotite</i> (OTF_b)	» 76
2.2.6.	- <i>Anfiboliti a granato con relitti eclogitici</i> (OTE)	» 77
2.2.7.	- <i>Marmi a silicati</i> (OTB)	» 78
2.2.8.	- <i>Calcescisti</i> (OTC)	» 79
2.3.	- UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI MONTENEVE	» 80
2.3.1.	- <i>Micascisti sericitici</i> (OSR)	» 81
2.3.2.	- <i>Micascisti a porfiroblasti di granato</i> (OSF)	» 82

2.3.3.	- <i>Micascisti biotitici a granati giganti (OSG)</i>	pag. 84
2.3.4.	- <i>Micascisti a carbonati (OSH)</i>	» 85
2.3.5.	- <i>Quarziti (OSQ)</i>	» 86
2.3.5.1.	- <i>Quarziti a granato (OSQ_a)</i>	» 87
2.3.6.	- <i>Anfiboliti (OSA)</i>	» 88
2.3.6.1.	- <i>Anfiboliti a granato (OSA_a)</i>	» 88
2.3.6.2.	- <i>Anfiboliti a carbonati (OSA_b)</i>	» 89
2.3.7.	- <i>Anfiboliti a mica bianca (OSX)</i>	» 90
2.3.8.	- <i>Gneiss e scisti a granato ed anfibolo (OSD)</i>	» 90
2.3.9.	- <i>Gneiss biotitico-anfibolici (OSW)</i>	» 92
2.3.10.	- <i>Marmi a silicati (OSB)</i>	» 93
2.3.11.	- <i>Calcescisti (OSC)</i>	» 93
2.4.	- FALDA DELL'ÖTZTAL	» 94
2.4.1.	- <i>Paragneiss a bande (OZP)</i>	» 96
2.4.1.1.	- <i>Paragneiss biotitici minuti (OZP_a)</i>	» 99
2.4.2.	- <i>Paragneiss feldspatici (OZF)</i>	» 99
2.4.3.	- <i>Micascisti a granato (OZM)</i>	» 100
2.4.4.	- <i>Micascisti filladici (OZL)</i>	» 102
2.4.5.	- <i>Scisti filladici a grafite (OZH)</i>	» 103
2.4.6.	- <i>Quarziti (OZQ)</i>	» 103
2.4.7.	- <i>Gneiss eterogenei a bande (OZE)</i>	» 104
2.4.7.1.	- <i>Gneiss con pseudomorfi su staurolite (OZE_a)</i> »	106
2.4.8.	- <i>Ortogneiss leucocratici a mica chiara prevalente (OZB)</i>	» 106
2.4.9.	- <i>Anfiboliti (OZA)</i>	» 107
2.4.9.1.	- <i>Anfiboliti a granato (OZA_a)</i>	» 109
2.4.9.2.	- <i>Gneiss e scisti anfibolici (OZA_b)</i>	» 109
2.4.10.	- <i>Anfiboliti con relitti di tessiture magmatiche (OZJ)</i>	» 110
2.4.11.	- <i>Metagabbro di Flères (OZG)</i>	» 111
2.4.11.1.	- <i>Ortogneiss biotitici (OZG_a)</i>	» 112
2.4.12.	- <i>Metadioriti e anfiboliti del Bicchiere (OZU)</i>	» 112
2.4.12.1.	- <i>Anfiboliti a bande e anfiboliti massive (OZU_a)</i>	» 114
2.4.13.	- <i>Livelli e lenti mineralizzati a solfuri (OZZ)</i>	» 114
2.4.14.	- <i>Paragneiss e quarziti a granato (OZC)</i>	» 115
2.4.15.	- <i>Quarziti, scisti quarzosi e calcescisti (OZV)</i>	» 118
2.4.16.	- <i>Marmi calcitici e dolomitici (OZW)</i>	» 119
2.4.17.	- <i>Marmi dolomitici (OZD)</i>	» 119
2.5.	- CORPI MAGMATICI INTRUSIVI	» 121
2.5.1.	- <i>Pegmatiti (OGA)</i>	» 121
2.5.2.	- <i>Filoni porfirici, talora foliati (fp)</i>	» 124
3.	- STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI	» 126
3.1.	- CRITERI DI SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI QUATERNARI	» 126

3.2.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE	pag. 127
3.2.1.	- <i>Sintema di Caldaro (CLD)</i>	» 127
3.3.	- UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE (" <i>LAST GLACIAL MAXIMUM</i> ")	» 128
3.3.1.	- <i>Sintema del Garda (SGD)</i>	» 131
3.3.1.1.	- Subsintema di Malga Fontana Bianca (SGD₈)	» 132
3.3.1.2.	- Subsintema di Val Ridanna (SGD₂₈)	» 138
3.3.1.3.	- Subsintema di Val di Flères (SGD₂₇)	» 142
3.3.1.4.	- Subsintema di Maso Gasse (SGD₂₀)	» 146
3.4.	- UNITÀ DEL SITEMA POSTGLACIALE ALPINO	» 152
3.4.1.	- <i>Aspetti generali</i>	» 152
3.4.2.	- <i>Evoluzione glaciale olocenica e Piccola Età Glaciale</i>	» 152
3.4.3.	- <i>Sintema Postglaciale Alpino (PTG): depositi indistinti</i>	» 156
3.4.3.1.	- Subsintema dell'Amola (PTG₁)	» 194
3.4.3.2.	- Unità post Piccola Età Glaciale (PPU)	» 204
VI	- ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO	» 211
1.	- PREMESSA	» 211
2.	- LE UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE CON METAMORFISMO ALPINO IN FACIES ECLOGITICA E ANFIBOLITICA A GRANATO	» 213
2.1.	- UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI MONTENEVE	» 214
2.2.	- UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI TESSA	» 224
3.	- LE UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE CON METAMORFISMO ALPINO IN FACIES ANFIBOLITICA E SCISTI VERDI	» 231
3.1.	- FALDA DELL'ÖTZTAL	» 232
3.1.1.	- <i>Basamento polimetamorfico</i>	» 232
3.1.2.	- <i>Successione sedimentaria permiano-mesozoica con metamorfismo alpino</i>	» 245
3.2.	- UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI SAN LEONARDO	» 252
4.	- LINEE TETTONICHE E FAGLIE	» 253
4.1.	- LA LINEA DEL GIOVO	» 253
4.2.	- LA LINEA DELLA PASSIRIA	» 258
4.3.	- LE FAGLIE MINORI	» 259
VII	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA	» 261
1.	- CENNI SULLA SISMICITÀ E SISMOTETTONICA DELLA REGIONE	» 261
2.	- STABILITÀ DEI VERSANTI E FRANE	» 263
3.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE	» 268
4.	- IDROGEOLOGIA	» 276

5.	- CAVE E MINIERE.	pag. 279
5.1.	- ESTRAZIONE DI MATERIALI LAPIDEI, CAVE DI INERTI	» 279
5.2.	- LE MINIERE DI SAN MARTINO MONTENEVE.	» 281
5.2.1.	- <i>Cenni storici sulle Miniere di Monteneve.</i>	» 281
5.2.2.	- <i>Geologia del giacimento e genesi delle mineralizzazioni</i>	» 283
ABSTRACT		» 287
LEGEND OF GEOLOGICAL MAP		» 295
BIBLIOGRAFIA		» 308
CARTOGRAFIA		» 325

I - INTRODUZIONE

Il territorio del Foglio 006 “San Leonardo in Passiria” della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000 è situato nella Provincia Autonoma di Bolzano, ad esclusione di quasi 2/5 di esso (parte nord-occidentale del Foglio), che appartiene all’Austria. Dal punto di vista amministrativo esso comprende i seguenti comuni: Brennero, Moso in Passiria, Racines, San Leonardo in Passiria, San Martino in Passiria.

Nella parte italiana il Foglio comprende unicamente aree che fanno parte del bacino idrografico del Fiume Adige, in particolare un ampio tratto del sottobacino del Fiume Passirio, a monte di S. Martino in Passiria, e del sottobacino del Fiume Isarco, di cui sono presenti ampi tratti degli affluenti in destra, a monte di Vipiteno (Rio di Fleres) o subito a valle di Vipiteno (Rio Ridanna, Rio di Racines, Rio di Giovo). I due sottobacini, la cui area quasi si equivale, hanno lo spartiacque che si sviluppa circa a metà del Foglio (Fig. 1), con cime che si elevano da circa 2100 m fino a 3354 m (Cima Nera di Malavalle); il punto meno elevato è situato presso il Passo del Giovo (2094 m).

Dal punto di vista geografico l’area del Foglio fa parte delle Alpi Retiche orientali. In particolare, essa è compresa in tre sottosezioni: le Alpi dello Stubai, le Alpi Venoste e le Alpi Sarentine ⁽¹⁾. Il limite tra la prima sottosezione con le altre due si sviluppa tra il Passo del Rombo (2474 m), la Valle del Rombo, la Val

(1) Nella denominazione orografica del territorio ci si è basati prevalentemente sulla “Suddivisione Orografica Internazionale Unificata del Sistema Alpino” (SOIUSA) proposta da S. MARAZZI (2005), indicando dove ritenuto necessario le corrispondenti denominazioni secondo la classificazione dell’*Alpenvereinsinteilung der Ostalpen* (AVE) e quella italiana denominata “Partizione delle Alpi”, adottata nel 1924 in occasione del IX Congresso Geografico Italiano ed ufficializzata nel 1926.

Passiria fino a San Leonardo in Passiria, e di qui con la Valle di Valtina fino a quota 1345 m, presso la località Auer, per proseguire fino al Passo del Giovo (2094 m) e quindi con la Valle del Giovo.

Nell'ambito delle Alpi dello Stubai, nel Foglio sono presenti gran parte del Gruppo di Ridanna e l'estremità occidentale del Gruppo del Tribulaun-Habicht (fianco sinistro della Val di Fleres, ad E della Forcella di Fleres, 2592 m). Secondo la SOIUSA, entrambi i gruppi montuosi fanno parte del supergruppo montuoso delle Alpi Breonie occidentali. Il Gruppo di Ridanna, nella parte ricadente nel bacino del F. Isarco, comprende tre valli importanti per la geografia del Foglio: la Val di Fleres, la Val Ridanna e la Val di Racines. L'ultima confluisce nella seconda presso la località Stanga (sede comune di Racines) fuori Foglio. Il Gruppo di Ridanna a SW si estende fino alla Val Passiria e a SE fino alla Valle di Valtina che è una convalle di quest'ultima. Pertanto, la Val Passiria separa le Alpi dello Stubai e dalle Alpi Venoste e costituisce il più importante asse di penetrazione all'interno di questi due gruppi montuosi, culminante al Passo del Rombo (2474 m). Della Val Passiria nel Foglio è compresa l'alta Val Passiria, cioè il tratto a monte di Moso in P., e la media Val Passiria, tra Moso in P. e San Leonardo in P. La bassa Val Passiria, cioè il tratto tra San Leonardo in P. e Merano, è rappresentata unicamente dal segmento a nord di San Martino in P. Tra le convali più importanti sono da segnalare la Valle di Valt (Valtina) e la Valle di Plan, agli estremi della media Val Passiria, inoltre la Valle del Lago, la Valle del Rombo e la Valle del Tumulo nella parte più settentrionale dell'alta Val Passiria.

Le Alpi Venoste comprendono il Gruppo delle Alpi Passirie s.s. ed il Gruppo di Tessa, chiamato anche Gioaia di Tessa. I due gruppi montuosi sono separati dalla Valle di Plan (Fig. 1).

Appartengono alle Alpi Sarentine i rilievi presenti nell'angolo sud-est del Foglio e compresi nel Gruppo della Punta Cervina, di cui fa parte il tratto più settentrionale della catena che si diparte dalla Guardia Alta (2746 m), dominata dal Monte della Pozza (2495 m) e dalla Punta di Tramontana (2106 m).

Il territorio del Foglio è quindi prevalentemente di alta montagna, con circa il 55% dell'area rilevata sopra i 2000 m e più del 21% sopra i 2500 m. Le cime più elevate sono nella catena di confine con l'Austria, che costituisce lo spartiacque con il bacino del fiume Inn. La cima più elevata è la Cima delle Anime (3489 m) sull'angolo SW del Foglio, nel gruppo montuoso omonimo. Altre cime sopra i 3000 m sono negli adiacenti gruppi montuosi di Cima della Chiesa (3389 m), Monte Principe (3403 m) e Monte Re (3050 m). Inoltre, molte cime sopra i 3000 m si concentrano anche nel gruppo montuoso del Pan di Zucchero e nella dorsale Croda Nera di Malavalle (3354 m) - Il Capro (3251 m) - Cima del Lago Nero (2988 m). In questa zona (siamo nella testata della Val Ridanna e della Valle del Tumulo), assieme all'adiacente testata della Val di Fleres, sono presenti numerosi ghiacciai, tra cui quello di Malavalle che è il più esteso dell'Alto Adige.

Nelle Alpi Passirie si estende la parte più settentrionale del Parco Naturale del Gruppo di Tessa, che costituisce il più vasto parco naturale dell'Alto Adige, istituito con decreto della Giunta provinciale di Bolzano il 15 marzo 1976

(decreto n. 15). Fa parte del parco anche tutto il fianco sinistro della Valle del Rombo che, come abbiamo visto, ricade nel Gruppo di Ridanna.

Nell'area del Foglio sono presenti unità appartenenti al basamento metamorfico e alle coperture sedimentarie del Sistema Austroalpino (BARGOSI *et alii*, 2010), oltre a magmatiti tardo-alpine.

Il Foglio geologico è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG-PAB, sotto il coordinamento scientifico del Dr. VOLKMAR MAIR e la supervisione dei direttori di rilevamento MAURIZIO CUCATO (coperture quaternarie), LORENZ KEIM† (coperture sedimentarie metamorfosate del dominio Austroalpino), STEFANO POLI (basamento cristallino) ed ANDREA ZANCHI (tettonica e geologia strutturale).

Il rilievo geologico e gli studi complementari sono stati eseguiti nel periodo 2004-2015 da C. AMBROSI, G. BOVE, P. CORTINI, M. CUCATO, V. MONTANI, G. PICCIN, G. TOFFOLON, S. ZANCHETTA. Contributi settoriali sono stati forniti

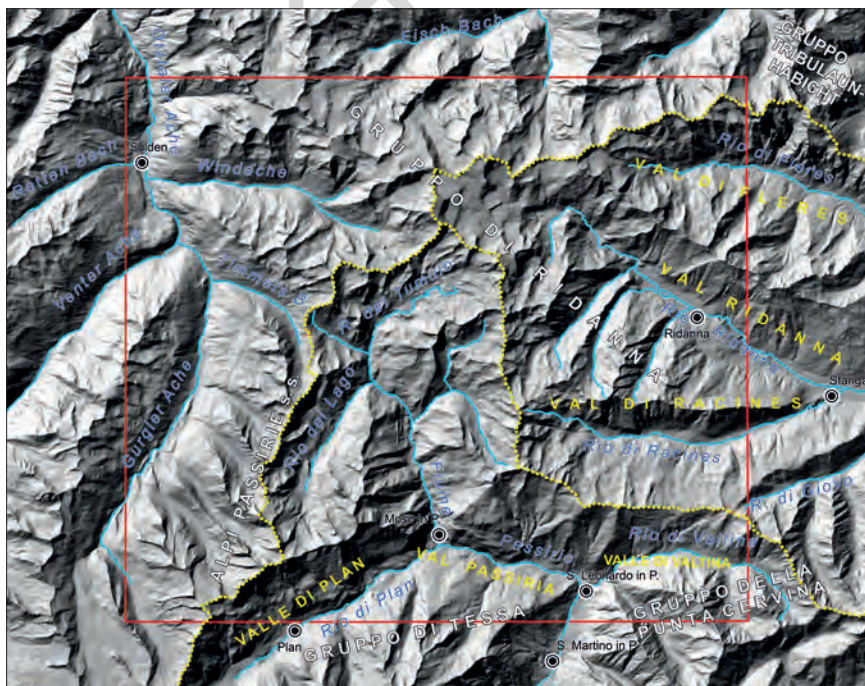


Fig.1 - Modello digitale del terreno del Foglio "San Leonardo in Passiria" (riquadro in rosso), con ubicazione delle principali unità orografiche descritte nel testo. In azzurro la rete idrografica principale. In giallo, puntinato, la linea spartiacque tra il sottobacino del F. Passiria (in basso) ed il sottobacino del F. Isarco (a destra, al centro), qui rappresentato dai sottobacini minori del Rio di Fleres, del Rio Ridanna, del Rio di Racines e del Rio di Giovo; tutto il settore che si trova a NW del Foglio, appartenente all'Austria e ad ovest ed a N dello spartiacque principale alpino, fa parte del bacino dell'Inn.

da S. ZANCHETTA, N. MALASPINA, S. TUMIATI, G. BOVE, S. POLI e V. MAIR per l'evoluzione tettonometamorfica del basamento Austroalpino, da M.A. BERGOMI per le datazioni radiometriche, da G. BOVE, S. ZANCHETTA e A. ZANCHI per la geologia strutturale e da V. MAIR per la geologia dei giacimenti minerali. Hanno inoltre fornito contributi G. PICCIN, P. CORTINI e C. AMBROSI. Il rilevamento è stato effettuato utilizzando, come base topografica, l'ingrandimento a scala 1:10.000 delle Tavole dell'I.G.M., integrato con le isoipse a 10 m ricavate dal modello digitale del terreno (DTM) della Provincia Autonoma di Bolzano ottenuto da immagini LIDAR. All'interpretazione dei rilievi di terreno sono stati affiancati lo studio delle foto aeree, delle ortofoto e del hillshade. M. CUCATO ha rivisto le coperture quaternarie e la loro congruenza con i dati telerilevati disponibili. G. BOVE, M. CUCATO, C. MORELLI e S. ZANCHETTA hanno semplificato ed armonizzato i dati vettoriali per la creazione della Banca Dati a scala 1:25.000 e la realizzazione della versione 1:50.000. G. BOVE, C. MORELLI e S. ZANCHETTA hanno realizzato le sezioni geologiche e gli schemi a contorno della carta sotto la supervisione dei direttori e coordinatore scientifico.

Al nuovo rilevamento del Foglio sono servite di base le due edizioni precedenti del Foglio Merano, alla scala 1:100.000, quella del 1924, curata da B. SANDER e W. HAMMER, e quella del 1970 diretta da B. ZANETTIN. Tra questi due contributi si colloca la carta di O. SCHMIDEGG, alla scala 1:75.000 (*F. Sölden und St. Leonard*, 1932) eseguita per conto della Repubblica Austriaca sotto la direzione di W. HAMMER.

I rilievi geologici condotti nell'area hanno ridefinito in dettaglio l'assetto regionale delle unità tettono-metamorfiche del basamento del dominio tettonico Austroalpino, nonché la stratigrafia dei depositi quaternari.

I criteri di rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali previste dal Servizio Geologico d'Italia (ISPRA) e codificate nei Quaderni s. III.

In particolare, per il Quaternario sono state impiegate le "unità stratigrafiche a limiti inconformi" (UBSU: *Unconformity Bounded Stratigraphic Unit*), mutate dai Fogli contermini, ma con aggiunte e modifiche derivanti dai nuovi elementi stratigrafici acquisiti con il rilevamento geologico del Foglio.

La cartografia del basamento Austroalpino è stata impostata individuando unità tettono-metamorfiche caratterizzate da differenti storie evolutive, sia per quanto riguarda le condizioni che l'età del metamorfismo, separate tra loro da zone di taglio più o meno evidenti in affioramento. Per ciascuna unità sono state distinte diverse litologie, le fasi deformative presenti e le relative paragenesi mineralogiche. Ogni unità rappresenta quindi una porzione di basamento che ha avuto una storia metamorfica e deformativa omogenea. Nella strutturazione della legenda e delle note illustrative, le unità sono state ordinate seguendo il loro ordine di sovrapposizione geometrico attuale.

La cartografia delle litologie all'interno delle unità del basamento Austroalpino è stata effettuata in armonia con quanto svolto nel contiguo Foglio geologico 013 "Merano" (BARGOSSÌ *et alii*, 2010), dove tali unità erano state istituite e descritte per la prima volta.

II - GEOMORFOLOGIA

(M. Cucato)

Nel territorio rappresentato dal Foglio è possibile distinguere le seguenti unità orografiche: a) la Val di Fleres; b) la Val Ridanna; c) la Val di Racines; d) la bassa Val Passiria e la Valle di Valtina con la parte settentrionale dei Monti Sarentini occidentali; e) la media Val Passiria con la Val di Plan; f) l'alta Val Passiria con le convali principali (Valle del Lago, Valle del Rombo, Valle dell'Alpe del Tùmulo, Valle di Montenevoso).

Prima di esaminare in dettaglio ciascuna delle unità sopra menzionate, è bene sottolineare il netto ruolo che ha avuto la struttura geologica nel controllo e nello sviluppo delle valli e dunque del reticolo idrografico, ben evidente già da un primo esame della carta geologica, soprattutto dello "schema delle foliazioni del basamento metamorfico" che mostra la presenza di pieghe asimmetriche orientate circa E-W e con vergenza verso S. Tra le valli principali che presentano un andamento subparallelo alla foliazione principale, seppur non in modo preciso, vi sono la Val di Fleres, la Val Ridanna a valle di Masseria, la Val di Racines e la Val di Plan. Anche la forma delle valli, intesa come profilo vallivo trasversale, rispecchia nella maggioranza dei casi la disposizione dei piani di foliazione. Si tratta dunque di valli asimmetriche, con il versante sinistro più ripido, meno esteso, a reggipoggio, ed il versante destro più esteso, a franapoggio. La diversità tra i due versanti si nota frequentemente anche nella diversa distribuzione e sviluppo delle valli affluenti. Quasi di regola, esse sono ben sviluppate e numerose sul fianco destro delle valli longitudinali principali, con ampi bacini idrografici ed aste torrentizie comunemente di ordine superiore al secondo. Di contro, sul fianco sinistro esse sono più corte e ripide, con aste torrentizie prevalentemente di primo ordine.

Durante l'ultimo evento glaciale culminato nel *Last Glacial Maximum* (LGM)

tutta l'area del Foglio era nella zona d'accumulo del grande ghiacciaio atesino da cui emergevano solo le cime più elevate, sopra i 2300-2500 m. Pertanto, tra i processi che hanno scolpito il paesaggio, riveste senz'altro un ruolo primario il modellamento glaciale. Le testimonianze di quest'ultimo sono in buona parte legate alle fasi successive alla massima espansione e costituite soprattutto da morene riferibili al Tardoglaciale. Esse sono conservate nelle parti più interne delle valli principali e nelle aree di circo, mentre quelle più recenti, attribuibili alla Piccola Età Glaciale (PEG), sono concentrate soprattutto nella testata delle valli più interne del Gruppo delle Breonie occidentali e delle Alpi Passirie s.s. Qui sono ancora presenti importanti ghiacciai, seppure in forte ritiro negli ultimi decenni. L'evoluzione morfologica postglaciale è riferibile principalmente a processi come la gravità, il trasporto torrentizio ed in massa, questi ultimi confinati soprattutto alla base dei versanti.

La **Val di Fleres** è presente nel Foglio solo nel segmento superiore, situato al di sopra dei 1300 m (Figg. 2 e 3). Si tratta di una valle asimmetrica, caratterizzata da un versante sinistro ripido, articolato da alcuni brevi contrafforti alternati a testate di impluvi che si dispiegano ad anfiteatro, con conche e circhi glaciali per lo più abbozzati, e da un versante destro molto più ampio, organizzato in grandi conche sospese, con morfologia glaciale molto più evidente e, nella parte più occidentale, da valloni e valli sospese (Valle del Rio Albers).

Il fondovalle si presenta stretto, intervallato da numerosi affioramenti del substrato roccioso, per lo più con morfologia a dossi montonati, incisi da uno stretto solco in corrispondenza del Rio di Fleres. La testata della valle, a geometria semicircolare, inizia a ridosso della Malga dei Bovi, attorno ai 1800 m di quota, dove il Rio di Fleres si sviluppa dalla confluenza di numerosi affluenti (Fig. 2). È l'area in cui è più marcato il modellamento glaciale, con rocce lisce e striate, conche occupate da piccoli laghi, morene e depositi glaciali



Fig. 2 - Panoramica sull'alta Val di Fleres vista da S, dalla Malga delle Fosse (1893 m). Da notare sullo sfondo, da sinistra, il ghiacciaio del Montarso, quindi il M. della Neve (3166 m); al centro, Cima delle Pecore (3010 m), la Parete Bianca (3016 m) e il Dente Alto (2924 m); sulla destra, appena fuori Foglio, il Tribulaun di Fleres (3097 m). In primo piano, quasi al centro, la Malga dei Bovi.



Fig. 3 - Panoramica sull'alta Val di Fleres vista da N, dal sentiero sotto la Parete Bianca. Da notare, da destra, il ghiacciaio della Stua, diviso in due parti distinte per effetto del ritiro avvenuto nell'ultimo secolo, sormontato dal M. della Neve (3166 m), dietro il quale prende sviluppo il ghiacciaio del Montarso, di cui sono ben evidenti i due distinti bacini che lo alimentano. La cima che domina il bacino alimentatore più a sinistra è Punta Lorenzo (2924 m). A sinistra di essa, alla base della parete rocciosa, si intravedono i depositi glaciali riferibili alla PEG dei ghiacciai di Gavignes, ormai da considerarsi completamente estinti. Al centro è ben evidente l'apparato glaciale della PEG del ghiacciaio del Montarso. (Foto di A. Zanchi)

sparsi, dove la copertura vegetale è praticamente assente. Due sono i ghiacciai presenti sulla testata della valle, entrambi classificabili come ghiacciai di circo: il Ghiacciaio del Montarso ed il Ghiacciaio della Stua. Del tutto scomparsi sono invece i Ghiacciai di Gavignes, a N del Monte Alto, di cui rimangono numerose tracce sopra i 2400 m, nelle belle morene qui presenti. Ben evidente è il bacino d'accumulo, a forma circoide, che si estende a NE della dorsale Monte Alto (2867 m) - Punta Lorenzo (2924 m) (Fig. 3). Un'ampia valle sospesa è quella che si sviluppa a nord del Monte Muro (2528 m), caratterizzata da un fondo irregolare con ampi dossi lisciati e, nella parte superiore, da ripiani irregolari e blande conche separate da modeste scarpate. La morfologia è quella di un circo di valle a gradinata con forme talora ben definite, talora abbozzate, bordato ai lati da dorsali dalle cime nette e aguzze.

Un paesaggio del tutto particolare è quello individuabile in tutto il settore ad ovest del Tribulaun di Fleres, che costituisce un'ampia valle sospesa, articolata in vari gradini e dominata da una conca di sovraescavazione glaciale, al cui centro troviamo il Lago di Sandes presso il Rifugio Calciati (Fig. 4). Tipiche in tutta l'area sono le forme di modellamento glaciale (dossi montonati, morene, ecc.). In netto contrasto con tali morfologie è il versante compreso tra il Tribulaun di Fleres e la Forcella di Fleres, dove affiorano marmi calcitici e dolomitici appartenenti alle coperture permiano-mesozoiche dell'Ötztal. Pareti verticali, torrioni, creste dentate e ampi ghiaioni di detrito, intervallati da conoidi di varia natura, ricordano piuttosto il paesaggio dolomitico (Fig. 4).



Fig. 4 - Panoramica sulla valle sospesa del Rio Sanes (a sinistra, dove finiscono i ghiaioni), con il Rifugio Calciati e la parte più orientale del Lago di Sanes. Da notare il netto contrasto nel paesaggio tra l'area che circonda il rifugio, a dossi montonati con modesta copertura glaciale, e l'area a sinistra, a ghiaioni, conoidi, pareti in roccia, che ricorda molto il paesaggio dolomitico.

La **Val Ridanna** è senz'altro la valle più larga di tutto il Foglio, ma è anche quella che esprime al massimo grado i caratteri particolari sopra descritti per molte delle valli presenti nel Foglio (Figg. 5 e 6). Si tratta infatti di una valle nettamente asimmetrica, con il versante sinistro piuttosto regolare, molto acclive, privo di importanti valli affluenti. Al contrario, il versante destro è molto più ampio, meno ripido, più irregolare ed intagliato da 3-4 valli ortogonali, rettilinee, di cui quella più interna — la Val di Lazzago — ha una lunghezza che è del tutto confrontabile con quella dell'intero segmento intermedio della Val Ridanna.

Quest'ultimo, seguendo la descrizione di NANGERONI (1938), è il tratto compreso tra il gradino costituito dalla frana di Ridanna e, a monte, dal gradino in roccia che si sviluppa a N del Museo delle Miniere di Monteneve.

La frana di Ridanna costituisce un gradino alto più di 250 m, che interrompe la regolarità del profilo longitudinale della valle. Si tratta di un accumulo per *rock avalanche*, che si estende per più di 4 km sull'asse vallivo, da Ridanna a Mareta, proveniente dal fianco sinistro della valle, in particolare da un ampio settore sotto la Seeberalm (vd. § V.3.4.3.1.). La messa in posto della frana, da collocarsi nella parte finale del Tardoglaciale, ha provocato lo sbarramento della valle, con conseguente formazione a monte di un lago che si estendeva fino a Masseria. La formazione della Gola di Achenrain da parte dell'emissario del lago ed il suo approfondimento, hanno portato, a lungo andare, allo svuotamento del lago stesso e alla conseguente erosione dei depositi lacustri che si erano formati. Il terrazzo ad ovest di Ridanna (Fig. 5, al centro) ne rappresenta la principale testimonianza. A N di esso si estende la piana alluvionale del Rio Ridanna, il cui corso è stato rettificato negli anni '70 dello scorso secolo.

Il segmento intermedio della Val Ridanna ha una direzione parallela a



Fig. 5 - Panoramica sul fondovalle della media Val Ridanna dalla strada per la Malga dell'Accla: da notare il percorso per la gran parte rettificato del Rio Ridanna e, al centro, un po' spostata a sinistra, la collina su cui sorge la Chiesa di Santa Maddalena, modellata su un antico deposito di frana che ha sbarrato la valle creando un lago a monte; sullo sfondo la dorsale divisoria con la Valle Isarco p.d.

quella della foliazione principale del *bed-rock* locale, per diventare trasversale presso Masseria e nel tratto più a monte. Il fianco sinistro di questo segmento vallivo presenta un modellamento per grandi tratti controllato dalla gravità, da porre in relazione all'elevata acclività e alla grande energia del rilievo (ben 1300 m di dislivello). Il versante destro è nettamente più articolato (Fig. 6) con due convalli trasversali separate da un'ampia zona interessata da una DGPV (Deformazione Gravitativa Profonda di Versante), direttamente affacciata sulla Val Ridanna. Fenomeni simili, ma meno marcati, si hanno sul versante più ad est, sotto il Sasso di Mareta (2192 m). Quest'ultimo è il punto culminante di tutta la dorsale spartiacque con la Val di Racines, nel tratto modellato nei marmi a silicati dell'unità di Tessa. Vistosi sono gli sdoppiamenti di cresta e le trincee osservabili in quest'area, così come nella dorsale più ad ovest. Forte il contrasto di paesaggio con il sottostante versante modellato in micascisti, ben evidenziato dal netto cambio di pendenza in corrispondenza del limite tra le due litologie.

Posta sull'estremità occidentale del segmento intermedio della Val Ridanna, la Val di Lazzago (Fig. 7) è una valle longitudinale (ad esclusione della testata), con un versante sinistro a reggipoggio/traverpoggio ed un versante destro a franapoggio o tendenzialmente tale. La valle è nettamente asimmetrica, con il versante sinistro che è da 2 a 3 volte più esteso di quello destro. Importanti fenomeni di dissesto interessano quest'ultimo, con due ampie aree coinvolte



Fig. 6 - Ampia panoramica del versante destro della media Val Ridanna dal sentiero sotto le C. Bianche di Telves. In primo piano la Gola di Achenrain in cui scorre il Rio Ridanna, incisa su di un grande ed antico accumulo di frana (vd. testo), la cui zona di provenienza è proprio nella scarpata in primo piano. A monte dell'accumulo (a destra nella foto) il terrazzo lacustre su cui sorge almeno in parte il paese di Ridanna. In secondo piano, sul lato destro della foto, si possono notare due convalli principali: la Valle del Rio Vallicola, quella più a sinistra, e la Val di Lazzago. Quasi sullo sfondo, a sinistra, il Sasso di Mareta e la dorsale divisoria con la Val di Racines, mentre, a destra, parte dell'alta Val Ridanna dove si può facilmente individuare il Ghiacciaio di Malavalle.

in DGPV, di cui una si estende sino alla dorsale divisoria con l'adiacente Valmizzon. Molto estesa è la parte superiore della valle, sopra il *Poschhaus*, modellata dall'azione glaciale con numerose conche, circhi, anche a gradinata, di frequente occupate da laghi. In questa zona sono numerose le morene legate alle ultime fasi di ritiro nel corso del tardoglaciale, così come i depositi gravitativi e di trasporto in massa legati alla morfogenesi postglaciale.



Fig. 7 - Val di Lazzago: panorama del versante destro e di buona parte della testata della valle (a destra) visti dal sentiero sopra il Poschhaus (edifici al centro dell'immagine). A destra il Rif. Posch; sullo sfondo, a sinistra, un settore del versante sinistro della Val Ridanna, qui dominato dalla Cima del Tempo (2709 m).

Il segmento superiore della Val Ridanna è nettamente articolato: comprende un corridoio principale tra la confluenza del Rio di Lazzago e la località Sandböden, dove confluisce da sud l'ampia Valle dell'Erpice, ed un'ampia testata che è occupata dal ghiacciaio di Malavalle, il più grande ghiacciaio della Provincia Autonoma di Bolzano. Risalendo la valle, prima di arrivare al Piano dell'Accla, è presente un primo gradino in roccia, alto circa 300 m, inciso dal Rio Ferner, con tratti in cascata (Cascate Burkhard) e con numerosi dossi montonati nella parte superiore. Il Piano dell'Accla è costituito da una grande conca alluvionale, con un'area paludosa sviluppatasi ai suoi margini, lontana dal flusso torrentizio. Essa si trova al centro di una grande conca di sovraescavazione glaciale. Un secondo gradino in roccia, alto circa 400 m, separa il Piano dell'Accla dall'esteso ripiano di Sandböden. Sulla sinistra di questo tratto, nella parte superiore del versante, è da segnalare il bel circo sotto il Giogo d'Accla, con al centro il grande Lago del Forno. Il grande ripiano di Sandböden (Fig. 8), oggi formato da depositi glaciali e fluvio-glaciali, era coperto fino alla seconda metà del XIX secolo dalla "Vedretta piana" cioè la parte che era scesa più a valle del ghiacciaio di Malavalle. Ora la fronte del ghiacciaio si è ritirata circa 2 km più a monte, lasciando un paesaggio che mostra con notevole freschezza le forme del modellamento glaciale, con nuovi gradini in roccia, conche, circhi, laghi glaciali, morene, ecc. Qui tutta la testata della valle può essere considerata come un vasto «circo di valle» (CASTIGLIONI, 1930a), frazionato in circhi minori, talora solo abbozzati.

La Valle dell'Erpice è in prima approssimazione parallela alla direzione della foliazione principale. Nel segmento superiore essa è divisa longitudinalmente in due sezioni o valli secondarie attraverso una dorsale mediana, la Croda di Mezzo. La sezione di sinistra (Erpice di Ponente), molto più elevata, finisce con



Fig. 8 - Alta Val Ridanna: panoramica a 180° sull'area in cui fino agli anni '20 dello scorso secolo arrivava la fronte del Ghiacciaio di Malavalle, ben evidente dalla diversa colorazione delle rocce. Al centro, l'ampia piana di Sandböden su cui si estendeva la Vedretta Piana del Ghiacciaio di Malavalle, ora modellata su depositi glaciali e fluvio-glaciali legati alla PEG ed alla successiva fase di ritiro. Sullo sfondo, da sinistra: la Cima Ippeles (2366 m), la parte terminale della valle dell'Erpice, la Parete Alta (3190 m) e subito dietro il Capro (3251 m).

lo sboccare, con 160 m di salto, in quella di destra (Erpice di Levante), proprio dove questa si approfondisce maggiormente in un'ampia conca allungata, occupata dal Lago Torbo. La valle a monte di quest'ultimo ha tipicamente una sezione asimmetrica, con un fondovalle a blandi gradini. La valle secondaria di sinistra appare piuttosto come un'ampia conca allungata, dove troviamo conservate numerose tracce glaciali che risalgono alla PEG, come le morene presso il Lago dell'Erpice. Ulteriori testimonianze sono più ad W e a N dove sono ancora presenti alcuni ghiacciai di circo, seppur ridotti in estensione.



Fig. 9 - La Val di Racines vista dalla strada forestale sottostante la Malga della Gola: da notare il profilo trasversale nettamente asimmetrico della valle.

La **Val di Racines** (Figg. 9 e 10), lunga 13 km, è la più importante valle laterale della Val Ridanna, che confluisce in essa in località Stanghe (fuori Foglio, Fig. 10). Si tratta di una valle nettamente asimmetrica, sospesa su quella di Ridanna. Infatti, alla confluenza, è separata da quest'ultima da un gradino in roccia, alto circa 170 m, profondamente inciso e scavato dal Rio di Racines (Gola *Gilfenklamm*, nota anche come Cascate di Stanghe). Dal punto di vista geomorfologico possiamo suddividere la valle in tre segmenti, così caratterizzati da valle verso monte:

a) La Val di Racines dallo sbocco fino all'incirca alla località Colle: è il segmento inferiore della valle, per la gran parte fuori Foglio, ad andamento molto regolare, rettilineo, con direzione ENE-WSW. Il fianco sinistro della valle è privo di incisioni vallive, ma è attraversato da numerosi canali legati a processi valanghivi e più raramente a *debris-flow*. Il fondovalle ha una larghezza media attorno ai 200-240 m, con una pendenza che varia dal 3,3 al 5% (valore medio = 4%). Da segnalare la presenza di alcuni dossi a sud-ovest della località Alnedo, che si elevano sull'antistante fondovalle per una decina di metri, interpretati come la parte superiore dell'accumulo di un'antica frana



Fig. 10 - Panorama a 180° sull'intera Val di Racines vista dalla Piccola Cima del Sasso (2191 m). In primo piano: la Malga Vallombra di fuori; sul fondovalle la frazione di Colle e, allo sbocco, la frazione di Stanga e quindi la conca di Vipiteno. A sinistra la testata della valle dominata dalla Punta di Montecroce (2743 m), da Cima di Zermudo (2798 m) e da La Bianca (2822 m).

postglaciale, parzialmente sepolta e rimodellata dalle alluvioni del Rio di Racines (vd. § V.3.4.3.). Il fianco destro della valle si caratterizza per la presenza di numerose morfostrutture tipiche delle aree a DGPV (scarpate, controscarpate, trincee), con alcuni settori marcatamente più ribassati quali l'area sopra Maso Reser e la parte superiore del Rederer Graben.

b) La Val di Racines tra le località Colle e Vallettina: è il segmento intermedio della valle, con direzione circa E-W, ben delimitato ad occidente da un gradino in roccia modellato nei micascisti quarzosi dell'unità di Tessa. Il versante sinistro, meno regolare rispetto a quello del segmento inferiore della valle, è attraversato da canali più ampi ed incisi, che in numerosi casi diventano veri e propri valloni acclivi, con un apparato di deiezione sul fondovalle, alla confluenza nel corso d'acqua principale. Tutti i centri abitati tra Colle e Prati sorgono su di un sistema deposizionale formato dalla coalescenza di due conoidi da *debris-flow* e torrentizi, alimentati da apporti provenienti dal versante sinistro della valle. L'accrezione dei conoidi ha quasi completamente coperto un antico accumulo di frana che ha sbarrato la valle, creando un piccolo lago a monte, ora scomparso, ma testimoniato dalla presenza di depositi sabbiosi a ESE della località Largo. Il Rio di Racines si è poi creato un nuovo percorso, erodendo il fianco destro della valle e creando uno stretto solco torrentizio il cui approfondimento ha portato all'incisione del substrato roccioso (vd. § V.3.4.3.). Anche l'accrescimento del conoide di Vallettina ha portato ad una chiusura della valle, con uno spostamento a S del Rio di Racines. Qui, tuttavia, il solco torrentizio è meno marcato e non vi è evidenza di un'erosione del fianco destro della valle. Il fondovalle compreso tra i due conoidi ha una pendenza che varia dal 2,3 al 4% (valore medio = 3,5%), con una larghezza che va riducendosi progressivamente fino ad arrivare a circa 80 m subito a valle del conoide di Vallettina. Il fianco destro della valle è interamente coinvolto nella DGPV di P.so di M. Giovo - Racines e, in effetti, numerose sono le morfostrutture che si possono individuare su tutto il versante, alcune di grande



Fig. 11 - Settore centrale e meridionale della testata della Val di Racines visti da N del Dosso Alto (1970 m). Quest'ultimo è il rilievo collinare allungato visibile in secondo piano sul lato sinistro dell'immagine. La conca a monte è modellata prevalentemente in depositi di origine mista: ai margini, in secondo piano la Malga della Gola. In primo piano, sulla sinistra, il Rio di Racines con, ai lati, alcuni dossi montonati. Sullo sfondo la dorsale spartiacque con la Valtina su cui domina, quasi al centro, la Punta di Montecroce (2743 m).

evidenza morfologica (ad es. presso la Malga Vallombra di dentro), come viene ampiamente descritto nel § VII.3. Numerose sono le tracce del modellamento glaciale, soprattutto nella parte superiore del versante, con dossi montonati, circhi (ad es. a S delle malghe Vallombra), conche minori e valloni sospesi.

c) La Val di Racines a monte di Vallettina: comprende la testata della valle, caratterizzata dall'assenza di un fondovalle vero e proprio. Anche qui marcato è il controllo strutturale, soprattutto sul settore centro-settentrionale, ben evidenziato dalla presenza di incisioni e valloni di linea di faglia (es. solco del Rio di Racines sopra i 2000 m), da versanti o settori di versante a gradinata, paralleli alla foliazione principale. La stessa conca a N di Malga della Gola sembra essere indirettamente collegata allo scivolamento verso valle del limitrofo rilievo del Dosso Alto (Fig. 11). La testata della Val di Racines è il principale bacino d'accumulo dei ghiacciai locali che scendevano lungo la valle per formare un'unica lingua che poi si univa al flusso principale proveniente dalla Val Ridanna. In tutto questo settore sono ben evidenti gli effetti del modellamento glaciale, più marcati nella parte meridionale della testata per la presenza di piccoli circhi, valloni sospesi, nonché apparati morenici legati alle ultime fasi di ritiro nel corso del Tardoglaciale.

La **bassa Val Passiria** (Figg. 12 e 13) è una valle di linea di faglia impostata in corrispondenza dell'omonima linea ed è caratterizzata da versanti ampi, modellati nelle rocce metamorfiche del dominio Austroalpino.

A valle di San Leonardo in P. la piana alluvionale ha una pendenza media del 2,5% ed una larghezza che arriva ad un valore massimo di circa 350 m per poi ridursi notevolmente più a sud come conseguenza dell'accrescimento dei conoidi

da *debris-flow* e torrentizi del Rio di Colba e del Rio di Lega (fuori Foglio). Il corso del fiume si mantiene conseguentemente sul lato destro della valle. In ogni caso nella morfologia del fondovalle si riconoscono tracce legate non solo ad eventi di piena, ma anche all'attività di paleoalvei, alcuni documentati anche in carte storiche del XIX secolo. Negli ultimi anni in questo settore l'attività morfogenetica principale è quella dell'uomo, sia con escavazione dei sedimenti ghiaiosi, sia con il recupero ambientale delle aree già escavate. A S. Leonardo in P. il fiume è stato sospinto sul versante destro della valle dallo sviluppo del conoide del Rio di Valtina, con conseguente erosione della base del pendio. Nella morfologia della conca di S. Leonardo in P. si individuano almeno tre ordini di terrazzi che ben si raccordano con quelli già descritti più a valle nella bassa Passiria (BARGOSI *et alii*, 2010). I terrazzi di ordine 1 sono di origine recente e sono caratterizzati da scarpate alte circa 1-5 m sul fondovalle e fino a 8-10 m sulla parte distale dei conoidi. Su di essi è ubicato l'abitato di San Leonardo in P., a valle del ponte sul Rio di Valtina e a N dello stesso. I terrazzi di ordine 2 interessano unicamente la parte distale dei lembi dell'antico conoide del Rio di Valtina (area cimitero, via Andreas Hofer - via dei Carbonai), sospesi sul fondovalle attuale di circa 20-30 m. Essi possono essere riferiti alla parte più antica dell'Olocene. All'ordine 3 va correlato il lembo di terrazzo a SW di Castel Giovo e quello ad



Fig. 12 - *Panoramica dalla Rinner Sattel sulla parte più settentrionale del Gruppo di Tessa, dominato al centro, sullo sfondo, da La Clava (2868 m). Sempre sullo sfondo, a destra, un tratto della catena di confine con il fianco sinistro della Val di Plan. In secondo piano, a sinistra, il tratto più a nord della bassa Passiria con San Martino in Passiria, e, a destra, in parte nascosta, la media Passiria. Sulla sinistra, in ombra, la parte terminale della Valtina.*

W di quest'ultimo, da cui è separato da un profondo solco di incisione fluviale. Si tratta di lembi del paleoconoide antico del Rio di Valtina, su cui poggiano *till* attribuiti all'ultimo evento glaciale (sintema del Garda, vd. § V.3.3.1.). Essi sono correlabili con altri lembi di conoidi antichi, precedenti l'ultimo evento glaciale culminato nel *Last Glacial Maximum*, presenti in bassa Val Passiria, che consentono di definire un fondovalle del Passirio elevato di circa 50-70 m sull'attuale, inquadrato cronologicamente nel Pleistocene superiore sulla base di datazioni radiometriche (BARGOSSI *et alii*, 2010).

Ad E e a SE di San Leonardo in P. si sviluppano i Monti Sarentini occidentali⁽¹⁾ che costituiscono la dorsale divisoria tra la Val Passiria ad W e la Val Sarentina - Val di Pennes ad E (Fig. 13). La dorsale è qui rappresentata dai rilievi più settentrionali, dominati dal Monte della Pozza (2495 m). Ai lati sono presenti due corte valli trasversali — la Valle di Viastrata e la Valle del Rio Sala — tributarie del Rio di Valtina, importante affluente di sinistra del F. Passirio.

La **Valle di Valtina** può essere distinta in due segmenti in base alla relazione con la struttura geologica. Infatti il segmento a quota inferiore, tra S. Leonardo in P. e all'incirca la frazione di Valtina, è classificabile come valle di linea di faglia, essendo il solco torrentizio coincidente con la linea del Giovo. A monte di Valtina il segmento superiore della valle è classificabile come valle trasversale. Le principali differenze tra i due segmenti si ravvisano soprattutto a livello del fondovalle. Infatti il segmento superiore ha un profilo nettamente più ampio, piatto, seppur con una pendenza non trascurabile (3,7-5,2%, media: 4,2%). Ai due lati della valle sono presenti conoidi di origine mista che diventano particolarmente estesi poco sopra Valtina, tanto da restringere la piana alluvionale. Da qui fino al segmento inferiore il fondovalle è dominato dall'attività dei conoidi, incisi in zona distale dal Rio di Valtina e sempre più terrazzati. Il fondovalle del segmento inferiore è un solco inciso prevalentemente in roccia, marcatamente terrazzato a livello di S. Leonardo in P., come sopra illustrato. Il versante destro ha forti condizionamenti strutturali legati non solo alla linea del Giovo, ma anche perché coinvolto nella DGPV di San Leonardo in P. - Valtina - P.so Giovo (§ VII.3.), che origina numerose morfostrutture presenti soprattutto nella parte intermedia e superiore del pendio. Il versante sinistro della Valle di Valtina ha uno sviluppo piuttosto regolare con alcuni modesti impluvi sui settori centrale ed orientale.

La **media Val Passiria** (Figg. 12 e 14) è obliqua rispetto alle strutture geologiche, seppur debolmente, con il versante sinistro tendenzialmente a franapoggio rispetto alla foliazione principale e quello destro a reggipoggio e mediamente più acclive. Uno degli aspetti più caratteristici di questo segmento vallivo è il profondo solco che caratterizza la parte inferiore dell'asta fluviale, soprattutto tra Moso in P. e Pianlargo. In questo settore il letto del Passirio è

(1) Nella denominazione proposta nella SOIUSA (vd. § I.) essi corrispondono con il Gruppo della Punta Cervina (Hirzergruppe), qui presente con i rilievi più settentrionale del Nodo della Punta Cervina (Hirzerkamm).

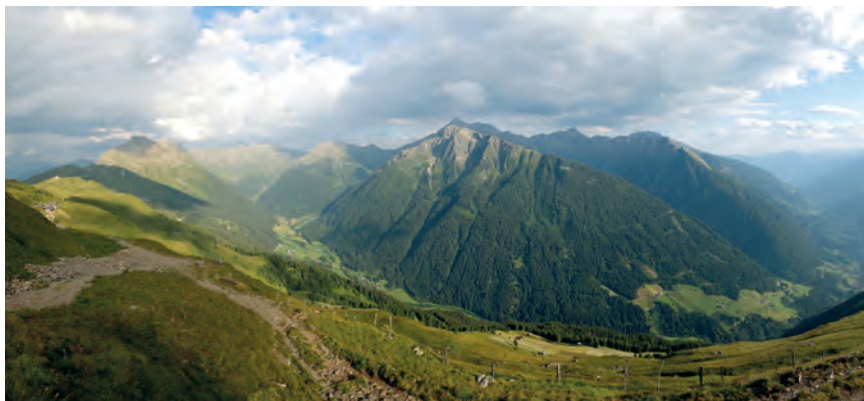


Fig. 13 - *Panoramica a 180° che spazia dal Passo di M. Giovo (sullo sfondo, a sinistra) fino alla media Passiria (a destra). Al centro la Valle di Valtina con la Val di Vannes, nella prosecuzione a monte, e la Valle del Rio Sala, che è una convalle trasversale. Al centro e a destra, nella gran parte in ombra, vi è una seconda valle trasversale: la Valle di Viastrata. I rilievi fanno tutti parte dei Monti Sarentini occidentali con le seguenti cime principali, a partire da sinistra: Punta di M. Giovo (2480 m), la Cima del Lago (2434 m), il M. della Pozza (2495 m) e la Punta delle Laste (2345 m).*

inciso in roccia e localmente il fondovalle assume i caratteri di una forra. Sul fianco sinistro della valle risaltano i terrazzi orografici su cui sorge la frazione di Stülles e il maso Dossalto di sopra. Si tratta di morfologie legate ad erosione selettiva, influenzate dalla minore erodibilità delle quarziti dell'unità di Tessa qui affioranti e rimodellate dall'esarazione glaciale.

Il fianco sinistro della media Passiria è attraversato da incisioni molto acclivi, disposte in genere ortogonalmente alla valle, la gran parte delle quali ha l'aspetto di solchi, talora profondi, più raramente di valloni acclivi con un bacino idrografico significativamente esteso. Questa zona è nota come una delle località più ricche di cascate. A SW di Stülles vi è la cascata più alta della provincia e la terza in Europa: essa consta di due salti successivi, con un dislivello complessivo di ben 342 m (MICHELUZZI, 1985). Il versante destro fa parte delle propaggini più settentrionali del Gruppo di Tessa, costituite da diramazioni secondarie della catena Cigot (2998 m) - La Clava (2868 m) (Fig. 12). Il versante è interrotto circa a metà da un'unica valle affluente importante, la Valle di Ulfas, la cui testata, fuori Foglio, è delimitata da contrafforti che si dipartono proprio da La Clava. Alla base del versante sono da segnalare i numerosi ripiani rimodellati dall'esarazione glaciale, tra cui quello più ampio è senz'altro quello di Pianlargo. Si tratta di una forma poligenetica che rappresenta probabilmente un antico fondo vallivo del Passirio, ma che conserva attualmente una netta impronta legata al modellamento glaciale. Al movimento vorticoso di torrenti subglaciali sono da ascrivere le marmitte di Plata (SCHROTT, 1947), divenute "Monumento naturale" della Provincia Autonoma di Bolzano.



Fig. 14 - Panoramica sul versante destro della media Passiria e sulla Val di Plan dalla S.P. per Stülles. In secondo piano la frazione Plata di Moso in Passiria, con sopra, sullo sfondo, il Giogo Strizzon (2230 m).

La **Val di Plan** (Fig. 14) è una valle longitudinale asimmetrica, con un versante sinistro più ripido, a reggipoggio, mentre quello destro, meno acclive, a franapoggio, è caratterizzato dalla diffusa presenza di accumuli di detrito a grandi blocchi e dalla locale presenza di frane di scivolamento, che costituiscono una chiara testimonianza di condizioni predisponenti allo sviluppo di fenomeni gravitativi, praticamente a carattere generalizzato. In Val di Plan confluiscono importanti valli tributarie trasversali, che scendono dalle diramazioni settentrionali del Gruppo di Tessa. La più importante è la Valle di Rio Valmezzana. Si tratta di una tipica valle con sezione trasversale ad U, svasata allo sbocco in Valle di Plan, in cui sono conservate morene laterali e latero-frontali su entrambi i fianchi vallivi, chiara testimonianza di fasi di riavanzata glaciale locale sviluppatasi nel corso del Tardoglaciale. Sulla parte superiore del versante sinistro della Valle di Plan sono presenti numerose tracce di apparati glaciali di circo e di pendio, che hanno avuto il massimo sviluppo durante la PEG e che oggi sono in buona parte scomparsi o fortemente ridotti in estensione.

A partire da Plan il fondovalle è stretto, piano, con alcuni settori a maggiore pendenza incisi in roccia. Presso Case Zagola il fondovalle si allarga nettamente, ma diventa più irregolare per la presenza di conoidi legati ad apporti dai rii soprattutto dal lato sinistro. Si tratta di un vecchio fondovalle sospeso ed in parte sepolto, in quanto il letto del Rio di Plan, a partire dalla località sopra citata, si approfondisce velocemente, creando un solco che raggiunge i 70 m di dislivello già 0,5 km più a valle. Presso Moso in P. il Rio di Plan ha creato una stretta forra in roccia con cascate — Cascate *Stieber* — anch'esse protette come “Monumento naturale” della Provincia Autonoma di Bolzano.

L'**alta Val Passiria** (Figg. 15, 16 e 19) è il segmento situato a monte di Moso in P., ad andamento circa N-S, tranne che nel tratto tra Corvara in P. e Belprato e nella testata della valle (Valle dell'Alpe del Tumulo *p.p.*). In questo settore l'incisione si fa ancora più stretta rispetto al tratto intermedio, con un dislivello tra il fondovalle e le cime ai due lati comunemente superiore ai 1000 m



Fig. 15 - L'alta Passiria con Moso in Passiria (in primo piano), la frazione "al Gallo" (circa a metà, sulla destra, quasi alla base della frana omonima) e Corvara in Passiria (al centro, quasi sullo sfondo). Da notare il fondovalle molto ridotto in estensione ed apprezzabile per la presenza delle opere di regimazione e di sistemazione del torrente, alla cui fine vi è un accumulo della frana che ha sbarrato la valle nel 1401 (vd. testo). Foto di L. Messina, Archivio fotografico della Protezione Civile della Provincia Autonoma di Bolzano.

fin quasi a Corvara in P. Rispetto alla struttura geologica la valle è nettamente trasversale, con disposizione a traverspoggio su entrambi i versanti tranne che in limitati settori legati a variazioni locali dell'assetto della foliazione principale. Uno dei caratteri peculiari di questo settore è l'assimmetria nella distribuzione dei fenomeni di instabilità gravitativa tra i due fianchi vallivi. Infatti, essi sono presenti per la grandissima parte sul versante sinistro, mentre su quello opposto sono di gran lunga meno frequenti e concentrati in limitati settori. In particolare tutto il versante sinistro sopra Moso in P. fino al segmento inferiore della valle del Rio di Montenevoso è coinvolto in un fenomeno di DGPV, che interessa localmente anche la parte superiore del versante sinistro dell'adiacente valle del Rio dei Malgari. All'interno di quest'area è evidente un'ampia zona depressa, coronata da un ripido versante in roccia, che ha, agli estremi della cresta sommitale, il Monte Guardia Alta (2609 m) a S ed il Monte Ganda (2330 m) a N. Si tratta della frana del Monte Ganda (vd. §. VII.2.), attiva, storicamente ben nota perché nel 1401 lo scivolamento a valle di un'ampia porzione di questo versante creò uno sbarramento del corso d'acqua, con conseguente formazione di un lago nell'area a monte — il Kummersee —, che si estendeva fino a Corvara in P. Nel 1774 opere di drenaggio delle acque del lago portarono al suo prosciugamento e alla definitiva scomparsa. In ogni caso l'accumulo di frana che ha causato lo sbarramento è ancora ben visibile. Si tratta della collinetta presente a sud della località Seehof, alta un'ottantina di metri. Dopo la scomparsa del lago il settore a monte della frana è divenuto piana di divagazione del Passirio.

Il **bacino del Rio di Montenevoso** (Fig. 17) è noto soprattutto per la presenza dell'area mineraria di S. Martino di Monteneve ubicata in una vasta conca sopra i 2000 m, l'Alpe di Montenevoso. In realtà quest'area costituisce la testata della



Fig. 16 - *Panoramica sull'alta Passiria dalla S.S. 44Bis - Passo del Rombo: in primo piano, a sinistra, la frazione di Olmeto; al centro, il solco torrentizio del F. Passirio e, a destra, la frazione di Corvara in Passiria. Sulla destra le cime che fanno parte della dorsale divisoria con la Valle del Lago e della testata di quest'ultima (al centro, in ombra).*

valle del rio omonimo, ma il suo affluente più importante, il Rio dei Malgari, ha un bacino che è quasi il doppio. La valle in cui si sviluppa quest'ultimo è lunga circa 4 km e presenta all'incirca la stessa direzione dell'alta Passiria, ma il drenaggio del rio è di senso opposto a quello del F. Passirio. La valle è nettamente asimmetrica, con il versante destro, la cui estensione è più di due volte e mezza quella del versante sinistro, caratterizzato dalla presenza di una serie di costoni ad andamento ESE-WNW, che separano altrettanti valloni. La testata ha i caratteri morfologici di un grande circo di valle, con una soglia in roccia attorno ai 2270 m, seguita da un gradino alto una settantina di metri. Anche il solco vallivo principale, ad andamento rettilineo fin quasi alla confluenza con il Rio di Montenevoso, evidenzia un discreto modellamento glaciale riconducibile a quello della classica sezione a U. In ogni caso l'aspetto più interessante di quest'area è la presenza di uno stretto solco vallivo sospeso, la valle di Gfoll, quasi parallela a quella principale, da cui è separata da uno stretto crinale. La valle di Gfoll è praticamente priva di testata: essa inizia con un ciglio netto in corrispondenza di quella che è la corona della frana di Ganda. Qui la presenza di gradini di scivolamento, ma soprattutto di numerose trincee aperte da detensionamento, fanno ritenere che tutto questo settore sia instabile. Pertanto è da presumere che la testata della valle sia franata in Val Passiria. A quote inferiori, la valle sospesa di Gfoll si esaurisce sul fianco sinistro della valle del Rio dei Malgari, con un debole gradino seguito da un blando ripiano, modellati nelle quarziti dell'unità di Monteneve.

La parte superiore del bacino del Rio di Montenevoso si presenta come una grande conca, asimmetrica nella parte centrale, con un fianco sinistro meno ripido, caratterizzato dalla presenza di un esteso ripiano posto attorno ai



Fig. 17 - Il bacino del Rio di Montenevoso visto dai dintorni della Schwarzseescharte (2812 m). In primo piano il Lago Nero piccolo, quindi a destra il gradino che lo separa dalla sottostante area a torbiera. In secondo piano, sul lato destro, l'area mineraria di San Martino di Monteneve, ben riconoscibile per la presenza di numerosi accumuli di discarica. Sullo sfondo le cime che fanno da corona alla testata della valle (Croda Sperone) e del fianco sinistro, tra cui spicca il settore in cui affiorano i marmi calcitici e dolomitici della falda dell'Ötztal (Rocce Bianche del Massaro).

2450-2500 m di quota, e un versante destro più acclive, meno esteso in piana. Altri caratteri morfologici bene evidenti sono: la forma in piana a semicerchio, la presenza di pareti rocciose o comunque di versanti molto acclivi tutt'attorno e di una soglia rocciosa seguita a valle da un alto gradino. Tutti questi elementi permettono di classificare la conca di Monteneve come un grande circo di valle. In ogni caso, la prima cosa che si nota osservando quest'area è la presenza di estesi accumuli di materiale di scavo o di discarica legati all'attività mineraria. Essi danno luogo ad un paesaggio del tutto particolare ed unico in area alpina, almeno a queste quote. Si tratta di dossetti, basse colline con forme irregolari, ma sovente a terrapieno, isolati, in serie o a gradinata. Alcuni di essi risalgono al Medioevo, epoca in cui è documentata la prima attività mineraria. Nella stessa zona troviamo anche un'intera rete di opere funzionali all'attività mineraria (accessi alle gallerie ed agli impianti, vie di trasporto dei minerali, piani di carreggio, impianti di rotaie, canali d'acqua chiusi, piste, ecc.), variamente conservate, ma anche pozzi, crateri, depressioni allineate connesse a cedimenti delle gallerie sottostanti. Spiccano al centro dell'area gli edifici o i loro resti, di quello che è stato per molti secoli l'insediamento minerario permanente di Monteneve.

La **Valle del Lago** è uno dei rami più interni della Val Passiria (Fig. 18). Lunga più di 8 km, è una tipica valle longitudinale asimmetrica, racchiusa da due diramazioni delle Alpi Passirrie s.s., caratterizzate da cime comunemente sopra i 2600 m, che convergono presso la Punta del Lago (3286 m) ad abbracciarne



Fig. 18 - *Panoramica sulla Valle del Lago dal tornante di quota 2296 m della S.S. 44Bis - Passo del Rombo. Sullo sfondo la dorsale spartiacque con la Val Passiria, che si sviluppa da sinistra fino al centro della foto fino a ridosso della Testa Scheib (2817 m), una cima a forma di piramide aguzza. A destra i tre ghiacciai del Lago e, a destra di essi, il ghiacciaio dei Granati. Sopra di essi domina il M. Principe (3403 m).*

la testata. La valle presenta un profilo longitudinale a gradini, con un fondo in roccia e un'unica grande spianata alluvionale sopra i 1950 m. La confluenza in Passiria è accompagnata da un restringimento della valle, ed è marcata da un gradino alto 70-80 m. I caratteri tipici di una valle di origine glaciale con sezione trasversale ad U, sono discretamente riconoscibili a monte della *Seeber Alm* (1842 m). Qui, sopra le sponde della doccia glaciale, “*si aprono nei due fianchi due serie di circhi, meglio sviluppata quella di destra, in relazione alla maggiore ampiezza di questo versante. Altri circhi, più irregolari ed in parte fusi assieme, contornano la testata, dominati dalle vette più alte*” (CASTIGLIONI, 1928), molte delle quali hanno una forma caratteristica pseudopiramidale tipica delle cime dette *Horn* (ad es. Cima del Lago, 3286 m). Qui si annidano quattro ghiacciai, quello dei Granati ed i tre Ghiacciai del Lago.



Fig. 19 - *Panoramica sull'alta Passiria vista dalla S.S. 44Bis del Passo Rombo. A destra è ben visibile il segmento N-S della valle con le malghe di Belprato; al centro, dietro i dossi montonati in primo piano, vi è la dorsale Schonnerkofel, dominata dalla Croda di Cintiola (2858 m); sulla sinistra vi è la Valle dell'Alpe del Tumolo e, sempre a sinistra, ma in primo piano, il tratto terminale della Valle del Rombo, dominata dalla Hochwart (2646 m).*

Poco più a valle, numerose sono le tracce glaciali correlabili con la fase di massima avanzata della PEG. Fra queste, senz'altro il più bell'apparato è quello del ghiacciaio centrale ed orientale del Lago, con morene latero-frontali che arrivano a 2110 m di quota. Più in alto, a partire da 2300 m, troviamo morene più recenti, legate alla successiva fase di ritiro. A valle delle morene della PEG la morfogenesi del fondovalle è dominata dai grandi conoidi misti coalescenti alimentati da apporti provenienti dal versante sinistro, che vanno a coprire o ad interpersi a depositi glaciali tardoglaciali. Poco più a valle prende sviluppo una grande conca allungata, parallela all'asse vallivo principale, al centro della quale sorge il Lago dell'Alpe. La conca, chiaramente legata ad esarazione glaciale, è sbarrata a N da depositi glaciali e detritici. Ai margini del lago la vasta area

a torbiera fornisce un'idea dell'estensione che esso aveva in passato. Ad E del lago è da segnalare un'ampia zona a depositi di contatto glaciale tardoglaciale (§ V.3.3.1.1.) con forma ora a ripiano, ora più allungata, che ricorda quella di alcuni tipi di *kames*.

A monte della confluenza del Rio del Lago nel Passirio si sviluppa la **Valle dell'Alpe del Tumulo** (Figg. 19 e 20) che costituisce praticamente la testata della Val Passiria. Nella parte superiore essa è assimilabile ad un'estesa conca asimmetrica, chiusa alla testata da un'elevata spalliera montuosa, coi pilastri d'angolo della Croda Nera di Malavalle (3354 m) e della Cima del Lago Nero (2988 m) ed i nodi centrali de Il Capro (3251 m) e del M. Reale (3132 m). Il fianco destro si articola in numerosi gradini separati da conche, brevi valloni sospesi, più raramente da circhi o depressioni circolari; la parte superiore è un ripido versante, alto più di 300 m, fasciato alla base da imponenti ghiaioni di detrito, che si eleva nella cresta di confine con l'Austria a circa 3000 m. Il fianco sinistro, più esteso, si solleva gradualmente in una diramazione secondaria delle Breonie occidentali, con cime comunemente attorno ai 2800 m., interrotto da blandi gradini e conche minori. Al centro dell'Alpe è ben riconoscibile anche il fondo del solco glaciale, modellato nei paragneiss a bande della falda dell'Ötztal, riconoscibile dai numerosi dossi in roccia qui presenti, allungati in direzione NE-SW, tipicamente arrotondati, lisciati e talora striati. Alternati ai dossi vi sono piccole conche e grandi ripiani, con corsi d'acqua a meandri, bordati da numerose torbiere e paludi (Obere- e Untere-krumpwasser), tanto che questa zona rappresenta una delle aree a maggiore densità di zone umide di tutto il Foglio.

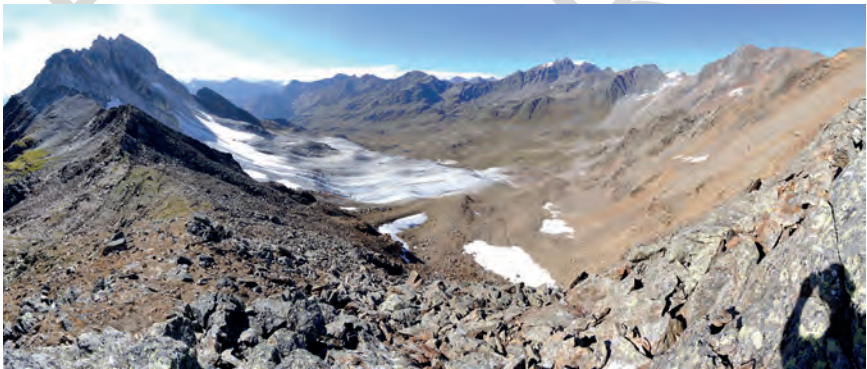


Fig. 20 - Panoramica a 180° sulla Valle dell'Alpe del Tumulo dalla Schwarzseescharte (2812 m). Da sinistra: le Rocce Bianche di Montenevoso, con alla base quello che rimane del ghiacciaio delle Rocce Bianche, la cui estensione nel corso della PEG era fino al centro della foto dove è testimoniata dal colore biancastro dei depositi glaciali. Al centro, le paludi Krumpwasser e poco sopra, quasi sullo sfondo, il Lago Nero del Tumulo. Sullo sfondo, a sinistra, quasi completamente in ombra, la Vallelunga, sormontata dal M. del Rombo (2970 m), da cui prende sviluppo la catena di confine con le seguenti cime: il Monte Agnello di Dentro (3059 m), il Dosso del Bersaglio (3064 m), la Croda Nera di Malavalle (3354 m), la Forcella della Croda Nera (3059 m) e il M. Reale (3132 m).

A valle della Malga Tùmulo la grande conca glaciale omonima, a sua volta frazionata in conche minori, ripiani e circhi, assume l'aspetto di una valle glaciale, con due importanti diramazioni laterali che si sviluppano sul fianco destro: la Vallelunga e la Valle del Rombo. La Vallelunga è trasversale e nettamente asimmetrica, con il fianco sinistro che, come estensione areale, è quasi tre volte quello destro. Il fondovalle in roccia è nettamente articolato a gradini, controllati soprattutto dalle variazioni litologiche. Ben evidente è il gradino allo sbocco nella valle principale, alla base del quale si sviluppa il conoide del Rio di Vallelunga. La testata della valle, nettamente sospesa e posta ad angolo retto rispetto al tratto inferiore, è caratterizzata da un ampio circo di valle, dove sono conservate numerose tracce glaciali, tra cui quelle legate alla PEG e posteriori.

La **Valle del Rombo** (Fig. 19) è una corta valle trasversale, anch'essa debolmente sospesa sulla Valle del Tumulo, coronata dai rilievi che bordano l'omonimo passo (2472 m), di cui il più elevato è il Monte del Rombo stesso (2970 m). La valle è asimmetrica, con il fianco sinistro mediamente più ripido, intervallato da corti valloni sospesi. La base dei versanti è caratterizzata da ampie coperture superficiali con prevalenza delle falde e dei coni detritici su quello sinistro e delle coltri glaciali su quello destro.

Come già evidenziato nel Cap. I, più della metà del territorio del Foglio si trova in alta montagna, sopra i 2000 m. Ad alte quote l'azione del gelo e disgelo, unita a quella della neve, costituiscono degli agenti morfogenetici importanti nel modellamento del paesaggio, che sono responsabili della creazione di forme caratteristiche di ambiente periglaciale. Tra di esse vi sono gli argini detritici di nevaio (*protalus rampart*), e i **rock glaciers**. Nell'area del Foglio sono stati cartografati quasi 150 *rock glaciers*, di cui circa il 20% derivante dalla mobilizzazione di depositi glaciali ed il resto da mobilizzazione di falde detritiche (43%) o da detrito a grossi blocchi (36%). L'estensione varia da quasi 1/4 di ettaro fino a quasi 20 ettari (*rock glacier* sopra la Malga dell'Accla, in Val Ridanna). In molti casi essi costituiscono dei raggruppamenti formati da due o più *rock glaciers*, addossati l'uno all'altro, distinguibili in base alla direzione del flusso e al grado di attività o all'entità del rimodellamento. Esempi di questo tipo sono nell'alta Valle del Tumulo (alta Passira) e nella testata della Val di Racines.

Come si può osservare dalla Fig. 21, più del 50% dei *rock glaciers* è su versanti esposti a N e solo una piccola parte su versanti esposti a sud (8,2%). In ogni caso essi sono assenti in Val di Plan, in media Passiria, in Valle di Valtina e convalli. *Rock glaciers* presenti sotto i 2000 m di quota sono poco diffusi: sono sul versante destro della Val di Racines, in Valle del Rombo ed in poche altre zone. In ogni caso raramente arrivano con le fronti a 1900 m di quota. In questo caso si tratta di *rock glaciers* fossili, cioè relitti di una morfogenesi più antica esplicitasi nella parte finale del Tardoglaciale. Circa il 50% dei *rock glaciers* è in parte o *in toto* sopra i 2500 m di quota. La stragrande maggioranza (92%) deriva dalla rimobilizzazione di depositi del sintema Postglaciale Alpino e, di questi, quasi il 9% di depositi formati durante la PEG (subsintema dell'Amola) o in epoca successiva.

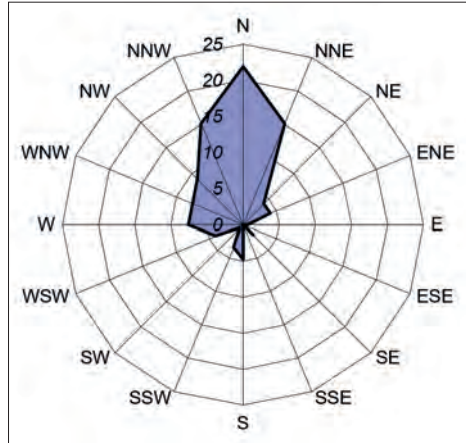


Fig. 21 - Distribuzione dei rock glaciers presenti nel Foglio 06 "San Leonardo in Passiria": numero percentuale medio in funzione dell'esposizione.



Fig. 22 - Il lago dell'Erpice intermedio in alta Val di Lazzago (bacino del Rio Ridanna): da notare l'isoletta formata dagli stessi sedimenti di cui è composto il conoide di origine mista in basso, a destra, di cui è visibile solo la parte distale.

In tutto il Foglio numerosi sono i **laghi** di alta montagna, alcuni dei quali parzialmente riempiti e/o divenuti torbiere (es. Laghi della Stua in Val di Fleres, *pro parte* il Lago dell'Alpe in Valle del Lago, ecc.). La gran parte occupa conche di sovraescavazione glaciale o più raramente aree di circo. In alcuni casi la soglia a valle è sbarrata o accentuata da morene (es. Lago della Stua superiore in Val di Fleres, Lago del Forno in Val Ridanna). In altri casi i laghi sono formati o incrementati come estensione da sbarramenti artificiali (es. Lago Nero Piccolo, nella conca di Monteneve in alta Passiria). In vari casi il riempimento è in parte legato ad apporti di detrito o da depositi di origine mista provenienti dai versanti antistanti. Una situazione particolare, osservata in almeno due casi (Lago di Sanes presso il Rifugio Calciati in Val di Fleres, Lago dell'Erpice — intermedio — in alta Val di Luzzago), è la presenza di un'isoletta formata da depositi di origine mista. In genere l'isoletta è al margine del lago, a ridosso di un conoide di origine mista (Fig. 22). L'ipotesi è che l'isoletta si sia formata nel tempo con apporti dal conoide, più consistenti in zona distale, finiti sul lago ghiacciato e/o in presenza di neve: la fusione del ghiaccio e/o della neve avrebbe interrotto la continuità dei depositi e creato l'isola.

Un'origine completamente diversa hanno invece i due laghetti a SE della Piccola Punta di Montecroce (crinale a NNW di S. Leonardo in P.), di cui il maggiore è il Lago Malo. Si tratta di bacini formati in corrispondenza di depressioni chiuse di origine gravitativa, ubicate sul margine superiore di un settore di versante scivolato a valle.



Fig. 23 - Karren sulla superficie delle bancate dei marmi a silicati dell'unità di Tessa. Località: Sasso di Mareta.

Per alcuni laghi è possibile fornire un inquadramento cronologico relativo alla formazione, evoluzione ed eventualmente colmamento (cfr. § V.3.4.3.2.). Ad esempio molti di quelli di alta montagna sono riferibili al ritiro che segue la massima avanzata della PEG (es. Lago di Malavalle, Lago della Stua).

Carsismo

È stata verificata la presenza di un carsismo epigeo nell'area del Sasso di Mareta, sulla dorsale spartiacque tra la Val Ridanna e la Val di Racines. Qui si osservano prevalentemente microforme come i *karren*, la cui estensione sulla superficie delle bancate dei marmi a silicati dell'unità di Tessa è condizionata dalla grande frammentazione dell'ammasso roccioso (Fig. 23). Nessuna evidenza vi è invece di un carsismo ipogeo come confermato dalle numerose gallerie della miniera Kristallina (§ VII.5.1.) presenti nel sottosuolo di quest'area.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

(S. Zanchetta, M. Cucato, C. Morelli, S. Poli, A. Zanchi)

Il Foglio 006 “San Leonardo in Passiria” a scala 1:50.000 interessa un settore delle Alpi centro-orientali caratterizzato dalla presenza di unità tettono-metamorfiche (nel seguito unità) appartenenti al Sistema Austroalpino, comprendenti in piccola parte le relative coperture permiane e mesozoiche, metamorfosate nel corso dell’Orogenesi Alpina. La porzione di basamento Austroalpino nell’angolo SE del Foglio, delimitata a W e NW rispettivamente dalla linea della Passiria e dalla linea del Giovo, appartiene all’unità di San Leonardo, caratterizzata da strutture e metamorfismo prevalenti di età varisca, con solo debole sovrimpronta alpina (Fig. 24). Essa è costituita principalmente da paraderivati (gneiss e micascisti) con minori intercalazioni di ortogneiss granitoidi ed anfiboliti.

Le due linee tettoniche sopra citate costituiscono il limite meridionale delle unità Austroalpine interessate da metamorfismo di facies anfibolitica ed eclogitica durante il tardo-Cretacico. Immediatamente a W e a NW del sistema di faglie Passiria-Giovo, si trova l’unità di Tessa: un basamento formato da gneiss e micascisti con intercalazioni di marmi, calcescisti, ortogneiss ed anfiboliti, taluni dei quali conservano relitti di un metamorfismo di facies eclogitica (alta pressione) di età tardo-cretacica. L’età dei protoliti dei metasedimenti e delle metabasiti è sconosciuta, mentre quella degli ortoderivati è probabilmente ordoviciana, sulla base di datazioni radiometriche effettuate su zirconi, relative al corpo meta-intrusivo dell’ortogneiss di Parcines, affiorante nel contiguo F. 013 “Merano”.

A NW di quest’ultimo settore si trova l’unità di Monteneve (*Complesso di Monteneve Auct.*); si distingue dall’adiacente unità di Tessa per una differente associazione litologica, costituita da marmi, calcescisti, gneiss e scisti a granato

ed anfibolo, anfiboliti e quarziti, affioranti in modo continuo nei settori marginali del complesso. La parte centrale risulta invece formata da una serie monotona di micascisti a granato e micascisti sericitici di colore plumbeo e aspetto filladico. L'età dei protoliti è ad oggi sconosciuta, risultando variamente attribuita al Paleozoico o Mesozoico sulla base di presunte analogie con le analoghe successioni sedimentarie presenti nelle Alpi Orientali.

Nel settore N del Foglio affiora il basamento polimetamorfico facente parte dell'esteso complesso tettono-metamorfico dell'Ötztal-Stubai. Le litologie prevalenti sono costituite da gneiss biotitico-muscovitici, talora a granato ed anfibolo, ortogneiss leucocratici ed anfiboliti, alcune delle quali di origine meta-intrusiva (Gabbro di Fleres *Auct.*).

Piccole porzioni delle coperture sedimentarie permiano-mesozoiche dell'Austroalpino sono infine preservate nella parte centrale dell'area rilevata, in prossimità del limite fra l'unità di Monteneve e il complesso dell'Ötztal-Stubai. Il metamorfismo e la deformazione di età alpina hanno in parte obliterato le relazioni originali fra le coperture ed il basamento sottostante, preservando comunque una pseudo-stratigrafia riconosciuta principalmente nell'area del Passo del Brennero e, per confronto, anche nel settore interessato dal presente Foglio San Leonardo in Passiria. La successione è formata da un livello basale di paragneiss e micascisti con abbondanti livelli e lenti quarzose (Conglomerato Basale *Auct.*, Permiano?) al quale seguono calcescisti e quarziti (Formazione di Virgloria, Triassico). Al di sopra di questi livelli meta-arenacei e meta-marnosi affiorano marmi dolomitici e calcitici (Dolomia del Wetterstein *Auct.*, Triassico medio), marmi e calcescisti attribuiti al Raibl (Triassico medio-superiore), ed infine marmi dolomitici interpretati come corrispettivo metamorfico della Dolomia Principale (Norico).

A grande scala l'assetto strutturale dell'area interessata dal Foglio è relativamente semplice, con le varie unità, tutte estese circa in direzione ENE-WSW, che si susseguono, nell'ordine sopra descritto, da SE a NW (Figg. 24 e 25). Tuttavia, a scala più piccola, il riconoscimento dei contatti tettonici fra le varie unità risulta complicato dal carattere polifasico della deformazione alpina che localmente (vedi zona di San Martino in Monteneve, in corrispondenza della nota area mineraria), ha sovrapposto più fasi plicative ai contatti tettonici originari.

Le unità tettono-metamorfiche presenti nel Foglio (Fig. 25) sono state individuate seguendo i criteri già utilizzati per la stesura del F. 013 "Merano".

L'**unità di San Leonardo** è delimitata a NW dalla linea del Giovo e, a W, dalla linea della Passiria. Il limite S, al di fuori dell'area del Foglio (Fig. 24), è determinato dall'*unità di Pennes*, una complessa zona di faglia all'interno della quale sono preservati lembi della copertura permiano-mesozoica dell'Austroalpino. L'unità comprende paragneiss a bande, micascisti ed ortogneiss leucocratici.

L'**unità di Tessa** si estende ad W del Fiume Passirio e a N del Rio di Valtina. Nell'area del presente Foglio il contatto orientale e meridionale è marcato dal

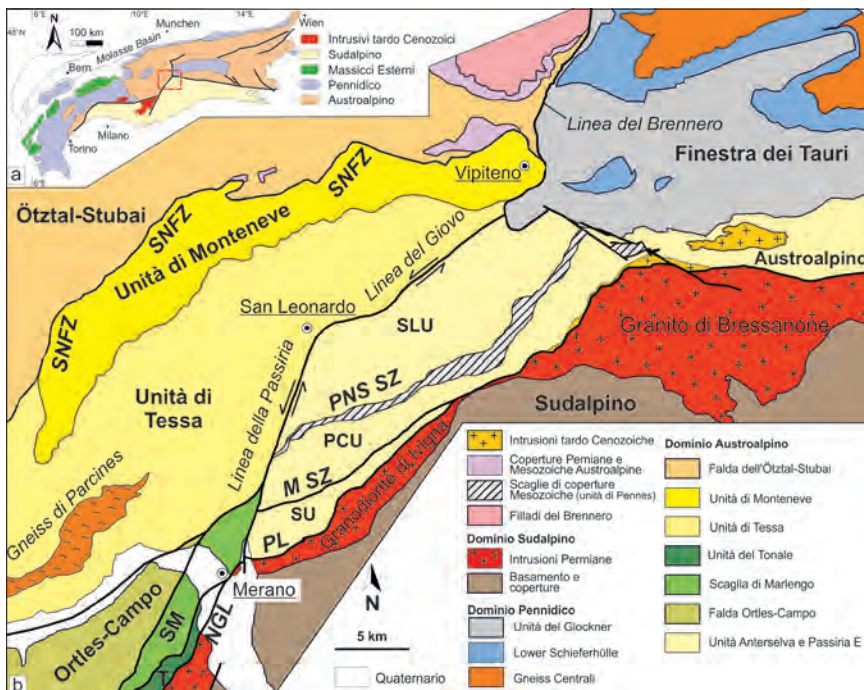


Fig. 24 - Schema tettonico regionale dell'area compresa fra la Val Venosta e la Finestra dei Tauri. SU: unità di Scena; PCU: unità di Punta Cervina; SLU: unità di San Leonardo; SNFZ: Schneeberg Normal Fault Zone (faglia normale di Monteneve; Sölvä et alii, 2005); PSZ: zona di taglio di Pennes; MSZ: zona di taglio di Rio Masul; TM: miloniti del Thurnstein; PL: lineamento Periadriatico; NGL: linea delle Giudicarie nord (modificato da BARGOSI et alii, 2010).

sistema linea della Passiria - linea del Giovo. A nord l'unità di Tessa è in contatto con l'unità di Monteneve attraverso una zona di taglio milonitica, con locale sovraimpronta cataclastica, che attraversa il versante nord della Valle di Plan, passa a N di Moso e continua in Val di Racines e in Val Ridanna, dove esce dal Foglio. L'unità di Tessa ha caratteri molto peculiari, in quanto conserva relitti eclogitici che hanno fornito età radiometriche alpine di circa 85 Ma (HOINKES et alii, 1991; HÄBLER et alii, 2006; ZANCHETTA, 2007; BARGOSI et alii, 2010), e comprende un'ampia porzione (Alpine Mica Age Zone, AMA), anch'essa con età radiometriche alpine (THÖNI, 1988; THÖNI & HOINKES, 1983, 1987). L'unità è costituita in prevalenza da paragneiss e micascisti con intercalazioni di ortogneiss, la più importante delle quali è costituita dall'ortogneiss granitoidi di Parcines di età ordoviciana, presente fuori carta. Intercalazioni di marmi, quarziti e anfiboliti sono presenti nella parte alta dell'unità in prossimità delle Cime di Tessa, avvicinandosi al contatto con la soprastante unità di Monteneve.

L'unità di **Monteneve** attraversa in direzione ENE-WSW tutta l'estensione del Foglio. La caratteristica peculiare di tale unità è l'associazione litologica, già precedentemente descritta, che la differenzia nettamente dalla sottostante unità di Tessa e dal basamento del complesso dell'Ötztal-Stubai. L'età alpina del metamorfismo di medio-alta pressione (KONZETT & HOINKES, 1996), che interessa i metasedimenti dell'unità di Monteneve è testimoniata da datazioni radiometriche sui granati dei micascisti (ca. 90 Ma; SÖLVA *et alii*, 2005). A NW l'unità di Monteneve è in contatto con *la falda dell'Ötztal*, facente parte del più ampio complesso metamorfico dell'Ötztal-Stubai. Il contatto fra le due unità è localmente evidenziato da miloniti e risulta deformato (media Val di Fosse) da pieghe di fasi successive.

La **falda dell'Ötztal** è costituita da un basamento polimetamorfico con predominante metamorfismo di età varisica associato ad una sovrimpronta di età alpina. Le litologie predominanti sono gneiss paraderivati di vario tipo, con intercalazioni di ortogneiss leucocratici, anfiboliti e micascisti a granato. Discordanti sul basamento sono presenti successioni sedimentarie di età permiana e triassica, interessate dal metamorfismo alpino. Esse sono attribuibili al Mesozoico del Brennero (*Auct.*). Tali coperture sono presenti, nell'area del presente Foglio, solo in affioramenti di estensione limitata, per la cui interpretazione e attribuzione stratigrafica formazionale si è fatto riferimento a quanto noto per la zona del Passo del Brennero, dove esse affiorano in modo esteso e continuo.

Per quanto riguarda il Quaternario, il substrato roccioso è sovente coperto da depositi superficiali di spessore ed estensione variabili, cronologicamente inquadrabili nel Pleistocene superiore e nell'Olocene. Durante l'ultimo evento glaciale culminato nel *Last Glacial Maximum* (LGM), quasi tutta l'area del Foglio era coperta da ghiacciai, la cui superficie superava i 2300-2500 m circa di quota; rimanevano scoperte unicamente le cime e le dorsali montuose più elevate. Nel corso del Tardoglaciale la fase generalizzata di ritiro è interrotta da fasi di avanzata, che nel Foglio sono testimoniate un po' ovunque, ma soprattutto nelle aree di circo e nelle parti più alte delle valli. Negli altri settori vallivi le tracce glaciali documentate sono più frammentarie e sovente i depositi si confondono con quelli pleniglaciali. Attualmente, circa il 3,5% dell'area rilevata è occupata da ghiacciai, ma sono numerose le tracce glaciali che testimoniano un'estensione degli stessi pari a più di 2 volte e mezza quella attuale. Essa è avvenuta nel corso di quel periodo che è noto come Piccola Età Glaciale (PEG) ed è culminata attorno al 1850.

In tutta l'area, ma con maggiore concentrazione sul tratto inferiore dei versanti, sono presenti depositi riferibili alla dinamica di versante ed ai processi di trasporto in massa e valanghivi, sviluppatasi già in epoca postglaciale, ma con forte impronta in epoca attuale e recente.

I fondovalle principali sono generalmente stretti e sovente caratterizzati dal locale affioramento del substrato roccioso. La sedimentazione è prevalentemente grossolana e legata a dinamiche per lo più torrentizie. Fa eccezione il fondovalle

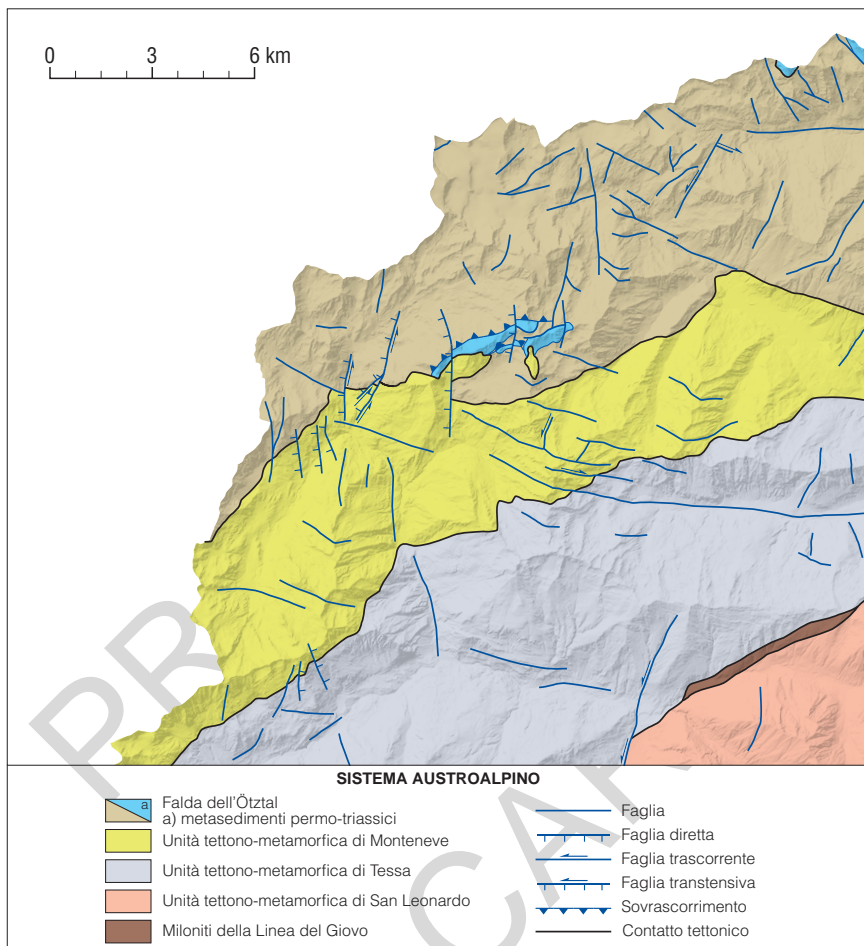


Fig. 25 - Schema strutturale del Foglio 006 "San Leonardo in Passiria".

della Val Ridanna che ha una storia più complessa legata alla presenza di un grande accumulo di frana nei pressi dell'omonimo centro, che ha sbarrato la valle, creando un lago a monte. Ne sono testimonianza i terrazzi presenti a monte della frana, modellati in depositi lacustri di natura sabbiosa e limosa. Le datazioni C-14 ottenute sembrano inquadrare il fenomeno alla fine del Pleistocene superiore. Grandi fenomeni di frana che hanno creato laghi di sbarramento sono noti anche in altre località. In alta Val Passiria, presso Corvara in P., la frana del Ganda ha creato un lago di sbarramento noto in epoca storica, che è più volte tracimato alluvionando la valle sin oltre Merano. Altri due accumuli di frana

antichi, in precedenza non documentati, sono in Val di Racines, entrambi molto rimodellati e parzialmente coperti da depositi più recenti. Quello a monte della località *Colle/Bichl* ha creato un piccolo lago di sbarramento. La distribuzione di grandi frane in roccia e di estese coltri di detrito a grossi blocchi sembra essere legata all'elevata acclività dei versanti, ma soprattutto a condizioni predisponenti create dallo stato di fratturazione degli ammassi rocciosi e dalla disposizione sfavorevole della foliazione principale (versanti a franapoggio). La Val Passiria ed in misura minore alcune valli confluenti sono località tipiche in questo senso. Da sottolineare è infine la presenza di interi versanti coinvolti in fenomeni di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV), di cui la più importante è senz'altro quella di San Leonardo in Passiria.

Presso la stessa località si riconoscono i lembi di un antico conoide, sottostanti ai depositi glaciali del LGM, riferibili ad una fase morfogenetica più antica, collocabile nel Pleistocene superiore, entro il *Marine Isotope Stage* (MIS) 3.

IV - STUDI PRECEDENTI

1. - STUDI STORICI

(S. Zanchetta)

La Val Passiria e la Val di Fleres erano già geologicamente note a partire dal 1237 d.C., quando si riporta la prima segnalazione, in un libro mastro di un notaio di Bolzano, dell'argento estratto dalle miniere di San Martino in Monteneve ("*Argentum bonum de Scneberch*") con il quale venne pagato un carico di spade.

In epoca recente i primi studi geologici regionali dell'area compresa fra la Val Passiria ed il Passo del Brennero vennero effettuati da STOTTER (1849, 1857), PICHLER (1868, 1873), FUCHS (1875a, b) e TELLER (1877, 1878a, b). Negli stessi anni comparvero anche i primi lavori di geologia dedicati alle mineralizzazioni a solfuri di San Martino in Monteneve e della Valle di Fleres (SPERGES, 1821; POSEPNY, 1879; ELTERLEIN, 1891; GRANIGG, 1908; GASSER, 1913). Le rocce facenti parte delle coperture mesozoiche affioranti fra il Passo del Brennero e l'area di Monteneve vennero invece studiate da FRECH (1893) e SPITZ (1918), che si concentrarono principalmente sul gruppo del Tribulaun, in Val di Fleres.

Nei primi anni del '900 vennero quindi eseguiti una serie di studi finalizzati alla realizzazione di carte geologiche per conto del Servizio Geologico dell'Impero Austro-Ungarico; si segnalano in particolare i rilievi eseguiti nei primi due decenni del secolo scorso in Val Passiria da HAMMER (1922, in SANDER & HAMMER, 1926), allora direttore del Servizio citato, e da SANDER (1912, 1914a, b, 1920a, b, 1921) sul Complesso di Monteneve (*Schneeberger Gesteinszug*) e sui terreni del Sudalpineo.

Nel medesimo periodo GRUBENMANN (1869, 1896a, b, 1897) e BECKE (1892, 1912, 1923) effettuarono numerose indagini sulle plutoniti Permiane e tardo-Cenozoiche a ridosso della linea Insubrica (Granodiorite di Bressanone

e di Ivigna, Vedrette di Ries), mentre HAMMER (1912) si occupò del basamento metamorfico in Val Venosta e Val Passiria. Gli studi di fine '800 vennero raccolti e sintetizzati da BLAAS (1902) nella pubblicazione della nota guida *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralberger Alpen*.

Le indagini geologiche furono forzatamente interrotte durante la prima guerra mondiale, alla fine della quale gli studi ricominciarono sotto la guida di G. DAL PIAZ, incaricato di redigere i Fogli Resia, Merano e Bressanone della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000. La carta venne pubblicata a nome di SANDER, Autore dei rilevamenti originali, e venne accompagnata dalle note illustrative a cura di HAMMER & SANDER (1926).

Nello stesso periodo SANDER (1914a, b, 1920a, b, 1921, 1925a, b) compì diversi studi anche sulla finestra tettonica dei Tauri, mentre CLAR (1931) riprese lo studio delle mineralizzazioni a solfuri argentiferi di Monteneve e Fleres.

Il notevole lavoro cartografico svolto nei primi anni del '900 rese disponibile una sintesi della complessa geologia delle Alpi Orientali. Sulla base di questi dati i geologi che lavoravano nelle Alpi Occidentali e Centrali, estesero le concezioni faldiste appena sviluppate anche al settore orientale della catena, avanzando le prime ipotesi di correlazione delle unità tettoniche. TERMIER (1903, 1905, 1922) fu fra i primi ad individuare e comprendere il significato tettonico delle finestre dei Tauri e dell'Engadina e a proporre la distinzione fra il Dominio Pennidico e il Dominio Austroalpino, strutturalmente sovrastante al primo. Tali interpretazioni si inquadrano nel campo delle ipotesi faldiste già avanzate alla fine del XIX ed all'inizio del XX secolo da BERTRAND (1884), SCHARDT (1884, 1907), LUGEON (1901, 1902), LUGEON & ARGAND (1905), ARGAND (1909, 1911a, b, 1916) e SUESS (1909).

Sulla base di questi primi lavori pionieristici si innestarono indagini più accurate, che approfondirono la conoscenza della strutturazione a falde delle Alpi Orientali e raffinarono in particolar modo le problematiche relative alla strutturazione del Dominio Austroalpino (KOBEL, 1923; STAUB, 1924, 1937, 1964; DAL PIAZ, 1931, 1942; BIANCHI, 1934; KLEBELSBERG, 1935).

Nel medesimo periodo furono particolarmente attivi anche i geologi austriaci SCHMIDEGG (1932, 1933a, b, 1936) e SANDER (1920a, 1929), Autori di diversi lavori correlati ai rilievi dei Fogli geologici "Sölden" e "St. Leonhard" della Carta Geologica Austriaca.

Come sopra accennato, la suddivisione dell'Austroalpino in falde di secondo ordine ha radici nelle ipotesi faldiste di STAUB. Egli attribuì le numerose falde che costituiscono l'Austroalpino a tre principali complessi strutturali da lui chiamati Austroalpino inferiore, Austroalpino medio e Austroalpino superiore, separati da superfici di sovrascorrimento sviluppate a scala regionale. La distinzione fra Austroalpino inferiore ed Austroalpino medio-superiore nasce da osservazioni effettuate da vari Autori nelle Alpi Centrali e ai bordi delle finestre tettoniche dell'Engadina e dei Tauri.

STAUB (1924) suddivise i terreni che sovrastano l'Austroalpino inferiore in due complessi o grandi falde, l'*Austroalpino medio* e l'*Austroalpino superiore*

		SUPERIORE (Serie delle coperture Paleozoiche, Zona delle Grovacche)
SUPERIORE (Ötztal-Silvretta)	SUPERIORE (Ötztal-Silvretta, Ortles-Campo-Languard-Lasa-Pejo)	MEDIO (Ötztal-Silvretta, Ortles-Campo-Languard-Lasa-Pejo)
<i>linea di Slingia</i>		
MEDIO (Ortles-Campo-Languard-Lasa-Pejo)		
INFERIORE (Err-Bernina)	INFERIORE (Err-Bernina)	INFERIORE (Err-Bernina)
STAUB (1924)	DAL PIAZ (1933-1937) SPICHER (1980) TRÜMPY (1980)	TOLLMANN (1987)

Fig. 26 - *Suddivisione del Dominio tettonico Austroalpino secondo quanto riportato in letteratura (da BARGOSI et alii, 2010).*

(Fig. 26). Secondo STAUB i due complessi risulterebbero separati dalla *linea di Slingia* (Schlingig), che, secondo il suo parere, rappresentava l'emersione meridionale della superficie di sovrascorrimento del vasto complesso dell'Austroalpino superiore sull'Austroalpino medio, in altri termini il sovrascorrimento della *falda Ötztal* sulla *falda Ortles-Campo*. Altri Autori (DAL PIAZ 1933, 1937; HAMMER, 1938) considerarono invece insignificante la linea di Slingia, accorpando le due falde in un unico complesso, costituente l'*Austroalpino superiore*.

Tale quadro tettonico venne ulteriormente modificato da TOLLMANN (1975, 1977, 1987) che introdusse nella sottosuddivisione del Dominio Austroalpino anche i relativi lembi di coperture di età paleozoica e mesozoica, variamente deformati e metamorfosati, che affiorano tra il Passo del Brennero e la media valle dell'Inn (Fig. 26). A questa falda viene per esempio riferita la Fillade di Steinach, sovrastante il "Mesozoico del Brennero *Auct.*" (SANDER, 1925b; KÜBLER & MÜLLER, 1962), e il lembo del M.te Velo sovrascorso al di sopra del Triassico delle Cime Bianche di Telves, sopra Vipiteno.

In epoca più recente le classiche suddivisioni del Dominio Austroalpino sono state riviste nell'ottica dei nuovi dati petrologici e geocronologici ottenuti a partire dagli anni '90 del secolo scorso. Tali dati hanno permesso a HOINKES *et alii* (1999) di riconoscere all'interno del Dominio Austroalpino delle unità tettono-metamorfiche interessate da deformazione e metamorfismo di età alpina e unità solo marginalmente interessate da questi fenomeni. I due gruppi di unità austroalpine sarebbero separati da un sistema di faglie e zone di taglio

denominate SAM (*Southern limit of Alpine Metamorphism*) da HOINKES *et alii* (1999). Nell'area del Foglio le unità con metamorfismo di età alpina sono l'unità tettono-metamorfica di Tessa, quella di Monteneve e la falda dell'Ötztal. L'unità di Monteneve e quella di Tessa sono caratterizzate dalla presenza di rocce con metamorfismo di alta pressione di età tardo-cretacica e sono state inserite nella *Carta tettono-metamorfica delle Alpi* pubblicata da SCHMID *et alii* (2004) nel sistema di falde “*Koralpe-Wölz high pressure nappe system*” che include le unità tettono-metamorfiche del Dominio Austroalpino delle Alpi Orientali che manifestano evidenze di tale fase metamorfica.

2. - ASSETTO STRUTTURALE ED EVOLUZIONE TETTONO-METAMORFICA DEL DOMINIO AUSTRALPINO (S. Zanchetta, A. Zanchi, S. Poli)

2.1. - ASSETTO TETTONICO REGIONALE E STRUTTURE DEFORMATIVE

Il territorio interessato dal presente Foglio è sito in un'area chiave della Catena Alpina compresa fra la finestra dell'Engadina ad ovest e quella dei Tauri ad est, è principalmente costituito da unità di basamento cristallino polimetamorfico e da isolate porzioni di coperture sedimentarie di probabile età permo-triassica. Le strutture deformative ed il metamorfismo che hanno interessato le unità di copertura, così come le relazioni fra queste e le sottostanti unità di basamento, si sono rivelate di cruciale importanza per la comprensione dell'evoluzione alpina di questo settore di catena.

Le unità tettoniche principali si estendono in direzione circa NE-SW e sono delimitate da zone di taglio sia duttili sia fragili (vedi cap. III e Fig. 27), alcune delle quali con storia polifasica. Sebbene tali lineamenti fossero noti da tempo e parzialmente anche cartografati nel Foglio 4 “Merano” della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (AA.VV., 1971) le rocce cristalline affioranti a N di Merano erano state suddivise unicamente in due unità: il “Complesso di Merano-Mules-Anterselva e delle Breonie” ed il “Complesso di Monteneve” (*Schneeberg Gesteinzug* o “*Tratto di Monteneve*”). Il basamento metamorfico corrispondente geograficamente al gruppo montuoso di Tessa (*Texel Group*), veniva altresì definito come facente parte della porzione meridionale del “Complesso dell'Ötztal-Stubai” (*Altkristallin* nelle carte di SANDER & HAMMER, 1926, e nei lavori di SCHMIDEGG, 1933, 1936).

La posizione tettonica, l'età dei protoliti e del metamorfismo dell'unità di Monteneve furono oggetto di dibattito sin dai primi anni del '900. KOBER (1912) interpretò lo *Schneeberg Gesteinzug* come un terreno facente parte del dominio Pennidico, affiorante per erosione delle sovrastanti falde Austroalpine. Questa ipotesi venne ripresa da TERMIER (1922) e SANDER (1929), mentre KLEBELSBERG (1935) lo considerava la diretta prosecuzione verso W della finestra dei Tauri,

sulla base di presunte analogie litologiche con il ricoprimento Pennidico del Greiner. Anche SANDER & HAMMER nelle note illustrative della carta del 1926, avevano segnalato l'analogia degli scisti plumbei di Monteneve con la *Schieferhülle* della Finestra dei Tauri (*Tauern Fenster*), ossia con le filladi che sono poste strutturalmente al di sopra degli ortogneiss granitico-tonalitici della finestra (complesso *Tux-Gran* Veneziano), sottostante il complesso carbonatico di Vizee e la serie dei calcescisti con pietre verdi.

Queste interpretazioni ponevano la questione sulla continuità "stratigrafica" fra il basamento del "Complesso di Merano-Mules-Anterselva" e quello di Monteneve, sostenuta da SANDER (1920), SCHMIDEGG (1933) e DAL PIAZ (1936), fra gli altri. Altre ipotesi consideravano il "Complesso di Monteneve" come la parte frontale di un'ipotetica falda proveniente da sud (SANDER, 1926), oppure la parte radicale più profonda della Falda di Steinach (SANDER, 1929; DAL PIAZ, 1933; SCHMIDEGG, 1955; TOLMANN, 1963), per questo interessata da

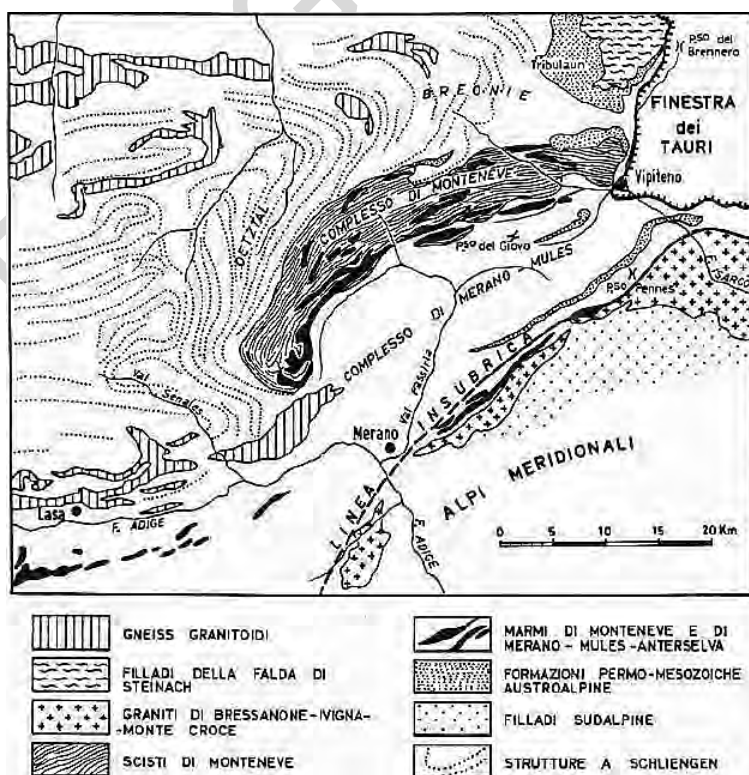


Fig. 27 - Schema geologico dell'area ad W della Finestra dei Tauri. In: ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN (1980), ripreso da HAMMER (1929) e SCHMIDEGG (1933a).

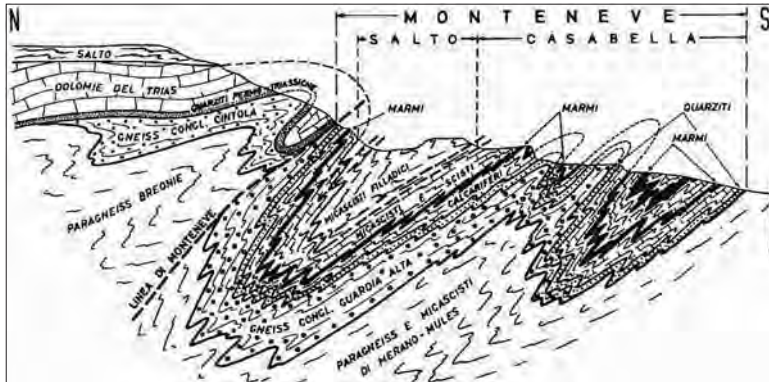


Fig. 28 - Sezione geologica idealizzata del Complesso di Monteneve dove vengono rappresentati i rapporti strutturali fra quest'ultimo, il Complesso di Merano-Mules-Breonie e le coperture mesozoiche (da ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN, 1980).

metamorfismo più intenso del settore settentrionale e successivamente posta in sinclinale e rovesciata verso S (Fig. 28). La complessità delle relazioni strutturali fra il Complesso di Monteneve, il basamento delle Breonie e le coperture permotriassiche nell'area della conca di Monteneve e delle Cime Bianche di Telves (Vipiteno) era già stata notata ed in parte descritta da diversi Autori (SANDER, 1926; DAL PIAZ, 1933, 1936 e 1937; SCHMIDEGG, 1936; TOLMANN, 1963; FRIZ, 1969), senza però giungere ad un'interpretazione condivisa.

Oltre all'assetto tettonico regionale, anche le peculiari strutture deformative nelle varie unità di basamento furono oggetto di numerosi studi. La terminazione SW dell'unità di Monteneve, così come tutto il settore del basamento attribuito alla falda dell'Ötztal (allora *Ötztal Altkristallin*), sono caratterizzati da pieghe isoclinali meso- e megascopiche con assi subverticali denominate *Schlingen* ("pieghe a laccio") da SANDER (1912, 1929), il primo a riconoscerle e descriverle. SCHMIDEGG (1936) ipotizzò condizioni di formazione in crosta profonda per questo tipo di pieghe (*Schlingentektonik*). A queste strutture PURTSCHELLER (1969), GREGNANIN & PICCIRILLO (1972), SCHMIDT (1965) e THÖNI (1981), oltre ai citati olandesi, avevano attribuito una età varisica, mentre SANDER (1929), KOBER (1955), TOLLMANN (1963) e SCHMIDEGG (1964) optarono per una età alpina. La peculiarità di queste strutture venne successivamente sminuita quando, lungi dall'indicare delle particolari condizioni di formazione, furono interpretate come figure di interferenza tra più sistemi plicativi (VAN GOOL *et alii*, 1987; SPALLA, 1990; ZANCHETTA, 2005; ZANCHI *et alii*, 2009; ZANCHETTA, 2010; KRENN *et alii*, 2011; BARGOSSO *et alii*, 2010).

Le prime ricostruzioni della cronologia relativa delle fasi deformative, soprattutto per quanto riguarda il basamento di Merano-Mules, vennero proposte da ADAMI *et alii* (1964) e GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b). Questi Autori

individuano molteplici fasi deformative, tra le quali le prime due (D1 e D2) responsabili della formazione della scistosità principale in facies anfibolitica.

GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b) prospettarono inoltre una pseudostratigrafia regionale dei protoliti del basamento meranese, con i paragneiss a bande alla base e i micascisti argentei alla sommità. I marmi non comparirebbero mai nei paragneiss e sarebbero invece associati ai micascisti. Questa litostratigrafia venne ampliata successivamente da GREGNANIN (1980), con l'aggiunta delle filladi e dei marmi alla sommità.

Attraverso analisi microstrutturali, GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974) confrontarono le paragenesi del basamento di Merano-Mules in Val Passiria con quelle presenti nella falda Ötztal, evidenziando le differenze esistenti. In particolare, questi Autori individuano la presenza di una fase di decompressione nei paraderivati dell'Ötztal, evidenziata dalla generale destabilizzazione dell'almandino nelle metapeliti, dalla sua sostituzione da parte di biotite \pm sillimanite e da una più rara comparsa di andalusite.

Nel basamento della Val Passiria, oltre alla fasi D1 e D2, alle quali sarebbero da attribuire la formazione di pieghe isoclinali e la scistosità regionale (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972, 1974; VAN GOOL *et alii*, 1987; SPALLA, 1990, 1993), è presente un'ulteriore fase deformativa, D3, responsabile, secondo GREGNANIN *et alii* (1995), della maggior parte delle strutture plicative che caratterizzano ad oggi il basamento.

Anche l'unità di Monteneve avrebbe subito le stesse deformazioni del basamento vicino (in accordo con HELBIG & SCHMIDT, 1978; MAURACHER, 1981; VAN GOOL *et alii*, 1987). GREGNANIN & VALLE (1995) estesero lo studio metamorfico-strutturale alla conca di Monteneve ed ai contatti ivi presenti fra l'unità di Monteneve stessa, le coperture permo-triassiche e il sottostante basamento dell'Ötztal. I risultati sono sostanzialmente aderenti a quelli di VAN GOOL *et alii* (1987) e dei predecessori, nel senso che la formazione della foliazione principale viene associata alle fasi deformative D1 e D2, le quali sono seguite da una caratteristica cristallizzazione postcinematica, essenzialmente di biotite e mica bianca nei paragneiss e micascisti. In questa ricostruzione il ruolo scistogeno e metamorfico della fase D3, associata ad una retrocessione in facies Scisti Verdi è ritenuto secondario. GREGNANIN & VALLE (1995) documentarono come, a dispetto del ruolo secondario della D3 nella ristrutturazione dei *fabric* micro- e mesoscopici, questa fase avesse avuto una funzione decisiva nella ristrutturazione geometrica a scala regionale. Una valutazione generale, effettuata da GREGNANIN *et alii* (1995), ha portato a riferire alla fase D3 buona parte delle grandi strutture presenti nell'alto bacino del F. Passirio, a monte di S. Leonardo in Passiria, attribuendo ad essa non solo la formazione dei sopracitati *schlingen*, ma anche la tipica struttura S-vergente con piani assiali immergenti verso NW e assi sub-orizzontali orientati circa NE-SW. Le restanti pieghe mesoscopiche sarebbero da riferire alla fase deformativa D2, fermo restando che la fase D3 avrebbe molto spesso parallelizzato alle proprie direttrici le pieghe della fase D2.

Questo assetto strutturale, comune al Complesso di Monteneve e a quello di

Merano-Mules e delle Breonie, veniva ritenuto costante dall'Alta Val Passiria verso nord, sino alla conca di Merano ed il versante sinistro idrografico della Val Venosta a sud, dove correva la presunta prosecuzione della linea di Slingia. Si ricorda come tale linea era considerata da STAUB (1924) l'emersione della superficie di sovrascorrimento della falda Ötztal sulla falda Ortles-Campo. Lavori successivi (SCHMID & HAAS, 1989) hanno re-interpretato la linea di Slingia come zona di taglio superficiale nella sua porzione occidentale, dove il basamento dell'Ötztal sovrascorre sulle coperture delle dolomiti engadinesi, mentre verso est, nella Val Venosta, la linea si approfondirebbe, trasformandosi in una zona di taglio intra-crostante spessa diverse centinaia di metri, che attraversa la bassa Val Senales come già suggerito da STAUB (1924), ma con traslazione verso W delle unità a tetto, così come avvenne nelle unità di basamento austroalpine ad est dei Tauri (RATSCHBACHER, 1986).

A seguito dei nuovi dati radiometrici disponibili a partire dagli anni '80 del secolo scorso (THÖNI, 1981), si evidenziò la possibilità che le strutture e il metamorfismo a queste associato, che caratterizza il Complesso di Monteneve ed il basamento di Merano-Mules a SE dello stesso, fossero di età alpina.

Poco dopo vennero inoltre individuate delle eclogiti relitte sempre in Val Passiria (POLI, 1991; HOINKES *et alii*, 1991), anche queste di età alpina (HOINKES *et alii*, 1991). Queste scoperte portarono ad una nuova suddivisione del basamento di Merano-Mules, fino ad allora considerato un tutt'uno con la parte meridionale dell'Ötztal. Il settore a sud dell'unità di Monteneve venne separato dal resto dell'Ötztal e promosso ad unità tettono-metamorfica a sé stante (unità di Tessa, *Texel Complex*), caratterizzata dalla presenza di un evento di alta pressione di età tardo-cretacica (HOINKES *et alii*, 1991; SÖLVA *et alii*, 2001). Il limite S e SE dell'unità di Tessa venne individuato nel sistema di faglie Passiria-linea del Giovo, facente parte del più esteso sistema di linee tettoniche Defferegggen-Antholz-Vals (DAV), che rappresenta il limite meridionale del metamorfismo di età alpina nel basamento Austroalpino delle Alpi Orientali, (SAM, *Southern limit of Alpine Metamorphism*, HOINKES *et alii*, 1999; MANCKTELOW *et alii*, 2001; MÜLLER *et alii*, 2001). Il limite settentrionale dell'unità di Tessa coincide con quella di Monteneve, anch'essa interessata da metamorfismo alpino, seppur in condizioni di più bassa pressione rispetto all'unità di Tessa (KONZETT & HOINKES, 1996; SÖLVA *et alii*, 2005).

Le due unità sarebbero state successivamente poste in contatto con il basamento dell'Ötztal, questo solo debolmente interessato da deformazione e metamorfismo di età alpina. In questo contesto l'unità di Monteneve avrebbe agito come zona di taglio a scala crostante (*Schneberg Normal Fault Zone*, SÖLVA *et alii*, 2005), a letto della quale sarebbe stato estruso il cuneo di alta pressione dell'unità di Tessa.

Tale interpretazione dell'assetto tettonico regionale, valida e sostenibile nel settore del presente Foglio, si complica spostandosi verso ovest, dove la terminazione dell'unità di Monteneve, di Tessa e della falda dell'Ötztal risultano ripiegate insieme da successive fasi deformative, che in parte obliterano i contatti

tettonici primari (ZANCHI *et alii*, 2009; ZANCHETTA, 2010; KRENN *et alii*, 2011; KLUG & FROITZHEIM, 2022).

2.2. - EVOLUZIONE TETTONO-METAMORFICA

L'età del metamorfismo nel basamento cristallino del Dominio Austroalpino nell'area del Foglio "San Leonardo in Passiria" e degli adiacenti Fogli "Merano", "Vipiteno" e "Silandro" è stata da sempre oggetto di accesi dibattiti, soprattutto in merito all'esistenza e alle condizioni P-T del metamorfismo alpino. Il riconoscimento delle strutture alpine è reso problematico dall'esiguità delle coperture (meta)sedimentarie permo-mesozoiche che, in altre zone della catena, hanno invece permesso di distinguere gli effetti deformativi e metamorfici dell'Orogenesi Alpina da quella Varisica.

Nell'area del Foglio "San Leonardo in Passiria", le successioni sedimentarie e metasedimentarie sono costituite dalla "sinclinale di Pennes-Mules" (*Penser-Mauls Auct.* SANDER, 1925b; SANDER & HAMMER, 1926), ridefinita nel F. 13 "Merano" come unità di Pennes, dai lembi di meta-carbonati delle Cime Bianche di Montenevoso (*Schneeberg Weißen*), dalle Cime Bianche di Telves (*Telfer Weißen*) e dal Mesozoico del Brennero più ad E.

Se il carattere debolmente metamorfico delle coperture venne riconosciuto già da KÜBLER & MÜLLER (1962), le relazioni fra queste e le strutture deformative, associate o meno a metamorfismo, nelle sottostanti unità di basamento, tardarono ad essere risolte. Le prime datazioni radiometriche (SCHMIDT *et alii*, 1967; SATIR, 1975) sulle rocce del Complesso di Monteneve e dell'Ötztal fornirono le prime evidenze di una possibile sovrimpronta metamorfica di età alpina su terreni cristallini che, fino ad allora, venivano generalmente considerati varisici. Tali età, attestate fra i 130 e gli 80 Ma, furono ottenute su biotiti considerate post-cinematiche rispetto alla scistosità regionale (D₂, vedi paragrafo precedente). Successive e più accurate datazioni radiometriche associate ad analisi petrologiche (THÖNI, 1981; PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982) permisero di sostenere l'ipotesi che sia il Complesso di Monteneve che il basamento Ötztal-Merano-Mules avessero subito un metamorfismo di età alpina. L'analisi sistematica delle paragenesi metamorfiche sviluppatasi in filoni di età permo-triassica, intrusi nelle rocce cristalline dell'Ötztal, permise a PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) di definire un progressivo incremento del grado metamorfico, da NW a SE, nel basamento dell'Ötztal. A NW dell'unità di Monteneve il metamorfismo alpino raggiunse gradi medio-bassi (sericitizzazione della staurolite e crescita di cloritoide), mentre nei complessi di Monteneve e Merano-Mules (o unità di Tessa, come da qui in avanti definito), si svilupparono paragenesi in facies anfibolitica con crescita di biotite, granato, staurolite e cianite nei paraderivati. L'area comprendente le unità di Monteneve e di Tessa venne denominata come AMA, *Alpine Mica Age zone*, o AST, *Alpine Staurolite Zone* (THÖNI, 1988; THÖNI & HOINKES, 1983, 1987), così intendendo un settore di basamento varisico

caratterizzato da una significativa sovraimpronta metamorfica di età alpina. L'entità della ristrutturazione alpina venne investigata da GREGNANIN & VALLE (1995), nell'area della conca di Monteneve e della Valle dell'Erpice, dove vennero studiate in dettaglio le relazioni fra strutture deformative e metamorfismo nel basamento e nelle coperture. Secondo questi Autori, i metaconglomerati e i soprastanti calcescisti e marmi dolomitici del Permo-Triassico presentano una foliazione ad alto angolo con la S_0 , marcata dallo sviluppo di mica bianca e biotite verde nei metaconglomerati, dove si osserva anche la crescita di granato. La discordanza angolare fra coperture e basamento sarebbe qui ben preservata ed evidenziata dal fatto che la stessa taglia un filone andesitico, che a sua volta post-data la scistosità regionale nel basamento dell'Ötztal (Fig. 29). I filoni presentano una debole foliazione, sottolineata da biotite, ed una modesta ristrutturazione della tessitura magmatica originale. La loro paragenesi a granato segnala un riassetto a 550°C e 1 Gpa. Questi filoni rientrano tra quelli descritti da PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982), il cui metamorfismo è stato datato a circa 90 Ma da THÖNI (1981, 1983).

Lo stesso metamorfismo alpino interessò anche le coperture permiane e triassiche, arrivando a 500°C nella zona di Monteneve (JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1973) e temperature di poco inferiori (facies scisti verdi) nella zona del Tribulaun e del resto del Mesozoico del Brennero più a nord (HOERNES & FRIEDRICHSEN, 1978; BORSI *et alii*, 1980; SASSI *et alii*, 1980).

Nuovi significativi dati sull'evoluzione alpina del basamento dell'unità di Tessa comparvero negli anni '90, quando vennero ritrovate delle eclogiti relitte nei corpi di anfiboliti a granato vicino a Saltusio e Moso in Val Passiria (HOINKES *et alii*, 1991; POLI, 1991). Datazioni radiometriche su miche (Rb-Sr, HOINKES *et alii*, 1991) e più recentemente su granati (Sm-Nd, HÄBLER *et alii*, 2006) e zirconi (BARGOSSO *et alii*, 2010; ZANCHETTA *et alii*, 2013) determinarono

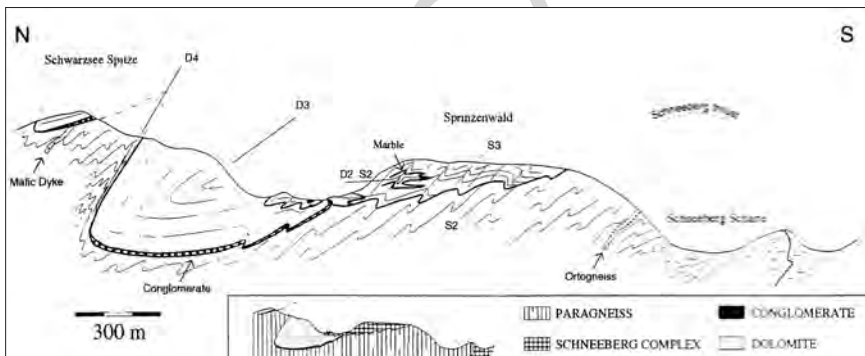


Fig. 29 - Schema dei rapporti strutturali e degli elementi del fabric mesoscopico nel basamento dell'Ötztal, filoni e soprastante copertura permo-mesozoica. Località: Cima del Lago Scuro (da GREGNANIN & VALLE, 1995).

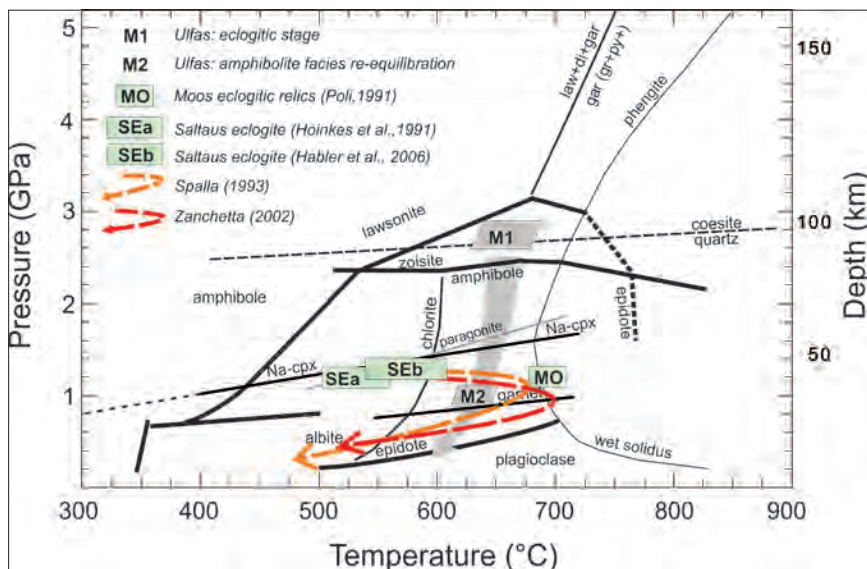


Fig. 30 - Percorsi *P-T-t-d* (Pressione - Temperatura - tempo relativo della deformazione) per l'unità di Tessa (da BARGOSI et alii, 2010) con le varie condizioni *P-T* indicate per il metamorfismo eclogitico.

l'età dell'evento metamorfico di alta pressione fra 90 e 85 Ma. Età simili vennero ottenute anche per le associazioni metamorfiche di facies anfibolitica delle anfiboliti ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, KONZETT & HOINKES, 1996) e dei micascisti (Sm-Nd su granato, SÖLVA *et alii*, 2005) dell'unità di Monteneve. L'insieme di questi dati fornì un quadro più dettagliato dell'evoluzione tettono-metamorfica delle unità di Tessa e di Monteneve, permettendo di avanzare l'ipotesi secondo la quale buona parte, se non la totalità delle strutture e del metamorfismo oggi osservabili, sia da ascrivere all'evento orogenetico alpino (Fig. 30).

La storia pre-alpina delle unità affioranti nel Foglio risulta ancora in parte da riconoscere. A partire dai tardi anni '60 del '900 è stata avanzata l'ipotesi di un doppio metamorfismo pre-alpino, il primo caledoniano e il secondo varisico, nel basamento delle unità di Tessa e dell'Ötztal. Questa opinione venne espressa in alcuni lavori da SASSI *et alii* (1978), da BORSI *et alii* (1980) e da DEL MORO *et alii* (1982). L'evidenza principale sulla quale era fondata tale ipotesi si basava sull'esistenza di una possibile discordanza 'caledoniana' entro le filladi del Veneto orientale (Comelico), con relativo conglomerato basale, e sulla diffusione del magmatismo intermedio-acido costituente i protoliti di buona parte degli ortogneiss presenti nell'Austroalpino.

Nella falda dell'Ötztal le età più antiche, legate a intrusioni di gabbri, dioriti e tonaliti si attestano fra 487 e 540 Ma (MILLER & THÖNI, 1995; THÖNI, 1999; HOINKES *et alii*, 1997). Un secondo stadio di messa in posto di prodotti

più acidi si verificò fra 485 e 420 Ma, come indicano le età magmatiche degli ortogneiss granitoidi dell'Ötztal (KLÖTZLI-CHOWANETZ *et alii*, 1997; THÖNI, 1999) e dell'unità di Tessa (ortogneiss di Parcines, ZANTEDESCHI *et alii*, 1991). Quest'ultimo stadio sembra in larga parte coevo con un metamorfismo di alto grado che arrivò localmente fino alla fusione parziale dei paraderivati incassanti degli ortogneiss. Nell'Ötztal centrale (migmatite di Winnebach) ed occidentale (migmatite di Verpeil e di Nauderer Gaisloch) sono preservati relitti di questo evento (HOINKES *et alii*, 1973; SÖLLNER & HANSEN, 1987; BERNHARD *et alii*, 1996; KLÖTZLI-CHOWANETZ *et alii*, 1997; SÖLLNER, 2001; THÖNI *et alii*, 2008 con rif. bibl.). Le migmatiti citate rappresentano gli unici relitti conosciuti dell'evento metamorfico caledoniano. Il successivo evento varisico obliterò in gran parte le strutture precedenti. Una prima fase di alta pressione (2.7 Gpa e 730° C), datata intorno a 350-360 Ma, è preservata nelle eclogiti dell'Ötztal centrale e settentrionale (MILLER & THÖNI, 1995). I protoliti delle eclogiti sono costituiti dalle intrusioni mafiche pre-caledoniane (530-521 Ma, MILLER & THÖNI, 1995; THÖNI *et alii*, 2008) citate in precedenza. Alla prima fase di alta pressione seguì un metamorfismo in facies anfibolitica, anche di alta temperatura, associato allo sviluppo di una foliazione regionale che rappresenta tutt'ora il *fabric* mesoscopico dominante nel basamento dell'Ötztal (BERNHARD *et alii*, 1996; TROPPER & HOINKES, 1996; KAINDL *et alii*, 1999; NEUBAUER *et alii*, 1999).

Nell'unità di Tessa l'elemento più antico è rappresentato dall'ortogneiss biotitico di Parcines, per il quale è stata determinata un'età magmatica di 440 Ma (ZANTEDESCHI *et alii*, 1991).

La storia pre-alpina dell'unità di Monteneve resta in parte ancora da comprendere. JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN (1965 e 1971) ripresero l'idea del metamorfismo alpino per gli scisti di Monteneve, sulla base delle datazioni della biotite di SCHMIDT *et alii* (1967), e proposero inoltre un'età alpina anche per i protoliti, sulla base di un presunto conglomerato 'basale' collocato alla base dell'unità e affiorante presso il Passo dell'Erpice (Val Passiria). Gli stessi Autori modificarono successivamente la loro opinione suggerendo che il "Complesso di Monteneve" sarebbe stato interessato da un debole evento metamorfico varisico e da uno più intenso, di età alpina (ZANETTIN & JUSTIN-VISENTIN, 1980). L'idea che Monteneve avesse subito un'evoluzione monometamorfica fu ripresa successivamente da diversi Autori (MAURACHER, 1981; KONZETT & HOINKES, 1996; SÖLVA *et alii*, 2005), basandosi essenzialmente sulle paragenesi e sulle caratteristiche di zonatura composizionale dei porfiroblasti di granato, indicative, secondo gli Autori, di un'unica fase di crescita. Altri Autori (HELBIG & SCHMIDT, 1978) suggerivano invece un'età pre-varisica per i protoliti sedimentari di Monteneve, in quanto interessati dalle stesse deformazioni con pieghe a "*Schlingen*" del basamento dell'Ötztal.

Allo stato attuale non esistono ancora dati incontrovertibili sull'età dei protoliti sedimentari dell'unità di Monteneve.

2.3. - EVOLUZIONE GEODINAMICA ALPINA

Il passaggio dalle teorie fissiste al riconoscimento dell'esistenza di falde tettoniche nelle Alpi Orientali avvenne in ritardo rispetto al settore Occidentale della catena. TERMIER (1904) fu il primo a sviluppare il concetto di "finestra tettonica" (vedi sopra) e a interpretare le implicazioni copertura-basamento non come "doppie pieghe" ma come falde tettoniche sovrapposte, accettando così, di fatto, la possibilità che le unità tettoniche fossero state traslate per diverse decine, se non centinaia, di chilometri. DAL PIAZ (1905, 1912), seguendo le nuove teorie, fornì una nuova interpretazione delle Alpi Venete, rappresentandole come una catena a pieghe S-vergente. Le teorie faldiste presero definitivamente piede con l'opera di ARGAND (1916) e le sintesi, estese anche alle Alpi Orientali, di KOBER (1923) e STAUB (1924). Questi Autori compresero immediatamente la portata e le implicazioni che la teoria della deriva dei continenti di WEGENER (1912, 1915) poteva avere sulla comprensione dell'evoluzione geodinamica delle Alpi. Nello studio della geologia delle Alpi Orientali nacque anche il concetto di sovrascorrimento o "sottofluenza crostale" (*Verschluckung*), così come proposto da AMPFERER (1923) e successivamente tramutato in "subduzione" da AMSTUTZ (1955).

A partire dagli anni '70 del secolo scorso, con l'avvento della teoria della tettonica delle placche, lo studio e la comprensione dei fenomeni legati all'orogenesi ricevette un notevole impulso. Nelle Alpi Occidentali, la scoperta che larghe porzioni di crosta continentale potevano essere subdotte a profondità sotto-crosta (unità eclogitica del Sesia-Lanzo nelle Alpi Occidentali, ERNST, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1972) influì notevolmente sull'avanzamento delle teorie geodinamiche sull'Orogenesi Alpina.

Nelle Alpi Orientali, nonostante fosse stato proprio qui coniato per la prima volta il termine di "eclogiti", per i gabbri metamorfosati ad alta pressione dell'unità Austroalpina di Koralpe-Saualpe (HAUY, 1822), la possibilità, che porzioni di crosta continentale fossero state subdotte, veniva essenzialmente negata e si sviluppò il concetto di tettonica superficiale (*flake tectonic*, OXBURGH & TURCOTTE, 1974; HAWKESWORTH *et alii*, 1975).

Contemporaneamente allo sviluppo dei modelli geodinamici, avanzarono anche le relative ricostruzioni paleogeografiche dei vari stadi evolutivi della catena, risalendo fino alle fasi di *rifting* che, dal Permiano in avanti, portarono all'apertura del bacino oceanico della Tetide Alpina (STAMPFLI & BOREL, 2002 con rif. bibl.). A partire dal Giurassico Superiore, in seguito all'apertura dell'Atlantico settentrionale (ROSENBAUM *et alii*, 2002 con rif. bibl.), Africa ed Eurasia cominciarono a convergere, attivando un processo di subduzione al di sotto del margine africano. La rapida chiusura dell'oceano tetideo occidentale portò alla collisione, che avvenne in modo diacrono, iniziando nel Cretacico in corrispondenza delle attuali Alpi Orientali e proseguendo sino al Terziario in corrispondenza delle Alpi Centrali e Occidentali. L'effetto di questa collisione fu che una parte del margine passivo della microplacca adriatica,

l'attuale Dominio Austroalpino, sovrascorse verso nord su lembi di litosfera oceanica e su unità continentali situate sul margine settentrionale del bacino oceanico della Neo-Tetide (o Tetide Alpina) (Dominio Pennidico). Sulla base delle numerose determinazioni isotopiche che evidenziano età radiometriche turoniano-coniaciane (ca. 90 Ma), in accordo con FRANK (1987), si può collocare in questo momento, o poco prima, l'inizio della deformazione dell'Austroalpino. Va comunque ricordato che la presenza di una fase deformativa del Cretacico Inferiore era già stata ipotizzata da FLÜGEL (1960), sulla base di evidenze di terreno. Egli riconobbe come la deposizione dei sedimenti dei bacini di Gosau sigillava la messa in posto delle falde austroalpine.

I modelli relativi all'evoluzione geodinamica e paleogeografica dell'Austroalpino delle Alpi Orientali vennero rivisti a partire dal ritrovamento, e alla relativa datazione al Cretacico Superiore (Turoniano-Coniaciano), di rocce di derivazione continentale, metamorfosate in condizioni di alta pressione, nell'unità di Tessa (HOINKES *et alii*, 1991; POLI, 1991, HABLER *et alii*, 2006) ed in altre unità austroalpine a S e ad E della Finestra dei Tauri ("*Eo-Alpine high pressure belt*" di THÖNI & JAGOUTZ, 1993; HOINKES *et alii*, 1999). La derivazione continentale di queste eclogiti e la contemporanea assenza di unità ofiolitiche indicanti resti di una sutura collisionale conseguente alla subduzione responsabile del metamorfismo di alta pressione, portò a formulare nuove ipotesi sulla fase cretacica dell'orogenesi nelle Alpi Orientali. In particolare, la presenza di facies di HP (*High Pressure*) e di UHP (*Ultra High Pressure*), ritrovate nel complesso eclogitico della Koralpe-Saualpe (2-2.4 GPa, ca. 90 Ma; MILLER *et alii*, 2005a; THÖNI, 2006) e nell'unità di Pohorje ($P > 2.1$ GPa a 90 Ma; JANÁK *et alii*, 2004; MILLER *et alii*, 2005b), è stata interpretata come il risultato della chiusura di un ramo oceanico parzialmente indipendente dalla Tetide Alpina (Oceano "*Meliata*": SCHMID *et alii*, 2004; HANDY *et alii*, 2010), o come il risultato di una subduzione intracontinentale all'interno del dominio austroalpino stesso (JANÁK *et alii*, 2004; STÜWE & SCHUSTER, 2010). Queste ipotesi prevedono una sostanziale divisione in due fasi dell'Orogenesi Alpina (Fig. 31):

- un evento cretacico (o Eo-Alpino), per lo più registrato nelle Alpi Orientali con la chiusura dell'oceano *Meliata*, la parziale subduzione di crosta continentale austroalpina sita a nord del *Meliata* e la successiva esumazione con messa in posto delle falde verso W/NW.

- un successivo evento terziario correlato con la chiusura della Tetide Alpina e la subduzione del margine continentale europeo, ad oggi rappresentato dal Dominio Pennidico affiorante nella Finestra dei Tauri e a nord delle Alpi Calcaree Settentrionali.

In questa ricostruzione l'arco delle Alpi Occidentali si sarebbe quasi totalmente formato nel corso del secondo evento, anche se la presenza di eclogiti di età campaniana nell'unità austroalpina del Sesia-Lanzo (RUBATTO *et alii*, 2011), prima d'ora ritenute di età più recente, pre-data al tardo Cretacico il metamorfismo alpino anche nelle Alpi Occidentali.

Ipotesi alternative al precedente modello (POLINO *et alii*, 1990; ZANCHETTA *et*

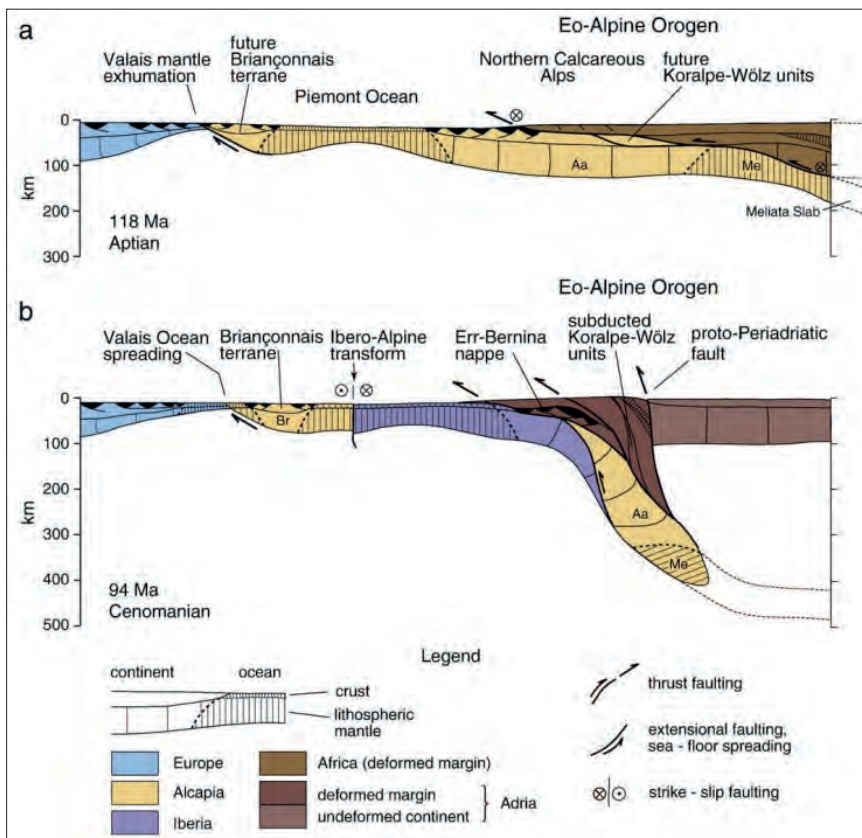


Fig. 31 - Evoluzione geodinamica ed origine delle eclogiti Austroalpine (Koralpe-Wölz units) a seguito della chiusura dell'oceano Meliata e subduzione di crosta continentale della microplacca austroalpina Alcopia (da HANDY et alii, 2010).

alii, 2012) prevedono la formazione delle eclogiti cretache in un contesto pre-collisionale (Fig. 32). La maggior parte delle unità eclogitiche preserva infatti resti di un evento metamorfico-magmatico di alta temperatura e bassa pressione di età permiana, legato alle fasi di *rifting* ed assottigliamento crostale che portarono all'apertura della Tetide Alpina (SCHUSTER & STÜWE, 2008; STÜWE & SCHUSTER, 2010). Tale associazione viene interpretata come indizio della nucleazione della subduzione sud-vergente all'interno del margine assottigliato di Africa-Adria. In questo contesto, le eclogiti deriverebbero dalla placca superiore e sarebbero state esumate, così come indicano dati radiometrici (SÖLVA *et alii*, 2005), prima della fine del Cretacico, precedendo di fatto la collisione Africa-Europa avvenuta nell'Eocene (HANDY *et alii*, 2010).

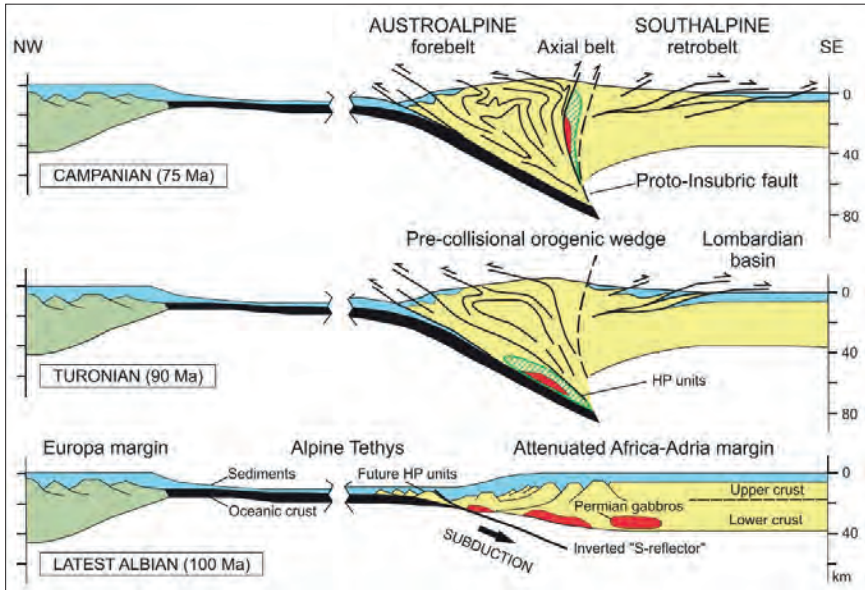


Fig. 32 - Schema evolutivo dell'origine delle eclogiti Austroalpine in un contesto di orogenesi non-collisionale (da ZANCHETTA et alii, 2012).

3. - QUATERNARIO

(M. Cucato)

Gli studi sui depositi quaternari non sono molto numerosi e riguardano in genere aspetti particolari o situazioni locali.

Data la presenza di numerosi ghiacciai lungo la catena di confine e sulla testata delle valli principali, tra cui uno dei più grandi dell'Alto Adige, il ghiacciaio di Malavalle, sono numerosi gli studi sul glacialismo. Le prime pubblicazioni risalgono alla metà dell'Ottocento ed hanno carattere prevalentemente descrittivo, con risvolti riguardanti la topografia e la toponomastica. Tra di esse vi è da ricordare quella di BARTH & PFAUNDLER (1865) sul gruppo dello Stubai, in cui viene allegata una carta dei ghiacciai allora presenti. Qualche anno dopo lo stesso PFAUNDLER (1874) dedica un lavoro monografico al ghiacciaio di Malavalle, estendendo le osservazioni anche a quelli vicini della testata della Val Ridanna e della valle del Tumulo. Pregevoli sono le tavole panoramiche che allega alla pubblicazione, così come una carta dei ghiacciai a scala 1:50.000 (Fig. 33). Più tardi E. RICHTER (1888) fornisce un ampio quadro sui ghiacciai delle Alpi Orientali, ma non entra in grande dettaglio su quelli presenti nel Foglio. Lo stesso studioso, assieme ad Albrecht Penck, organizza "l'escursione glaciale" sulle Alpi Orientali del 9° Congresso Geologico Internazionale, che negli ultimi

giorni ha avuto come oggetto il *Grüblferner* e l'*Übeltalferner* (ghiacciaio di Malavalle) e successivamente la Val Ridanna (BRUNHES & GOBET, 1903; PENCK & RICHTER, 1903), dove vengono illustrate varie problematiche legate alle morfologie glaciali e alla frana su cui sorge la chiesetta di S. Maddalena. Di quest'ultima viene indicata la zona sorgente sul versante sinistro della valle, presso il *Seeberspitz*. Di interesse è la mappa di dettaglio che illustra la posizione del ghiacciaio di Malavalle nel 1902 e dove è indicato il limite superiore raggiunto in precedenza dal ghiacciaio, che corrisponde anche con un limite allo sviluppo della vegetazione. Nel frattempo varie informazioni sui ghiacciai locali, sullo stato di avanzamento e ritiro delle fronti appaiono anche sulle due riviste del Club Alpino Austriaco ⁽¹⁾. Nuove osservazioni sul loro stato sono di LAGALLY (1912), che in parte osserva come il ghiacciaio Vedretta Piana si sia praticamente completamente ritirato.

Dopo la Prima Guerra Mondiale, con l'annessione del Sudtirolo all'Italia, iniziano i primi studi glaciologici italiani. Un primo contributo è di MOSNA (1924) sui ghiacciai delle Breonie. Il lavoro, di un certo interesse anche per l'importante apparato fotografico, si concentra in realtà sulla descrizione di alcuni dei più importanti apparati presenti nella testata della Val di Fleres e della Val Ridanna. Di questi ultimi fornisce solo informazioni parziali. Ben più imponente e sistematico è lo studio che Bruno Castiglioni inizierà a partire dall'estate del 1926 sui ghiacciai delle Alpi Venoste orientali e delle Breonie. Tale analisi, eseguita sotto l'egida del Comitato Glaciologico Italiano, proseguì anche nelle estati successive, fino al 1930 e venne pubblicata in due memorie nel Bollettino del Comitato Glaciologico (CASTIGLIONI, 1928 e 1930a). L'interesse è notevole non solo per la descrizione di ogni singolo ghiacciaio, ma anche perchè viene ricostruita la posizione di massima avanzata delle fronti verso la metà dell'800, in corrispondenza di quella fase climatica che poi sarà nota come Piccola Età Glaciale. Nelle due pubblicazioni vi sono inoltre informazioni sulla presenza e distribuzione di morene legate a fasi di avanzata più antiche, svoltesi nel corso del Tardoglaciale, attribuite ai vari stadi glaciali come era d'uso all'epoca. Questo argomento viene poi ripreso in una successiva pubblicazione in cui l'Autore (CASTIGLIONI, 1930b) fa il sunto sulle notevoli diversità di sviluppo glaciale nei due gruppi montuosi sopra citati, che collega in primo luogo a differenze geomorfologiche. Un secondo fattore che l'Autore evidenzia è l'abbassamento del limite climatico delle nevi dalla Val Senales alla Val Ridanna, stimato pari a circa 300-400 m, che pone in relazione alle condizioni climatiche regionali, in particolare alle variazioni nelle precipitazioni e nella temperatura locali. In questo lavoro l'Autore, oltre ad illustrare in modo sintetico la geomorfologia della regione, fa un primo tentativo di ricostruire la posizione dei ghiacciai nei vari stadi glaciali che illustra anche in una carta a piccola scala. In quel periodo

(1) Sono le *Mitteilungen* e gli *Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins*, rispettivamente dal 1875 e dal 1870.

Castiglioni inizia una serie di ricerche glaciologiche e idrologiche sul ghiacciaio di Malavalle per valutare la possibilità di sfruttamento idroelettrico dell'alta Val Ridanna. I primi risultati preliminari vengono pubblicati nel 1930 (CASTIGLIONI, 1930c). In epoca successiva il monitoraggio dei ghiacciai viene effettuato da operatori del Comitato Glaciologico Italiano e del Servizio Glaciologico del CAI Alto Adige e pubblicati nel Bollettino del Comitato Glaciologico Italiano.

Agli inizi dello scorso secolo lo studio sul glacialismo più antico aveva avuto un notevole impulso dalla pubblicazione *Die Alpen im Eiszeitalter* di PENCK & BRÜCKNER (1909). Già in precedenza vi erano stati alcuni contributi sull'area dell'Alto Isarco ed in particolare sulla Val di Fleres e sulla Val Ridanna (PENCK, 1887; FRECH, 1903). Di interesse per l'area del Foglio è l'inquadramento cronologico di alcuni depositi glaciali presenti nell'alta Val di Fleres. Infatti FRECH (1903) aveva ritenuto che le morene presenti in località Sandes (Val di Fleres, presso Rifugio Calciati) rappresentassero una fase di avanzata più recente di quella degli stadi glaciali sinora noti e pertanto le attribuisce ad un nuovo stadio che chiama Stadio di Tribulaun per la vicinanza a tale cima. Penck (in PENCK & BRÜCKNER, 1909) confuta tale attribuzione, sottolineando come non sia stato considerato l'effetto esposizione che può variare anche di 200 m il limite delle nevi tra versante N e versante S e dunque falsare la ricostruzione del limite stadiale. Mentre per il bacino del Passirio non riportano notizie di particolare interesse, per il bacino dell'Isarco vi sono alcune indicazioni sull'estensione dei ghiacciai locali nel corso del Tardoglaciale. In particolare essi affermano di avere individuato le morene terminali del ghiacciaio della Val di Fleres presso Colle Isarco e, analogamente, per la Val di Racines, presso il tratto terminale della valle (PENCK, 1887; PENCK & BRÜCKNER, 1909). Le tematiche glaciali dell'Alto Isarco ed in particolare della Val di Fleres, della Val Ridanna e della Val di Racines, vengono riprese marginalmente nel 1925 da Klebelsberg, per poi essere trattate più ampiamente dallo stesso Autore in *Geologie von Tirol* del 1935, ma soprattutto nel volume *Das obere Eisaktal* del 1953, facente parte della collana *Südtiroler geomorphologischen Studien*. In quest'ultima pubblicazione l'Autore descrive con grande dettaglio le tracce glaciali individuate nella valle principale ed in quelle minori, fornendo un inquadramento cronologico in stadi glaciali. Ad esempio egli riferisce le morene presso la località *Stein* (Val di Fleres) allo stadio di *Daun*, mentre in Val Ridanna attribuisce allo stesso stadio le morene sopra Masseria. Non mancano informazioni sui depositi postglaciali e relative forme.

Troviamo cenni sull'evoluzione Tardoglaciale in alta Passiria in SANDER & HAMMER (1926) che descrivono le località in cui si trovano resti di morene legate alle ultime avanzate glaciali. Essi sottolineano come la scarsità di depositi glaciali legati agli ultimi stadi di ritiro sia da imputare non solo a processi erosivi successivi alla deposizione, ma a condizioni climatiche locali, essendo i limiti nivali molto alti nelle valli esposte a S. Anche CASTIGLIONI (1930b) fa brevi cenni sul glacialismo della media ed alta Passiria. Di interesse è quanto scrive relativamente alle più antiche fasi del Tardoglaciale (pag. 5): “*Non v'ha poi dubbio che nel Gschnitz i ghiacciai dei vari rami confluenti di Val Passiria*

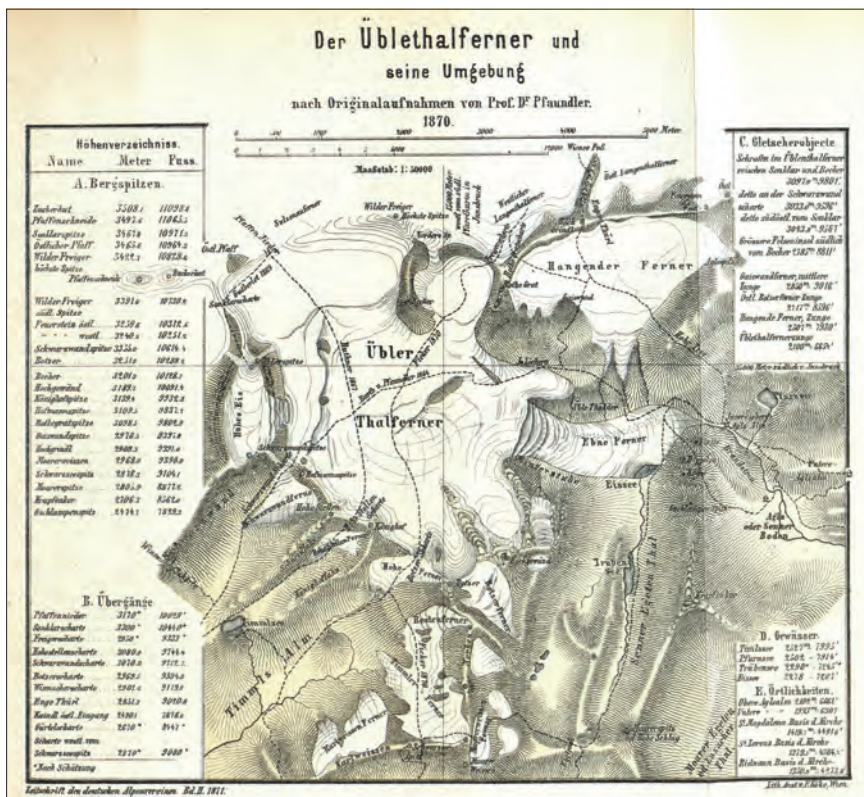


Fig. 33 - Il ghiacciaio di Malavalle ed i ghiacciai presenti nelle aree contermini nel 1870. Tavola originale a scala 1:50.000 di PFAUNDLER (1871).

s'univano a formare un ghiacciaio solo, la cui fronte, finora ignota, doveva portarsi almeno a S. Leonardo".

Nel terzo volume dell'opera monumentale "Eiszeitalter" HANTKE (1983) dedica un capitolo specifico al ghiacciaio atesino, ma per quanto riguarda il territorio del Foglio si basa su dati desunti per la gran parte dalla bibliografia pressa.

Tra i lavori a carattere generale vi è da citare STAINDL (1974), che traccia un quadro sintetico della geologia della Val Passiria, mentre hanno carattere locale alcuni brevi lavori di geomorfologia. Il primo è di NANGERONI (1938), riguardante la Val Ridanna, dove traccia un abbozzo della geomorfologia della valle in cui vengono soprattutto evidenziati gli aspetti legati all'evoluzione glaciale ed il condizionamento strutturale sull'evoluzione dei versanti. Un secondo breve articolo riguarda la zona sopra la *Wumblsalm* in Val Racines (MICHELUZZI,

1985), dove viene segnalata la presenza di depositi glaciali stadiali. Il terzo comprende alcune annotazioni sulla geomorfologia della conca di San Leonardo in Passiria (MICHELUZZI, 1985).

Vari sono gli studi incentrati su due frane importanti, entrambe caratterizzate dalla formazione di laghi di sbarramento, oggi scomparsi.

La prima è la frana di Ganda in alta Val Passiria, datata in base a notizie storiche al 1401. Un primo studio da menzionare è quello di HILLER (1973), che si concentra soprattutto sull'origine ed evoluzione del lago di sbarramento, il *Kummersee*, a monte della frana. Già in precedenza erano state fatte pubblicazioni sull'argomento (ad es. MAYR, 1924), con un approccio più di tipo storico. EGGER (2001) nella sua tesi di laurea ritrae il fenomeno da vari punti di vista, anche con dati quantitativi, estendendo lo studio all'accumulo che ha sbarrato la valle. Come esempio di un antico lago di sbarramento per frana non più esistente, l'area del *Kummersee* ed il versante da cui è derivata la frana, vengono proposti nella riedizione dell'Atlante dei tipi geografici di O. MARINELLI, con una breve nota a cura di A. CARTON (2004). Studi recenti riguardano problematiche come il monitoraggio (STEFANI *et alii*, 2011), gli scenari di rischio (BOSSI *et alii*, 2012) e la valutazione del rischio stesso attraverso un modello numerico, nel caso del possibile ripetersi di un nuovo evento franoso di dimensioni confrontabili con quello avvenuto storicamente (BOSSI *et alii*, 2013). DEJORI (2021) ha rivisto tutti i dati esistenti e sulla base di nuovi dati di monitoraggio ha definito un modello geotecnico che ha portato a calcolare le possibili superfici di movimento della frana e a valutare l'impatto del movimento a valle sulle opere di regimazione del F. Passirio.

Una seconda frana è quella localizzata presso Ridanna, nella valle omonima, che è stata oggetto di indagine da parte di numerosi Autori a partire dalla fine del XIX secolo. DAMIAN (1894), PENCK & RICHTER (1903), STINY (1911) sono dell'idea che si tratti proprio di una grande frana, proveniente dal versante sinistro della valle. BLAAS (1902) pensa piuttosto ad ampi accumuli glaciali ("*Glazialschuttmassen*"). FRECH ne parla in diversi scritti (ad es. 1903) come la morena frontale dello stadio di *Gschnitz*, senza però fornire prove sufficienti per questa affermazione. CASTIGLIONI (1930b) ammette che la gran parte del materiale abbia origine per frana, ma interpreta la parte più elevata del rilievo collinare come un "tipico apparato morenico frontale", in collegamento con le morene della sponda destra, quasi continue verso monte, che correla con lo stadio glaciale di *Daun*. Secondo KLEBELSBERG (1935 e 1953) si tratta di un accumulo di frana, ma sul versante destro della valle, presso la località Entholz, affiorano depositi glaciali ed anche più a valle, presso la località Sparber, i depositi di frana hanno debole spessore e poggiano su depositi glaciali. Dunque possiamo dedurre che secondo l'Autore non tutti i rilievi collinari presenti tra Ridanna e Mareta sono formati o prevalentemente formati da materiale di frana (si veda anche § V.3.3.1.4).

Negli anni '80 si è occupato delle due frane anche ABELE (1974), mentre sulla frana di Ridanna è stato recentemente pubblicato un lavoro scientifico che

fornisce una datazione indiretta del fenomeno tramite lo studio di un livello organico campionato entro i limi dei depositi lacustri a monte della frana (OSTERMANN & SANDERS, 2016). Della frana di Ridanna e più in generale dei fenomeni di instabilità che interessano il fianco sinistro della Val Ridanna si sono occupati ZORZI *et alii* (2011) e poi ZORZI (2013) nella sua tesi di Dottorato.

Alcuni studi su torbiere di alta montagna con datazioni C-14 e analisi polliniche ci interessano da vicino per le ovvie ricadute sui paleoambienti ed in particolare sull'evoluzione glaciale. Da questo punto di vista è da ricordare lo studio sulla Torbiera dei Granati, a 2076 m di quota, nella Valle del Lago (alta Val Passiria), in cui, secondo BERGAMO DECARLI & RIGOTTI (1983), vi sarebbero le evidenze di avanzate stadiali nel corso dell'Olocene (il sito di indagine non è molto lontano dalle fronti glaciali della PEG). Un secondo studio riguarda le torbe dell'area paludosa limitrofa al *Seemoos*, a 2150 m di quota presso S. Martino di Monteneve (BERGAMO DECARLI, 1993). Lo studio, oltre ad evidenziare i caratteri dell'evoluzione della flora e del clima, definisce anche l'epoca in cui ha avuto inizio lo sviluppo della vegetazione dell'area e dunque del locale impaludamento. Di interesse è anche il più recente lavoro di STUMBOCK (2000) sulla torbiera detta "*Kurzmoos*", a 1820 m di quota in alta Val Passiria, in cui viene evidenziata una successione di 4 m di spessore di torba e *gyttja*, che copre in modo continuo l'intervallo temporale che va dal Dryas antico al Subatlantico. Lo studio si avvale dell'analisi dei pollini, dei macroresti vegetali e di 10 datazioni C-14, tra cui la più antica (14.290 anni BP) costituisce una delle poche date disponibili in area centralpina che segnalano l'inizio del Tardoglaciale.

PROGETTO
CARG

V - STRATIGRAFIA

(S. Zanchetta, G. Bove, M. Cucato, C. Morelli, S. Poli, A. Zanchi)

1. - PREMESSA METODOLOGICA E UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE

La strutturazione della legenda relativa alle unità che costituiscono il substrato roccioso è stata impostata tenendo conto delle metodologie adottate e dei risultati conseguiti nei Fogli limitrofi della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, in particolare dell'attiguo Foglio 013 "Merano".

Nel caso delle unità superficiali quaternarie, il criterio adottato è stato quello previsto per le unità a limiti inconformi (UBSU: *Unconformities Bounded Stratigraphic Unit*) con suddivisione in supersintemi, sintemi e subsintemi.

La definizione delle unità all'interno del basamento cristallino del sistema Austroalpino, a cui tutte le unità tettono-metamorfiche (nel seguito unità) affioranti nell'area del Foglio sono attribuite, e delle sue coperture metasedimentarie, ha seguito i criteri già individuati per il Foglio 013 "Merano". Le profonde trasformazioni associate agli eventi metamorfici e ai simultanei eventi deformativi hanno profondamente modificato la successione stratigrafica originaria, così come i rapporti primari fra le varie litologie. In questo contesto la definizione di una successione litostratigrafica che mantenga anche un carattere di successione temporale risulterebbe alquanto arbitraria.

Per questo motivo si è scelto di definire delle unità che avessero come carattere distintivo l'omogeneità in termini di condizioni P-T del metamorfismo, dell'età dello stesso e delle fasi deformative da loro registrate.

In dettaglio, come criterio distintivo primario, è stato scelto quello tettono-metamorfico, distinguendo unità separate da importanti zone di taglio, sia duttili che fragili, integrando questo dato con i peculiari aspetti metamorfici e strutturali propri di ciascuna unità. In tal senso, si è dato un ruolo fondamentale

alla caratterizzazione dei percorsi pressione-temperatura-tempo relativo della deformazione (P-T-d-t) di ciascuna porzione di basamento, basandosi sia su dati originali, sia su quanto disponibile in letteratura. I settori che mostrano uniformità dell'evoluzione metamorfica e deformativa sono stati distinti come unità a sé stanti.

I lineamenti tettonici (zone di taglio, sovrascorrimenti e faglie con varie cinematiche) sono stati localizzati attraverso l'individuazione e lo studio delle fasce cataclastiche e/o milonitiche (Fig. 24) integrando i dati di letteratura con i rilievi originali nell'ambito della realizzazione del presente Foglio. Le fasi deformative individuate tramite osservazioni alla meso- e micro-scala sono state denominate in ordine progressivo, dalla più antica alla più recente (D_1, D_2, D_3, D_4 , ecc.), così come le foliazioni (S_1, S_2, S_3, S_4 , ecc.) e le strutture formatesi durante ciascun evento (HOBBS *et alii*, 1976; RAMSAY & HUBER, 1987). La cronologia relativa della successione di eventi deformativi e metamorfici è da intendersi valida all'interno di ogni singola unità tettono-metamorfica. Le correlazioni fra le varie fasi sin- e non-metamorfiche fra le varie unità sono discusse nel Cap. VI.

Le unità distinte nell'Austroalpino sono quindi le seguenti, da sud a nord: l'unità di San Leonardo, l'unità di Tessa, l'unità di Monteneve e la falda dell'Ötztal. La falda dell'Ötztal è composta da un basamento polimetamorfico e da coperture sedimentarie di età permiano-mesozoica che hanno subito deformazione e metamorfismo legate al solo ciclo orogenico alpino. Si è preferito in questo caso utilizzare il termine "falda" per la notevole estensione areale (SCHMID *et alii*, 2004) e la natura composita di questa unità (vedi anche § VI.3.1.).

Le sigle delle singole fasi mineralogiche citate nel seguito sono riferite a WHITNEY & EVANS (2010) tranne dove specificato.

2. - SISTEMA AUSTRALPINO

2.1. - UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI SAN LEONARDO

L'unità di S. Leonardo affiora nel settore SE del Foglio, in sinistra idrografica della Val Passiria, coprendo una fascia orientata WSW-ENE che, dall'altezza di San Leonardo in Passiria, si estende dal Fiume Passirio verso ENE sino al Passo del Giovo, al limite E del Foglio. Strutturalmente l'unità si colloca a E della linea della Passiria e a N della zona di taglio corrispondente all'unità di Pennes, che preserva porzioni della copertura sedimentaria permiano-triassica. A N l'unità termina contro la linea del Giovo (Fig. 24), facente parte del sistema di faglie Passiria-Giovo, che rappresenta il limite regionale fra le unità austroalpine con metamorfismo di età alpina a N e il basamento con età metamorfiche pre-alpine a S (SPIESS, 1995; HOINKES *et alii*, 1999; MANCKTELOW *et alii*, 2001). L'unità include il fianco sinistro idrografico della Valle di Valtina e le valli tributarie di questa (Valle di Viastrata, Valle del Rio di Giovo, Val di Vannes, Valle del

Rio Sala). L'unità è costituita prevalentemente da paragneiss a bande (OJP), con intercalazioni di ortogneiss granitoidi (OJO) e di ortogneiss a porfiroclasti feldspatici (OJF). Nella zona a SE del Passo Giovo ai paragneiss si associano anche micascisti (OJM). Intercalati a paragneiss e micascisti sono presenti livelli di quarziti (OJQ) aventi limitati spessore ed estensione laterale. Infine, la zona di deformazione associata alla linea del Giovo, discontinuità di origine tettonica che separa l'unità di San Leonardo dall'unità di Tessa, è caratterizzata dalla presenza di una fascia di paragneiss e micascisti milonitici (OJJ).

2.1.1. - *Paragneiss a bande (OJP)*

Affiorano lungo il versante sinistro della Val Passiria, a SE dell'abitato di San Leonardo, dove sono intercalati agli ortogneiss granitoidi (OJO). Si trovano inoltre lungo tutto il versante sinistro della Valle del Rio di Valtina e nelle sue tributarie, dove rappresentano il litotipo più diffuso. Si tratta di paragneiss a bande di colore da grigio a bruno-rossastro con grana variabile tra media e fine, ad eccezione di alcuni affioramenti in cui presentano grana medio-grossolana. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara, \pm clorite, con porfiroclasti di granato, staurolite, cianite e tormalina.

La foliazione principale S_2 è definita prevalentemente dall'orientazione preferenziale di forma di biotite e mica chiara e dall'alternanza di bande a composizione differente. Le miche hanno generalmente dimensione millimetrica, arrivando al massimo ad 1 cm. La clorite risulta abbondante nei livelli con retrocessione in facies scisti verdi più evidente e sostituisce sia biotite che granato. I porfiroclasti di staurolite risultano solo parzialmente preservati, essendo quasi sempre sericitizzati. Il plagioclasio è sempre presente, abbondante ed in alcuni affioramenti (Valle di Viastrata) cresce sia in aggregati che in singoli peciloblasti di dimensione millimetrica post-cinematici rispetto alla foliazione principale S_2 . Il granato ha dimensioni massime dell'ordine del centimetro, è pre-cinematico rispetto alla foliazione principale S_2 e talora parzialmente sostituito da clorite. Raramente sono stati osservati individui di granato (Grt II) e staurolite sin-cinematici alla foliazione S_2 .

2.1.2. - *Micascisti (OJM)*

Affiorano prevalentemente lungo la cresta che prosegue a SE del Passo Giovo. Altrove la presenza di micascisti è limitata a piccole lenti all'interno dei paragneiss a bande (OJP), come lungo la strada per il Passo Giovo, in località Case Scarpa e appena a E dell'abitato di San Leonardo. Sono costituiti da quarzo, biotite, mica chiara, plagioclasio, \pm granato, \pm cianite, \pm staurolite, \pm tormalina. Hanno grana media nella maggior parte dei casi (Fig. 34), passante a fine ove più intensamente deformati. La tessitura prevalente è scistosa, localmente milonitica



Fig. 34 - *Aspetto di terreno dei micascisti (OJM) cresta N di Monte Giovo.*

dove interessati dalla zona di taglio del Passo Giovo (a monte dell'abitato di San Leonardo e nei pressi del Passo Giovo). La foliazione principale S_2 è individuata principalmente dall'orientazione preferenziale di forma (SPO - *Shape Preferred Orientation*) della biotite (Bt II) e della mica chiara. È presente anche una generazione di biotite (Bt I) pre-cinematica rispetto alla S_2 . La Bt (I) risulta sovente sostituita da clorite, soprattutto in vicinanza della zona di taglio del Passo Giovo. Il granato (II) possiede abito da euedrale a subedrale, è poco diffuso e si trova in granuli, al massimo millimetrici, lungo i piani della foliazione S_2 , mentre il granato (I) è presente in porfiroclasti pre-cinematici rispetto alla foliazione S_2 . Cianite e staurolite sono rari, con quest'ultima che risulta sempre parzialmente sericitizzata. Cristalli di cianite centimetrici sono visibili a occhio nudo lungo il sentiero che dal Passo Giovo conduce alla Punta di Monte Giovo (oltre il limite E del Foglio).

2.1.3. - *Quarziti (OJQ)*

La presenza di livelli di quarziti all'interno dei paragneiss a bande (OJP) e dei micascisti (OJM) è limitata a livelli di spessore metrico sul versante SW

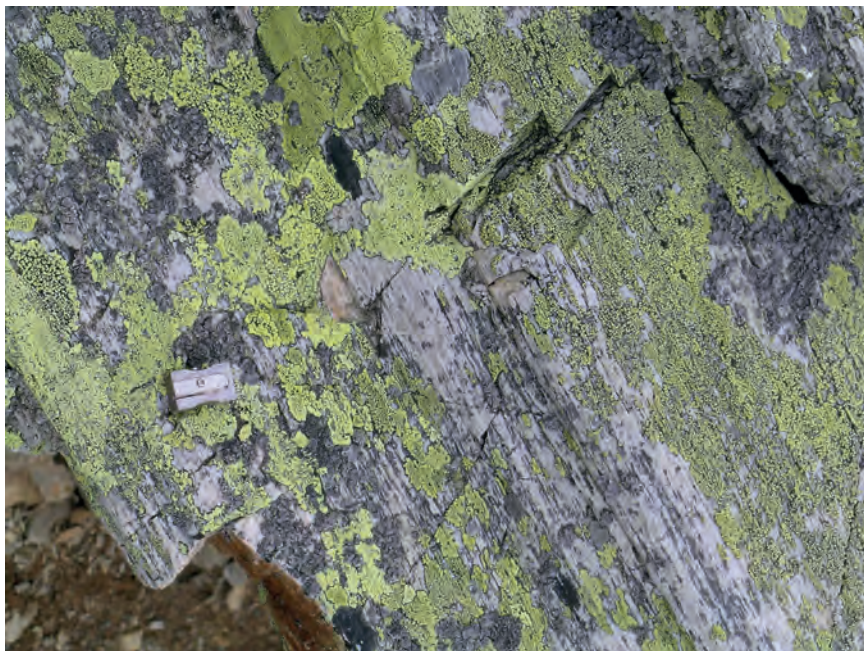


Fig. 35 - Quarziti (OJO) interessate da deformazione di taglio al Passo del Giovo. Si noti l'evidente lineazione milonitica, assumibile come subparallela alla direzione di movimento.

del Monte della Pozza e sulla cresta a N del rifugio Edelweiss al Passo Giovo. Sono rappresentate da litotipi di colore biancastro o grigio, a grana generalmente media e tessitura scistosa. Contengono prevalentemente quarzo, in misura minore mica chiara e clorite, queste ultime orientate lungo la foliazione principale S_2 . Le quarziti in prossimità del Passo Giovo risultano invece deformate dall'omonima zona di taglio. Si presentano con una forte riduzione di grana e una foliazione milonitica (Fig. 35), data dal SPO di quarzo e mica chiara e risultano inoltre interessate da pieghe isoclinali a scala sub-metrica legate alla deformazione prodotta dalla zona di taglio (pieghe oblique e "a guanto", i.e. "sheath folds").

2.1.4. - Ortogneiss a porfiroclasti feldspatici (OJF)

Questo litotipo forma una grossa lente che si estende in direzione SW-NE da S. Anna, in Valle del Rio di Viastrata, sino alla Val di Vannes, passando per la cresta del Monte della Pozza. Si tratta di ortogneiss granitoidi di colore grigio o grigio-bruno che si segnalano per la caratteristica presenza di porfiroclasti di 3-5 centimetri di K-feldspato e di plagioclasio, avvolti dalla foliazione S_2

che localmente assume un carattere milonitico. La presenza di porfiroclasti di plagioclasio li differenzia dagli ortogneiss granitoidi (OJO). Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, abbondante biotite, subordinata mica chiara, \pm clorite.

2.1.5. - *Ortogneiss granitoidi (OJO)*

Questa litologia affiora con continuità sulla cresta della Punta di Tramontana e costituisce quasi tutto lo spartiacque rilevato tra la Valle del Rio di Viastrata e la Val Passiria. Andando verso NE si assottigliano progressivamente scomparendo sul fondo della Val di Vannes. A SW i livelli di ortogneiss si estendono fino al fondovalle del F. Passirio, dove scompaiono al di sotto dei depositi quaternari.

Presentano tessitura spesso occhiadina, colore chiaro e grana generalmente media, talvolta grossolana. Sono costituiti da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite prevalente, subordinata mica chiara e talora clorite. Il feldspato potassico è preservato come porfiroclasto, di dimensioni variabili da alcuni millimetri a 1-2 centimetri; più raramente lo si ritrova anche nella matrice insieme a quarzo e plagioclasio. Le miche si distribuiscono omogeneamente in individui di media grandezza e definiscono la foliazione principale. La clorite è presente solo in alcuni settori come prodotto di retrocessione della biotite.

Varietà leucocratiche di ortogneiss, talora con tessitura aplitica, affiorano localmente a SE di San Leonardo, intercalate alle varietà granitoidi e ai paragneiss a bande (OJP). Si tratta di ortogneiss leucocratici a grana medio-fine caratterizzati dalla minore quantità di minerali mafici, biotite in particolare, e con tessitura scistosa, generalmente equigranulare. I porfiroclasti di K-feldspato risultano mediamente più rari rispetto agli ortogneiss granitoidi.

2.1.6. - *Miloniti della linea del Giovo (OJJ)*

In questa unità litologica sono state cartografate le miloniti associate alla linea del Giovo (Fig. 24). L'intensità della deformazione lungo la zona di taglio ha obliterato la maggior parte delle caratteristiche tessiturali e mineralogiche dei protoliti, rendendone impossibile il riconoscimento e l'attribuzione alle unità a tetto o a letto della zona di taglio stessa.

Le miloniti derivano principalmente da paragneiss e micascisti con qualche livello di quarzite (Fig. 36) e registrano un metamorfismo in facies scisti verdi. Successivamente alla deformazione duttile, è riconosciuta una deformazione cataclastica verso il tetto della zona di taglio. L'unità di Tessa si distingue per avere un marcato metamorfismo di età alpina in facies anfibolitica ben preservato (con anche relitti eclogitici di una precedente fase di alta pressione, BARGOSSI *et alii*, 2010), mentre le rocce dell'unità di San Leonardo mostrano una diffusa retrocessione in facies scisti verdi delle paragenesi di facies anfibolitica di età



Fig. 36 - Miloniti della linea del Giovo in prossimità del Passo omonimo. Le miloniti derivano principalmente da paragneiss con livelli di quarziti, distinguibili in foto per il colore bianco. La foliazione immerge verso WNW.

varisica. Per questo motivo si è preferito mantenere chiaramente distinte le litologie dell'unità di Tessa, inserendo tutti gli affioramenti di miloniti in facies scisti verdi nell'unità di San Leonardo.

La zona di taglio si estende in direzione ENE-WSW dal Passo del Giovo (1990 m) sino a NE dell'abitato di San Leonardo in Passiria, dove le miloniti affiorano intorno a quota 900 m lungo il Rio di Valtina, per poi scomparire spostandosi verso valle. Lo spessore della zona di taglio varia da 50 a 250 m.

L'interpretazione cinematica e tettonica della linea del Giovo è discussa nel § VI.

2.2. - UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI TESSA

L'unità di Tessa affiora in modo esteso nel Foglio. Si colloca sia in destra che in sinistra idrografica del F. Passirio da San Leonardo fino a poco a monte di Moso in Passiria. Da qui si estende verso SW nella Valle di Plan, dove affiora sia in destra che in sinistra idrografica. I litotipi attribuiti all'unità di Tessa costituiscono entrambi i versanti della Val Racines, oltre che parte del versante

destro idrografico della Val Ridanna. Nell'area del Foglio il limite S dell'unità è dato dal sistema di faglie Passiria-Giovo, attraverso il quale è posta in contatto con l'unità di San Leonardo. A N l'unità di Tessa è posta a contatto tettonico con quella di Monteneve. Il limite fra le due unità è delineato da una zona di taglio, ampia talora diverse decine di metri, caratterizzata da una *fabric* milonitico più o meno intensamente sviluppato. Talora la zona di taglio duttile è obliterata da una sovrainpronta cataclastica. Il contatto risulta ben visibile sul versante sinistro idrografico della Valle di Plan, fra la zona del Rifugio omonimo e la Cima Bianca. Altrove il contatto risulta visibile in modo discontinuo ed è stato tracciato anche sulla base della differente composizione litologica delle due unità.

L'unità di Tessa risulta formata principalmente da metapeliti e metapsammiti (paragneiss a bande - OTP), micascisti (OTM), con minori intercalazioni di anfiboliti e gneiss anfibolici (OTF), quarziti (OTQ), marmi a silicati (OTB) e calcescisti (OTC). All'interno delle anfiboliti sono localmente preservati relitti eclogitici (OTE). Livelli di ortogneiss granitoidi (OTL) affiorano localmente lungo i versanti a N di San Leonardo in Passiria e, più raramente, in Val di Plan.

2.2.1. - Paragneiss a bande (OTP)

Costituiscono il litotipo predominante dell'unità di Tessa. Affiorano su entrambi i versanti della Val Passiria fino al contatto con l'unità di Monteneve, poco a N di Moso. Sono inoltre diffusi in Val di Plan e nelle sue valli laterali (Valle di Ulfas e Valmezzana). Nel settore SE del Foglio affiorano in destra idrografica della Valle di Valtina e della Valle del Rio Giovo, sul versante meridionale della Val di Racines e, in minor misura, su quello settentrionale, dove sono intercalati ai micascisti (OTM) e ai marmi a silicati (OTB). Localmente si osservano anche sul versante meridionale della Val Ridanna a N del Sasso di Mareta.

I paragneiss presentano una tessitura a bande, determinata dall'alternanza composizionale di livelli prevalentemente quarzoso-feldspatici con livelli più micacei. Lo spessore delle singole bande varia da pochi millimetri sino a una decina di centimetri. La grana è media o minuta e solo localmente si riconoscono porfiroblasti di granato e talora di biotite aventi dimensioni di alcuni millimetri e, più raramente, di 1-2 centimetri (Stulles, Maso Novale in Val di Plan, a S della Piccola Punta di Montecroce), talora senza orientazione preferenziale. I litotipi paragneissici più comuni sono frequentemente biotitici e occasionalmente a due miche. Alla mesoscala sono visibili pieghe disarmoniche. L'elemento dominante del *fabric* mesoscopico è una foliazione di piano assiale $S_{1,2}$ individuata dall'orientazione preferenziale di mica chiara e biotite. Tale foliazione risulta sempre parallela alle bande composizionali. La foliazione è stata così denominata in quanto, sul terreno, la distinzione fra S_1 e S_2 è possibile solo nelle zone di cerniera di alcune pieghe, altrove le due sono mesoscopicamente irrisolvibili.

La mineralogia è data da: quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara, \pm granato, \pm staurolite \pm cianite \pm clorite. Rutilo, ilmenite, apatite e zirconio sono presenti

in quantità accessoria. In Val di Plan si osserva frequentemente la crescita di cristalli aciculari di tormalina sui piani della foliazione S_{1-2} , talora le tormaline includono granati submillimetrici. Granato, cianite e staurolite tendono a comparire nei livelli più micacei (composizione più pelitica), e si rinvencono frequentemente in Val di Plan e nelle zone basse della Val Mara, dove sono visibili localmente anche in affioramento.

GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a, b; 1972) hanno segnalato la presenza di sporadici aciculi di sillimanite, spesso nucleati sulla cianite.

Frequente è la blastesi di plagioclasio, spesso evidenziata da ocelli con diametro di alcuni millimetri, di colore biancastro e ben visibili sul terreno.

I porfiroblasti millimetrici di granato mostrano una crescita complessa caratterizzata dalla presenza di un nucleo (Grt I) pre- S_2 , sul quale cresce un bordo (Grt II) di 1-2 mm sin-cinematico rispetto alla foliazione S_2 . Porfiroblasti submillimetrici di granato (Grt III), con una caratteristica composizione ricca in Mn, sono stati osservati nei campioni provenienti dalle vicinanze di San Leonardo, sul versante destro della Val Passiria. Cianite e staurolite sono stabili sia precedentemente allo sviluppo della S_2 (St I, Ky I), sia durante lo sviluppo della stessa, dove mostrano crescita sin-cinematica (St II, Ky II). Una crescita statica di staurolite (St II) post- S_2 è stata osservata solo localmente.

La fase deformativa D_3 ha prodotto nei paragneiss una crenulazione talora pervasiva su scala centimetrica (Fig. 37). Dove la crenulazione è più intensa, si osserva lo sviluppo di un clivaggio S_3 associato alla crescita di mica chiara e clorite, raramente sostituita dalla biotite.



Fig. 37 - Paragneiss a bande interessati da crenulazione di fase D_3 su scala metrica/centimetrica. Affioramenti alla confluenza Rio di Plan - F. Passirio, Moso in Passiria.

2.2.2. - *Micascisti (OTM)*

Insieme ai paragneiss a bande (OTP) costituiscono uno dei litotipi più diffusi nell'unità di Tessa. Nella maggior parte dei casi il passaggio tra micascisti e paragneiss a bande è transizionale, con quantità intermedie e variabili di fillosilicati e frazione quarzoso-feldspatica. I micascisti affiorano principalmente, per quanto riguarda il settore SW del Foglio, sul versante sinistro della Valle di Plan, in Valmezzana, in Valle di Ulfas e sul versante della Val Passiria dove sorge l'abitato di Stulles. Nel settore SE sono presenti sulla cresta fra il Passo Giovo e Malga Pixner, alla testata e sul versante sinistro della Val Racines e, infine, sul versante destro della Val Ridanna, al limite E del Foglio.

Si tratta di rocce di colore grigio-argenteo e grana media (micascisti argentei di GREGNANIN & PICCIRILLO 1969a, b; 1972). I minerali principali sono quarzo, miche chiare (muscovite e subordinata paragonite), plagioclasio, biotite, granato, staurolite e cianite, quest'ultima presente solo localmente. Come minerali accessori si ritrovano frequentemente apatite, zircone, tormalina, rutilo e ilmenite. Caratteristica è la presenza di cristalli di tormalina disposti sui piani della foliazione principale S_2 , talora con granati submillimetrici, così come nei paragneiss a bande (OTP).

L'elemento più pervasivo del *fabric* mesoscopico è la foliazione $S_{1,2}$, individuata dall'orientazione di forma preferenziale di Ms (I) e Bt (I). La foliazione principale si è formata nella fase D_2 , ma mostra tipicamente nei *microlithons* le piccole cerniere delle micropieghe D_1 , sovente individuate da livelletti di quarzo. Alla scala mesoscopica i micascisti non presentano generalmente pieghe disarmoniche (cfr. paragneiss a bande - OTP), in quanto la deformazione D_2 ha trasposto intensamente le strutture precedenti parallelizzandole ai piani assiali delle pieghe D_2 .

L'associazione di facies anfibolitica, generalmente sviluppatasi durante la fase deformativa D_2 , risulta ovunque ben preservata, con retrocessione delle paragenesi limitata alla formazione di clorite e mica chiara sericitica, principalmente lungo piani di taglio intrafoliali e lungo i piani di clivaggio tardivi D_3 . I relitti di associazioni mineralogiche precedenti la foliazione principale S_2 comprendono mica chiara fengitica (cfr. capitolo VI), biotite e granato (Grt I) con inclusi di quarzo, rutilo, biotite e mica chiara, talora individuanti una foliazione interna ai granati. Una successiva generazione di granato (Grt II) cresce sin-cinematicamente nella fase D_2 , formando bordi di crescita sui vecchi nuclei. Anche nei micascisti è diffusa la crescita di una nuova generazione di granato (Grt III) post- D_2 , che cresce in piccoli cristalli sovrapposti alla matrice micacea, oppure in aggregati situati sui bordi di granati preesistenti. La cianite è da pre- a sin-cinematica rispetto alla S_2 , mentre la staurolite cresce da pre- a post- S_2 .

2.2.2.1. - *Micascisti quarzosi (OTM_a)*

Costituiscono varietà più ricche in quarzo rispetto ai precedenti micascisti,

con un contenuto in quarzo che arriva a costituire fino al 40-50% del litotipo. Affiorano diffusamente lungo il fondovalle della Val Racines e sul versante idrografico sinistro della Valle di Plan, intercalati ai paragneiss a bande (OTP) nella parte bassa e, a quote più elevate, fra i marmi a silicati (OTB) e il contatto con l'unità di Monteneve (Fig. 38). Affiorano inoltre in Val Racines, per lo più al passaggio fra i micascisti (OTM) e i marmi a silicati (OTB), e in Val Ridanna a W del paese di Mareta. Si tratta di rocce di colore grigio chiaro a grana solitamente minuta, con il quarzo che si distribuisce abbastanza omogeneamente nel litotipo, talora concentrandosi in lenti e *ribbons* di quarzo di dimensioni variabili da qualche centimetro ad alcuni decimetri. La tessitura è foliata, con la scistosità principale (S_2) individuata da mica chiara e biotite. Rispetto ai micascisti (OTM) la biotite risulta presente in quantità minori, fino a scomparire in alcuni livelli. Oltre alle miche sono presenti plagioclasio, granato e staurolite. Apatite, zircone, rutilo, ilmenite e clorite sono presenti in quantità accessorie. Frequente è la presenza di cristalli di tormalina post- S_2 , sia aciculari che prismatici, lunghi fino a 4-5 cm (località Sasso di Dentro, Val di Plan). I rapporti blastesi-deformazione, fatta eccezione per la cianite, non rinvenuta nei campioni analizzati, sono del tutto simili a quelli illustrati precedentemente per i micascisti.



Fig. 38 - Micascisti quarzosi con porfiroblasti di granato fino a 1 cm di diametro. Versante SE del Monte Scabro (2926 m) in Valle di Plan, intorno a q. 2350 m.

2.2.3. - *Quarziti (OTQ)*

Si tratta di quarziti e quarziti micacee a grana minuta e colore variabile dal bianco al grigio, con frequenti patine d'alterazione di colore ruggine. La tessitura è foliata, più raramente di aspetto massivo dove le miche sono scarse. La foliazione principale (S_2) è individuata dall'orientazione preferenziale di mica chiara e biotite; anche il quarzo presenta solitamente un'orientazione preferenziale di forma. La mineralogia è data da: quarzo, mica chiara, biotite, clorite e plagioclasio. In sezione sottile si riconoscono inoltre apatite, rutile, ilmenite e rari individui di granato con dimensioni fino a qualche millimetro.

Le quarziti affiorano in lenti e livelli spessi alcuni metri con discreta continuità laterale sul versante sinistro della Valle di Plan, dove sono intercalate ai micascisti quarzosi (OTM_a) nella parte alta, ai paragneiss a bande (OTP) al piede del versante. Fra Moso e Stulles affiora un consistente livello di quarzite spesso alcune decine di metri e lungo circa 2 km, orientato approssimativamente E-W.

2.2.4. - *Ortogneiss granitoidi (OTL)*

Si tratta perlopiù di gneiss, di colore grigio o biancastro, con biotite prevalente sulla mica chiara. Hanno grana media, talora grossolana, e spesso mostrano una tessitura occhiadina. Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, biotite, mica chiara e talvolta clorite. La foliazione S_2 è marcata essenzialmente da biotite e mica chiara. Hanno tessitura generalmente tettonitica (tessitura anisotropa dovuta alla presenza di foliazione e/o lineazione derivata da processi deformativi), fatta eccezione per il livello affiorante lungo la strada che porta al Passo Giovo da San Leonardo, dove, essendo interessati dalla deformazione della zona di taglio della linea del Giovo, hanno invece tessitura milonitica. I porfiroclasti di K-feldspato, dove presenti, hanno dimensioni fino a 3-4 cm.

Macroscopicamente si riconoscono plagioclasio, K-feldspato, biotite, quarzo. La mica chiara è subordinata e presente soprattutto in prossimità dei contatti con i paragneiss a bande (OTP). In sezione sottile sono riconoscibili anche quantità accessorie di clorite, rutile e apatite.

Si osservano principalmente vicino a S. Leonardo in Passiria, in alternanza con i paragneiss a bande (OTP), in livelli da decametrici a ettometrici e, localmente, lungo la strada che da S. Leonardo porta al Passo Giovo. Un singolo livello spesso pochi metri è inoltre presente in Val di Plan (località Col di Cres) sempre all'interno dei paragneiss a bande.

2.2.5. - *Anfiboliti (OTF)*

Le anfiboliti e gli altri litotipi correlati (vedi paragrafi seguenti) affiorano in modo relativamente diffuso nell'unità di Tessa. Le anfiboliti si presentano

generalmente in forma di livelli o *boudins* di lunghezza plurimetrica, ma possono arrivare a costituire corpi di notevole spessore (50-100 m) ed estensione laterale superiore al chilometro (Moso, Stulles). Sono principalmente intercalate ai paragneiss a bande (OTP), ma si rinvencono anche nei micascisti (OTM) e, in Val Racines, nei marmi a silicati (OTB).

Sul terreno il colore è verde o verde scuro. La tessitura caratteristica mostra un *layering* composizionale dato dall'alternanza di livelli, da millimetrici a centimetrici, ricchi in anfibolo o plagioclasio (Fig. 39).

La grana è medio-fine, con tessitura equigranulare tettonitica. In affioramento i minerali riconoscibili sono esclusivamente anfibolo, plagioclasio e biotite. La mineralogia determinata in sezione sottile è la seguente: anfibolo, plagioclasio, biotite, ilmenite, apatite e zirconio. Raramente sono stati osservati individui di granato submillimetrico, titanite, epidoto e clorite, quest'ultimi come minerali secondari. La foliazione principale, S_2 , è individuata dall'orientazione preferenziale dei cristalli prismatici di anfibolo (Amp II) e risulta sempre parallela al *layering* composizionale eventualmente presente. Una prima generazione di anfibolo (Amp I) pre- S_2 , è stata osservata in diversi campioni. Frequentemente ai bordi dei porfiroblasti di Amp (I) è presente la crescita di

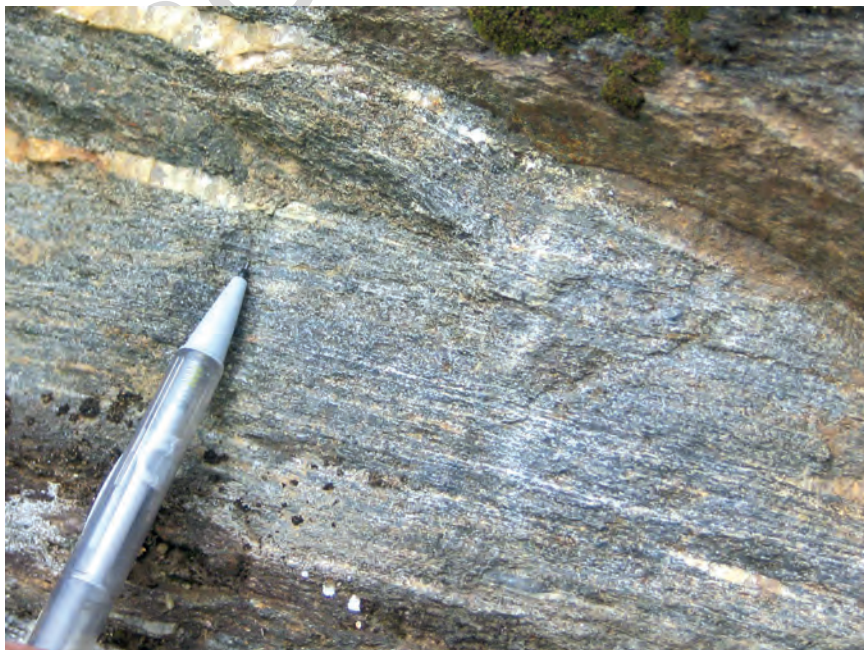


Fig. 39 - Anfiboliti a bande con *layering* composizionale millimetrico o submillimetrico dato da livelli alternativamente ricchi in plagioclasio o anfibolo. Affioramenti a N dell'abitato di Plata, Valle di Plan.

una seconda generazione di anfibolo (Amp II), probabilmente coevo alla crescita degli anfiboli che individuano la S_2 .

In alcuni livelli di anfiboliti in Val Racines, la biotite è presente in quantità superiori, arrivando a costituire fino al 30% dell'intera roccia.

2.2.5.1. - Anfiboliti a granato (OTF_a)

Fra le anfiboliti si distinguono quelle a granato abbondante, solitamente visibile anche in affioramento e sul campione a mano. Affiorano in livelli e *boudins* talora intercalati ai paragneiss a bande (OTP), talora alle anfiboliti stesse (OTF). Affiorano principalmente in prossimità di Moso, come livelli o corpi all'interno delle anfiboliti (OTF). Si ritrovano inoltre in modo abbastanza diffuso in Valle di Ulfas e sul versante destro idrografico della Valmezzana (Giogo Strizzon, 2230 m). Livelli e *boudins* di dimensione metrica si trovano infine intercalati ai paragneiss a bande (OTP) sul versante S del Punta di Montecroce, a N di San Leonardo, sulla strada che da questa località porta al Passo Giovo, e sul versante N della Val Racines nei pressi di Colle.

La grana di queste rocce varia da media a grossolana. Talora presentano una tessitura a bande. I minerali presenti sono anfibolo, plagioclasio, granato, quarzo, biotite, titanite, epidoto; rutilo, ilmenite e apatite sono fasi accessorie. I granati si presentano frequentemente con una corona di plagioclasio, visibile anche sul terreno, formatasi durante la retrocessione delle paragenesi anfibolitiche di più alta pressione. La foliazione S_2 è data dall'orientazione preferenziale di forma di anfibolo (Amp II) e, dove presente, biotite. Una prima generazione di anfibolo (Amp I) è preservata come porfiroblasto nei *lithons* della foliazione S_2 e, talora, come incluso nel granato. Quest'ultimo risulta sempre pre- S_2 , mentre appare sin-cinematico alla S_2 lo sviluppo delle corone di plagioclasio \pm anfibolo intorno ai porfiroblasti di granato.

In prossimità dei livelli di marmi a silicati (OTB), le anfiboliti contengono frequentemente calcite e abbondanti silicati di calcio come epidoto e titanite.

2.2.5.2. - Anfiboliti a biotite (OTF_b)

Anfiboliti particolarmente ricche in biotite che affiorano localmente lungo la cresta spartiacque tra le valli Passiria e Racines a W del Passo Giovo. Costituiscono lenti o *boudins* di spessore mediamente metrico. Possiedono grana media e tessitura foliata. La foliazione è data dall'isorientazione dei cristalli di anfibolo e di biotite. In alcuni livelli la biotite è anche molto abbondante. Sono costituite principalmente da anfibolo, plagioclasio, biotite, quarzo.

In alcune località (presso la confluenza fra il Rio di Plan e il F. Passirio fra Moso e Plata, e lungo il versante S della Val Racines) le anfiboliti passano a gneiss anfibolici per l'aumento della frazione feldspatica.

2.2.6. - *Anfiboliti a granato con relitti eclogitici (OTE)*

Nelle anfiboliti a granato affioranti nei pressi di Moso in Passiria del Giogo Strizzon (Valmezzana) e nei pressi dell'abitato di Gomion è stata segnalata da tempo la presenza di relitti eclogitici (POLI, 1991) in forma di simplectiti di plagioclasio+anfibolo su clinopirosseno sodico.

In affioramento questo litotipo è di aspetto molto simile alle anfiboliti a granato (OTF_a), con grana media o medio-grossa ed evidenti porfiroblasti di granato (Fig. 40) pre-cinematico alla foliazione principale. Il colore verde più chiaro rispetto a quello delle anfiboliti a bande e la tessitura a bande meno pronunciata sono i soli caratteri distintivi per un'attribuzione sul terreno. Gli affioramenti lungo la strada che conduce a Stulles mostrano caratteristiche bande o vene con arricchimenti in granato o simplectiti di pirosseno diopsidico con anfibolo ed albite, pseudomorfi su originari pirosseni onfacitici.

La mineralogia è data da granato, clinopirosseno sodico, zoisite, titanite, mica chiara fengitica, anfibolo.

La ricostruzione del percorso P-T per le anfiboliti di Moso (POLI, 1991) ha evidenziato un picco metamorfico in facies eclogitica a 0.9-1.2 GPa e 700°C.

L'età del metamorfismo eclogitico nell'unità di Tessa è vincolata da datazioni radiometriche Sm/Nd sui granati (HABLER *et alii*, 2006) ed U-Pb su zircone (BARGOSSÌ *et alii*, 2010; ZANCHETTA *et alii*, 2013) intorno ai 90-85 Ma.



Fig. 40 - *Anfiboliti a granato con relitti eclogitici con caratteristiche lenti di aspetto pegmatoide, con pseudomorfi su originari cristalli di pirosseno onfacitico. Affioramenti a W dell'abitato di Stulles, in prossimità dell'ultima galleria.*

2.2.7. - *Marmi a silicati (OTB)*

Si tratta di marmi calcitici con rare intercalazioni dolomitiche a contenuto variabile di silicati. La grana varia da minuta a media, talora saccaroide, con colori che vanno dal bianco latte al giallastro. La mineralogia è la seguente: calcite, mica chiara, (clino)zoisite, anfibolo tremolitico e quarzo. Sono localmente presenti in quantità accessoria solfuri, apatite, grafite, ossidi di ferro e clorite. Alcuni sottili livelli (da qualche decimetro fino al metro) di composizione dolomitica sono presenti in Val di Plan, all'interno del grosso livello che si estende per più di 5 chilometri sul versante sinistro idrografico della valle, fra il Rifugio Plan a SW e la Cima Bianca (2399 m) a NE. Oltre che in Val di Plan i marmi a silicati (OTB) affiorano in modo diffuso sulla cresta fra la Guardia Alta (2609 m) e la Punta di Montecroce (2743 m) a N di Moso (Fig. 41). Nel settore SE del Foglio sono inoltre presenti sul versante N della Val Racines, con livelli spessi fino a diverse centinaia di metri, intercalati a paragneiss a bande (OTP) e micascisti (OTM) e, infine, sul versante S della Val Ridanna (Sasso di Mareta), dove sono anche oggetto di coltivazione.

I marmi mostrano solitamente aspetto massiccio; la tessitura anisotropa è visibile unicamente dove è più abbondante la componente silicatica e dove è presente una variazione cromatica fra i singoli livelli del marmo stesso. Nei



Fig. 41 - Livelli di marmi a silicati (OTB) intercalati ai paragneiss a bande (OTP). Punta di Punta di Montecroce (2743 m) vista dalla Croce Bianca di Moso (2399 m).

marmi impuri la foliazione principale S_2 è individuata da mica chiara, clinozoisite ed anfibolo; le alternanze di livelli a composizione esclusivamente carbonatica con livelli a silicati di regola sono parallele alla S_2 stessa. In prossimità del contatto con l'unità di Monteneve, la foliazione S_2 tende ad assumere un carattere milonitico, risultante in una significativa riduzione di grana e nello sviluppo di un'orientazione preferenziale di forma della calcite prodotta per ricristallizzazione sin-cinematica.

2.2.8. - *Calcescisti (OTC)*

Rocce carbonatiche a grana minuta intensamente foliate, costituite dall'alternanza di livelli centimetrici a calcite e livelli dominati da mica chiara e clorite. Il colore varia da bianco-crema a marrone, con la diminuzione della frazione carbonatica. Frequentemente si presentano con aspetto "cariato" dovuto alla dissoluzione preferenziale della calcite rispetto ai silicati. Dove presente un *layering* composizionale, questo è parallelo alla foliazione. Sul terreno si riconoscono calcite, mica chiara, clorite, quarzo, (clino)zoisite, plagioclasio e anfibolo. Nell'area del Foglio affiorano in misura cartografabile solo sul versante a NW di Plan, intorno a quota 2100 m, dove sono presenti in una lente pluridecimetrica al contatto fra paragneiss a bande (OTP) e marmi a silicati (OTB). Piccoli *boudins* decimetrici di calcescisti sono presenti all'interno dei paragneiss a bande fino a 10-20 m dal contatto litologico principale. Intorno a questi *boudins* è frequente osservare lo sviluppo di una corona metasomatica formata da anfibolo+plagioclasio+granato nei paragneiss, con grana decisamente maggiore di quella dell'incassante (Fig. 42).

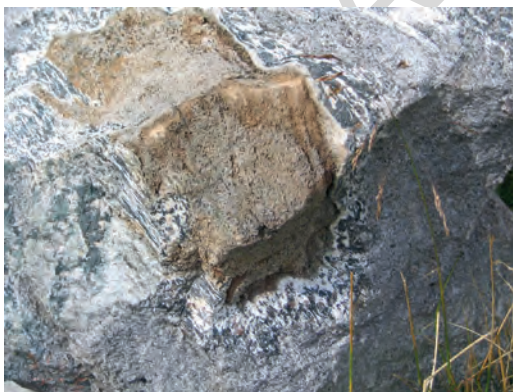


Fig. 42 - Bordo di reazione metasomatico fra i *boudins* (circa 15 x 6 cm) di calcescisti e i paragneiss a bande incassanti. Si riconoscono anfibolo, plagioclasio e granato in individui millimetrici. Val di Plan, lungo il Ferner Bach a quota 2050 m ca.

2.3. - UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI MONTENEVE

L'unità di Monteneve è stata distinta storicamente grazie alle sue peculiari litologie, caratterizzate dalla presenza di granato ed anfibolo, spesso in porfiroblasti di diversi centimetri (*Horneblende Garbenschiefer*). Storicamente l'unità di Monteneve ("*Schneeberger Gesteinzug*", SANDER, 1920a) viene suddivisa in una porzione centrale ("Membro di Salto" di JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971), litologicamente omogenea e costituita da micascisti sericitici a granato e scarse anfiboliti, e un settore marginale, litologicamente più eterogeneo ("Membro di Casabella" di JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971 o "*Bunte Serie*" di MAURACHER, 1980) con un'alternanza di livelli da metrici a decametrici di micascisti a granato, anfiboliti, quarziti, marmi e calcescisti. La potenza di questa fascia marginale varia localmente da poche decine di metri ad alcune centinaia.

Verso S il limite tettonico con l'unità di Tessa è caratterizzato dal passaggio dalla serie eterogenea marginale a grana grossa, tipica dell'unità di Monteneve, ai paragneiss a bande (OTP) e ai micascisti (OTM) dell'unità di Tessa. Il contatto è spesso sottolineato dalla presenza di livelli di quarziti, marmi e micascisti a tessitura milonitica. Localmente il contatto risulta riattivato in una zona di taglio cataclastica (ZANCHETTA, 2010), talora associata allo sviluppo di pseudotachiliti (BESTMANN *et alii*, 2011). A N l'unità di Monteneve è in contatto tettonico con il basamento polimetamorfico della falda dell'Ötztal. Anche in questo caso il contatto è marcato da una zona di taglio milonitica con spessore variabile che può raggiungere 10-20 m (quota 2100 m sulla strada per il Passo del Rombo).

Nell'area del presente Foglio, l'unità di Monteneve affiora estesamente in una fascia orientata approssimativamente SW-NE (Fig. 24) comprendente: la parte alta del versante sinistro idrografico della Valle di Plan, l'intera Valle del Lago, la Val Passiria nel tratto poco a monte di Moso fino alla confluenza con la Valle del Tumulo, la parte bassa della valle del Rio dei Malgari, il tratto inferiore e il versante sinistro alto della valle del Rio Montenevoso, la Val Lazzago, il crinale fra la Forcella Zermedo (2619 m) e il Monte Tallone Grande (2669 m) e, infine, il tratto intermedio della Val Ridanna, fra Masseria e l'angolo NE del Foglio.

L'unità di Monteneve è principalmente formata da rocce metapelitiche comprendenti: micascisti a porfiroblasti di granato (OSF), localmente con varietà ricche in biotite e con granati centimetrici (OSG), micascisti sericitici (OSR), micascisti a carbonati (OSH) con porfiroblasti di anfibolo. Sono inoltre diffusi, soprattutto nel settore marginale dell'unità, i livelli di quarziti (OSQ), talora con caratteristici porfiroblasti di granato formati da aggregati di cristalli millimetrici (Masseria, Val Ridanna). Sempre nella zona marginale compaiono marmi a silicati (OSB) e calcescisti (OSC), gneiss e scisti a granato ed anfibolo (OSD) sempre con una frazione carbonatica. Diffusi sono i livelli di anfiboliti (OSA), affioranti prevalentemente nella Valle del Lago e localmente altrove, con vari sottotipi: anfiboliti a granato (OSA_a), anfiboliti a carbonati (OSA_b), anfiboliti a mica bianca (OSX). Sul crinale fra la Valle del Lago e l'abitato di Corvara in P. è presente un corpo, esteso circa 1 kmq, di gneiss biotitico-anfibolici (OSW) di probabile origine metaintrusiva.

2.3.1. - *Miscascisti sericitici (OSR)*

Questo litotipo corrisponde generalmente ai “Miscascisti filladici” e “Miscascisti plumbei” (JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971). La litologia è data da miscascisti ad aspetto “filladico” di colore grigio scuro a grana medio-fine con porfiroblasti millimetrici di granato e biotite, immersi in una matrice sericitica (Fig. 43).

La mineralogia è data da: mica chiara, quarzo, biotite, plagioclasio, granato, cianite, sillimanite (rinvenuta qui per la prima volta sui dossi in roccia sotto al Monte Scabro, Valle del Lago) ed opachi indeterminati. Rispetto ai miscascisti a granato (OSF), gli alluminosilicati risultano in genere più abbondanti. I fillosilicati costituiscono almeno il 50% del volume della roccia. La mica chiara, in forma sericitica, presenta una grana molto fine, che determina l'aspetto “filladico” (Fig. 43). I fillosilicati assumono un'orientazione preferenziale di forma a costituire una scistosità pervasiva a scala millimetrica (S_2). Il granato è presente con abbondanza variabile, da pochi individui sparsi di dimensioni millimetriche, a livelli con abbondanti cristalli con abito rombododecaedrico e dimensioni fino a 2 cm (Fig. 44).



Fig. 43 - Il tipico aspetto “filladico” dei miscascisti sericitici (OSR). Il colore varia dal grigio argenteo al plumbeo con i porfiroblasti di granato che comunemente hanno dimensioni di qualche millimetro. Salendo a San Martino di Monteneve dalla strada del Passo del Rombo.



Fig. 44 - Livello con abbondante granato nei micascisti sericitici (OSR). I porfiroblasti di granato si presentano quasi sempre con abito rombododecaedrico. Valle del Rio dei Malgari presso Malga dei Malgari di sotto.

I micascisti sericitici a granato affiorano nella parte centrale dell'unità di Monteneve, limitati, sia a N che S, dalla "serie eterogenea" (JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971) formata dall'alternanza delle di micascisti a granato, anfiboliti, marmi, calcescisti e quarziti. Essi affiorano in modo diffuso in bassa Valle del Lago, sul versante a W di Corvara in Passiria, nella valle del Rio dei Malgari e nel tratto intermedio e alle testate delle laterali destre (Valle di Lazzago, valle del Rio degli Arbusti, valle del Rio Vallicola) della Val Ridanna.

2.3.2. - Micascisti a porfiroblasti di granato (OSF)

Si tratta di micascisti sericitici o di micascisti più grossolani caratterizzati dalla presenza di grossi individui di granato, di anfibolo e di biotite; localmente passano gradualmente a scisti quarzosi. Le rocce presentano un colore da grigio-argento a grigio-scuro (Fig. 45).

Sono costituiti da: quarzo, plagioclasio, mica chiara, biotite, granato, anfibolo, clorite e calcite. Caratteristica è la presenza di livelli centimetrici

ad anfibolo e carbonati. Molto frequentemente si nota sugli affioramenti la presenza di porfiroblasti sin-cinematici di granato, aventi diametro sino a 2-3 cm (Fig. 46), con foliazione interna sistematicamente ruotata rispetto alla foliazione principale.



Fig. 45 - Micascisti a porfiroblasti di granato (OSF) in contatto con calcescisti (in basso a sinistra). Si notano l'abbondanza di livelli quarzosi e l'intensa deformazione causata dallo sviluppo delle pieghe di fase D_3 . Dosso dei Pastori, Valle del Lago.



Fig. 46 - Porfiroblasti centimetrici di granato, sin-cinematici rispetto alla foliazione S_2 . Strada per il Passo Rombo, Valle del Lago.

La roccia mostra generalmente una tessitura marcatamente scistosa, con una foliazione (S_2) pervasiva su scala millimetrica, e individuata dall'orientazione preferenziale di mica chiara e biotite. In Valle di Plan, in prossimità del contatto con l'unità di Tessa, i micascisti mostrano un'*fabric* milonitico con la comparsa di una lineazione mineralogica data principalmente da biotite, quarzo e, raramente, aggregati ellissoidali di cristalli di granato submillimetrici e millimetrici. Altrove il granato è presente in cristalli idiomorfi, frequentemente con abito rombododecaedrico, di diametro fino a 4-5 cm, avvolti dai letti micacei. Il granato, presente pressoché ovunque, arriva a costituire fino al 7-8% in volume della roccia.

I porfiroblasti di anfibolo mostrano abito prismatico allungato, raggiungendo in qualche caso 5 cm. Compaiono soprattutto nelle vicinanze di livelli o *boudins* di anfibolite a granato, per uno spessore di 2-3 m dal contatto stesso. Dove i *boudins* sono costituiti da anfiboliti a granato e carbonati, i micascisti mostrano una debole reazione all'HCl, che evidenzia la presenza di carbonati nei primi decimetri prossimi al contatto. In qualche caso è visibile sul terreno la pseudomorfosi di biotite su anfibolo, post-cinematica rispetto alla foliazione S_2 . La biotite si presenta sia in individui submillimetrici che formano la matrice micacea sia in porfiroblasti di 2-3 mm, post-cinematici rispetto alla foliazione S_2 (Vedretta del Principe e Testa Scheib in Valle del Lago). La mica chiara è presente sia in individui millimetrici, sia in forma di matrice sericitica. Tale mica contiene un'abbondante frazione paragonitica.

Nel settore SW del Foglio i micascisti a granato affiorano sul versante sinistro della Valle di Plan, sopra quota 2000 m, sul crinale che divide questa valle dalla Valle del Lago, e alla testata di quest'ultima. Spostandosi verso NE si ritrovano in prossimità di Corvara in Passiria, nella valle del Rio dei Malgari, nella conca di San Martino in Monteneve, dove sono a diretto contatto con il basamento polimetamorfo della falda dell'Ötztal, sul crinale sinistro della Val Racines e, infine, nelle valli laterali destre della Val Ridanna e sul versante sinistro di quest'ultima.

2.3.3. - *Micascisti biotitico a granati giganti (OSG)*

Si tratta di micascisti biotitico-muscovitici di colore grigio da chiaro a scuro a grana media-grossa, caratterizzati dalla presenza di megablasti di granato con dimensioni che superano i due centimetri di diametro fino ad arrivare ad esemplari con diametro di circa 20 cm. (Fig. 47). Rispetto ai micascisti a granato (OSF) presentano una maggiore abbondanza di biotite rispetto alla mica chiara. I minerali che costituiscono questa litologia sono, in ordine di abbondanza relativa: biotite, granato, quarzo, mica chiara, plagioclasio, anfibolo, cianite e sillimanite. La tessitura è scistosa, con una foliazione S_2 pervasiva a scala submillimetrica, data dall'orientazione preferenziale di biotite e dalla poca mica chiara. I megaporfiroblasti di granato hanno abito rombododecaedrico



Fig. 47 - Porfiroblasto di granato con abito subeudrale e diametro di diversi centimetri. I granati crescono, almeno per la parte esterna, contemporaneamente allo sviluppo della S_2 . Monte Scabro, Valle del Lago.

da eudrale a subeudrale, con una foliazione interna continua con quella della matrice, ma disposta ad alto angolo a causa della rotazione relativa avvenuta tra porfiroblasti e matrice. Sono inoltre presenti comunemente porfiroblasti di biotite e sillimanite da tardo- a post-cinematici rispetto alla S_2 .

I micascisti a granati giganti affiorano in un'area limitata nella testata della Valle del Lago. Più precisamente, essi costituiscono una fascia di non più di 150 m di spessore lungo la cresta che si diparte in direzione NW dalla cima del Monte Scabro (2926 m).

2.3.4. - *Micascisti a carbonati* (OSH)

Si tratta di micascisti muscovitici-biotitici, di colore grigio-biancastro a porfiroblasti di granato e caratterizzati dalla presenza di carbonati visibili ad occhio nudo. I carbonati (calcite e secondariamente Mg-calcite) sono presenti sia diffusi nella matrice, sia in livelli concentrati passanti, dove abbondanti, ai calcescisti (OSC). I minerali che costituiscono questo litotipo sono: mica chiara, biotite, quarzo, plagioclasio, calcite, granato, anfibolo e opachi indeterminati.

La tessitura è scistosa con la foliazione principale (S_2) data dall'orientazione preferenziale di mica chiara e biotite. Dove i carbonati sono più abbondanti compare un *layering* composizionale abbastanza ben definito, dato da livelli silicatici e livelli a calcite (Fig. 48). Il granato, significativamente meno abbondante che nei litotipi a composizione metapelitica, è presente come porfiroblasto ad abito rombododecaedrico di dimensioni subcentimetriche da pre- a sin-cinematici rispetto alla foliazione principale. Localmente si osserva la crescita di porfiroblasti di anfibolo con abito prismatico allungato, da tardo- a post-cinematici rispetto alla foliazione S_2 .

I micascisti a carbonati affiorano prevalentemente nel settore alto della Valle del Lago, dove sono intercalati ai calcescisti (OSC), marmi a silicati (OSB) e micascisti a porfiroblasti di granato (OSF). Minori affioramenti si riconoscono nella zona del Monte Tallone, lungo la cresta tra le valli Ridanna e Racines.



Fig. 48 - *Cristallizzazione statica di porfiroblasti subidiomorfi di anfibolo sulla foliazione S_2 nei micascisti a carbonati. Sinistra idrografica della Vedretta del Lago, nella valle omonima.*

2.3.5. - *Quarziti (OSQ)*

Le quarziti si presentano sul terreno come livelli dallo spessore lateralmente omogeneo e variabile da pochi metri a 150-200 m, sino a 1500 m a S di Corvara in Passiria, in prossimità del contatto fra le unità di Tessa e Monteneve. Il colore varia da grigio a biancastro con grana solitamente minuta, fatta eccezione per la presenza sporadica di porfiroblasti di granato aventi diametro di 2-3 mm. Sono caratterizzate da una tessitura foliata, con la foliazione principale definita dall'orientazione di forma preferenziale di quarzo, mica chiara e biotite. Talora passano a scisti quarzosi per aumento della componente micacea. La mineralogia è data da: quarzo, plagioclasio, mica chiara, biotite, granato, apatite,

zircono e opachi non determinati. La biotite risulta a volte retrocessa in clorite. Il plagioclasio è presente come peciloblasti sincinematici alla foliazione principale.

I livelli di quarzite dell'unità di Monteneve affiorano quasi esclusivamente nella porzione esterna dell'unità stessa. Si riconoscono: sul versante sinistro idrografico della Valle di Plan, dove sono intercalati ai micascisti a porfiroblasti di granato (OSF), nella conca di San Martino in Monteneve, in prossimità della Forcella Zermedo, in valle del Rio dei Malgari, alla testata della Valle di Lazzago e, infine, sul versante sinistro idrografico della Val Ridanna, dove sono a contatto con i paragneiss a bande (OZP) della falda dell'Ötztal e sono presenti nella tipica litofacies con granato abbondante, distinta cartograficamente e descritta di seguito.

2.3.5.1. - Quarziti a granato (OSQ_a)

Nei livelli di quarzite, affioranti in prossimità del contatto fra l'unità di Monteneve e la falda dell'Ötztal, nei pressi di Masseria in alta Val Ridanna, il granato è presente in forma di caratteristici aggregati di forma ellissoidale (Fig. 49) con asse maggiore sino a 1-1.5 cm e risultano essere particolarmente abbondanti.

In questo settore le quarziti hanno grana medio-fine, il granato è abbondante e talora si dispone concentrandosi in livelli, dove assume colore violaceo. Quarziti a granato simili a queste sono state osservate anche in Val Lazzago, sia in destra che in sinistra idrografica, sempre lungo il contatto tettonico che separa l'unità di Monteneve dalla falda dell'Ötztal e, in livelli spessi qualche decimetro, all'interno delle quarziti (OSQ) sul versante SE del Monte di Amista (3032 m), appena a valle del crinale che separa la Valle di Plan dalla Valle del Lago.



Fig. 49 - Aggregati di forma ellissoidale di granato allungati secondo la lineazione (320/50) nei livelli di quarziti a granato nei pressi di Masseria (Val Ridanna) in prossimità del contatto tettonico fra l'unità di Monteneve e la falda dell'Ötztal.

2.3.6. - Anfiboliti (OSA)

Si tratta di anfiboliti con grana da media a minuta, costituite prevalentemente da anfibolo di colore verde scuro e, in minor misura, da plagioclasio e biotite. La roccia mostra un *fabric* da tettonite S con una foliazione continua, individuata dall'orientazione di forma preferenziale dell'anfibolo e della biotite. Localmente sono presenti sottili alternanze di livelli ad anfibolo e livelli a plagioclasio, entrambi con spessore di alcuni millimetri. In qualche caso è stata osservata la presenza di individui millimetrici di granato, frequentemente orlato da corone biancastre di plagioclasio. Le anfiboliti affiorano in livelli con spessore di alcuni metri massimo e in forma di *boudin* all'interno delle litologie facenti parte della zona esterna dell'unità di Monteneve, in particolare nei micascisti a porfiroblasti di granato (OSF). A contatto con i micascisti incassanti è frequente la presenza di anfiboli prismatici allungati disposti a covoni sui piani della scistosità ("*Garbenschiefer*" Auct.).

In sezione sottile sono stati riconosciuti anfibolo, plagioclasio, epidoto, quarzo, titanite e biotite. Granato, mica chiara e rutilo sono presenti in quantità accessorie. I rari porfiroblasti di granato individuati, sono sempre pre-S₂; al loro interno sono state riconosciute inclusioni di anfibolo, quarzo, rutilo, biotite, plagioclasio e, raramente, di epidoto.

Le anfiboliti sono presenti in livelli e lenti con spessori metrici, fino a decametrici, intercalati alle litologie più comuni nei settori marginali dell'unità di Monteneve, quali micascisti a porfiroblasti di granato (OSF), quarziti (OSQ), marmi a silicati (OSB) e calcescisti (OSC). Si riconoscono in affioramento nella Valle del Lago, sul crinale che delimita il versante sinistro della Val Racines e nelle valli minori laterali destre della Val Ridanna.

2.3.6.1. - Anfiboliti a granato (OSA_a)

Le anfiboliti a granato costituiscono una varietà di anfiboliti a grana variabile da minuta a medio-grossa caratterizzata da porfiroblasti di granato e biotite oltre che di anfibolo. Il colore varia da verde e bianco a verde-scuro in funzione dell'abbondanza relativa di plagioclasio. La tessitura è a bande, determinata dall'alternanza di livelli alternativamente ricchi in plagioclasio ed anfibolo (Fig. 50); lo spessore dei livelli varia da pochi millimetri ad alcuni centimetri. La mineralogia è la seguente: anfibolo, granato, plagioclasio, biotite, (clino)zoisite. Calcite, epidoto, quarzo, rutilo, titanite e opachi sono presenti in quantità accessorie.

All'interno dei livelli anfibolici si nota la marcata orientazione preferenziale dell'anfibolo, disposto parallelamente alla foliazione principale (S₂) e talora materializza anche una lineazione mineralogica (livelli di anfiboliti in prossimità del Rifugio Plan e in prossimità dell'Alpe del Toro, Val di Plan). Il granato è presente in porfiroblasti subidiomorfi da pre a sincinematici rispetto alla S₂, con



Fig. 50 - *Anfiboliti a granato (OSA_a) con tessitura a bande, affioranti lungo la strada per il Passo Rombo, località Bel Prato.*

diametro sino a 2 cm; talvolta già sul terreno è possibile osservare la presenza di una foliazione interna ai porfiroblasti stessi. La biotite è presente in diverse generazioni; si ritrova infatti preservata come incluso nel granato e come relitto intrafoliale alla S_2 (Bt I) e individua insieme all'anfibolo la foliazione S_2 (Amp II + Bt II). Oltre alle due precedenti generazioni è talora presente della Bt (III) che cresce in pseudomorfo sui porfiroblasti di Amp (II). Le anfiboliti a granato sono presenti, come le anfiboliti (OSA), ai margini dell'unità di Monteneve; si ritrovano principalmente sul versante sinistro idrografico della Valle di Plan e nella Valle del Lago, dove sono presenti in livelli e lenti spesse fino a 50 m, soprattutto nel settore centrale della valle, e localmente in alta Val Racines e nelle laterali della Val Ridanna in destra idrografica.

2.3.6.2. - Anfiboliti a carbonati (OSA_b)

Le anfiboliti a carbonati si presentano sul terreno spesso associate agli gneiss a granato ed anfibolo (OSD) e ai calcescisti (OSC). La tessitura è tipicamente a bande con livelli alternativamente ricchi in anfibolo e livelli quarzo-feldspatici

o carbonatici. Talora i carbonati non compaiono in livelli a sé stanti ma sono perlopiù diffusi nei livelli anfibolici, mostrano tipicamente un aspetto “cariato” dovuto alla parziale dissoluzione in superficie della componente carbonatica.

La mineralogia è la seguente: anfibolo, plagioclasio, calcite, granato, titanite, rutilo, (clino)zoisite, quarzo, biotite, clorite ed altri opachi non determinati. Rispetto agli altri litotipi anfibolici, le anfiboliti a carbonati mostrano un contenuto in quarzo nettamente inferiore.

La foliazione (S_2) è individuata dall'orientazione preferenziale di forma di anfibolo e biotite. Dove presente, il *layering* composizionale risulta sempre parallelo alla foliazione principale.

Anch'esse affiorano sempre all'interno dei micascisti a porfiroblasti di granato (OSF), nella media Val Lazzago, in alta Val Racines, in particolare presso Malga Gleck.

2.3.7. - *Anfiboliti a mica bianca (OSX)*

Le anfiboliti a mica bianca si presentano in affioramento con colore da verde-grigio a verde chiaro con tessitura a bande e solo raramente scistosa. La caratteristica principale è la presenza di mica chiara con composizione paragonitica (KONZETT & HOINKES, 1996). La mineralogia è complessa; in sezione sottile si riconoscono: anfibolo, plagioclasio, quarzo, biotite, ankerite, ilmenite, rutilo, mica chiara, granato. Sono inoltre presenti apatite e qualche raro zircone. La foliazione principale (S_2) è data dall'orientazione preferenziale di forma di anfibolo (Amp II), biotite (Bt II) e mica chiara (Wm II).

L'associazione mineralogica pre- S_2 è costituita da Amp (I) + Wm (I) + Czo + Bt (I) + Grt + Pl + Qtz + Rt (Ilm). La mica chiara pre- S_2 mostra generalmente una composizione paragonitica (ricca in Na, vd. § VI). Questo litotipo venne utilizzato da KONZETT & HOINKES (1996) per definire l'età tardo cretacea e le condizioni P-T del metamorfismo che caratterizza l'unità di Monteneve.

Nel presente Foglio le anfiboliti a mica bianca affiorano esclusivamente nella Valle del Lago, intercalate ai marmi a silicati (OSB) e micascisti (OSF) (ad E del Monte Scabro) oppure come livelli, talora non cartografabili, contenuti nelle masse di gneiss e scisti a granato ed anfibolo (OSD) nella zona del Monte dei Granati (2930 m), nel settore SW della valle.

2.3.8. - *Gneiss e scisti a granato ed anfibolo (OSD)*

Questo litotipo si distingue per il suo peculiare aspetto, caratterizzato da una grana da media a grossolana e la presenza di porfiroblasti centimetrici di anfibolo e di granato (Fig. 51). La tessitura varia da gneissica a scistosa in funzione del rapporto fra fillosilicati e quarzo-plagioclasio. La foliazione principale (S_2) è individuata dall'orientazione preferenziale di forma di mica chiara, biotite ed

anfibolo (associazione sin-S₂: Wm I + Bt II + Amp II). Il granato è presente in porfiroblasti che arrivano a diametri di 10-15 cm (Monte dei Granati, 2930 m), frequentemente idiomorfi con caratteristico abito rombododecaedrico. I porfiroblasti di granato mostrano una crescita composita con un nucleo interno probabilmente pre-S₂ e il bordo invece sin-S₂. La mineralogia completa è data da: anfibolo, plagioclasio, granato, quarzo, biotite, mica bianca, titanite, rutilo (parzialmente sostituito da ilmenite), apatite, opachi non determinati. In qualche caso sono inoltre presenti calcite, epidoto e clorite.

Oltre ai porfiroblasti centimetrici di anfibolo (Amp II) sin-S₂, sono stati osservati in diversi campioni degli anfiboli relitti (Amp I) pre-S₂. I porfiroblasti di Amp II si dispongono generalmente paralleli alla foliazione S₂, senza individuare però una lineazione mineralogica.

Gli gneiss e scisti a granato ed anfibolo affiorano diffusamente nella Valle del Lago, in corrispondenza del Monte dei Granati (2930 m) e sul crinale di confine con la Valle di Plan, fra la Cima della Chiesa (3389 m) e il Monte Scabro (2926 m). Livelli con spessore da metrico a decametrico di gneiss e scisti a granato ed anfibolo sono inoltre presenti sulla cresta N del Monte Rinna (2759 m) e a S di Cima Zermedo (2798 m) nella valle del Rio dei Malgari, oltre che sulla parete S delle Rocce Bianche di Montenevoso (2961 m) e nella conca di San Martino in Monteneve, in Val Lazzago e nei pressi del Monte Tallone (2669m).



Fig. 51 - Gneiss e scisti a granato ed anfibolo (OSD). In affioramento è frequente osservare porfiroblasti di anfibolo con dimensioni centimetriche disposti "a covoni" sui piani della foliazione S₂. Monte dei Granati (2930 m), Valle del Lago.

2.3.9. - *Gneiss biotitico-anfibolici (OSW)*

Gli gneiss biotitico-anfibolici si presentano in affioramento con grana da media a minuta e colore variabile tra il verde scuro ed il verde-grigio chiaro, in funzione della composizione mineralogica modale.

La mineralogia è data da: anfibolo, plagioclasio, biotite, quarzo, (clino)zoisite, rutilo. Epidoto, granato, titanite, clorite ed apatite sono talora presenti in quantità accessorie.

La tessitura varia da poco foliata a scistosa, quando il minerale femico prevalente è la biotite. La foliazione (S_2) è data dall'orientazione di forma preferenziale di anfibolo e biotite (Amp II + Bt II). In affioramento è stata notata la presenza di lenti (Fig. 52) a composizione femica (anfibolo + biotite + plagioclasio), interpretabili come originari inclusi magmatici che suggeriscono un probabile protolite magmatico per gli gneiss biotitico-anfibolici. In sezione sottile tutti i campioni analizzati appaiono ricristallizzati, senza che alcuna originaria tessitura magmatica sia stata preservata.

La variazione relativa del contenuto in anfibolo e biotite è la caratteristica principale di questo litotipo. In alcuni campioni la biotite costituisce l'unico femico e, dove ciò avviene, si osserva anche la comparsa di granato in individui submillimetrici, precedenti allo sviluppo della S_2 .

Gli gneiss biotitico-anfibolici affiorano in un corpo esteso per circa 2.5 km² sul crinale che divide la Valle del Lago dalla Val Passiria, fra la Cima delle Sei Punte a S (2655 m) e il Monte Carra a N (2249 m).



Fig. 52 - Relitto di incluso femico negli gneiss biotitico-anfibolici (OSW). Lago Selvaggio, Valle del Lago.

2.3.10. - *Marmi a silicati (OSB)*

Si tratta di marmi a grana medio-fine, con colori che vanno dal bianco latte al giallastro. La tessitura varia da massiva nei livelli con grana saccaroide fino a milonitica, accompagnata in questo caso da una sensibile riduzione di grana (Fig. 53).

La mineralogia è data da: mica chiara, clorite, (clino)zoisite, tremolite ed opachi indeterminati. Nei marmi affioranti in prossimità del Rifugio Plan sono stati osservati dei livelli di colore grigio piombo, ricchi in grafite e con spessori di alcuni centimetri.

I marmi a silicati affiorano principalmente nel settore SW del Foglio, compreso fra il versante sinistro della Valle di Plan (Fig. 54) e la Valle del Lago. Affiorano inoltre nei pressi della Cima Zermedo (valle del Rio dei Malgari), sul crinale che corona il versante sinistro della Val Racines e, in livelli sparsi e poco spessi nell'area di San Martino in Monteneve e nelle valli laterali destre della Val Ridanna.

2.3.11. - *Calcescisti (OSC)*

I calcescisti affiorano in lenti e livelli metrici, di colore da nocciola a biancastro, associati ai marmi a silicati (OSB) o intercalati ai micascisti a porfiroblasti di granato (OSF) e alle anfiboliti a granato (OSA_a). La frazione carbonatica è

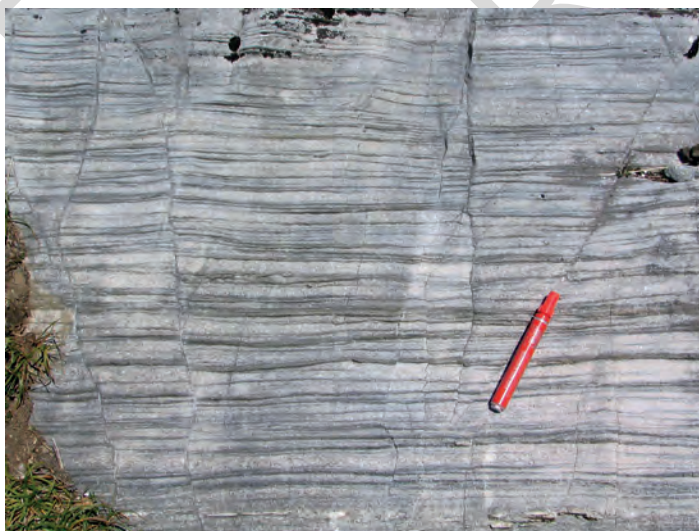


Fig. 53 - *Marmi a silicati (OSB) con tessitura milonitica. Sentiero per il Rifugio Plan, quota 2450 m circa.*



Fig. 54 - Livelli di marmi a slicati (OSB) all'interno dei micascisti sericitici (OSR) nella parte esterna dell'unità di Monteneve, in prossimità del contatto con l'unità di Tessa. Versante sinistro idrografico della Valle di Plan.

composta unicamente da calcite, mentre mica chiara, clorite, quarzo, plagioclasio, titanite, epidoto e anfibolo costituiscono la frazione silicatica; diopside e biotite sono rari. La tessitura è marcatamente foliata, talora a bande quando lo spessore dei livelli silicatici è superiore al centimetro. Dove i livelli carbonatici sono più spessi, mostrano una tessitura saccaroide. Frequentemente si riconoscono all'interno di questo litotipo strutture deformative pre-S₂ costituite da cerniere di pieghe sradicate, ovvero precedenti alla fase associata allo sviluppo della foliazione regionale.

I micascisti affiorano prevalentemente alla testata della Valle del Lago, sul tratto di cresta compreso fra la Cima del Lago (3288 m) e il Monte Scabro (2926 m) nella porzione SW del Foglio (Fig. 55).

2.4. - FALDA DELL'ÖTZTAL

La falda dell'Ötztal appartiene al più ampio complesso cristallino dell'Ötztal-Stubai, una delle falde più estese del sistema Austroalpino. La messa in posto



Fig. 55 - *Calcescisti (OSC) affioranti in prossimità del Monte Scabro (2926 m), Valle del Lago.*

di questa falda durante l'evento alpino e il suo coinvolgimento nelle relative deformazioni e metamorfismo sono stati oggetto di studio sin dai primi anni del secolo scorso. Le attuali interpretazioni prevedono l'esistenza di un metamorfismo di età alpina di medio-basso grado, con un progressivo incremento delle temperature da NW verso SE (vedi capitolo IV per la letteratura in merito) sino a raggiungere la facies anfibolitica. Il settore ricadente nell'area del presente Foglio risulta quindi quello che più ha subito gli effetti legati all'Orogenesi Alpina.

La falda dell'Ötztal è composta da un basamento polimetamorfico e da coperture metasedimentarie di età permiano-mesozoica. La copertura metasedimentaria post-varisica è in contatto con il basamento attraverso una superficie di *non-conformity* che preserva in molti punti i suoi caratteri originari, mentre altrove risulta ripresa da zone di taglio. Le coperture possono tuttavia essere considerate autoctone.

La falda dell'Ötztal si estende in direzione circa WSW-ENE nel settore settentrionale del Foglio, fra il Passo del Rombo e le testate della Val Ridanna e della Val di Flères, poco ad W della cima del Tribulaun (3097 m). A N il limite dell'unità esce dall'area del Foglio, mentre a S la falda dell'Ötztal è in contatto tettonico con l'unità di Monteneve. La natura e il significato di tale contatto sono descritti nel capitolo VI.

BASAMENTO POLIMETAMORFICO

Il basamento della falda dell'Ötztal è principalmente costituita da gneiss quarzoso-feldspatici a due miche, paragneiss a bande (OZP) e paragneiss feldspatici (OZF), talora con peculiare aspetto "migmatitico" (gneiss eterogenei a bande - OZE). All'interno di queste due litologie predominanti, sono presenti intercalazioni di micascisti a granato (OZM), ortogneiss leucocratici a mica chiara prevalente (OZB), varie tipologie di metabasiti (anfiboliti - OZA, e anfiboliti con relitti di tessiture magmatiche - OZJ) e, in minor misura, quarziti (OZQ), micascisti filladici (OZL) e ortogneiss aplitici (OZI). Nel settore NE del Foglio è inoltre presente il Metagabbro di Flères (Gabbro di Flères *Auct.*) (OZG) di età ordoviciana. Un altro corpo di anfiboliti distinto da quelle più comuni è costituito dalle metadioriti e anfiboliti del Bicchiere (OZU), affioranti sull'omonimo dosso dove sorge il rifugio.

All'interno dei paragneiss a bande sono presenti, infine, le mineralizzazioni a solfuri argentiferi del complesso minerario di San Martino in Monteneve e della Val di Flères (livelli e lenti mineralizzate a solfuri - OZZ, scisti filladici a grafite - OZH), oggetto di coltivazione a partire almeno dal 1200 d.C. (BAUMGARTEN, 1998).

2.4.1. - Paragneiss a bande (OZP)

Costituiscono il litotipo predominante nella falda dell'Ötztal. Affiorano diffusamente nella zona del Passo del Rombo e lungo il versante sinistro della Valle del Lago, sul versante destro della Valle del Tumulo, sui rilievi che bordano il ghiacciaio di Malavalle, lungo il versante sinistro della Val di Lazzago, lungo la sinistra idrografica della Val Ridanna e, infine, in Val di Flères, dove sono a contatto con l'unità di Monteneve.

In affioramento possiedono colore grigio-bruno con patine di alterazione di aspetto rugginoso. In frattura fresca il colore varia da grigio a biancastro in funzione dell'abbondanza di plagioclasio. La tessitura è tipicamente gneissica, talora a bande individuate da livelli quarzoso-feldspatici e livelli più micacei (Fig. 56). La foliazione principale S_2 è data dall'orientazione preferenziale di forma di biotite e mica chiara. La grana è medio-fine con porfiroblasti di granato che raggiungono dimensioni millimetriche, talora riconoscibili in affioramento (Passo dell'Erpice, Quaira Tonda, Valle del Tumulo, Malga dell'Accla in Val Ridanna).

A scala millimetrica è riconoscibile la foliazione principale S_2 data da livelli ricchi in biotite, mica chiara, quarzo e plagioclasio (quest'ultimo caratterizzato da microfratture riempite da K-feldspato) e una foliazione relitta individuata da biotite e quarzo, localmente preservata al nucleo dei porfiroblasti di granato.

Il granato si presenta in cristalli idiomorfi da pre- a sin-cinematici rispetto alla foliazione principale (S_2 , Fig. 57) e localmente ricristallizza in subgranuli. Talora

appare sostituito da aggregati pseudomorfi di muscovite, plagioclasio e quarzo. In alcuni campioni si osserva la presenza di neoblasti di granato di dimensioni sub-millimetriche, talvolta zonati, in associazione con biotite a grana grossa, post-cinematici rispetto alla foliazione principale. Sono presenti in alternanza livelli a grana fine in cui crescono biotite e muscovite associate a quarzo, albite ed epidoto, sul quale cresce staticamente clorite.



Fig. 56 - Paragneiss a bande con livelli quarziticci. Le pieghe isoclinali sono di fase D_2 . Rio Ferner, Val di Flères.



Fig. 57 - Livello a composizione pelitica nei paragneiss a bande (OZP) con crescita di porfiroblasti di granato e staurolite, quest'ultima completamente sericitizzata, Valle del Tumulo.

Si osservano frequenti variazioni litologiche dovute alla diversa abbondanza relativa di quarzo, plagioclasio, biotite, mica chiara e alla presenza di anfibolo. Nei campioni provenienti dalla zona del Monte Cuculo (sul versante sinistro della Val di Flères, a SE del Lago di Sanes, appena fuori Foglio) è presente abbondante anfibolo, in associazione con biotite, che sviluppa una debole foliazione (S_2) in alternanza composizionale con quarzo e plagioclasio. Il granato forma cristalli da idiomorfi a sub-idiomorfi ed è localmente sostituito da anfibolo e biotite.

Nei livelli a composizione più pelitica (dorsale Cima Libera - Rifugio G. Biasi al Bicchiere, a N del Rifugio Vedretta Pendente in alta Val Ridanna e, infine, nel tratto intermedio del versante sinistro della Valle del Tumulo) sono presenti aggregati pseudomorfi di sericite, biotite ed ossidi su originaria staurolite, ancora riconoscibile in affioramento per l'abito prismatico (Fig. 57) e, in alcuni casi, per la tipica geminazione "a croce".

Nella zona mineraria di San Martino in Monteneve compaiono delle facies peculiari, caratterizzate dalla presenza di porfiroblasti centimetrici di granato e, talora, anfibolo (Fig. 58). Questi litotipi particolari costituiscono le facies di "ganga" dei livelli mineralizzati a solfuri. Facies simili sono state cartografate anche in Val Lazzago a NW della Malga Poschus (2114 m).

In queste facies si osservano porfiroblasti di granato euedrali che raggiungono 1-2 centimetri di diametro, associati ai livelli e lenti mineralizzati a solfuri (OZZ), di San Martino in Monteneve e della Val di Flères. Dove l'estensione di tali facies è esigua, le stesse non sono state cartografate e sono state incluse (vedi area di San Martino in Monteneve) all'interno dei micascisti a granato (OZM).

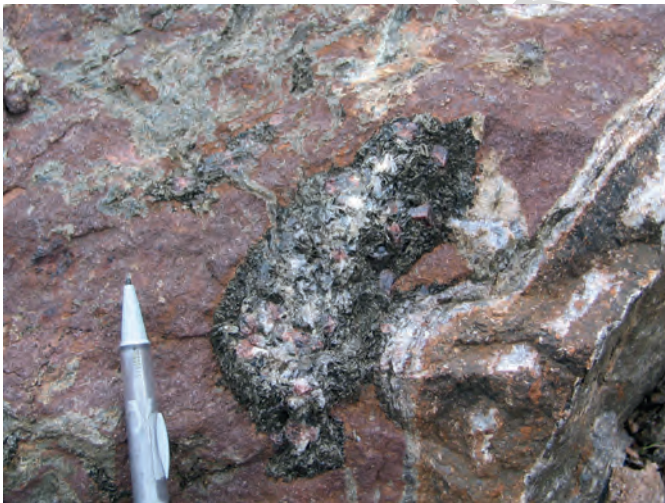


Fig. 58 - Lente a granato ed anfibolo nei paragneiss a bande (OZP) con solfuri diffusi, la cui ossidazione è responsabile del color rosso ruggine del litotipo. San Martino in Monteneve.

2.4.1.1. - Paragneiss biotitici minuti (**OZP_a**)

I paragneiss biotitici minuti affiorano sul versante destro della Valle del Tumulo, fra la Forcella del Lago Nero e la Croda Nera di Malavalle (3354 m). Sono presenti, inoltre, sulle pareti delle cime che coronano la Vedretta di Malavalle, alla testata della Val Ridanna (Cima di Malavalle 3471 m, Cima del Prete 3456 m, Cima Libera 3418 m).

Si presentano in affioramento con colore variabile da grigio scuro a verde grigio e grana minuta. La tessitura è da foliata a scistosa in funzione del rapporto relativo tra quarzo, feldspati e miche. La foliazione di piano assiale (S_2) è individuata dall'orientazione preferenziale di forma di biotite e subordinata mica chiara. In affioramento si riconosce la presenza di biotite, quarzo, plagioclasio e mica chiara. Raramente è stato osservato anche granato.

La mineralogia completa è data da: biotite, mica bianca, quarzo, plagioclasio e rari granati in porfiroblasti di 1-2 mm, alternati a livelli costituiti quasi unicamente dai soli quarzo e plagioclasio. Il plagioclasio è quasi completamente sostituito da un aggregato sericitico, contenente anche clorite ed epidoto.

I paragneiss biotitici affiorano sul versante destro della Valle del Tumulo, fra la Forcella del Lago Nero e la Croda di Malavalle (3354 m). Sono presenti inoltre sulle pareti delle cime che coronano la Vedretta di Malavalle, alla testata della Val Ridanna (Cima di Malavalle 3471 m, Cima del Prete 3456 m, Cima Libera 3418 m).

2.4.2. - Paragneiss feldspatici (**OZF**)

Questo litotipo è stato distinto dai più comuni paragneiss a bande (OZP) per l'aspetto frequentemente micro-occhiadino, dato dalla presenza di peciloblasti millimetrici di plagioclasio in livelli ricchi in biotite (Fig. 59a). Le inclusioni dei peciloblasti sono costituite da biotite, quarzo e mica chiara. In affioramento si presentano con colore variabile da grigio scuro a biancastro, a seconda dell'abbondanza relativa di biotite e quarzo-feldspati. La tessitura è gneissica, talora a bande (Fig. 59b), date dalla presenza di livelli biotitici di spessore centimetrico. La foliazione è individuata da biotite (Bt II) e mica chiara (Wm II) e talora, da quarzo.

La mineralogia è la seguente: quarzo, plagioclasio, biotite, granato, mica chiara, tormalina, clorite, apatite, zirconio.

Frequente è la presenza di aggregati formati prevalentemente da plagioclasio e quarzo, con subordinati granato zonato submillimetrico, biotite e rare miche microcristalline, spesso incluse nelle altre tre fasi. La presenza di questi aggregati conferisce alla roccia un aspetto "porfiroclastico". Le fasi accessorie sono rappresentate da idrossidi di ferro, pirite, pirrotina e frequenti zirconi di dimensioni micrometriche.

In qualche livello nella zona a S del Dosso del Bersaglio (3064 m, Valle

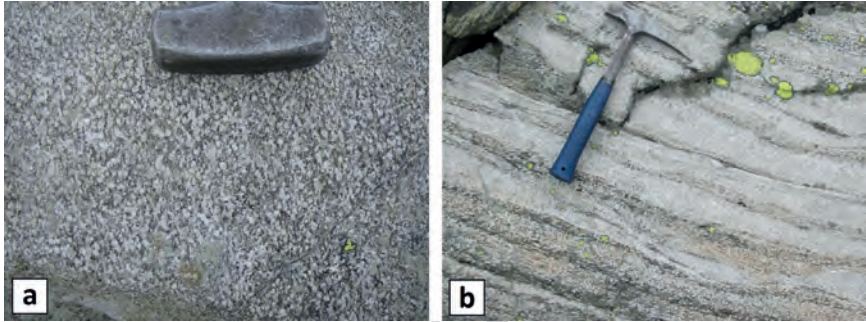


Fig. 59 - a) Livelli biotitici a tessitura micro-occhiate data dalla presenza di peciloblasti di plagioclasio, Dosso del Bersaglio (3064 m), Valle del Tumulo. b) Tessitura a bande nei paragneiss feldspatici (OZF), Versante W del Capro (3251 m).

del Tumulo) si osservano porfiroblasti di granato e di staurolite, quest'ultima trasformata in aggregati di sericite. I paragneiss feldspatici affiorano in due livelli, nella Valle del Tumulo e nella Valle del Rombo: il primo, spesso circa 500 m, si estende per 2 km a W del Monte Reale (3122 m); il secondo, spesso 1 km, si estende in direzione NE-SW per circa 5 km, dal Dosso del Bersaglio alla Valle del Rombo.

2.4.3. - *Micascisti a granato (OZM)*

I micascisti a granato si presentano in affioramento con un caratteristico color grigio argenteo con bande e lenti bianche, date dall'abbondante quarzo presente. La tessitura è scistosa, con la foliazione che risulta frequentemente crenulata. La presenza di pieghe isoclinali intrafoliali alla scistosità regionale (fase D_2) è messa in evidenza dalle cerniere relitte formate dai livelli centimetrici di quarzo. L'elemento principale della *fabric* micro- e mesoscopica è la foliazione S_2 , individuata dall'orientazione preferenziale di forma di mica chiara (Wm II) e subordinata biotite (Bt III). La grana della roccia è eterogenea per la presenza di granato (Fig. 60) e staurolite di dimensioni plurimillimetriche. Il granato presenta un nucleo (Grt I) ricco in inclusioni (Bt I + Qtz + Rt + Pl I + Ap + Zr) pre- S_2 , mentre un bordo di crescita sin- S_2 è presente su quasi tutti i cristalli, con rari inclusi di Wm II e Bt III.

I micascisti a granato affiorano vicino al contatto con le coperture metasedimentarie permiano-mesozoiche, in prossimità del Passo dell'Erpice e del Lago Nero di San Martino in Monteneve. Livelli di estensione limitata affiorano inoltre sul versante sinistro della Valle del Tumulo, appena a NW della Cima del Lago Nero, all'interno degli gneiss eterogenei a bande (OZE). Una fascia importante di questi micascisti di spessore decametrico si estende invece



Fig. 60 - Porfiroblasti di granato nei micascisti a granato (OZM), Passo dell'Erpice.

al contatto inferiore degli gneiss eterogenei a bande (OZE) dal Lago dell'Erpice di mezzo in alta Val Ridanna fino alla Forcella di Montarso in alta Val di Flères.

La tessitura è tipicamente foliata o scistosa, con la foliazione individuata dall'orientazione preferenziale di forma di mica chiara e subordinata biotite.

Sono presenti evidenti alternanze composizionali date da livelli quarzoso-feldspatici e livelli a prevalente composizione micacea con abbondante granato. Quest'ultimo forma porfiroblasti idiomorfi che raggiungono dimensioni millimetriche nei campioni a composizione strettamente pelitica.

Aggregati di clorite crescono staticamente sulla foliazione. Il rutile è presente abitualmente come fase accessoria. In alcuni campioni è presente della biotite relitta in cristalli millimetrici ed aggregati pseudomorfi di mica bianca sericitica e biotite su probabile staurolite, ora completamente retrocessa.

Sul versante E della Cima del Lago Nero, immediatamente a contatto con i paragneiss e quarziti a granato (OZC), sono presenti delle facies particolarmente ricche di granato. La composizione mineralogica è simile a quella dei micascisti a granato, differenziandosi da questa solo per una notevole abbondanza (fino al 15% in volume) del granato. Quest'ultimo risulta presente non in singoli porfiroblasti come nella facies principale, ma in aggregati allungati di dimensione plurimillimetrica costituiti da decine di individui, oppure disperso in livelli di

spessore da millimetrico a 2-3 cm dove il granato forma più del 50% in volume della roccia (Fig. 61). I rapporti blastesi/deformazione sono simili a quelli descritti per i micascisti a granato (OZM), fatta eccezione per il granato stesso.

I granati sono pre-cinematici rispetto alla S_2 e si dispongono in aggregati lungo livelli che formano delle micro-pieghe associate a una foliazione data da biotite, parzialmente sostituita durante la retrocessione da mica bianca, quarzo e plagioclasio sericitizzato. Al loro interno i singoli cristalli mostrano una crescita composita con un nucleo ricco in inclusioni (prevalente $Qtz + Bt \pm Wm \pm Rt$) e un bordo privo di queste. Tutti i granati osservati, sia quando formano aggregati sia quando dispersi nella matrice quarzo-micacea, mostrano le stesse caratteristiche. Raramente sono presenti pseudomorfi di mica chiara sericitica che sostituisce porfiroblasti millimetrici di staurolite sin- S_2 .

2.4.4. - *Micascisti filladici (OZL)*

Affiorano esclusivamente lungo una fascia di spessore pari a qualche decina di metri a SE del Rifugio G. Biasi al Bicchiere (3196 m) e della Cima Libera (3418 m) vicino al confine austriaco in alta Val Ridanna. In affioramento hanno colore grigio-argenteo abbastanza uniforme con locali livelli chiari di spessore centimetrico e lucentezza sericea talora evidente. L'aspetto filladico è dato



Fig. 61 - *Micascisti a lenti e livelli di granato interessati da pieghe di fase D_3 , versante SE della Cima del Lago Nero (2988 m).*

dall'abbondanza di mica chiara sericitica. Presentano grana fine e tessitura foliata pervasiva. La foliazione principale S_2 è frequentemente deformata da crenulazioni con lunghezza d'onda centimetrica. Nei domini ricchi in mica la foliazione principale S_2 è data da biotite e mica bianca. Questi sono alternati a livelli costituiti prevalentemente da quarzo. Localmente si riconosce una foliazione precedente S_1 , a grana fine, costituita da quarzo, mica bianca e clorite. Il granato non è sempre presente; se visibile raggiunge dimensioni millimetriche al massimo e si presenta in porfiroblasti sin-cinematici rispetto alla foliazione a biotite. Nei campioni in assenza di granato sono presenti porfiroclasti millimetrici di plagioclasio.

2.4.5. - *Scisti filladici a grafite (OZH)*

Si tratta di scisti di colore grigio plumbeo affioranti in livelli spessi alcuni metri sulla cresta a S della Forcella Kaindl, sopra San Martino in Monteneve. Sempre nell'area mineraria di San Martino, si ritrovano associati alle facies di "ganga" delle mineralizzazioni a solfuri, in livelli e lenti non cartografabili date le dimensioni di alcuni metri al massimo. Nel settore NE del Foglio gli scisti filladici a grafite affiorano in corpi lenticolari, di dimensione metrica o decametrica, sul versante sinistro della Val Ridanna, fra il Monte Alto (2867 m) e la Cima del Tempo (2709 m). In quest'area risultano ben esposti lungo la strada che sale alla Malga Prischer.

La tessitura è scistosa con grana da fine a molto fine. L'aspetto filladico è dato dalla presenza di mica chiara sericitica e diffuse plaghe submillimetriche di grafite. La mineralogia è la seguente: quarzo, mica chiara, biotite, plagioclasio, clorite, grafite, ilmenite e rutilo. Granato, solfuri e carbonati sono presenti in quantità accessorie. Nelle lenti affioranti in Val Ridanna è stata segnalata la presenza di staurolite (FRIZZO, 1981).

2.4.6. - *Quarziti (OZQ)*

All'interno dei paragneiss a bande (OZP) sono sovente riconoscibili dei livelli quarzitici, con spessori e continuità laterale per lo più non cartografabili. In carta sono stati riportati i livelli più continui affioranti in prossimità della Forcella della Cintola, nella Valle del Rombo e raramente in Val di Flères e Val Ridanna. Alcuni di questi livelli si trovano in prossimità del contatto tra la falda dell'Ötztal e l'unità di Monteneve.

In affioramento il colore è generalmente grigio-bianco. La tessitura varia da foliata a massiva in funzione dell'abbondanza relativa di quarzo e fillosilicati. La roccia è equigranulare con grana medio-fine.

La mineralogia è data da: quarzo, mica chiara, plagioclasio, rutilo, ilmenite, apatite e zirconio. In qualche caso è presente anche biotite, ma in quantità sempre

subordinata rispetto alla mica chiara. La foliazione principale è data dall'orientazione preferenziale di forma di mica chiara, quarzo e, ove presente, biotite.

2.4.7. - *Gneiss eterogenei a bande (OZE)*

Insieme ai paragneiss a bande (OZP) questi gneiss di aspetto “migmatitico” costituiscono una delle litologie più diffuse nel settore NW del Foglio. Si distinguono dagli altri gneiss della falda dell'Ötztal per la tessitura a bande ben definita e per la presenza pressoché ubiquitaria di granato millimetrico o submillimetrico, che conferisce alla roccia un caratteristico colore rosato, ed anfibolo. La grana è generalmente media. Sono costituiti da plagioclasio, quarzo, biotite, mica chiara, granato, \pm clorite, \pm epidoto, \pm rutilo, \pm anfibolo.

Sono caratterizzati dall'alternanza transizionale di bande da millimetriche a decimetriche a composizione più o meno feldspatica (Fig. 62). Quarzo e feldspati sono abbastanza abbondanti; a volte si dispongono in livelli centimetrici, altre volte si distribuiscono omogeneamente nella roccia.

Caratteristica peculiare del litotipo è l'aspetto “migmatitico”, con una

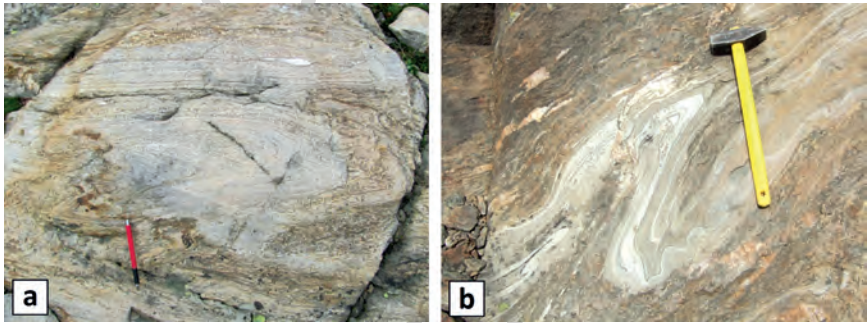


Fig. 62 - *Gneiss di aspetto migmatitico*. a) Il layering composizionale permette di riconoscere le figure d'interferenza fra due diverse fasi plicative quasi coassiali fra loro, Valle del Tumulo. b) Allontanandosi dai domini strutturali relitti, il layering degli gneiss viene via via trasposto dalla foliazione regionale. Rifugio Vedretta Pendente, Val Ridanna.

foliazione data da quarzo, plagioclasio, biotite e cristalli idiomorfi di granato di dimensioni generalmente inferiori al millimetro. I granati hanno dei nuclei ricchi in inclusioni (plagioclasio, biotite, clorite, quarzo) e dei bordi spesso privi di inclusioni o con la sporadica presenza di inclusioni di carbonati. Come fasi accessorie sono comuni apatite ed epidoto caratterizzato da bordi allanitici. Nei domini con aspetto “migmatitico” sono inoltre sporadicamente presenti lenti o *boudins* a composizione carbonatica, costituiti dall'associazione calcite + diopside + epidoto + granato (Fig. 63a). Le lenti carbonatiche formano dei bordi

metasomatic di colore rosa in cui lo gneiss incassante presenta, oltre ai minerali sopra descritti, anche anfibolo a grana fine (Fig. 63d). Nei livelli a contatto con le lenti carbonatiche l'anfibolo è parzialmente sostituito da aggregati di clinozoisite con peculiare colore rosa, titanite e tremolite (Fig. 63c). Queste associazioni mineralogiche sostituiscono completamente la lente carbonatica che non risulta più riconoscibile in affioramento.

A W del Rifugio Vedretta Pendente sono inoltre presenti livelli biotitici di aspetto “restitico”, spesso preservati all'interno di domini strutturali relitti, messi in evidenza dall'interferenza tra diverse fasi plicative (vd. § VI).

I minerali che costituiscono queste “restiti” sono gli stessi riconosciuti negli gneiss circostanti e ne mantengono le caratteristiche cristallografiche. La biotite è presente in cristalli di dimensioni fino a millimetriche lungo una foliazione poco sviluppata ed è parzialmente sostituita da mica chiara e clorite. Associati alla biotite sono presenti quarzo e abbondante granato, da sin- a post-cinematico, idiomorfo e con la caratteristica zonatura data dal nucleo ricco in inclusioni e bordo limpido.

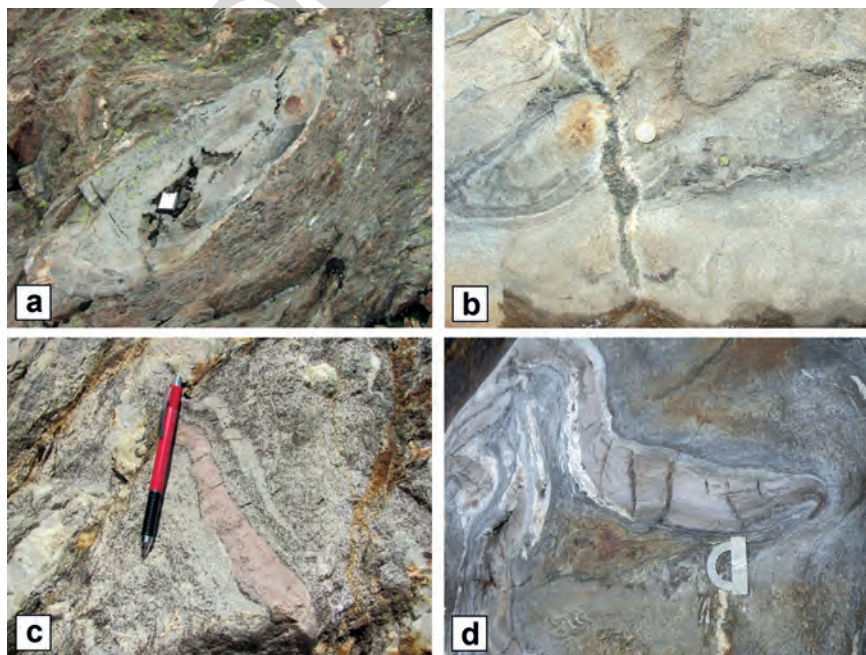


Fig. 63 - a) “Boudin” di gneiss eterogenei all'interno dei paragneiss a bande (OZP). Al centro del boudin è presente un piccolo nodulo contenente carbonati. b) Pieghe di fase 2 tagliate da una vena a granato ed anfibolo, Rif. Vedretta Pendente. c) Caratteristica lente di colore rosato costituita per più del 70% da clinozoisite submillimetrica, strada forestale per la Malga del Tumulo. d) Dettaglio della foto precedente: ai bordi della lente di granatite crescono minuscoli cristalli di anfibolo.

Gneiss e livelli ad epidoto sono talora associati a vene ad anfibolo + granato \pm plagioclasio (Fig. 63b) che tagliano il *layering* composizionale degli gneiss e al tempo stesso pre-datano la foliazione regionale (vd. § VI). Questi ultimi elementi si osservano in particolare lungo il sentiero che conduce al Rifugio G. Biasi al Bicchiere a 1 km circa di distanza dal Rifugio Vedretta Pendente in Alta Val Ridanna; in misura minore si osservano anche a W del Rifugio Cremona in Val di Flères, a N del Rifugio Vedretta Pendente, a S della Cresta Rossa e a W nei pressi della cresta spartiacque del Capro (3251 m), tra la Valle del Tumulo e l'Alta Val Ridanna.

Complessivamente questi gneiss affiorano in un'ampia fascia orientata parallelamente alla foliazione regionale con direzione circa NE-SW, partendo dall'alta Val di Flères, passando per la zona della Vedretta Pendente in Val Ridanna, sino al Passo del Rombo. Le caratteristiche mineralogiche e tessiturali sopra descritte sono ben osservabili in dettaglio sugli ampi dossi glaciali a N del Rifugio Vedretta Pendente e in alta Valle del Tumulo, lungo i dossi montonati a S della cima del Capro.

2.4.7.1. - Gneiss con pseudomorfi su staurolite (OZE_a)

Nei settori dove affiorano le fasce più ampie di gneiss eterogenei a bande (OZE), sia ai margini di tali aree che talora in livelli centrali, sono state osservate pseudomorfi su staurolite analogamente a quanto osservato nei paragneiss a bande (litofacies OZP_a), e nei micascisti a granato (litofacies OZM_a). In questi livelli sono visibili, anche in affioramento, aggregati di sericite che sostituiscono completamente cristalli di staurolite originariamente disposti sui piani di foliazione.

2.4.8. - Ortogneiss leucocratici a mica chiara prevalente (OZB)

Costituiscono intercalazioni leucocratiche di origine probabilmente intrusiva nei paragneiss a bande (OZP), concordanti con la scistosità principale.

Il litotipo si presenta in affioramento con tessitura foliata e grana media. Raramente mostrano un aspetto occhiadino per la presenza di porfiroclasti, da qualche millimetro sino a 1-2 cm di dimensioni, di feldspato alcalino.

La foliazione, pervasiva su scala centimetrica, è data dall'orientazione preferenziale di forma di quarzo, mica chiara e subordinata biotite, talora sovracresciuta da clorite e mica chiara. Dove presenti, porfiroclasti plurimillimetrici di feldspato e plagioclasio si dispongono con l'asse maggiore parallelo alla foliazione. La mineralogia è data da: quarzo, plagioclasio, mica chiara, K-feldspato, biotite, clorite, opachi non determinati. Apatite, zircone, tormalina e raro epidoto sono presenti in quantità accessorie.

Nei livelli dove la biotite è più abbondante sono presenti porfiroblasti di



Fig. 64 - a) Corpo di ortogneiss leucocratici della Cima Libera (3419 m) e della Cresta Rossa, a destra della prima. b) Aspetto in affioramento degli ortogneiss leucocratici. Valle del Tumulo.

granato pre-cinematici e aggregati di granato a grana fine disposti lungo la foliazione.

Nel quadrante NE del Foglio il corpo di ortogneiss più significativo è quello che affiora nella zona della Cima Libera-Cresta Rossa (Fig. 64), estendendosi verso SW sino alla Valle del Tumulo, passando dalla Forcella del Capro (2976 m).

Un piccolo corpo è presente a E del Bicchiere (3191 m), visibile dal sentiero che sale al rifugio omonimo. Sempre in questo settore, corpi aventi dimensioni minori (qualche metro di spessore) sono presenti sul lato settentrionale della Vedretta Piana, nella Val di Lazzago e sul versante sinistro della Val Ridanna, nella zona della Malga Prischer.

Nel settore W del Foglio gli ortogneiss leucocratici sono intercalati ai paragneiss a bande (OZP) della Valle del Tumulo, dove affiorano diffusamente nella zona fra la Ober Krumpwasser e la Forcella di Cintola. Livelli ben distinguibili anche in panoramica, con spessore decametrico, sono inoltre presenti nella Valle del Rombo (un livello affiora in prossimità del passo omonimo) e sul versante sinistro della Valle del Lago, fra il Monte Panca (2833 m) e la Punta delle Quaire (2994 m).

Localmente sono presenti facies aplitiche, con marcata abbondanza relativa della porzione quarzoso-feldspatica rispetto ai fillosilicati. La tessitura è foliata equigranulare con grana medio-fine. Sono presenti in livelli di spessore variabile tra 1 m e 5 m nel settore situato ad E e ad W del Rifugio G. Biasi al Bicchiere (3196 m) in Val Ridanna, in prossimità del confine italo-austriaco.

2.4.9. - Anfiboliti (OZA)

Le anfiboliti affiorano generalmente in forma di lenti e *boudins* di lunghezza pluridecimetrica principalmente all'interno dei paragneiss a bande (OZP) e, in minor misura, negli gneiss eterogenei a bande (OZE), fatta eccezione per un

corpo di forma allungata che forma il versante SE del dosso che dal Monte Reale (3132 m) scende verso il Lago Nero del Tumulo, nella valle omonima.

Si presentano con colore da verde scuro a verde grigio, sia in frattura fresca che in affioramento. La grana è media o medio-fine. L'aspetto tipico mostra la caratteristica tessitura a bande data dall'alternanza di livelli ad anfibolo prevalente e livelli dove predomina la componente quarzoso-feldspatica (Fig. 65). Generalmente la quantità relativa di anfibolo risulta superiore al 60% in volume.

La mineralogia è data da: anfibolo, plagioclasio, biotite, quarzo, epidoto \pm granato \pm mica chiara \pm carbonati. Ossidi di Ti (rutilo/ilmenite), apatite, titanite e qualche raro zircone sono presenti come fasi accessorie.

Nei livelli anfibolici l'anfibolo forma una foliazione insieme al plagioclasio, su cui crescono cristalli millimetrici di biotite e granati submillimetrici in maniera statica post-cinematica. Questi stessi livelli talvolta presentano una foliazione a grana più grossa, tagliata da una foliazione a grana più fine costituita dalla stessa associazione mineralogica: anfibolo, plagioclasio, epidoto e quarzo. Anche in questi campioni la biotite cresce in maniera statica.

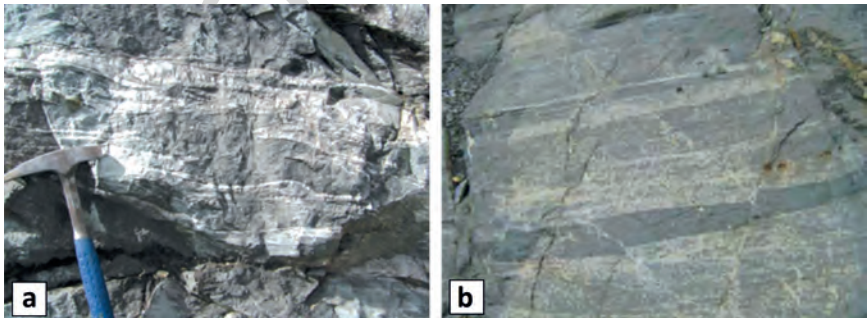


Fig. 65 - Aspetto in affioramento delle anfibolite a bande. a) Monte Reale (3132 m), Valle del Tumulo. b) Livello di anfibolite all'interno dei paragneiss biotitici minuti (OZP_a) alla base della Cima di Malavalle (3471 m).

Le anfibolite a bande formano un corpo esteso in direzione NE-SW, spesso fino a 500 m, che si diparte dal Monte Reale (3132 m), sul crinale fra Valle del Tumulo e Vedretta di Malavalle, sino al Lago Nero del Tumulo. Un altro corpo di dimensioni significative (circa 400 x 800 m) è presente a W della cresta Schönerkofel. Si segnala inoltre il livello, spesso circa 100 m, affiorante fra la Forcella e la Croda Nera di Malavalle (3354 m).

Livelli e *boudins* sparsi di dimensioni metriche si trovano infine nella Valle del Rombo e in Val Ridanna, dove mostrano notevole continuità laterale spesso nelle vicinanze dei livelli di ortogneiss leucocratici a mica chiara prevalente (OZB).

2.4.9.1. - Anfiboliti a granato (OZA_a)

Anfiboliti di colore verde scuro sia in frattura fresca che in affioramento. Mesoscopicamente si riconoscono anfibolo, plagioclasio, \pm granato, \pm quarzo. La grana è media, con anfiboli talora euedrali di abito prismatico poco allungato. Il plagioclasio costituisce livelli millimetrici distribuiti abbastanza omogeneamente nella roccia. Localmente, dove il plagioclasio è più abbondante, le anfiboliti passano a gneiss anfibolici (E di Hütterbichl lungo la strada che porta alla Malga dell'Accla in alta Val Ridanna).

Raramente si osservano anche porfiroblasti di granato di grandezza fino a 1-2 cm. La mineralogia è la seguente: anfibolo, plagioclasio, granato, biotite, epidoto, clorite \pm titanite \pm rutilo (ilmenite). Apatite e zirconio sono talora presenti in quantità accessorie. Nei livelli più ricchi in anfibolo, dove quest'ultimo forma una foliazione insieme a plagioclasio ed epidoto, si riconoscono due generazioni di granato. Una generazione di porfiroblasti ha grana più grossa di forma subeudrale, pre-cinematici rispetto alla S₂, la seconda è caratterizzata da cristalli di forma euedrale, zonati con nuclei ricchi in inclusioni di quarzo e biotite, da sin- a post-cinematici rispetto alla foliazione principale, S₂. La biotite cresce statica in cristalli millimetrici sopra la foliazione ad anfibolo.

Le anfiboliti a granato affiorano in lenti di dimensioni decametriche sul versante E della Punta delle Quaire (Valle del Lago) e, in modo più esteso, fra la Valle del Rombo e il Dosso del Bersaglio (3064 m) in Valle del Tumulo. In questa zona formano dei livelli, concordanti con la scistosità regionale, spessi alcune decine di metri e che presentano una continuità laterale superiore al chilometro.

2.4.9.2. - Gneiss e scisti anfibolici (OZA_b)

Si tratta di scisti anfibolici passanti localmente a gneiss anfibolici o ad anfiboliti. Caratteristica particolare di questo litotipo è la presenza di anfiboli di grosse dimensioni (fino a 5 cm) con abito prismatico allungato che sovracrescono a covoni staticamente sulla foliazione principale (Fig. 66). Questa crescita di anfiboli a volte si concentra solo in alcune bande, altre volte sembra distribuirsi più omogeneamente nell'intero volume del litotipo. È quasi sempre visibile anche granato, in porfiroblasti di colore violaceo e dimensioni fino a 1-2 cm al massimo.

I campioni a grana più fine sono caratterizzati da una maggior abbondanza di anfibolo la cui orientazione preferenziale di forma individua la foliazione. Localmente si osserva la crescita statica di biotite sui piani della foliazione.

Affiorano solamente in alta Val Ridanna a S e SE del Rifugio G. Biasi al Bicchiere, in prossimità del Rifugio Cremona alla Stua in Val di Flères e, sempre nella stessa valle, sul margine S del metagabbro di Flères (OZG). Si presentano in livelli di spessore metrico poco continui lateralmente e posti generalmente all'interno degli gneiss eterogenei a bande (OZE) o al contatto fra questi e i paragneiss a bande (OZP).

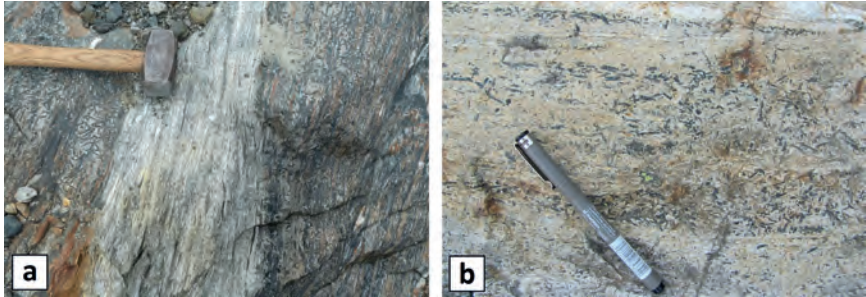


Fig. 66 - Aspetto in affioramento degli gneiss e scisti anfibolici nei livelli di anfiboliti (OZA) alla base del dosso del Bicchiere (a) e sui dossi (b) siti alcune centinaia di metri a NE del Rif. Cremona alla Stua (2423 m), in Val di Flères.

2.4.10. - Anfiboliti con relitti di tessiture magmatiche (OZJ)

In questa unità litologica sono state raggruppate tutte le anfiboliti che sul terreno mostrano ancora relitti delle originarie tessiture magmatiche.

In Valle del Tumulo, lungo il versante SW del Il Capro (3251 m) e sui dossi montonati a valle di questo, affiorano anfiboliti e gneiss anfibolici di colore verde chiaro, in livelli di spessore metrico intercalati agli gneiss eterogenei a bande (OZE). La presenza di “inclusi” basici all’interno della parte più feldspatica (Fig. 67a) rende probabile un’origine intrusiva di questo litotipo. La tessitura è foliata, con una foliazione (S_2) pervasiva su scala centimetrica individuata dall’orientazione preferenziale di forma di anfibolo e biotite. Localmente, in particolar modo in prossimità del contatto con gli gneiss incassanti, si nota una lineazione sviluppata sui piani della S_2 ed individuata sempre da anfibolo, talora biotitizzato (Fig. 67b).

A S del Rifugio Biasi al Bicchiere (3196 m) affiora un corpo continuo di probabile origine intrusiva, meno deformato, che si estende per quasi 1 km in lunghezza e 200 m circa in larghezza. Al suo interno sono visibili abbondanti settori di colore più chiaro, con porzione quarzoso-feldspatica abbondante e minori anfibolo e biotite, e inclusi femici di dimensioni da centimetriche a decimetriche. Ai margini di questo corpo, più precisamente dove inizia il sentiero che porta al Rifugio Cima Libera, sul ghiacciaio e nella parte alta del circo posto a SE del rifugio, si osservano invece livelli caratteristici di anfiboliti a bande a grana grossolana, con percentuale di anfibolo variabile tra 50% e 80% circa.

La mineralogia è costituita principalmente da anfibolo e biotite di dimensioni millimetriche, orientati lungo la foliazione. Ai livelli biotitico-anfibolici sono alternati altri a quarzo e plagioclasio. Sono inoltre presenti epidoti idiomorfi microcristallini distribuiti in modo pressoché uniforme in tutta la roccia, clorite, mica chiara, titanite e rari cristalli submillimetrici di granato ricchi in micro-inclusioni. La biotite si dispone talora a basso angolo rispetto alla foliazione principale, presentando inclusioni di epidoto, clorite, muscovite, titanite e quarzo.

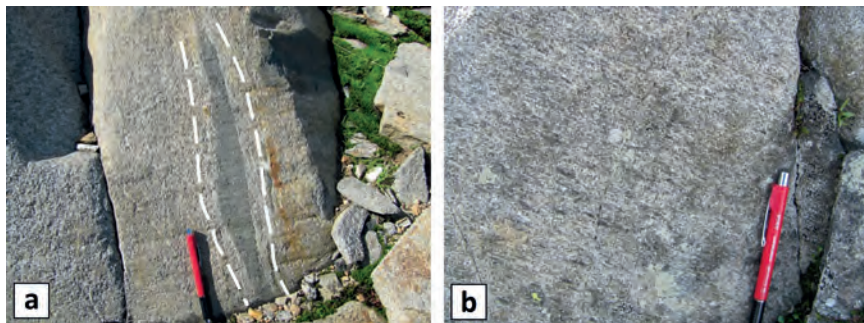


Fig. 67 - a) “Incluso” basico deformato e parallelizzato alla foliazione S_2 (linee bianche). b) Lineazione a biotite ed anfibolo. Valle del Tumulo.

2.4.11. - Metagabbro di Flères (OZG)

Il metagabbro di Flères, corrispondente in parte al Gabbro di Flères (SANDER, 1920a), è un complesso metaintrusivo, costituito essenzialmente da due litofacies predominanti: anfiboliti a bande con o senza granato e ortogneiss biotitici.

La prima litofacies è composta da varie litologie. In generale, si possono riconoscere anfiboliti a bande (Fig. 68) e gneiss anfibolici di colore da grigio-verde a verde scuro. Queste litologie si trovano esclusivamente in Val di Flères, in prossimità del Rif. Calciati al Tribulaun. Talvolta esse risultano foliate e fortemente milonitizzate, soprattutto in prossimità del contatto con i paragneiss a bande (OZP). Le anfiboliti a bande sono caratterizzate da sottili livelli leucocratici a composizione feldspatica e livelli melanocratici ricchi in anfibolo e granato.

Gli gneiss anfibolici mostrano una tessitura marcatamente gneissica e sono caratterizzati da abbondanza maggiore della frazione feldspatica rispetto alle anfiboliti. La foliazione è individuata dall'orientazione preferenziale di forma di biotite, spesso cloritizzata, e anfibolo ipidiomorfo a grana media. In sezione sottile si osserva la presenza di quarzo, epidoto, titanite, zircone e rara apatite. In diversi campioni è inoltre presente del granato in porfiroblasti che raggiungono dimensioni di alcuni millimetri.

L'età intrusiva era sino ad oggi poco definita, con le uniche indicazioni che davano un'età precedente al metamorfismo di presunta età varisica che caratterizza il complesso dell'Ötztal-Stubai (SANDER, 1926). Datazioni U-Pb su zircone effettuate nell'ambito del presente progetto hanno fornito un'età ordoviciana (470 - 485 Ma, § Cap. VI).

Le metabasiti del complesso intrusivo di Flères affiorano per circa 1.5 km² a SW del Lago Sanes, in contatto con i paragneiss a bande (OZP) verso S, W e NW, mentre il limite E è con gli ortogneiss biotitici (OZG_a), anch'essi facenti parte dell'originale corpo intrusivo.

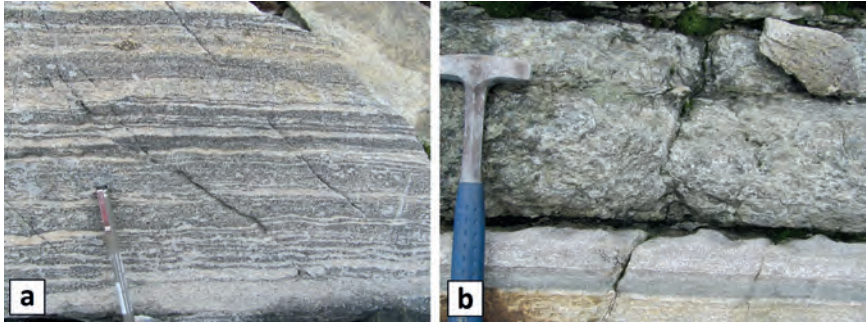


Fig. 68 - a) Anfiboliti a bande affioranti ai piedi del versante NE del Vastelgruben, in prossimità del Lago Sanes. b) livello a grana medio-grossa all'interno delle anfiboliti a bande, intorno a quota 2790 m sulla sella fra il Vastelgruben e il Dente Alto (2924 m).

2.4.11.1. - Ortogneiss biotitici (OZG_a)

Gli ortogneiss biotitici si presentano con tessitura tipicamente gneissica, più raramente occhiadina, con la foliazione individuata dall'orientazione preferenziale di forma di biotite (Fig. 69), talvolta cresciuta come pseudomorfa su cristalli di anfibolo. La mineralogia è data da plagioclasio, biotite, anfibolo e, in minor misura, quarzo, K-feldspato, epidoto, apatite e zircone. Solo in prossimità del contatto con la parte mafica del complesso si osserva anche la presenza di granato in porfiroblasti di pochi millimetri in dimensione.

Affiorano in una stretta fascia diretta NW-SE al margine E della parte mafica del complesso, a cavallo del Lago Sanes.

Datazioni U-Pb su zirconii separati dagli ortogneiss biotitici, effettuate nell'ambito del Progetto CARG, hanno fornito un'età magmatica di ca. 470 Ma (vd. § VI), che si inquadra nell'evento magmatico dell'Ordoviciano medio registrato in diverse unità dell'Austroalpino e del Sudalpino.

2.4.12. - Metadioriti e anfiboliti del Bicchiere (OZU)

Le metadioriti formano un corpo omogeneo in corrispondenza del dosso sul quale sorge il Rif. G. Biasi al Bicchiere. La tessitura è da gneissica a massiva (Fig. 70). Sono ben riconoscibili relitti di tessiture magmatiche quali inclusi femici, talora angolosi. La grana è media o grossa; in affioramento si riconoscono anfibolo, plagioclasio, quarzo \pm granato.

I contatti fra i corpi mafici e i circostanti paragneiss a bande (OZP) risultano sempre paralleli alla foliazione principale, non permettendo di definire sulla base di quanto osservabile in affioramento dei rapporti di intersezione. Tuttavia, composizione, tessiture e variabilità interne, nonché

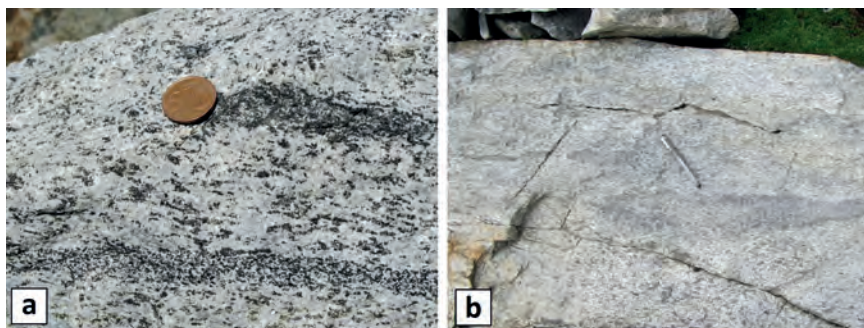


Fig. 69 - a) Ortogneiss biotitici con foliazione con aggregati centimetrici di biotite, dossi montonati a SE del Lago Sanes in prossimità del Rifugio Calciati. b) Aggregati anfibolico-biotitici probabilmente derivati da originali inclusi mafici, q. 2600 m ca. a NW del Lago Sanes, in prossimità del contatto con le anfiboliti.

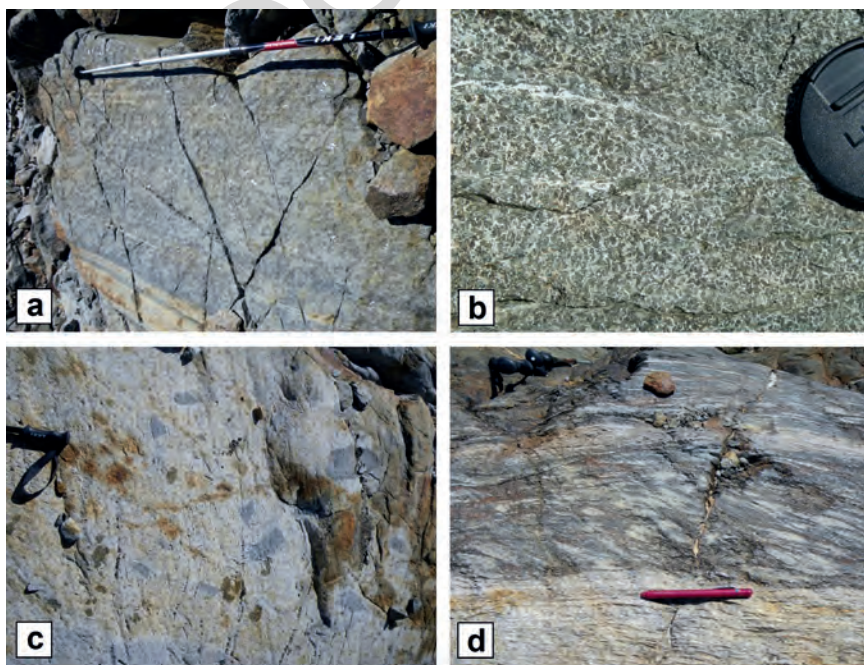


Fig. 70 - a) Livello di orneblenditi a grana grossa con testitura massiva, intorno a quota 2920 alla base della cresta che scende in direzione SSW dal Rifugio Bicchiere (3191 m). b) Aspetto in affioramento delle metadioriti del Bicchiere con testitura massiva, intorno a quota 3010 m sulla medesima cresta citata sopra. c) Peculiare litofacies all'interno delle anfiboliti del Beckerhaus con la presenza di presunti inclusi magmatici di composizione mafica. d) Zona di taglio che interessa le anfiboliti a bande.

la presenza di porzioni con relitti di tessiture magmatiche (Fig. 70c) fanno ipotizzare un protolite intrusivo, potenzialmente correlabile con il vicino Metagabbro di Flères (OZG).

2.4.12.1. - Anfiboliti a bande e anfiboliti massive (OZU_a)

Affiorano ai margini del corpo mafico principale che forma quasi interamente il dosso sul quale sorge il Rif. Gino Biasi al Bicchiere (3191 m), in livelli e lenti per lo più siti al contatto con le metadioriti e anfiboliti del Bicchiere (OZU) e i paragneiss a bande (OZP).

Rispetto alle anfiboliti più diffuse, si caratterizzano per la frequente presenza di livelli di orneblenditi a tessitura massiva e grana grossa (Fig. 70a), con spessori sino a 70-80 cm, intercalati a livelli con tipica tessitura a bande, quest'ultimi di colore generalmente più chiaro per la maggior abbondanza di plagioclasio.

2.4.13. - Livelli e lenti mineralizzati a solfuri (OZZ)

Questi livelli rappresentano le facies di ganga che indicano nelle immediate vicinanze la presenza dei filoni minerari. Sono note come "*facies filone*" (FRIZZO, 1976) e sono associate a scisti di colore grigio scuro-plumbeo, caratterizzati dalla presenza di porfiroblasti di biotite associati a granato, anfibolo e/o carbonati. Spesso livelli e lenti mineralizzate mostrano una tessitura dovuta a ricristallizzazione statica, con gli anfiboli presenti in forma di aggregati radiali disposti sui piani della foliazione S_2 . La scelta di identificarla come formazione a sè stante è dovuta al fatto che le originali mineralizzazioni hanno subito deformazione e metamorfismo, rendendo impossibile il riconoscimento del protolite.

All'interno di questo litotipo, oltre ai minerali costituenti principali (quarzo, plagioclasio, granato, biotite, tremolite-antofillite, siderite, ankerite) sono stati riconosciuti: blenda, galena, pirite e calcopirite, più altre fasi accessorie invece presenti in quantità significative nei filoni minerari veri e propri (vd. § VI per la metallogenesi del giacimento di Monteneve).

Nell'area del Foglio il litotipo sopra descritto affiora nella conca di San Martino in Monteneve, sede principale dell'attività estrattiva. In particolare, i livelli mineralizzati a solfuri con spessore e continuità più rilevanti sono stati cartografati sul versante S dell'Himmelreich, intercalati ai micascisti a granato (OZM) e paragneiss a bande (OZP) della falda dell'Ötztal in prossimità del contatto con quella di Monteneve. Livelli con aspetto simile si trovano inoltre in modo diffuso nei piccoli affioramenti di substrato roccioso emergenti fra i depositi di discarica mineraria siti a E del villaggio di San Martino, intorno a quota 2450 m.

SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMIANO-MESOZOICA CON METAMORFISMO ALPINO

In questa successione sono state raggruppate le rocce di età da permiana a triassica, metamorfosate nel corso dell'Orogenesi Alpina, che costituiscono la copertura metasedimentaria del basamento della falda dell'Ötztal.

Nonostante le deformazioni ed il metamorfismo subito, la correlazione fra questi litotipi e le corrispondenti formazioni sedimentarie della copertura austroalpina delle Alpi Orientali è resa possibile dalla presenza di resti di fossili e dalla conservazione più o meno completa dell'originale litostratigrafia.

Nell'area del Foglio, la successione in oggetto, affiora in piccoli lembi nella zona compresa fra la Croda della Cintola (2858 m, zona di San Martino in Monteneve) e il passo dell'Erpice, fra la valle omonima e la Val Lazzago. La successione più completa dell'unità affiora nel settore NE del Foglio, dove è compresa la terminazione della cresta NW del Tribulaun (3097 m).

I contatti stratigrafici originari fra le varie litologie e con il sottostante basamento polimetamorfico non sono mai preservati, ma sono presenti ovunque zone di taglio fragili-duttili con spessori fra i 2 e i 20 m.

Le litologie facenti parte dell'unità sono, in ordine stratigrafico: paragneiss e quarziti a granato (OZC) in contatto diretto con il sottostante basamento polimetamorfico, quarziti, scisti quarzosi e calcescisti (OZV) aventi spessore massimo di 10-20 m, marmi calcitici e dolomitici (OZW) e, infine, dei marmi dolomitici massivi (OZD) con un livello di scisti sericitici a grafite alla base (Raibl *Auct.*) (VON HAUER, 1855).

2.4.14. - Paragneiss e quarziti a granato (OZC)

Alla base della successione si trova in modo discontinuo, sia nell'area del presente Foglio, che più a E e NE (zona del Passo del Brennero), un livello di quarziti e gneiss quarzosi interpretato come "Conglomerato Basale" (anche Conglomerato della Val di Flères) da vari Autori (FRITZ, 1967, 1970; GREGNANIN & VALLE, 1995). Sul terreno tale litotipo si presenta con colore da grigio a verdastro ed evidente tessitura gneissica. Caratteristica principale è la presenza di noduli e lenti di quarzo, granatiti e, più raramente, porzioni gneissiche quarzoso-feldspatiche di aspetto granitoide (Fig. 71), interpretati come clasti relitti di un antico conglomerato.

La presenza di tali "clasti" abbinata all'alternanza di livelli a noduli di quarzo e livelli a grana più fine a mimare una S_0 primaria, è l'elemento principale che consente di definire questo litotipo come un metaconglomerato derivante da un'originaria roccia sedimentaria terrigena a grana grossa (Fig. 72). Nella cartografia dei nuovi Fogli CARG la formazione di riferimento come protolite può essere individuata nel verrucano alpino (MONTRASIO *et alii*, 2012; CESARE *et alii*, 2020).

La tessitura varia da gneissica a milonitica, con la foliazione (S_1) individuata



Fig. 71 - Relitti della S_0 nei metaconglomerati. L'alternanza di livelli con noduli di quarzo e livelli privi di questi corrisponde almeno in parte all'originale stratificazione. La foliazione metamorfica S_1 data da $Wm I + Bt I$ si dispone ad alto angolo rispetto alla S_0 . Passo dell'Erpice.

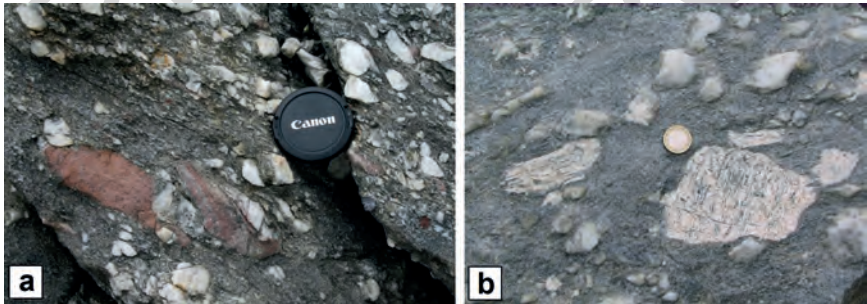


Fig. 72 - a) Clasti di quarzo e granatiti nei metaconglomerati (versante SE della Cima del Lago Nero). b) Clasti litici formati da gneiss quarzoso-feldspatici di aspetto granitoide (Lago Nero, San Martino in Monteneve).

dall'orientazione di forma preferenziale di mica chiara e biotite ($Wm I + Bt I$). In sezione sottile si osserva frequentemente la presenza di relitti di biotite pre- S_1 . Il granato è presente in porfiroblasti sub-idiomorfi di dimensioni da submillimetriche sino a 1-2 mm. Dove osservato cresce sin-cinematicamente rispetto alla foliazione S_1 .

La mineralogia completa è data da: quarzo, biotite, mica chiara, plagioclasio, granato, clorite, ilmenite, apatite. Epidoto, pirite e tormalina sono presenti in quantità accessorie.

In prossimità del contatto con il basamento polimetamorfico dell'Ötztal, la tessitura è frequentemente milonitica (Forcella del Lago Nero, Passo dell'Erpice); in alcuni affioramenti si osserva un gradiente con crescente deformazione dei clasti relitti, i quali vengono ridotti sino a dimensioni sub-centimetriche e localmente scompaiono in funzione della forte riduzione di grana associata allo sviluppo di miloniti (cresta a SW delle Rocce Bianche del Massaro, 2792 m). La milonisi è associata allo sviluppo di una ben definita lineazione mineralogica individuata da Bt (II). In questi livelli non sono presenti relitti di Bt (I). Talora si osserva anche una orientazione preferenziale di forma dei noduli di quarzo con forma ellissoidale.

Gli gneiss e scisti quarzosi hanno uno spessore massimo di circa 10-20 m, almeno in parte dovuto a ripetizioni tettoniche. Affiorano nei dintorni del Lago Nero (San Martino in Monteneve), sul sentiero che dal lago porta alla forcella omonima, sul crinale che collega la forcella con la Cima del Lago Nero e sulla cima stessa, alla base dei marmi calcitici e dolomitici (OZD) e delle quarziti, scisti quarzosi e calcescisti (OZV). Più a E si ritrovano alla base della parete delle Rocce Bianche del Massaro (Fig. 73) e sui dossi in corrispondenza del Passo dell'Erpice.

Permiano?



Fig. 73 - Successione litostratigrafica presso le Rocce Bianche del Massaro, Passo dell'Erpice. OZC: paragneiss e quarziti a granato (metaconglomerato). OZV: quarziti, scisti quarzosi e calcescisti (Fm. di Virgloria). OZW: marmi calcitici e dolomitici (Dolomia del Wetterstein).

2.4.15. - *Quarziti, scisti quarzosi e calcescisti (OZV)*

Interposti fra i marmi calcitici e dolomitici (OZD) e i paragneiss e quarziti a granato (OZC), si trovano frequentemente livelli spessi fino a 2-3 m di scisti quarzosi e calcescisti alternati in letti di spessore centimetrico. La tessitura varia da scistosa a milonitica con una foliazione individuata dall'orientazione preferenziale di forma della mica chiara e della clorite.

La mineralogia di questo litotipo è la seguente: calcite, quarzo, plagioclasio, muscovite, flogopite, clorite più vari opachi indeterminati. Affiorano al di sotto della parete W e in livelli di spessore metrico alla base delle pareti a S e ad E delle Rocce Bianche del Massaro (2792 m), e sullo sperone delle Cime Bianche di Montenevoso (2903 m). A WNW del Lago Nero, la tessitura milonitica è parzialmente obliterata da successive deformazioni fragili. Dove queste ultime risultano pervasive, si osserva lo sviluppo di un “*pencil cleavage*” ben definito soprattutto nei livelli più quarzosi (Fig. 74). Questo litotipo corrisponde agli “*Scisti Anisici*” descritti da GREGNANIN & VALLE (1995) sul versante meridionale della Cima del Lago Nero e il protolite viene individuato da noi nella formazione di Virgloria (PRAGER, 2003; CESARE *et alii*, 2020).



Fig. 74 - “Pencil cleavage” nei calcescisti con livelli quarzosi presso le Rocce Bianche del Massaro. Litotipi simili sono presenti anche ai piedi delle pareti del Tribulaun di fronte al Rifugio Calciati.

Nella zona del Tribulaun ad E della Forcella di Flères e a N del Rifugio Calciati, alla base di questa unità è presente un livello di 20-30 m di spessore costituito da quarziti grigio-chiare, con tessitura per lo più massiva, tranne che in corrispondenza di una zona di taglio fragile-duttile in corrispondenza della quale le quarziti mostrano una foliazione milonitica ripresa da strutture fragili. La mineralogia è data da quarzo, mica chiara, clorite, raro plagioclasio e altre fasi mineralogiche quali pirite, apatite e opachi indistinti presenti in quantità accessorie. Tale unità dovrebbe avere come protolite le unità terrigene triassiche corrispondenti alle formazioni del buntsandstein alpino o dei Werfener Schichten (CESARE *et alii*, 2020). Nelle precedenti cartografie tale orizzonte veniva in genere compreso all'interno del "Conglomerato della Val di Flères" *Auct.*

Anisico

2.4.16. - *Marmi calcitici e dolomitici (OZW)*

Si tratta di marmi calcitici e dolomitici a tessitura prevalentemente massiva. Solo localmente, ed in particolare in prossimità dei contatti con le altre litologie, si sviluppa una debole foliazione, individuata dall'orientazione preferenziale di forma delle poche miche chiare presenti. Il colore varia da grigio chiaro a bianco con sfumature rosate. Il protolite è la Dolomia del Wetterstein (MONTRASIO *et alii*, 2012).

La roccia è costituita quasi interamente da dolomite; sono presenti in quantità secondaria: calcite, tremolite, quarzo, mica chiara, clorite, solfuri e opachi non determinati. In alcuni affioramenti (sentiero per la Forcella del Lago Nero, San Martino in Monteneve) si possono osservare dei resti di crinoidi fortemente ricristallizzati. In Val di Flères è quasi sempre riconoscibile alla base un livello di marmo calcitico a silicati dello spessore di 1-2 m con tessitura foliata.

I marmi calcitici e dolomitici affiorano sui crinali che circondano la conca di San Martino in Monteneve. In particolare, formano buona parte delle Rocce Bianche di Montenevoso (2903 m) e delle Rocce Bianche del Massaro (2792 m, Fig. 75). Sono inoltre presenti a S della Croda della Cintola (2858 m), dove un livello di marmi calcitici e dolomitici è interposto tettonicamente fra l'unità di Monteneve (a letto) e il basamento polimetamorfico della falda dell'Ötztal (a tetto). Lo spessore massimo affiorante è compreso tra 350 e 400 m.

Ladinico - Carnico?

2.4.17. - *Marmi dolomitici (OZD)*

Si tratta di marmi dolomitici di colore grigio-cenere, più raramente biancastri che mostrano una spiccata omogeneità per tutto lo spessore dell'unità litologica (stimato in circa 400 m nella zona del Tribulaun in Val di Flères, subito fuori Foglio). La roccia si presenta da foliata a massiva con aspetto talora



Fig. 75 - *Marmi calcitici e dolomitici (OZW) affioranti sulla sommità della Cima di Lago Nero (2988 m) e sulle Rocce Bianche del Massaro (2792 m).*

saccaroide. Livelli zonati, caratterizzati dall'alternanza di livelli centimetrici bianchi o grigio scuri sono visibili sulla parete SW del Tribulaun, lungo la via normale alla cima. La mineralogia è data da dolomite, rara calcite e mica chiara. Nell'area del Foglio non è stata ad oggi segnalata la presenza di resti fossili. Il protolite è dato dalla Dolomia Principale dell'Austroalpino (MONTRASIO *et alii*, 2012).

Alla base dei marmi dolomitici è presente un livello di 5-10 m di scisti (Raibl *Auct.*) (VON HAUER, 1855). Questo livello mostra una spiccata variabilità laterale in termini di composizione: si rinvengono principalmente scisti sericitici a grafite, ma anche filladi a porfiroblasti di biotite, scisti carbonatici e dolomie giallastre (KÜBLER & MÜLLER, 1962; LANGHEINRICH, 1965). All'interno delle litologie scistose sono presenti quarzo, plagioclasio, mica chiara sericitica, biotite. Titanite, epidoto e minerali opachi sono presenti in quantità accessorie. Nella zona del Passo del Brennero, al di fuori dell'area del presente Foglio, è stata segnalata anche la presenza di cloritoide (PURTSCHELLER, 1967b).

Il presente litotipo affiora solo nell'angolo NE del Foglio, sulla cresta E della Cima del Tribulaun (3097 m).

Carnico? - Norico?

2.5. - CORPI MAGMATICI INTRUSIVI

2.5.1. - Pegmatiti (OGA)

(Meta)pegmatiti in lenti e filoni paraconcordanti rispetto alla foliazione principale sono presenti nell'unità di Tessa, sul versante orientale e settentrionale della Punta di Montecroce, in Val Racines e all'interno della zona di taglio della linea del Giovo, dove risultano variamente deformate. Una singola lente è inoltre presente all'interno dei paragneiss a bande (OJP) dell'unità di San Leonardo lungo la strada verso il passo Giovo (q. 1830 m).

Si tratta di corpi le cui dimensioni variano da pochi decimetri a qualche decametro. Le pegmatiti presentano grana grossa e sono costituite da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, muscovite con quantità variabili di tormalina e rarissimo granato (pegmatiti peralluminose). Queste pegmatiti vengono ritenute di origine anatettica, con età in genere dal Permiano inferiore al Triassico e successivamente metamorfosate durante l'orogenesi Alpina (KONZETT *et alii*, 2018).

La tessitura magmatica originale risulta quasi ovunque scarsamente preservata. L'elemento del *fabric* meso e microscopico dominante è una foliazione data da mica chiara e quarzo, spesso concordante con la foliazione S₂ degli incassanti. Il granato, dove presente, ha colore violaceo e abito subeudrale. Lungo la linea del Giovo le pegmatiti hanno frequentemente tessitura milonitica.



Fig. 76 - Sezione perpendicolare alla foliazione di una metapegmatite a spodumene. Da notare la tessitura milonitica a matrice fine e porfiroclasti ad "occhio", spesso boudinati e/o fratturati.

Rare metapegmatiti contenenti un pirosseno di Li, spodumene ($\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$), come minerale accessorio dominante, segnalate in LIEBENER & VORHAUSER (1852) e GASSER (1913), sono state rinvenute in alta Val Racines sul versante orientale della Cima Zermudo (2798 m). La presenza di spodumene, viene riportata anche da DOBLICKA (1852) nella valle del Rio Vallicola in Val Ridanna.

Lo spodumene si presenta in cristalli verde pallido lunghi fino a 20 cm (EXEL, 1987), isorientati e spesso *boudinatis*, in metapegmatiti a tessitura milonitica nelle quali si possono riconoscere ad occhio nudo aggregati occhiadini centimetrici costituiti da berillo biancastro, plagioclasio, K-feldspato e mica chiara di colore verde acqua (Fig. 76).

Alla scala microscopica, i porfiroclasti si presentano immersi in una matrice a grana fine costituita in prevalenza da quarzo, muscovite (parzialmente alterata in caolinite), K-feldspato e albite (Ab_{100}) (Fig. 77). I porfiroclasti mostrano spesso fratture riempite da matrice. I bordi dei porfiroclasti di spodumene mostrano fenomeni di ricristallizzazione (Fig. 78). Accessori meno comuni sono apatite, zircone talora ricco di inclusioni di uraninite, rodocrosite ($\text{Mn}/\text{Fe}+\text{Mn} = 0.75$), cassiterite, sfalerite, uraninite e columbo-tantalite. Quest'ultima mostra una zonatura oscillatoria pronunciata con nuclei ricchi in Nb e bordi ricchi in Ta (Fig. 79).

La datazione dell'uraninite, rinvenuta in cristalli fino a 30 μm , sulla base dei contenuti in U, Th e Pb determinati alla microsonda elettronica e assumendo che

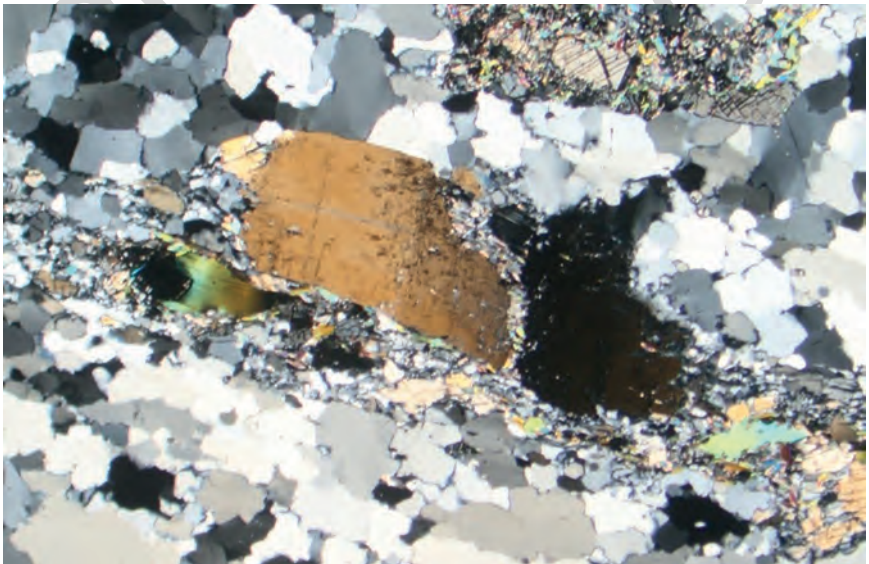


Fig. 77 - Dettaglio di un cristallo *boudinatis* di spodumene. La frattura viene riempita dalla matrice a grana fine costituita da quarzo, albite, muscovite e K-feldspato.

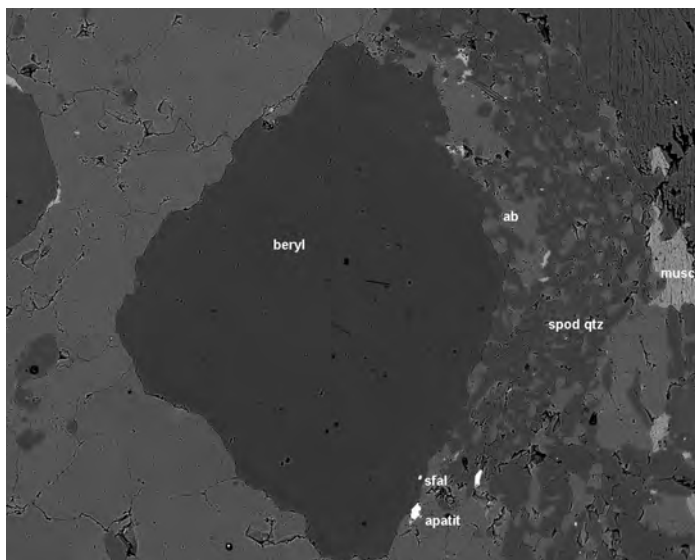


Fig. 78 - Immagine in microscopia elettronica (BSE) di un porfiroclasto di berillo (beryl). In alto a destra spodumene (spod) che presenta ricristallizzazione del bordo.

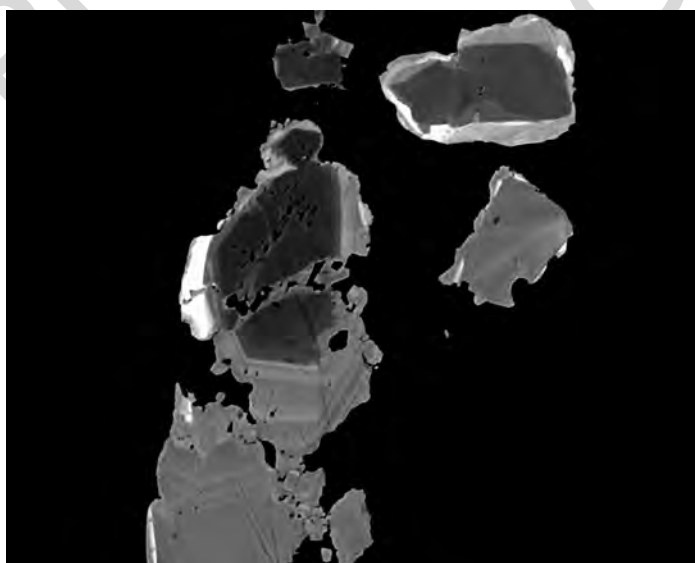


Fig. 79 - Immagine in microscopia elettronica (BSE) di columbo-tantalite con zonatura oscillatoria da nuclei ricchi in Nb (columbite) a bordi ricchi in Ta (tantalite).

tutto il piombo misurato sia radiogenico (“*chemical age*” di BOWLES, 1990), ha fornito età Triassiche comprese tra 218 ± 3 e 248 ± 3 Ma (media di 11 dati: 222 ± 3 Ma). La metapegmatite datata proviene dalla Val Racines e appartiene alla tipologia che presenta minerali di Li.

Permiano - Triassico?

2.5.2. - *Filoni porfirici, talora foliati (fp)*

All'interno del basamento della falda dell'Ötztal sono presenti numerosi filoni a biotite ed anfibolo, con contatti discordanti rispetto alla foliazione regionale delle rocce incassanti (Fig. 80). Il grado di ricristallizzazione e le paragenesi mineralogiche di questi filoni, di presunta età permiana, furono utilizzate da PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) e da GREGNANIN & VALLE (1995) per definire il grado del metamorfismo di età alpina nei vari settori dell'Ötztal.

Sul terreno si presentano con spessore variabile da pochi decimetri sino a qualche metro, con continuità laterale variabile da qualche metro sino ad alcune



Fig. 80 - Apofisi di un filone a porfiroblasti di biotite che taglia la foliazione regionale nei paragneiss a bande (OZP). Lago Nero del Tumulo, nella valle omonima.

centinaia di metri. La tessitura varia da massiva a foliata; in molti casi si osserva lo sviluppo di una tessitura foliata in prossimità del contatto con l'incassante.

Le originarie paragenesi magmatiche così come le relative tessiture non risultano mai preservate (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982). Talora, la presenza di porfiroblasti di anfibolo e biotite mima una tessitura porfirica, che è però da considerarsi di origine metamorfica.

La mineralogia è data da: anfibolo, biotite, plagioclasio, quarzo, rutilo, epidoto, clorite, apatite e minerali opachi non determinati. Il granato compare solo in alcuni filoni (Cima del Lago Nero, Passo dell'Erpice, bassa Valle del Tumulo). Le variazioni modali di anfibolo, biotite e plagioclasio, insieme ad una grana differente, sono responsabili del diverso aspetto sul terreno di questi filoni.

In sezione sottile si osservano frequentemente due diverse generazioni di anfibolo e biotite. Amp (I) e Bt (I) individuano solitamente la foliazione, mentre porfiroblasti di una seconda generazione di biotite (Bt II) e, più raramente, di anfibolo (Amp II) postdatano la foliazione. Dove presente, il granato sembra associato all'ultima fase di blastesi, crescendo talora sopra la clorite (Fig. 81).

La geochemica e il significato di questi filoni nella ricostruzione dell'evoluzione tettono-metamorfica dell'area sono discussi nel capitolo VI.

Permiano?

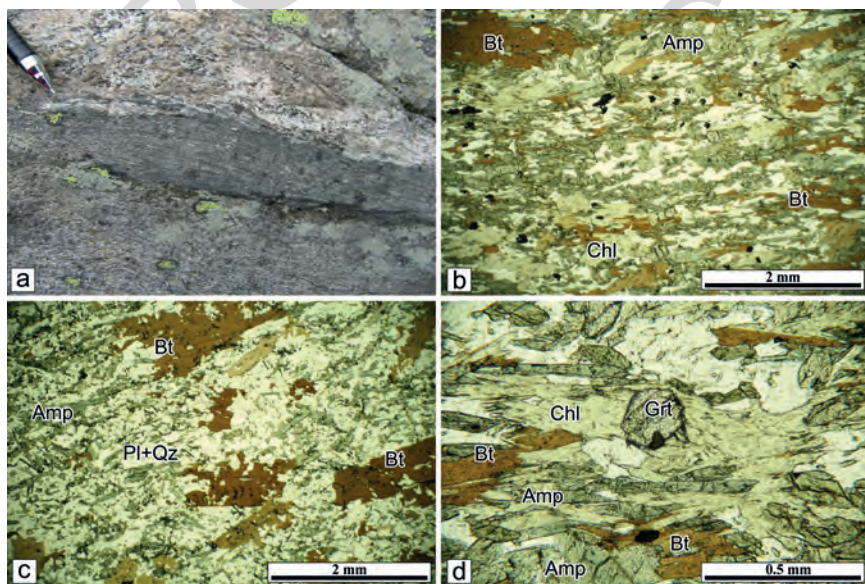


Fig. 81 - a) Filone interessato da zona di taglio duttile, Valle del Tumulo. b) Immagine in sezione sottile del filone milonitico. c) Tessitura tipica dei filoni con foliazione poco sviluppata e crescita statica di porfiroblasti di biotite. d) Porfiroblasto submillimetrico di granato che cresce su clorite, Cima del Lago Nero (2988 m).

3. - STRATIGRAFIA DEI DEPOSITI QUATERNARI (M. Cucato)

3.1. - CRITERI DI SUDDIVISIONE STRATIGRAFICA DEI DEPOSITI QUATERNARI

Le unità adottate sono Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU), di rango variabile dal sistema al subsistema. In forma sintetica esse corrispondono alle seguenti unità (Fig. 82):

- Un'unità pre-LGM corrispondente al sistema di Caldaro, presente unicamente nel bacino del F. Passirio.

- Un'unità riferibile all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*, abbrev. LGM), il sistema del Garda, comprendente 4 subsistemi, di cui uno unicamente nel sottobacino del rio di Flères — subsistema di Val di Flères — due nel sottobacino del Rio Ridanna — subsistema di Val Ridanna e subsistema di Maso Gasse — ed, infine, uno ubiquitario in tutta l'area del sottobacino del F. Passirio — subsistema di Malga Fontana Bianca. Escludendo il subsistema di Maso Gasse, nel quale sono compresi i depositi di un grande accumulo di frana antico presso Ridanna, gli altri tre subsistemi comprendono depositi glacialigenici riferibili alle principali fasi di ritiro pleistoceniche, con episodi in parte diversi da bacino a bacino, caratterizzati anche da oscillazioni positive.

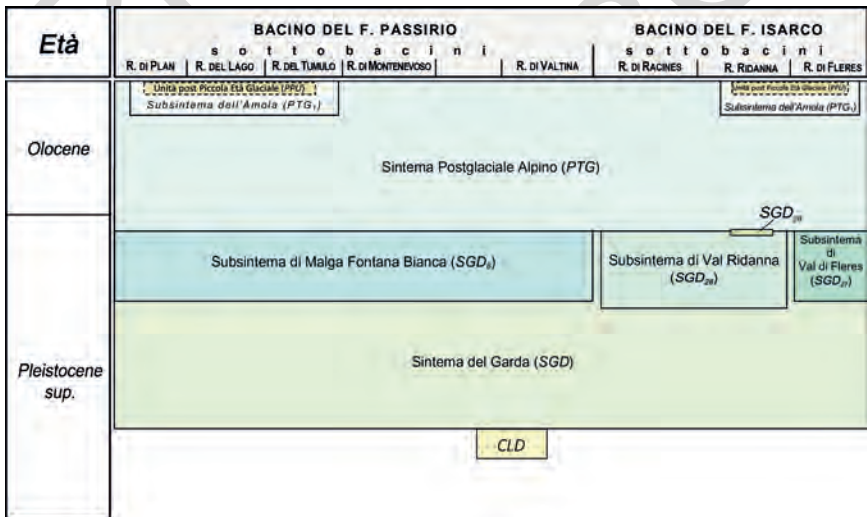


Fig. 82 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità quaternarie cartografate; CLD=sistema di Caldaro; SGD₂₉=subsistema di Maso Gasse. L'inquadramento cronologico a lato è puramente indicativo essendo i limiti delle unità generalmente diacroni.

- Un'unità riferibile al post-glaciale denominata sintema Postglaciale Alpino, comprendente il subsintema dell'Amola, nel quale sono inclusi i depositi glacialigenici riferibili alla fase di avanzata della Piccola Età Glaciale e quelli posteriori ad essa fino all'attuale, nonché i depositi di versante e di altra origine sicuramente correlabili con questa fase. All'interno del subsintema dell'Amola è stata distinta un'unità a carattere informale — l'unità post Piccola Età Glaciale — entro la quale sono stati cartografati tutti i depositi posteriori alla fase di acme della PEG, dove essi sono chiaramente distinguibili dagli altri.

I rapporti di sovrapposizione delle varie unità sopra indicate sono esemplificati nello schema dei rapporti stratigrafici in cui si è tentata una rappresentazione che tiene conto anche dell'effettiva distribuzione delle unità nei vari sottobacini del Fiume Isarco e del Fiume Passirio presenti nel Foglio.

3.2. UNITÀ STRATIGRAFICHE PRECEDENTI L'ULTIMA ESPANSIONE GLACIALE

3.2.1. - *Sintema di Caldaro (CLD)*

Sinonimi: “antica alluvione terrazzata” (SANDER & HAMMER, 1926). Nella conca di San Leonardo in Passiria sono presenti ghiaie ciottolose che normalmente affiorano solo in caso di scavi, mancando esposizioni naturali. In carta sono state cartografate al centro del paese, sul fianco destro del Rio di Valtina, mentre SANDER & HAMMER (1926) ne riportano la presenza in forma più estesa, anche sul versante opposto, tuttavia qui i dati a nostra disposizione non confermano in modo univoco tale interpretazione (Fig. 83). Si tratta di ghiaie medie e grossolane, ciottolose, grossolanamente stratificate. Subordinati sono i livelli ghiaioso-sabbiosi o le lenti di sabbia generalmente media e grossolana. I clasti sono prevalentemente composti da paragneiss e subordinatamente da ortogneiss e micascisti, molto più scarsi gli altri litotipi. I depositi, che hanno uno spessore stimato di almeno 50-60 m, sono interpretabili come i lembi di un antico conoide alluvionale, ora terrazzato, formato alla confluenza nel Passirio dal Rio di Valtina. Tale conoide arrivava in zona distale ad una quota presumibilmente di circa 700 m, cioè circa 40 m più in alto dell'attuale greto del F. Passirio.

Sui depositi in esame poggiano depositi glaciali del sintema del Garda, ma non sempre i rapporti sono chiari vista la scarsità di affioramenti e l'antropizzazione dell'area. In base ai rapporti stratigrafici ed ai caratteri di alterazione dei sedimenti si ritiene che essi siano correlabili con depositi analoghi già individuati e cartografati nella bassa Val Passiria (BARGOSI *et alii*, 2010), in particolare presso Caines e Rifiano, ma anche presso Saltusio.

Tutti questi depositi consentono di definire un fondovalle più elevato dell'attuale di circa 40-70 m, cui si raccordano i conoidi dei rii affluenti provenienti da entrambi i fianchi della valle, successivamente variamente rimodellati ed incisi.

In base agli elementi sopra descritti i depositi in esame sono stati cartografati



Fig. 83 - La conca di San Leonardo in Passiria vista dalla terrazza panoramica a N del paese, sulla Strada S.S. N° 44 del Passo di M. Giovo. In primo piano, sulla sinistra, l'ampio ripiano su cui si sviluppano gli insediamenti più recenti, dove nel sottosuolo sono presenti ghiaie ciottolose interpretate come depositi alluvionali pre-LGM (sintema di Caldaro, vd. testo). Al centro, in secondo piano, il centro storico con la chiesa dove, nel sottosuolo, sono presenti ulteriori alluvioni ghiaiose e ciottolose interpretate come depositi antichi, ma postglaciali (cfr. § 3.4.3.). Sempre al centro dell'immagine la bassa Passiria con, quasi sullo sfondo, San Martino in Passiria.

all'interno del sintema di Caldaro, in analogia a quanto è già stato fatto per i depositi ad essi correlabili della bassa Val Passiria (BARGOSI *et alii*, 2010).

Dal punto di vista cronologico essi sono inquadrabili nel Pleistocene superiore, in epoca antecedente al LGM.

3.3. - UNITÀ PERTINENTI ALL'ULTIMA GRANDE ESPANSIONE GLACIALE ("LAST GLACIAL MAXIMUM")

Il sintema del Garda comprende tutti i corpi sedimentari deposti nelle fasi di crescita, di massimo sviluppo e di esaurimento corrispondenti all'ultimo grande evento glaciale (*Last Glacial Maximum*, sigla LGM) a scala regionale, con estensione nell'intero bacino dell'Adige (BINI *et alii*, 2004) e negli altri bacini limitrofi in cui trasfluvia (cfr. ad es. GIANOLLA *et alii*, 2018). Nell'unità sono presenti sia depositi direttamente collegati alla presenza del ghiacciaio, sia depositi formati in vari ambienti, ad es. al contatto con il ghiacciaio o ai margini dello stesso.

Le ricostruzioni paleogeografiche pubblicate (PENCK & BRÜCKNER, 1909; KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1940; VAN HUSEN, 1987) indicano che nell'area del Foglio i ghiacciai ricoprirono le valli con grande spessore, tale da lasciare

emerse unicamente le dorsali divisorie, in genere al di sopra dei 2300-2500 m a seconda delle zone e dei modelli utilizzati per le ricostruzioni (Fig. 84). Le varie colate glaciali che si formavano alla testata delle valli minori del Gruppo di Tessa e delle Breonie convergevano per unirsi al flusso principale che si svolgeva lungo la Val Passiria verso Merano e nella parte più orientale (Val di Flères) verso Vipiteno e quindi a sud lungo la Valle Isarco verso Bressanone. Nella fase di massima espansione buona parte della colata glaciale che si sviluppava nel bacino del Rio di Racines trasfluiva in Val Passiria attraverso l'area del Passo di M. Giovo, sommergendo parte della dorsale divisoria tra la Val di Racines e la Val Passiria-Valle di Valtina. Qui, nella zona del Passo di M. Giovo (2094 m), secondo PENCK & BRÜCKNER (cit.) il ghiacciaio doveva raggiungere una quota di almeno 2200 m. Più a S il flusso glaciale convergeva verso la conca di Bolzano con trasfluenze documentate in varie località e andava ad alimentare il grande ghiacciaio atesino.

Con l'inizio della deglaciazione diminuisce l'alimentazione dei vari flussi glaciali, con conseguente diminuzione di spessore del ghiacciaio principale. Una delle prime tappe di quest'evoluzione è stato il venir meno della trasfluenza attraverso l'area del Passo di M. Giovo per cui il ramo Passirio del ghiacciaio atesino è completamente separato da quello per la Valle Isarco. In questa fase i flussi glaciali sono quasi completamente condizionati dall'andamento dei solchi vallivi. La scarsità di depositi (*till* d'ablazione) che testimoniano questa fase non può essere imputata solo a fenomeni erosivi, in quanto anche in aree a bassa pendenza (ad es. a N del Passo di M. Giovo) sono scarse e incerte le testimonianze in questo senso. Una possibile spiegazione è legata alla rapidità con cui la deglaciazione si sviluppa.

La presenza di morene laterali e frontali, distribuite a varie quote, attesta fasi di sosta e di avanzata dei ghiacciai locali durante la fase generalizzata di ritiro avvenuta nel corso del Tardoglaciale: le testimonianze più numerose sono sulla testata delle valli e nelle aree di circo, dove le morene presenti testimoniano gli ultimi stadi di ritiro. In molti casi i depositi sono molto scarsi e presenti in zone a quote relativamente elevate a causa di condizioni climatiche locali sfavorevoli allo sviluppo glaciale (esposizione a sud, condizioni morfologiche non favorevoli, ecc.). Quanto qui evidenziato è già stato sottolineato da SANDER & HAMMER (1926, pag. 57) per molte valli laterali della Passiria. Anche nei tratti intermedi o terminali delle valli principali la presenza di morene è scarsa e talora molte morfologie si confondono con quelle legate a fenomeni di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante⁽¹⁾, per cui molte interpretazioni di Autori precedenti devono essere considerate con cautela. Ciò nonostante è stato possibile distinguere tre subsintemi: il subsintema di Malga Fontana Bianca, il subsintema di Val Ridanna e il subsintema di Val di Flères, per ognuno dei principali sottobacini presenti nel Foglio. In ognuno di essi sono stati cartografati i depositi glacialigenici correlabili con la fase di massima avanzata di ciascun ghiacciaio

(1) È questo il caso soprattutto dei tomi collegati a controscarpate.

locale. Le singole unità 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 all'interno dell'asse vallivo principale di ciascun sottobacino, che abbinato alla diversa composizione litologica consentisse una obiettiva separazione dai depositi glacialigenici della fase di massima espansione (LGM), cartografati indistintamente nel sistema del Garda. Ad essi sono stati correlati anche i depositi relativi ad apparati glaciali minori presenti in convali o valloni sospesi e circhi. Inoltre, anche se tutti questi 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. Come già sottolineato, in molti casi è difficile tracciare i limiti delle singole unità per assenza o significatività dei criteri distintivi. Pertanto, in tutti questi casi, si è preferito cartografare i depositi in modo indifferenziato nel sistema del Garda.

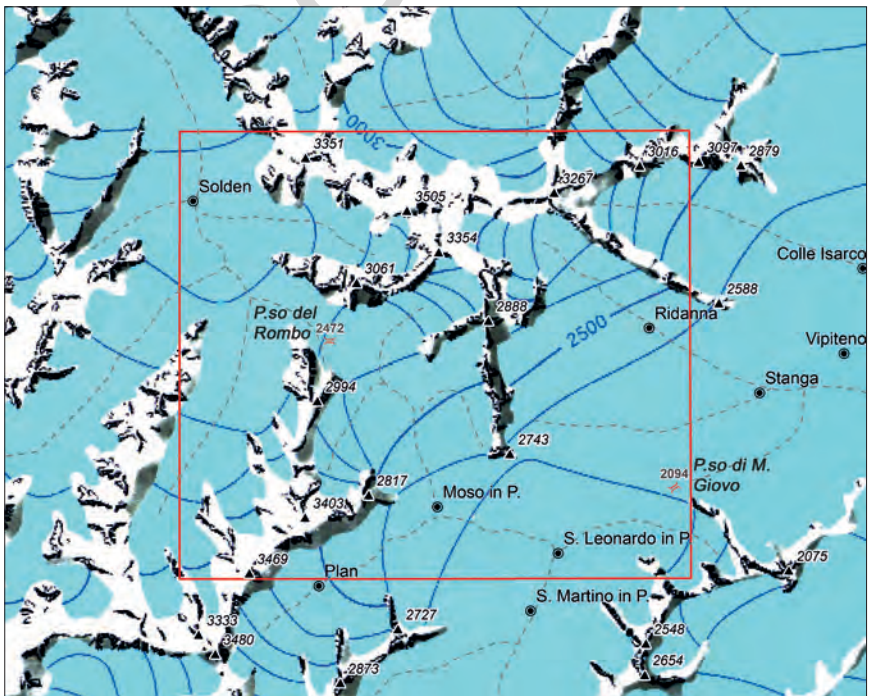


Fig. 84 - Ricostruzione dell'ultimo evento glaciale culminato nel Last Glacial Maximum. A tratteggio il reticolato fluviale principale attuale, in rosso il riquadro del Foglio, in blu linee che congiungono punti di eguale quota raggiunta dai ghiacciai nel corso dell'ultimo evento glaciale (modificato da VAN HUSEN, 1987).

3.3.1. - Sintema del Garda (SGD)

Corrisponde *pro parte* alle “morene würmiane, post-würmiane ed attuali” del Foglio 4 “Merano” della Carta Geologica d’Italia a scala 1:100.000 (BAGGIO *et alii*, 1971).

Il sintema del Garda indistinto, cioè non ulteriormente suddiviso in subsintemi, comprende unicamente depositi glaciali. Una buona parte di essi è stata cartografata come *till* indifferenziato, mancando generalmente affioramenti 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, colori tipici dei *till* che si sviluppano a partire da rocce metamorfiche. Infatti il colore della matrice è influenzato dalle litologie delle formazioni del substrato coinvolte nei processi di esarazione glaciale. Gli affioramenti si estendono praticamente in tutta l’area del Foglio.

I *till* d’alloggiamento presentano comunemente un alto contenuto di matrice, composta soprattutto da limo debolmente sabbioso o sabbioso (Fig. 85). Un aspetto tipico è la presenza di clasti a spigoli smussati, sfaccettati, spesso striati



Fig. 85 - *Diamicton* a netto supporto di matrice, massivo, sovraconsolidato, interpretato come *till* d’alloggiamento (sintema del Garda). Località: a sud di Maso Brischer, in Val Ridanna.

nel caso di litotipi carbonatici. Il grado di arrotondamento dei clasti è variabile. Non mancano forme sfaccettate caratteristiche, appena abbozzate, chiaro indice del limitato trasporto subito. In affioramenti non degradati si può notare come i depositi siano generalmente sovraconsolidati, oltre che la presenza di una certa isorientazione degli assi maggiori dei ciottoli allungati e, nelle situazioni più favorevoli, anche la presenza di piani di taglio. La composizione litologica riflette quella delle aree di provenienza. Sono in ogni caso da molto frequenti a comuni i paragneiss.

I *till* d'ablazione sono composti da *diamicton* massivi, a supporto di matrice sabbioso-limosa, di colore grigio brunastro; lo scheletro è formato da clasti e massi da subangolosi a subarrotondati, di provenienza prevalentemente locale. In confronto con i *till* d'alloggiamento i *till* d'ablazione presentano mediamente un contenuto in matrice minore e un certo grado di porosità. Inoltre il grado di consolidazione è minore o assente.

In linea generale lo spessore dei depositi glaciali varia da uno a numerose decine di metri; nella gran parte dei casi è inferiore a 5-6 m.

Il sintema del Garda è cronologicamente inquadrabile nel Pleistocene superiore *p.p.*

Il limite inferiore del sintema 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 sintema Postglaciale Alpino. Esso, ove non interessato da fenomeni erosivi, è inoltre caratterizzato dalla presenza di un suolo che ha solitamente spessore inferiore al metro, con colore *Munsell* 10YR dell'orizzonte B, per i suoli non litocromici.

3.3.1.1. - Subsintema di Malga Fontana Bianca (SGD₈)

I depositi cartografati all'interno di tale unità sono presenti in prevalenza nei tratti superiori delle valli minori, nei circhi e nei valloni sospesi delle principali convali della Val Passiria. I depositi a quote minori sono quelli cartografati in bassa Passiria, a S. Leonardo in P. e a valle di esso, i quali costituiscono la prosecuzione a N dei depositi cartografati nell'adiacente F. 013 "Merano" (BARGOSI *et alii*, 2010).

Spaccati significativi con buoni affioramenti sono in Valtina, presso la località S. Giovanni, inoltre nell'area di Monteneve, in Valle del Lago e nell'Alpe del Tumulo.

I depositi più numerosi sono soprattutto i *till* indifferenziati e di ablazione, più rari quelli d'alloggiamento.

I *till* d'ablazione sono composti da *diamicton* a supporto di matrice, più raramente a supporto clastico, massivi, con contenuto in matrice sabbioso-limosa variabile (Fig. 86). La frazione clastica è generalmente da subangolosa a subarrotondata: il grado di arrotondamento è legato all'entità di trasporto subito dal materiale preso in carico dal ghiacciaio. La composizione litologica riflette



Fig. 86 - *Diamicton a supporto di matrice, massivo, interpretato come till d'ablazione (subsistema di Malga Fontana Bianca). Località: S. Martino di Monteneve presso il laghetto a sud del Rifugio.*

quella del bacino di provenienza: da questo punto di vista è sempre possibile osservare la presenza di marmi nei depositi della Valle di Plan, mentre nella Valle del Lago è significativa la presenza di micascisti.

Gli affioramenti di *till* d'alloggiamento cartografati sono limitati ad aree ben precise, a quote relativamente elevate; i depositi di maggiore estensione sono nell'area di S. Martino Monteneve, praticamente in tutta la zona mineraria settentrionale. I più bei affioramenti sono comunque presso il Lago Nero piccolo e presso San Leonardo in P. (Fig. 87). Si tratta di *diamicton* a supporto di matrice sabbioso-limosa di colore bruno oliva chiaro, massivo, con rapporto clasti/matrice caratteristicamente basso. Frequente è la presenza di clasti allungati, sfaccettati, con forme del tipo a "ferro da stiro", striati nel caso della presenza di marmi o scisti calcariferi. Comune è la sovraconsolidazione dei depositi. Nelle zone di alta montagna, con scarsa copertura vegetale o in erosione, sulla superficie dei sedimenti si può localmente sviluppare un *lag* residuale come effetto del dilavamento dei sedimenti fini.

I *till* indifferenziati sono stati cartografati là dove le condizioni di affioramento non consentivano di definire la facies dei depositi in forma più precisa o di estendere il dato puntuale ad un'area significativa; si tratta in ogni



Fig. 87 - *Diamicton* a supporto di matrice, massivo, sovraconsolidato, interpretato come till d'alloggiamento (subsistema di Malga Fontana Bianca). Località: San Leonardo in Passiria, a N di Larcher.

caso di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con caratteri in buona parte riconducibili a quelli dei *till* sopra descritti.

I depositi di contatto glaciale sono presenti in settori circoscritti del bacino del F. Passirio. Nella parte intermedia e superiore della Valle di Valtina, alla base del versante destro della valle, sono stati interpretati come depositi di contatto glaciale alcuni settori in cui localmente affiorano ghiaie e sabbie, mal selezionate, con morfologie degradate, ma che in alcuni casi lasciavano intravedere lembi di terrazzi di *kame* come presso C.se Scarpa. Tutti questi depositi costituiscono una fascia di sedimenti, disgiunti dall'erosione in lembi e/o coperti da depositi più recenti, che si sviluppa alla base del versante destro della Valle di Valtina e che arriva ad un'altezza media dall'attuale fondovalle di circa 40-50 m. Una situazione per certi aspetti simile si ha a SE di S. Leonardo in P., in Valle di Viastrata, anche qui alla base del versante destro. Qui, sopra i 1200 m di quota, sono presenti depositi formati prevalentemente da *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con subordinate ghiaie e sabbie intercalate, che costituiscono un'ampia fascia di depositi alla base del versante. Dal punto di vista morfologico la superficie dell'accumulo è caratterizzata da una rottura di pendenza, che separa

una zona superiore relativamente meno acclive, da una inferiore nettamente più ripida (Fig. 88). Nell'insieme si ha un blando terrazzamento, con un ciglio localmente ben evidente, posto circa 70 m sopra l'attuale fondovalle. I depositi sopra descritti, interpretati come depositi di contatto glaciale, si sono formati con un livello di base ben più elevato di quello attuale. Una spiegazione può essere individuata nella storia tardoglaciale della Passiria. Infatti, le morene presenti presso S. Martino in P. (BARGOSI *et alii*, 2010) presuppongono una superficie del ghiacciaio della Passiria attorno a circa 1400 m di quota nella conca di S. Leonardo in P., con un effetto di sbarramento sia in Valle di Viastrata che in Valle di Valtina, dove nel frattempo i ghiacciai locali si erano ritirati più a monte. Ciò ha condizionato la sedimentazione nelle valli sopra citate ed in particolar modo nei tratti vallivi prossimi alla massa glaciale insinuatasi.



Fig. 88 - Valle di Viastrata: panoramica sulla parte intermedia e superiore della valle (al centro, in 2° piano, fuori Foglio), con, a destra, un settore del Gruppo della Punta Cervina, qui dominato dalla Punta delle Laste (2316 m). L'area a prato, a sinistra, è stata interpretata come formata prevalentemente da depositi di contatto glaciale. Dal punto di vista morfologico essa coincide sostanzialmente con l'originaria superficie dell'accumulo ed è caratterizzata da una debole rottura di pendenza, qui non apprezzabile dalla prospettiva dell'immagine in quanto si sviluppa nella parte più elevata del prato e nell'adiacente area boschiva.

Ulteriori depositi di contatto glaciale sono presenti in alta Passiria, nella Valle del Lago, nella zona di Monteneve e nella Valle del Tumulo.

In Valle del Lago essi sono presenti ad E e a SE del lago, con modesti affioramenti sul taglio dei sentieri (Fig. 89a), dove si osservano prevalentemente ghiaie fini e sabbie.

In dettaglio le facies presenti comprendono: ghiaie fini e medio fini ($\phi_{\max} = 5$ cm), localmente embricate, con lenti di sabbia (Fig. 89b), inoltre ghiaie sabbiose, sabbie stratificate, raramente limi sabbioso-ghiaiosi. Tutti i depositi



Fig. 89 - Depositi di contatto glaciale in varie località dell'alta Passiria: a) Valle del Lago: affioramento lungo il sentiero a SE del Lago dell'Alpe; b) Valle del Lago: dettaglio su facies composte da ghiaie medio-fini, talora embricate, con un'intercalazione di sabbie grossolane; c) Monteneve: affioramento sopra la mulattiera per il Rifugio, dopo il tornante a 2262 m di quota, caratterizzato dalla presenza di una sottile ed estesa coltre di detrito che copre delle sabbie giallo-brunastre con sottili intercalazioni di ghiaia; d) dettaglio dell'immagine precedente; e) Valle del Tumulo, località Unter Krumpwasser: circa 2 m di ghiaie sabbiose e ciottolose, interpretate come depositi di contatto glaciale, poggianti, attraverso una superficie erosiva (nell'immagine la traccia di tale superficie è evidenziata dalla variazione di colore nella matrice dei sedimenti) su un diamicton a supporto di matrice, massivo, interpretato come till d'alloggiamento; f) dettaglio della foto precedente sui depositi di contatto glaciale qui caratterizzati dalla presenza di strati di ghiaie sabbiose classate ad alta inclinazione (vd. testo).

hanno un certo grado di addensamento. Lo spessore è di alcune decine di metri. La morfologia richiama quella di uno stretto terrazzo di *kame* nella parte più a N, mentre a S le forme sono più blande, con un dosso allungato sul lato più occidentale.

Nella zona di Monteneve, a quota di circa 2270 m, sopra la mulattiera che porta al Rifugio (sentiero n° 31), affiorano sabbie con tracce di ghiaia, di colore giallo bunastro (Fig. 89c e 89d), coperte da un sottile strato di detrito, tanto che occorre prestare molta attenzione per individuarle. Data la facies ed il contesto stratigrafico e morfologico esse sono state interpretate come generici depositi di contatto glaciale.

In Valle del Tumulo, in località Unter Krumpwasser, sul margine occidentale dell'ampia area alluvionale qui presente, affiorano ghiaie sabbiose e ciottolose, a struttura generalmente massiva (Fig. 89e), poggianti su di un *diamicton* a supporto di matrice massivo, interpretato come *till* d'alloggiamento. Localmente sono presenti facies più organizzate con clasti embricati ed intercalazione di ghiaie medie, classate, e livelli di sabbia. È poi da notare la presenza di strati fortemente inclinati ed altre strutture interpretabili come legate alla fusione di nuclei di ghiaccio morto (Fig. 89f), frequenti nei depositi di contatto glaciale. Lo spessore varia da 1 a 4 m.

In Passiria, durante la prima e più importante fase di riavanzata glaciale, i ghiacciai delle valli tributarie minori confluiscono nella valle principale dando luogo ad un unico ghiacciaio vallivo che assume un aspetto dendritico. La posizione di tale fronte è incerta. Secondo la ricostruzione di CASTIGLIONI (1930b) la "fronte (...) doveva portarsi almeno a S. Leonardo". Con il rilevamento del Foglio 013 "Merano" (BARGOSSÌ *et alii*, 2010) è stata segnalata la presenza di morene latero-frontali sul versante destro della valle presso S. Martino in P., di cui una già cartografata nella 2^a ed. del F. Merano a scala 1:100.000 (AA. VV., 1971). Esse definiscono una quota della fronte del ghiacciaio del Passirio piuttosto bassa, pari a circa 580-600 m s.l.m. Esse dovrebbero attestare una fase di riavanzata glaciale del ghiacciaio del Passirio probabilmente più antica di quelle attribuite al subsistema in esame, collocabile nelle primissime fasi del Tardoglaciale. Nel F. 013 "Merano" (BARGOSSÌ *et alii*, cit.) i depositi correlabili con tali morene sono stati comunque inseriti nell'unità in esame con tutte le incertezze sopra indicate, anche per non creare un'ulteriore unità di significato locale, di scarsa estensione e di difficile delimitazione. Questo approccio viene mantenuto anche nel Foglio in esame. A monte di San Martino in P. i limiti dei depositi glaciali attribuibili a questa fase sono tracciabili con difficoltà fin quasi a San Leonardo in P. A questa prima fase sono correlabili i depositi di contatto glaciale presenti in Valle di Viastrata ed in Valle di Valtina sopra descritti, inoltre, una buona parte dei *till* d'ablazione presenti in quest'ultima valle.

A monte di San Leonardo in P. abbiamo sicure evidenze di morene a SE di Plata, dove presso la località Magfeld di sopra è presente un cordone morenico lungo poco più di 700 m (Fig. 90), che definisce la posizione raggiunta dal margine destro del ghiacciaio del Passirio in una fase successiva a quella sopra



Fig. 90 - In primo piano: morena laterale destra del ghiacciaio della Passiria attribuibile ad una importante fase di avanzata nel corso del Tardoglaciale (subsintema di Malga Fontana Bianca). In secondo piano il paese di Stülles che si sviluppa su di un ripiano in roccia con una modesta copertura di till. Sullo sfondo la Punta di Montecroce (2743 m) che si evidenzia per il biancore dei marmi in cui è scolpita. Località: Magfeld di sopra, a SE di Plata (Moso in Passiria).

descritta, correlabile con una fronte glaciale probabilmente posta poco a monte di San Leonardo in P. Altri apparati morenici di ritiro ben documentati, legati a ghiacciai minori, sono ad es. nella Valle di Ulfas, presso Ulfas, e allo sbocco della Valle del Rio di Valmezzana, dove presso Sottoselva è conservata una morena latero-frontale destra che suggerisce una saldatura del ghiacciaio locale con quello della valle principale.

Si ricorda che l'unità in esame è stata originariamente definita per il F. 025 "Rabbi" ed utilizzata anche per il limitrofo F. 026 "Appiano" per depositi presenti nel Gruppo delle Maddalene ed in Val d'Ultimo.

Dal punto di vista cronologico i depositi cartografati nell'unità in esame sono inquadrabili nel Pleistocene superiore *p.p.*

3.3.1.2. - Subsintema di Val Ridanna (SGD₂₈)

I depositi cartografati nel subsintema di Val Ridanna sono presenti nel bacino omonimo, dunque in Val Ridanna e in Val di Racines. I principali affioramenti sono in corrispondenza dei tagli stradali o lungo i sentieri.

I depositi più diffusi sono soprattutto i *till* indifferenziati e di ablazione, meno frequenti i *till* d'alloggiamento.

I *till* d'ablazione sono composti da *diamicton* a supporto di matrice, più raramente elastico, massivo, con contenuto di matrice limoso-sabbiosa variabile. La frazione clastica è generalmente da angolosa a subarrotondata, meno frequentemente arrotondata. La composizione litologica riflette quella del bacino di provenienza: da questo punto di vista sono particolarmente abbondanti i marmi nei *till* d'ablazione presenti a SW del P.so dell'Erpice, in alta Val di Lazzago, dove affiorano i marmi calcitici e dolomitici della falda dell'Ötztal, mentre poco più a N, nella Valle dell'Erpice, dove tali rocce mancano, essi costituiscono una componente praticamente accessoria. Tra gli affioramenti di maggiore interesse e di facile accesso vi son quelli lungo la strada che porta alle località Dossi (Fig. 91) ad W di Masseria, in Val Ridanna.

Gli affioramenti di *till* d'alloggiamento cartografati sono poco numerosi: si trovano tutti nella testata della Val di Racines, a N e a S della Malga della Gola (1925 m). L'affioramento più significativo è sulla scarpata artificiale sul retro di un fienile, a 1925 m di quota (Fig. 92). Si tratta di *diamicton* a supporto di matrice limosa, debolmente sabbiosa, massivo, con rapporto



Fig. 91 - *Diamicton* a supporto di matrice, massivo, interpretato come *till* d'ablazione (subsistema di Val Ridanna). Località: Val Ridanna, ad W di Masseria, presso Dossi.



Fig. 92 - Diamicton a netto supporto di matrice, massivo, sovraconsolidato, interpretato come till d'alloggiamento. Località: Val di Racines, a N della Malga della Gola.

clasti/matrice caratteristicamente basso. Frequente è la presenza di clasti allungati, sfaccettati, con forme del tipo a “ferro da stiro” abbozzate. Comune è lo stato di sovraconsolidazione dei depositi, ben apprezzabile negli affioramenti non degradati.

I till indifferenziati sono stati cartografati là dove le condizioni di affioramento non consentivano di definire la facies dei depositi in forma più precisa o, in casi limitati, dove erano presenti entrambi i till sopra descritti, ma non era possibile tracciare dei limiti affidabili se non a livello locale. Si tratta in ogni caso di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con caratteri in buona parte riconducibili a quelli dei till sopra descritti.

Nell'unità in esame sono state cartografate anche alcune aree formate da depositi glaciali, principalmente *till* d'ablazione, mobilizzate come *rock glacier*. Si tratta chiaramente di *rock glacier* inattivi. Esse si collocano in Val Ridanna (area a monte della Malga dell'Accla) e in alcune delle sue convalli (valle del Rio degli Arbusti, valle del Rio Vallicola).

Complessivamente i depositi di quest'unità presentano suoli con spessori degli orizzonti A+B in genere fino a 60-80 cm; i massi presentano copertura lichenica ampiamente diffusa ed è comune la presenza di copertura vegetale

oltre che arborea, compatibilmente con la fascia vegetazionale in cui si trovano i depositi.

In Val Ridanna, sull'asse vallivo principale, sono poche le morene presenti che attestano la posizione raggiunta dal ghiacciaio vallivo locale nel corso del Tardoglaciale. Senz'altro quella più lunga ed evidente è quella in località Bosco Castello, ad W di Opificio presso Masseria (Fig. 93), già nota in letteratura (SANDER & HAMMER, 1926; CASTIGLIONI, 1930a, tav. f.t.; KLEBELSBERG, 1953). La morena si trova allo sbocco della Val di Lazzago, sul fianco sinistro, tra 1600 e 1700 m di quota. Dall'andamento nettamente trasversale alla valle è evidente che in questa fase il ghiacciaio della Val Ridanna ha ostruito la Val di Lazzago. All'epoca il ghiacciaio locale che fluiva nella Val di Lazzago si era già ritirato più a monte. Sono correlabili con questa fase i *till* d'ablazione presenti più a valle, in località Dossi, rispettivamente tra circa 1500 e 1550 m di quota. Sulla base dello sviluppo altitudinale delle morene è probabile che in questa fase il ghiacciaio arrivasse con la propria fronte presso Bruno o poco più a valle. Sul lato opposto della Val Ridanna morene correlabili a questa fase sono quelle presenti sul versante sotto la Malga dell'Accla, a circa 1960 m di quota. Si tratta di morene di scarsa evidenza morfologica, localmente molto blande. Al contrario, un piccolo



Fig. 93 - Morena laterale destra del ghiacciaio vallivo della Val Ridanna attribuibile ad una fase di avanzata nel corso del Tardoglaciale (subsistema di Val Ridanna). Località: ad W di Opificio presso Masseria (Val Ridanna).

apparato glaciale di ritiro, quasi completo, è ben evidente in Val di Lazzago, sulla testata del bacino del rio omologo (ad E del Rifugio Posch), con fronte che arriva a 2080 m di quota (Fig. 94).

Lo spessore dei depositi varia da 1 m a circa 70 m.

In Val di Racines è da segnalare il già menzionato (vd. cap. II) cordone morenico presente a sud di Valletina, a 1725 m di quota, che attesta la posizione raggiunta dal ghiacciaio della Val di Racines in una delle fasi di sosta più antiche nel corso della lunga storia del Tardoglaciale della valle.

Dal punto di vista cronologico i depositi cartografati nell'unità in esame sono inquadrabili nel Pleistocene superiore *p.p.*

3.3.1.3. - Subsistema di Val di Flères (SGD₂₇)

I depositi cartografati nel subsistema di Val di Flères sono presenti nel bacino del Rio di Flères. I principali affioramenti sono in corrispondenza dei tagli stradali.



Fig. 94 - Panoramica sulla testata del Rio di Lazzago, dove è possibile osservare un piccolo apparato morenico di ritiro (m nella foto), inciso al centro dal rio (quota della fronte: circa 2080 m). Località: Kasten, ad E dei ruderi del Rif. Posch.

I depositi più numerosi sono soprattutto i *till* indifferenziati, meno frequenti i *till* d'ablazione e soprattutto d'alloggiamento.

I *till* d'ablazione sono composti da *diamicton* a supporto di matrice, massivo, con contenuto di matrice sabbioso-limoso variabile. La frazione clastica è generalmente da angolosa a subarrotondata. La composizione litologica riflette quella del bacino di provenienza: i litotipi più comuni ed abbondanti sono i paragneiss a bande che hanno grande diffusione nell'area del Foglio, quindi gli gneiss eterogenei a bande che tuttavia mancano nei bacini minori esposti a N. Nei depositi presenti sul vallone sospeso sotto il Dente Alto è significativa la presenza anche di gabbri (Gabbro di Flères), così come in quello ad W del Tribulaun di Flères.

I *till* d'alloggiamento cartografati sono unicamente nella conca sotto la Malga dei Bovi. L'affioramento principale è sul taglio della strada d'accesso alla malga (Fig. 95). Si tratta di *diamicton* a supporto di matrice limoso-sabbiosa, massivo, addensato, con rapporto clasti/matrice caratteristicamente basso. Frequente è la presenza di clasti allungati, sfaccettati, con forme del tipo a "ferro da stiro". Nei litotipi presenti vi è grande abbondanza di paragneiss a bande.



Fig. 95 - *Diamicton a supporto di matrice, massivo, sovraconsolidato, interpretato come till d'alloggiamento (subsistema di Val di Flères). Località: Val di Flères, ad E della Malga dei Bovi, a circa 1660 m di quota.*

I *till* indifferenziati sono stati cartografati là dove le condizioni di affioramento non consentivano di definire la facies dei depositi in forma più precisa; si tratta in ogni caso di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con caratteri in buona parte riconducibili a quelli dei *till* sopra descritti. Su alcuni dei depositi presenti sul fianco destro della valle (Alpe delle Fosse, testata della valle del Rio Alberes) si sono impostati alcuni *rock glaciers* ormai da considerarsi fossili.

Lo spessore dei *till* varia generalmente da circa un metro ad alcune decine di metri.

Tra gli apparati morenici più importanti è da segnalare quello che caratterizza l'asse vallivo principale ben individuabile dai due gruppi di morene laterali presenti sui due fianchi vallivi, di cui quelle con maggiore continuità sono sul fianco destro della valle, a N e a NW di Malga delle Fosse. Qui, tra 1875 m e 1700 m, sono conservati due cordoni morenici adiacenti, di cui uno molto frammentario, intersecati in almeno due punti dalla strada d'accesso alla malga (Fig. 96). Sul versante opposto morene omologhe, di scarsa evidenza morfologica, sono individuabili unicamente sopra i 1800 m, in quanto a quote inferiori il



Fig. 96 - Val di Flères: panoramica sulla testata della valle dalla Malga delle Fosse: 1) ghiacciaio del Montarso; 2) a puntini rossi, posizione raggiunta dal Ghiacciaio di Montarso nel corso della PEG (subsistema dell'Amola); 3) lembi di un conoide misto sospeso presso i ruderi della Malga delle Pecore (subsistema di Val di Flères); 4) morene tardoglaciali a NW di Malga delle Fosse (subsistema di Val di Flères); 5) morene omologhe alle precedenti sul lato opposto (sinistro) della valle.

versante è molto acclive ed intervallato da pareti rocciose. Nell'insieme esse definiscono una lingua glaciale alimentata da vari apporti dalla testata della valle con fronte che arrivava a Stein secondo KLEBELSBERG (1953) o molto più probabilmente poco a valle di Flères di dentro (fuori Foglio). La presenza di tale lingua glaciale sul fondovalle ha creato un nuovo livello di base su cui si raccordano alcuni piccoli conoidi misti presenti sul fianco sinistro della valle presso i ruderi della Malga delle Pecore (2116 m) (3 in Fig. 96) e a NE di Sasso di dentro (1650-1800 m circa), ridotti in lembi dall'erosione postglaciale. Sul lato opposto della valle la presenza del ghiacciaio e, quindi, poi delle morene da esso lasciate, ha creato un ostacolo al deflusso del Rio di Maraccio con conseguente sovralluvionamento nel tratto a monte e deposizione di sedimenti torrentizi e di trasporto in massa. In seguito, l'erosione della soglia morenica ha portato all'erosione ed al terrazzamento di tali depositi che ora troviamo conservati in lembi, ai due lati del rio, nel settore a S e a SW della Malga delle Fosse. In tutti questi casi si tratta di ghiaie ciottolose, localmente con massi, grossolanamente stratificate, con intercalazioni di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, contenenti massi subarrotondati e subangolosi. Lo spessore varia generalmente da alcuni metri ad alcune decine di metri.

Un altro bell'apparato morenico è nel vallone sospeso ad W del Tribulaun di Flères. Qui, a N e ad E del Rifugio Calciati, è possibile osservare le due morene laterali sinistre dell'apparato glaciale che prendeva sviluppo dal bacino d'accumulo ad W del Lago di Sanes (Fig. 97). Mancano le morene omologhe sul lato destro dell'apparato. Da notare la composizione litologica dei *till* d'ablazione che come sopra sottolineato è dominata dalla presenza dei gabbri.

Complessivamente i depositi di quest'unità presentano suoli con spessori degli orizzonti A+B fino a 70-80 cm; i massi presentano copertura lichenica ampiamente diffusa ed è comune la presenza di copertura vegetale oltre che arborea, compatibilmente con la fascia vegetazionale in cui si trovano i depositi.

Nel bacino del Rio di Flères il subsistema di Val di Flères raggruppa tutti quei depositi di natura principalmente glacigenica, attribuibili alle ultime fasi di riavanzata glaciale che vedono il persistere o il riformarsi di apparati glaciali locali nella testata di valloni e di circhi delle aree più elevate, dopo il disfacimento delle masse di ghiaccio principali del LGM. Durante queste fasi, nel momento di massima riavanzata glaciale, i ghiacciai delle valli principali non erano più in comunicazione con quelli delle valli laterali. Nel nostro caso la fase più antica di riavanzata del ghiacciaio della Val di Flères è quella che vede la fronte del ghiacciaio presso Colle Isarco. All'epoca il ghiacciaio presente in Valle Isarco si era del tutto ritirato dall'area. PENCK (1887 e in PENCK & BRÜCKNER, 1909) individua le morene terminali del ghiacciaio della Val di Flères a S di Colle Isarco, presso la località Ceppaia. In ogni caso nell'area del Foglio si riconoscono unicamente morene e depositi legati a fasi di riavanzata più recenti, in buona parte connesse ad apparati glaciali strettamente locali.

Dal punto di vista cronologico i depositi cartografati nell'unità in esame sono inquadrabili nel Pleistocene superiore *p.p.*



Fig. 97 - Val di Flères: panoramica sul Rifugio Calciati con le morene laterali sinistre dell'apparato tardoglaciale di ritiro (a destra e in primo piano) legato al ghiacciaio che aveva il proprio bacino d'accumulo ad W e NW del Lago di Sanes. A destra le falde di detrito solcate da alcuni canali di debris-flow alla base delle pareti dolomitiche a N del Tribulaun di Flères.

3.3.1.4. - Subsistema di Maso Gasse (SGD₂₉)

Comprende i depositi della frana antica di Ridanna. L'unità è presente unicamente in Val Ridanna, sul fondovalle presso Ridanna ed alla base dei due versanti. Essa si estende da Ridanna paese sino a Mareta, fuori Foglio.

Gli affioramenti migliori e più estesi sono sotto la scarpata destra della gola *Achenrain*, raggiungibili a partire dal ciglio superiore sfruttando i numerosi sentieri (non segnati) che tagliano il versante oppure dalla base della gola, sempre attraverso sentieri non segnati. Altri importanti affioramenti sono sopra la S.P. N° 45 nel tratto che attraversa il centro abitato di Ridanna e nei tagli delle strade forestali soprastanti.

I depositi hanno una composizione che varia dai *diamicton* a supporto clastico, massivi (Fig. 98a), fino ad arrivare ai blocchi eterometrici anche di grandi dimensioni (> 100 m³), prevalentemente angolosi e subangolosi, composti soprattutto da micascisti a granato e paragneiss, più rari sono le quarziti, le anfiboliti, gli ortogneiss ed i marmi. Nell'accumulo sono pure presenti dei *diamicton* a supporto di matrice, massivi, contenenti abbondante matrice formata da sabbia limosa e ghiaiosa, derivante soprattutto dalla minuta frantumazione e disgregazione dell'originaria compagine rocciosa. All'interno dell'accumulo sono presenti anche ammassi rocciosi di dimensioni variabili,

anche ettometriche, variamente fratturati e disarticolati (Fig. 98d). I più estesi sono stati cartografati in forma distinta con indicazione dell'unità provenienza e con il sovrassegno di spostamento in blocco.

Tra le facies particolari è da segnalare la presenza di breccie composte da marmi dolomitici saccaroidi e subsaccaroidi affioranti nel fianco destro della gola Achenrain. L'affioramento, che si estende per alcune decine di metri, è a cavallo del sentiero abbandonato che costituisce la prosecuzione a NW della strada forestale Achrain, a circa 1250 m di quota (Fig. 98c). Le breccie sono composte da poliedri irregolari di marmi dolomitici a tessitura aperta, localmente cementati in modo disomogeneo da cemento microcristallino di ambiente vadoso. I poliedri derivano dalla fratturazione e disarticolazione di un originario banco di marmi dolomitici dello spessore di alcuni metri che si è mosso sostanzialmente in

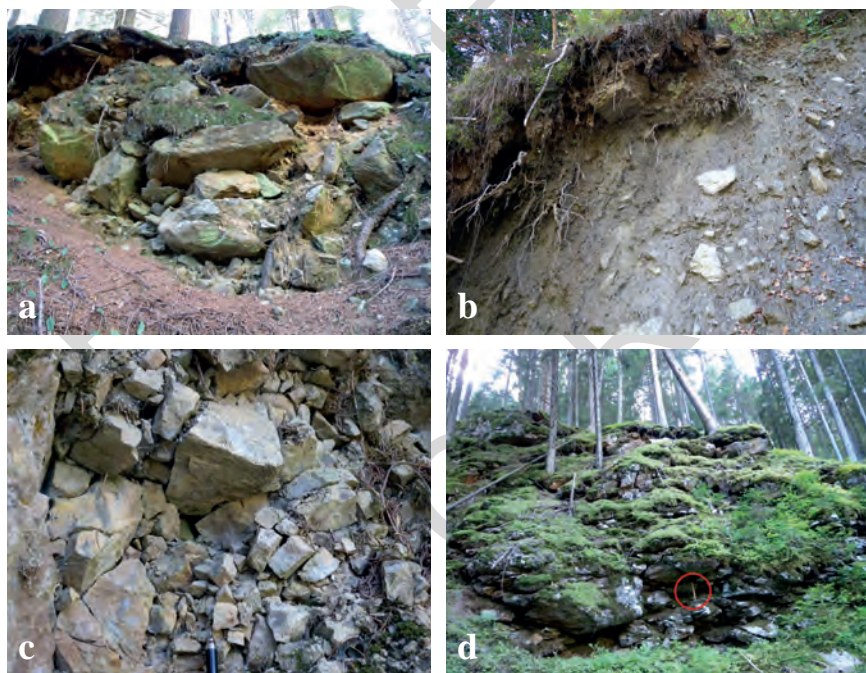


Fig. 98 - *Subsistema di Maso Gasse*: a) diamicton a supporto clastico, massivo, affiorante sotto il ciglio della scarpata in erosione a N della Chiesa di S. Maddalena; b) diamicton a supporto di matrice, massivo, con abbondante matrice derivante soprattutto dalla minuta frantumazione e disgregazione dell'originaria compagine rocciosa (località: fianco destro della gola Achenrain a livello della località Plun); c) breccia composta da marmi dolomitici saccaroidi e subsaccaroidi affiorante nel fianco destro della gola Achenrain in corrispondenza di un sentiero abbandonato a circa 1250 m di quota, qui costituita da poliedri irregolari a tessitura aperta, cementati in modo disomogeneo; d) ammasso roccioso fratturato e con diaclasi aperte affiorante sopra il tratto terminale della strada forestale Achrain (il cerchio in rosso evidenzia il martello, quale termine di paragone per la scala).

blocco durante il movimento e la messa in posto dell'accumulo di frana. Un'altra area circoscritta in cui l'accumulo di frana è composto quasi unicamente da blocchi eterometrici di marmi è sul versante sopra il parcheggio all'entrata del paese di Ridanna, all'inizio della strada che porta al *Club House*. In passato era qui attiva una cava per l'estrazione di blocchi destinati alla produzione di calce (vd. § VII.5.1.)

Un aspetto particolare dell'intero accumulo di frana è la presenza localmente significativa di clasti e blocchi subarrotondati, raramente arrotondati, frequentemente con forme tipiche dei clasti con trasporto glaciale. In alcuni casi è incerta la presenza di lenti irregolari di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, di origine glaciale, con estensione probabilmente di alcuni metri. In ogni caso questo materiale viene interpretato come di origine glaciale, originariamente presente nell'area di provenienza, coinvolto nel processo di frana ed inglobato nei materiali che compongono l'accumulo.

La delimitazione a S e a SW dell'accumulo ha un certo grado di incertezza data la scarsità di affioramenti e l'estesa antropizzazione legata alla creazione di aree a pascolo. In ogni caso l'accumulo è meno esteso di quanto sembrerebbe



Fig. 99 - L'accumulo di frana principale visto da nord, dal ciglio della nicchia di provenienza, sul fianco sinistro della Val Ridanna (subsistema di Maso Gasse). In primo piano il canalone che alimenta i depositi da debris-flow alla base del versante; in secondo piano la gola Achenrain su cui scorre il Rio Ridanna, con, a destra, Ridanna paese.

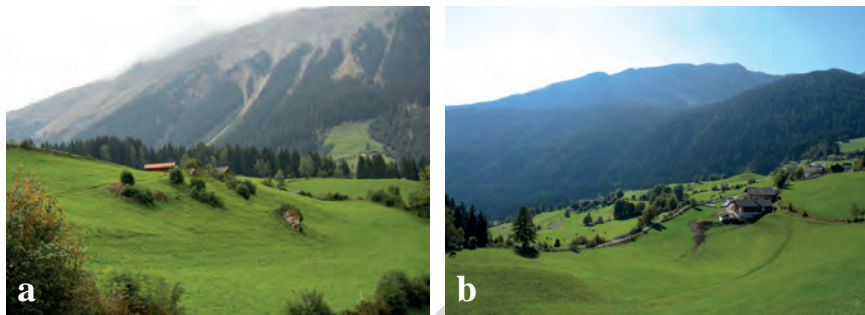


Fig. 100 - a) La blanda conca presso Maso Wildner (Durago in carta, in primo piano) sulla superficie dell'accumulo di frana: da notare la totale assenza di massi in superficie da imputare all'attività secolare dell'uomo nel creare o ampliare le aree a pascolo; b) una delle poche zone sulla superficie dell'accumulo di frana in cui si nota un raggruppamento di massi delle dimensioni di qualche metro cubo (località: ad E di Maso Gasse).

suggerire la morfologia dell'area o di quanto segnato in OSTERMANN & SANDERS (2017). Infatti, a W e NW di Ento la presenza di blocchi di frana è stata accertata fino a circa 1460 m di quota, al margine di aree palustri o con depositi glaciali.

La parte settentrionale dell'accumulo di frana presenta una morfologia articolata da blande insellature, rare conche o da gradini come a SE di Maso Gasse (Fig. 100). Non mancano localmente piccoli rilievi o dossi come a N di Maso Brischer. Il punto di culminazione di questa parte della frana è ad E della chiesetta di S. Maddalena: 1425 m, circa 40 m inferiore della quota massima appurata per la parte meridionale dell'accumulo.

L'accumulo di frana è inciso dal Rio Ferner-Rio Ridanna che ha formato la gola Achenrain (Fig. 99). In ogni caso nella formazione di questo profondo solco hanno concorso anche altri processi: di erosione accelerata e di frana. Sul fondo della gola Achenrain affiora localmente il substrato roccioso. A quota 1280 m, dove è presente l'ultima briglia agli inizi della gola, è possibile vedere l'appoggio basale del materiale di frana sul substrato roccioso, qui formato da micascisti a granato dell'unità di Monteneve. Pertanto, qui lo spessore dell'accumulo di frana è facilmente stimabile in almeno 140-150 m. Anche sul fianco sinistro della gola è presente materiale di frana: esso affiora solo localmente, in particolare alla base del versante, nelle zone in attiva erosione o ulteriormente in frana. Sullo stesso versante, a quote maggiori, è possibile individuarlo almeno fino a 1700-1750 m di quota. Si tratta di depositi di frana antichi, correlabili con quelli dell'accumulo di fondovalle, in quanto su di essi poggiano localmente lembi di conoide di *debris-flow* antichi (vd. § 3.4.3.), inoltre sono fortemente incisi ed erosi da canali da *debris-flow* e da valanga.

Lo spessore dell'accumulo di frana non è noto se non localmente. Esso è stimabile in circa 170-180 m al centro dell'accumulo, lungo l'asse vallivo. Comunque, esso non dovrebbe superare i 200 m.

La superficie dell'accumulo a destra del Rio Ridanna è stimabile in circa 2,75 km², comprendendo nel computo anche le aree in cui il materiale di frana è coperto da depositi più recenti, compresi i depositi lacustri dello sbarramento a monte, ma escludendo l'area coperta dai depositi alluvionali di fondovalle che è difficile da quantificare⁽²⁾. Un calcolo del volume dell'accumulo porta a valori molto incerti in mancanza di informazioni sulla profondità e la geometria della superficie d'appoggio basale. In ogni caso OSTERMAN & SANDERS (2017) stimano un volume di 110-120 milioni di m³ ed una superficie di 2,4 km².

L'antica frana di Ridanna è già stata oggetto di studio in passato (cfr. Cap. IV.3.). È noto che essa proviene dal versante sinistro della valle, in particolare dal settore sotto la Seeberalm dove è ancora ben riconoscibile la nicchia di distacco (Fig. 101). Su questo versante sono presenti due aree in deformazione gravitativa profonda di versante a diverso grado evolutivo, poste ai due lati dell'area di provenienza della frana in esame che rappresenta lo stadio evolutivo finale di un versante che era anch'esso coinvolto in una DGPV (ZORZI, 2013).

Secondo ZORZI (2013) l'accumulo di frana presente sul fondovalle della Val Ridanna è una frana classificabile come *rock avalanche* a causa delle dimensioni chilometriche ed alle caratteristiche del deposito. Secondo lo stesso Autore parti significative di essa si sarebbero sviluppate inizialmente come "*deep-seated toppling failure*" per poi evolvere in *rock avalanche*.

Dal punto di vista dell'origine e dell'evoluzione del fenomeno uno dei problemi principali è la relazione con la storia glaciale della valle, in particolare se vi siano tracce di avanzate glaciali che abbiano coinvolto *in toto* o in parte l'area dell'accumulo di frana come sostenuto in passato da alcuni Autori (cfr. ad es. CASTIGLIONI, 1930b). Nelle pagine precedenti è già stato esaminato il significato da attribuire alla presenza di materiale di origine glaciale all'interno dell'accumulo. Va comunque sottolineato che sulla superficie dell'accumulo non vi sono tracce di esarazione glaciale, nè tantomeno lembi di *till* d'alloggiamento o di altro tipo che attestino con sicurezza un sormontamento glaciale da parte del ghiacciaio stadiale della Val Ridanna. L'assenza di blocchi di frana in molte delle aree prative o a pascolo è legata unicamente a sistemazione antropica.

Rimangono invece aperti alcuni problemi. Uno di essi è se l'accumulo sul fondovalle si sia formato in unico evento o in due o più eventi ravvicinati nel tempo. In effetti, come abbiamo sottolineato in precedenza, la parte centro-occidentale dell'accumulo di fondovalle appare nettamente separata in due parti da un solco ben pronunciato, apparentemente non erosivo, che sembra suggerire la seconda ipotesi. Inoltre, non è chiaro come mai l'emissario del lago di sbarramento formatosi a monte si sia sviluppato lungo l'attuale percorso del Rio Ridanna, a ridosso della base del versante sinistro della valle da cui proviene la frana, e non dalla sella in località Maso Gasse che sembrerebbe essere il punto più basso dell'accumulo che ha ostruito la valle.

(2) Nel calcolo si è tenuto conto anche della parte dell'accumulo compresa nel F. 007 Vipiteno, altrimenti la superficie è da stimare in circa 2,40 km².

Per quanto riguarda l'età dell'accumulo esso è senz'altro tardoglaciale in quanto anteriore alla formazione del lago di sbarramento formatosi a monte, i cui depositi sono stati datati (vd. § 3.4.3.), stabilendo che la sedimentazione era già iniziata più di 13000 anni fa.



Fig. 101 - Panoramica sul fianco sinistro della Val Ridanna sotto la Cima del Tempo e la Seebergspitz in cui è ben evidente la zona di provenienza dell'antica frana di Ridanna. Nella parte superiore della nicchia di distacco si osservano pronunciati fenomeni di erosione accelerata che alimentano processi di debris-flow, veicolati alla base del versante da ampi canali ben visibili in foto. Alla base, in primo piano, la gola Achenrain. Archivio fotografico dell'Agenzia per la Protezione Civile/Luca Messina - Provincia Autonoma di Bolzano.

3.4. - UNITÀ DEL SINTEMA POSTGLACIALE ALPINO

3.4.1. - *Aspetti generali*

Il sintema Postglaciale Alpino (*PTG*) raggruppa tutti i sedimenti formati dopo l'estinzione locale dei processi glaciali legati alla fase principale di avanzata glaciale culminata nel LGM e alle successive fasi di ritiro sviluppatasi nell'intervallo finale del Pleistocene superiore. Il limite inferiore è dunque chiaramente diacrono, mentre il limite superiore coincide con la superficie topografica. Pertanto, esso comprende sedimenti inquadrabili cronologicamente tra il Pleistocene superiore e l'attuale.

I caratteri dell'unità sono praticamente gli stessi dell'adiacente Foglio 013 "Merano", di cui costituisce la prosecuzione a nord. Nella definizione essa corrisponde all'unità Postglaciale in 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.

Tra gli aspetti evolutivi principali presi in considerazione nella suddivisione ulteriore del sintema in unità di rango minore vi sono l'evoluzione glaciale olocenica ed in particolare la fase di avanzata glaciale nota come Piccola Età Glaciale, nonché l'evoluzione successiva fino ai nostri giorni.

3.4.2. - *Evoluzione glaciale olocenica e Piccola Età Glaciale*

Nell'area del Foglio appartenente alla Provincia Autonoma di Bolzano sono presenti alcuni dei ghiacciai più importanti della provincia. Essi sono ubicati nel Gruppo delle Alpi Passirio (fianco sinistro della Val di Plan e testata della Valle del Lago) e nelle Alpi Breonie occidentali (testata della Val di Flères, della Val Ridanna e della Valle del Tumulo). Lo sviluppo glaciale è notevole, soprattutto nelle Alpi Breonie, dove è presente uno dei ghiacciai più grandi delle Alpi orientali italiane: il ghiacciaio di Malavalle. Esso si estende su di un grande bacino, articolato in numerosi ripiani scaglionati a quote diverse e collegati da gradini più o meno ripidi ed elevati. La massa glaciale è interrotta da spuntoni in roccia, bordati da seracchi che indicano chiaramente la posizione di tali gradini. Quasi tutti i ghiacciai presenti nel Foglio sono classificabili come ghiacciai di circo, a patto di dare a tale termine un significato più generale, intendendo anche quelle situazioni in cui i circhi sono delle forme appena abbozzate o grandi conche all'interno di circhi più grandi. Da questo punto di vista il Ghiacciaio di Malavalle deriva dall'unione dei singoli ghiacciai di circo che sono andati a riempire l'intero bacino costituito dalla testata della Val Ridanna. Un altro aspetto particolare, evidenziato a suo tempo da CASTIGLIONI (1930b) per i ghiacciai delle Breonie, ma che è possibile estendere anche a quelli delle Passirio, è che si tratta di ghiacciai per la gran parte poveri di morena superficiale. Secondo l'Autore questo è in parte collegabile al modesto sviluppo delle pareti rocciose scoperte ai margini

dei ghiacciai. Oggi, il fatto che il detrito sopraglaciale rimanga scarso, nonostante che il ritiro glaciale abbia portato ad un incremento di tali superfici scoperte, fa ritenere che i motivi da prendere in considerazione siano altri e da individuare soprattutto nello stato degli ammassi rocciosi e nel ruolo del permafrost.

In totale oggi sono presenti 19 ghiacciai, molti dei quali molto piccoli, a cui si aggiungono delle masse di glacio-nevato che rappresentano l'ultima testimonianza di ghiacciai ormai da considerarsi estinti (es. Ghiacciaio meridionale del Capro in Valle del Tumulo). All'epoca dei rilievi condotti da Bruno Castiglioni (1926-1929) il numero dei ghiacciai ubicati nel Foglio era quasi una trentina, più 4-5 masse di glacio-nevato, testimonianza di ghiacciai estintisi agli inizi del secolo scorso o addirittura prima (vd. Tab. 1 e Fig. 102). Inoltre, già all'epoca era evidente che alcuni dei ghiacciai segnalati avevano avuto in un recente passato maggiore estensione o derivavano dalla frammentazione di apparati glaciali maggiori, come nel caso dei Ghiacciai di Gavignes in Val di Flères o dell'Erpice nella valle omonima. Infatti, la presenza di morene ben conservate, in genere prive di vegetazione, suggerisce una fase di avanzata glaciale avvenuta in un recente passato, a carattere generalizzato, che ben si accorda con testimonianze e notizie storiche. Si tratta, come è noto, delle ultime fasi della cosiddetta Piccola Età Glaciale (PEG), ben rappresentata nell'area del Foglio, che corrisponde ad un periodo di generale avanzamento dei ghiacciai, pur se con modalità ed entità diverse, da gruppo montuoso a gruppo montuoso e, talora, da ghiacciaio a ghiacciaio, collocabile all'incirca tra il XVI secolo e la metà circa del XIX secolo.

Dopo l'ultima fase di acme della PEG, risalente al 1850 circa, vi è stata una fase generalizzata di ritiro, interrotta da brevi avanzate negli anni 1891-1895 e a cavallo della Prima Guerra Mondiale o subito dopo. Il ritiro è poi ripreso nei decenni successivi fino ai nostri giorni con velocità diverse e con l'estinzione di numerosi ghiacciai come documentano le relazioni glaciologiche ed il Catasto dei Ghiacciai Italiani del 1957-58 (C.N.R., C.G.I., 1962), quello della Provincia Autonoma di Bolzano del 2006⁽³⁾ (di seguito citato come "Catasto P.A.B. 2006") e quello più recente del 2015 (SMIRAGLIA & DIOLAIUTI, 2015).

In Tabella 1 sono elencati tutti i ghiacciai presenti a partire dagli anni '30 dello scorso secolo fino ai nostri giorni, con la denominazione italiana e tedesca, nonché con il numero riportato nel "Catasto dei Ghiacciai Italiani", così come compare nel Catasto del 1957-58 e successivi aggiornamenti. Sono inoltre indicati i ghiacciai nel frattempo da considerarsi estinti (SMIRAGLIA & DIOLAIUTI, cit.). In Fig. 102, oltre ai ghiacciai di Tab. 1, sono rappresentati i ghiacciai nella fase di massima espansione della PEG. Tra i piccoli ghiacciai citati in tabella vi sono ghiacciai derivanti dallo smembramento di ghiacciai maggiori, di incerta ubicazione. Tra di essi vi è il "*Pflierscher Ferner*", citato nel 1° Catasto dei Ghiacciai Italiani di PORRO (1925) e ubicato da CASTIGLIONI (1930b) tra il ghiacciaio del Montarso e quello della Stua, in Val di Flères. Sempre in Val

(3) Provincia Autonoma di Bolzano, Ufficio 26.4 - Uff. Idrografico; Titolo del Dataset: Idrologia: catasto dei ghiacciai 2006.

Tab. 1 - *Principali ghiacciai presenti nel Foglio all'epoca della Piccola Età Glaciale (PEG) ed attualmente.*

Id	N° Catasto	Bacino	Gruppo montuoso	Nome italiano	Nome tedesco
1	854	Rio di Plan	Alpi Passirie	G. delle Anime	<i>Platt Fr.</i>
2	855	Rio di Plan	Alpi Passirie	V. del Campo di Sabbia (G. di Plan)	Plan Fr. (Sandfeld Fr.)
3	856	Rio di Plan	Alpi Passirie	G. del Toro	Hangeder Fr. (<i>Stier Weide Fr.</i>)
4	857	Rio di Plan	Alpi Passirie	G. delle Vacche (*)	<i>Kuh Alpe Fr. (*)</i>
5	858	Torrente del Lago	Alpi Passirie	G. del Lago Orientale †	<i>Grubspitz-Gletscher †</i>
6	859	Torrente del Lago	Alpi Passirie	V. del Lago Centrale	Ostlicher Seewer Fr. (<i>Säberspitz Fr.</i>)
7	860	Torrente del Lago	Alpi Passirie	V. del Principe (G. del Lago Occid.)	Westlicher Seewer Fr.
8	861	Torrente del Lago	Alpi Passirie	V. dei Granati (<i>G. delle Granate</i>)	Granaten Fr.
9		Torrente del Lago	Alpi Passirie	<i>G. di Campo #</i>	#
10	862	Rio del Tumulo	Alpi Breonie	G. destro di Croda Nera †	Schwarzwand Fr.
11	863	Rio del Tumulo	Alpi Breonie	G. sinistro di Croda Nera †	
12	864	Rio del Tumulo	Alpi Breonie	G. d. Punta Alte †	<i>Hohe Stellen †</i>
13	865	Rio del Tumulo	Alpi Breonie	G. Occid. d. Capro (G. Alto)	Roten Fr. (Hoch Fr.)
14	866	Rio del Tumulo	Alpi Breonie	G. d. Capro Sud (<i>G. Merid. del Capro</i>) †	<i>Reaten Fr. †</i>
15	867	Rio del Tumulo	Alpi Breonie	V. Alta (G. del Tumolo) †	Hoch Fr. (<i>Timmels o Schwarzspitz Fr.</i>) †
16	868	Rio del Tumulo	Alpi Breonie	V. Nera (G. delle Rocce Bianche)	Timmelsferner (<i>Karlweisen Fr.</i>)
17		Rio di Valle Lunga	Alpi Breonie	G. del M. Agnello #	Höhl o <i>Kitzkogl Fr. †</i>
18		Rio di Valle Lunga	Alpi Breonie	<i>G. a sud del M. Agnello #</i>	†
19	869	Rio del Lago Torbo	Alpi Breonie	G. dell'Erpice destro †	Senneregeten Fr. †
20	870	Rio del Lago Torbo	Alpi Breonie	G. d. Punta Bianca del Massaro †	<i>Moarerweissen Fr. †</i>
21	871	Rio del Lago Torbo	Alpi Breonie	G. dell'Erpice sinistro †	Senneregeten Fr. †
22	872	Rio del Lago Torbo	Alpi Breonie	G. del Dosso †	Nock Fr. (<i>Norken Fr.</i>) †
23	873	Rio del Lago Torbo	Alpi Breonie	G. Orientale del Capro	Hangender Fr. (Botzer Fr.)
24	874	Rio del Lago Torbo	Alpi Breonie	G. Parete Alta	
25	875	Rio Ferner	Alpi Breonie	V. di Malavalle	Übeltaal Fr.
26		Rio Ferner	Alpi Breonie	Vedretta piana (Gh. Piano)	Ebener Fr.
27	876	Rio Ferner	Alpi Breonie	V. Pendente	Hangender Fr. (+Geißwand Fr.)
28	877	Rio di Flères	Alpi Breonie	V. di Gavignes (G. orient. di Gavignes) †	Oestl. Gwinges Fr. †
29	878	Rio di Flères	Alpi Breonie	G. centrale di Gavignes †	Zentr. Gwinges Fr. †
30	879	Rio di Flères	Alpi Breonie	G. occid. di Gavignes †	Westl. Gwinges Fr. †
31	880	Rio di Flères	Alpi Breonie	V. di Montarso	Feuerstein Fr.
32	881	Rio di Flères	Alpi Breonie	V. della Stua	Stuben Fr. (<i>Schneespitzgletsch.</i>)
33		Rio di Flères	Alpi Breonie		<i>Gruneser</i>
34		Rio di Flères	Alpi Breonie		Pflerscher Fr.

Legenda: Id: numero progressivo che compare anche in Fig. 102; Nome italiano/tedesco: in nero i nomi ricavati dall'“Elenco dei ghiacciai italiani” (PORRO, 1925), dal Catasto dei Ghiacciai Italiani del 1957-58 (C.N.R., C.G.I., 1962), dal Catasto dei Ghiacciai della Provincia Autonoma di Bolzano (Catasto P.A.B. 2006) e dal nuovo catasto dei Ghiacciai Italiani (SMIRAGLIA & DIOLAUTI, 2015). G. = Ghiacciaio; V. = Vedretta; Fr. = Ferner; † = Ghiacciaio estinto nel Catasto del 1957-58 (C.N.R., C.G.I., 1962); ‡ = Ghiacciaio estinto nel Catasto P.A.B. 2006; † = Ghiacciaio estinto nel Catasto 2015 (SMIRAGLIA & DIOLAUTI); # = Ghiacciaio considerato estinto già alla fine del XIX-inizi XX sec.; (*) Ghiacciaio indicato come estinto nel Catasto dei Ghiacciai Italiani del 1957-58, ma non in quelli successivi. In *blu* e corsivo nomi utilizzati o citati unicamente da CASTIGLIONI (1928 e 1930b); in *rosso* e corsivo quelli utilizzati o citati unicamente in PORRO (1925).

di Flères, PORRO (cit.) indica la presenza di un ulteriore (piccolo) ghiacciaio, il G. di “*Gruneser*”, di cui però non si è riusciti a definirne l’ubicazione. Lo stesso Autore riporta la presenza di un “G. del Lago Nero (*Schwarzsee*)” in Val di Lazzago, che non trova riscontri altrove, ma che potrebbe corrispondere con il “G. d. Punta Bianca del Massaro” (Id 20 in Tab. 1), erroneamente collocato. Infine, appare poco probabile la presenza di piccoli ghiacciai in Val Ridanna a S e a SE della Cima dell’Accla (3034 m), riportata unicamente nella Sez. “*Südblatt (Hochstuba)*” della “*Karte der Stubaier-Alpen*” (D.u.Ö.A., 1937), ma non nelle carte più antiche. Lo stesso tipo di informazione, da ritenersi pertanto errata, è nella 2^a e 3^a edizione della Tavoletta 4 I-NO “Montarso” dell’I.G.M., dove compare anche un presunto apparato glaciale sopra il Lago del Forno.

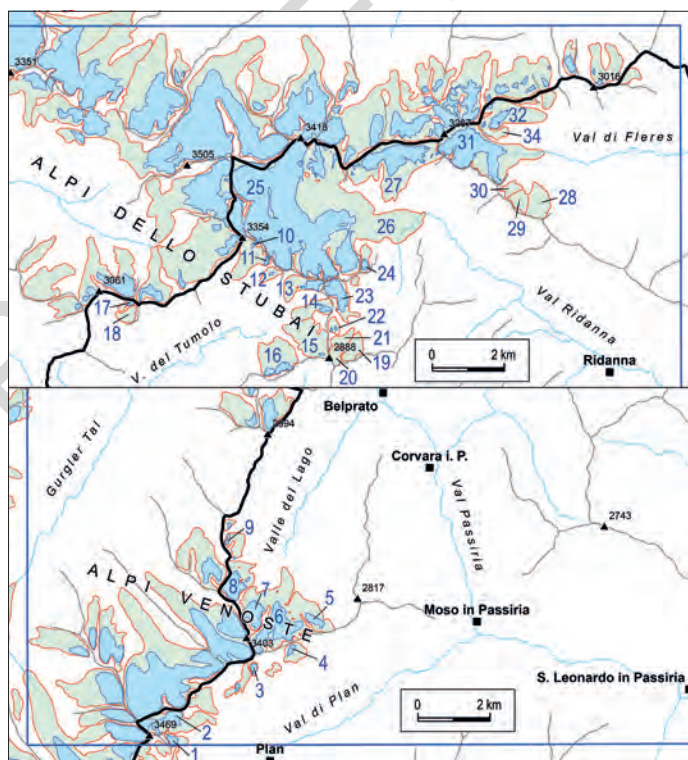


Fig. 102 - Confronto tra i ghiacciai attuali (aree di colore ciano con contorno blu) con quelli attribuibili alla massima avanzata del XIX secolo (Piccola Età Glaciale) (aree di colore verde chiaro con contorno rosso). La spezzata nera in corrispondenza dello spartiacque regionale indica il confine tra Italia e Austria. Fonte dei dati: per l’Italia i ghiacciai attuali sono ricavati dai rilievi CAR, mentre quelli della PEG da KNOLL et alii (2009) con modifiche; per l’Austria i ghiacciai attuali sono ricavati dal dataset in BUCKEL J. & OTTO J.-C. (2018), mentre quelli della PEG dal dataset in GROSS G. & PATZELT G. (2015), con alcune semplificazioni e modifiche per motivi di scala.

3.4.3. - *Sintema Postglaciale Alpino (PTG): depositi indistinti*

Depositi alluvionali e torrentizi, conoidi alluvionali

I sedimenti alluvionali più estesi sono quelli presenti nei fondivalle del F. Passirio, del Rio di Racines e del Rio Ridanna. Altri sedimenti sono sui fondivalle dei più importanti affluenti, dove costituiscono delle strette fasce, sovente discontinue sul substrato roccioso, di modesto spessore. In pochi casi li troviamo in conche sospese dove danno luogo a piane meandriciformi (ad es. alta Valle del Tumulo, Fig. 103) o a canali intrecciati (ad es. Piano dell'Accla in Val Ridanna, Fig. 104), sovente associate a paludi perifluviali.

Gli spaccati più significativi sono comunemente associati ad aree di cava. Tra questi quelli più importanti sono presso San Leonardo in Passiria dove l'attività di escavazione delle alluvioni di fondovalle prosegue da alcune decine di anni (vd. § VII.5.1.). Altri spaccati importanti sono in corrispondenza di quelle località dove i depositi sono in erosione e/o debolmente terrazzati (Val Ridanna, Val di Racines, ecc.). Alcuni di essi saranno oggetto di un esame di maggior dettaglio.



Fig. 103 - *Panoramica sulla piana alluvionale meandriciforme sospesa della Ober Krumpwasser; da notare le numerose torbriere perifluviali (ad es. 1). Località: Valle del Tumulo.*



Fig. 104 - Panoramica sulla piana alluvionale a canali intrecciati del Rio Ferner, chiamata Piano dell'Accla, bordata a SW (a destra nella foto) da numerosi conoidi da debris-flow (1) o di origine mista (2), sovente coalescenti; a NE si intravede la parte distale di un conoide di origine mista (3) e a S di esso la torbiera a carici che costituisce uno dei più begli esempi di palude perfluviale di tutto il Foglio (4); sullo sfondo una delle più antiche briglie dell'Alto Adige (5). Località: Val Ridanna.

Data la prevalenza dei processi di trasporto a carattere torrentizio i sedimenti alluvionali più diffusi sono quelli grossolani, formati da ghiaie ciottolose con blocchi, quindi da ghiaie sabbiose e da ghiaie e sabbie. Si tratta di depositi da massivi a grossolanamente stratificati, con clasti embricati, indicativi di processi di trasporto di alta energia. L'ambiente deposizionale è tipicamente a canali intrecciati, con netta prevalenza di facies di canale e di barra. Il grado di arrotondamento dei clasti è generalmente buono. La composizione litologica riflette tipicamente quella del bacino a monte con un contributo, che localmente può essere importante, legato all'erosione di depositi glacialigenici preesistenti. Questo fa sì che possono essere presenti litotipi assenti nel substrato roccioso del bacino idrografico a monte.

Sedimenti alluvionali di natura sabbiosa sono localmente presenti come lenti intercalate oppure come facies di esondazione al di sopra dei sedimenti più grossolani sopra descritti. In quest'ultimo caso essi sono stati cartografati là dove lo spessore e la continuità laterale sono significativi.

In alta Valle del Tumolo, in località Unter e Ober Krumpwasser, sono presenti

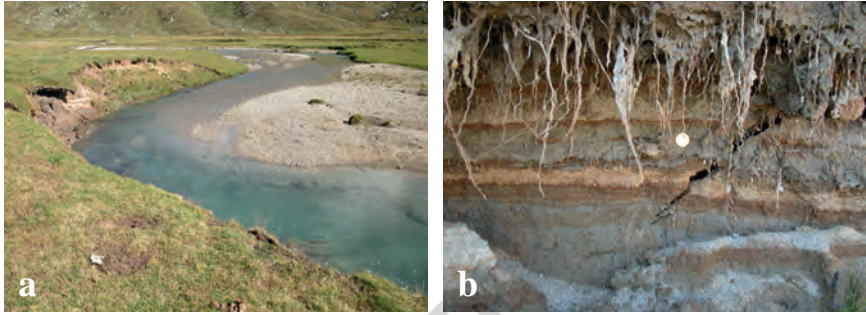


Fig. 105 - a) Unter Krumpwasser (Valle del Tumulo, vd. Fig. 104): a destra, barra di meandro formata da ghiaie medio-fini, sabbiose; a sinistra il canale fluviale erode la scarpata con conseguente franamento della riva formata da sedimenti fini limoso-sabbiosi con intercalazioni torbose; b) dettaglio sulle facies in erosione costituite da sedimenti fini sabbiosi e limosi, di colore grigio e bruno giallastro, con sottili intercalazioni torbose di colore bruno.

delle piccole piane alluvionali meandriformi bordate da paludi perifluviali, ospitate in conche modellate nel substrato roccioso e/o nei *till* che coprono quest'ultimo (Fig. 103). In tali aree affiorano sedimenti sabbiosi interdigitati con limi e torbe di ambiente palustre (Fig. 105b), ma anche ghiaie che costituiscono in prevalenza depositi di canale fluviale e di barra di meandro (Fig. 105a). Sono pure presenti piccoli apparati di conoide alluvionale, molto piatti, composti prevalentemente da ghiaie e ciottoli, ubicati sul lato a monte delle conche, dove il Rio del Tumulo si immette in esse. Un'altra conca di sovraescavazione glaciale, in parte riempita da depositi alluvionali, è il Piano dell'Accla in Val Ridanna (Fig. 104). Si tratta di una piana a canali intrecciati alimentata dalle acque di fusione glaciale provenienti dal ghiacciaio di Malavalle e dal ghiacciaio della Vedretta Pendente, con ulteriori contributi costituiti dal Rio del Lago Torbo, dall'emissario del Lago del Forno e da rii minori. Una delle caratteristiche peculiari del Piano dell'Accla è l'evidente variazione della granulometria in senso prevalentemente longitudinale da cui sembrerebbe dipendere la morfodinamica del canale principale ed in ultima analisi lo stile morfologico della piana (cfr. LUCHI *et alii*, 2007). Di fatto, i sedimenti più fini, di natura sabbiosa, si osservano nella parte distale della piana, sopra la briglia di sbarramento (Fig. 104, località "5") costruita nel 1879-1880 per contenere le inondazioni legate allo svuotamento dell'Eissee (cfr. § 3.4.3.2.), che, a più riprese, nel secolo precedente era stato causa di ripetute inondazioni che avevano investito l'intera Val Ridanna (PALLA, 2014). Sedimenti sabbiosi e ghiaioso-sabbiosi affiorano inoltre in corrispondenza del sistema deposizionale deltizio costruito dall'immissario del Lago Torbo (Fig. 106).

In Val Passiria le facies affioranti in corrispondenza degli spaccati di cava a S di S. Leonardo in Passiria (Fig. 107a) evidenziano la presenza di ghiaie ciottolose con massi, grossolanamente stratificate ed embricate, contenenti scarsi livelli



Fig. 106 - Panoramica sul Lago Torbo dal lato ovest, nei pressi del sentiero escursionistico 33A: da notare, a destra, l'intorbidimento delle acque, da cui il nome, legato all'immissario principale del lago, proveniente da sud (destra foto) che ha costruito un vero e proprio apparato deltizio che si sta saldando ad un piccolo delta-conoide alimentato da flussi da debris-flow che si sviluppano sul fianco orientale della conca.

di sabbie intercalate. I massi possono arrivare fino a 80 cm di diametro, molto rari quelli che sfiorano il metro. Sopra le ghiaie è comunemente presente una copertura di sabbie, con spessori in genere fino a 0,8-1,2 m (Fig. 107b). Da qui il toponimo "Sand" per un'ampia fascia di fondovalle a ridosso della S.S. N° 44 del Passo di M. Giovo, tra S. Leonardo in P. e lo storico ristorante *Sandwirt*.

Come già evidenziato nel Cap. II, nella morfologia della conca di S. Leonardo in P. si individuano almeno tre ordini di terrazzi, di cui i primi due attribuibili a fasi morfogenetiche postglaciali. I terrazzi di ordine 1 sono di origine recente e sono caratterizzati da scarpate alte 1-5 m sul fondovalle e fino a 8-10 m sulla parte distale dei conoidi. Le alluvioni presenti non sono dissimili da quelle presenti sul greto attuale del Rio di Valtina. In ogni caso, dalle stratigrafie di alcuni sondaggi eseguiti in corrispondenza della nuova circonvallazione di S. Leonardo in P., risulterebbe essere più abbondante la frazione sabbiosa, per cui le facies più diffuse sono date da ghiaia e sabbia, con ciottoli e localmente massi.

I terrazzi di ordine 2 interessano unicamente la parte distale dei lembi dell'antico conoide del Rio di Valtina (area cimitero, via Andreas Hofer-via dei Carbonai), sospesi sul fondovalle attuale di circa 20-30 m. I sedimenti qui presenti sono formati da ghiaie medie e grossolane, ciottolose, con massi fino a 60 cm di diametro, grossolanamente stratificate (Fig. 107c). La stratificazione è

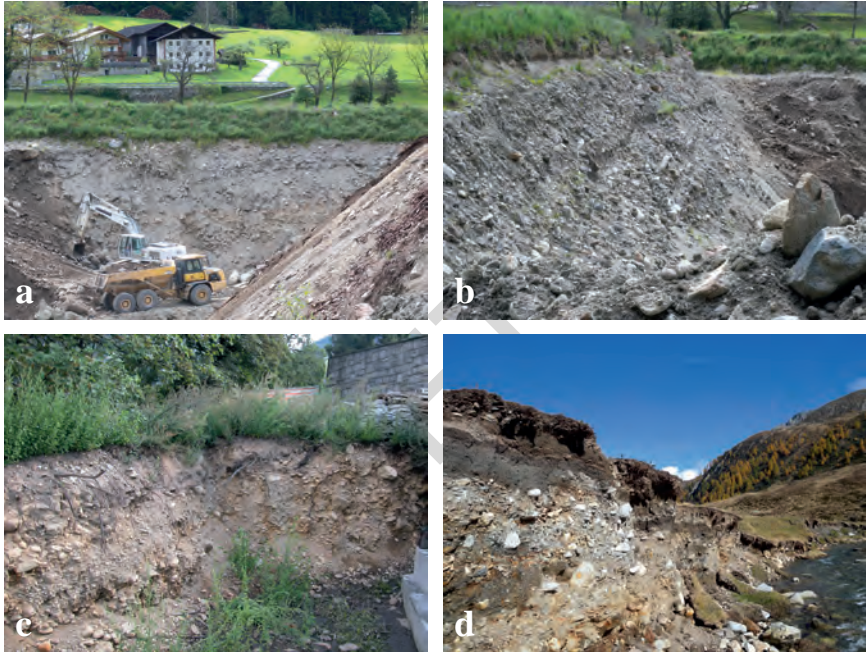


Fig. 107 - Depositi alluvionali: a) spaccato orientale di cava Gandellen (San Leonardo in P.) nel maggio del 2016, alto circa 12 m, caratterizzato dalla presenza di ghiaie ciottolose con massi, grossolanamente stratificate; b) lo spaccato nord della stessa area di cava, visto quasi di profilo: da notare la presenza di una lente di sabbia (sottile fascia di colore grigio scuro) e, nella parte più superficiale, di una coltre sabbiosa (spessore: 0,5-0,8 m), parzialmente nascosta dalla cotica erbosa; c) ghiaie grossolane, rozzamente stratificate ed embricate, affioranti in uno scavo nei pressi del cimitero di San Leonardo in P., a circa 685 m di quota; d) scarpata in erosione sul fondovalle del Torrente del Lago a circa 1963 m di quota (Valle del Lago): affioramento di ghiaie ciottolose, grossolanamente stratificate, con tasche e lenti di sabbia e sottili livelli organici intercalati.

localmente ben espressa ed evidenziata da variazioni tessiturali e dall'embricatura dei clasti appiattiti. Subordinati sono i livelli ghiaioso-sabbiosi o le lenti di sabbia generalmente media e grossolana. I clasti sono prevalentemente composti da paragneiss e subordinatamente da ortogneiss e micascisti, molto più scarse le anfiboliti, le quarziti, i calcescisti e le altre litologie. Per quanto riguarda l'alterazione è presente diffusamente una patina di colore bruno giallastro sulla superficie dei clasti. Inoltre, sono stati osservati clasti di ortogneiss arenizzati e clasti fortemente alterati (paragneiss biotitici, micascisti). Questi sedimenti possono essere inquadrati nella parte più antica dell'Olocene.

Un'altra valle in cui sono presenti sedimenti alluvionali terrazzati è la Val di Racines. Come abbiamo visto nel Cap. II depositi alluvionali debolmente terrazzati sono presenti a valle della località Plat. Altri depositi sono presenti

sul fianco sinistro del solco torrentizio che si sviluppa a monte di Colle, sino ad un'altezza di circa 10-15 m sull'adiacente greto del Rio di Racines. Uno spaccato artificiale a monte della S.P. di Racines, ad ESE della località Binder, ha consentito di esaminare le facies qui presenti. Si tratta di ghiaie ciottolose debolmente sabbiose, grossolanamente stratificate ed embricate, con clasti da subarrotondati ad arrotondati. Tra i litotipi presenti abbondano i paragneiss, i marmi e gli ortogneiss, litologie tipiche del bacino a monte. I depositi sopra descritti rappresentano una fase di stazionamento durante la più ampia fase di approfondimento erosionale che ha portato allo sviluppo dell'attuale solco torrentizio. All'epoca il livello di base locale era ben più elevato di quello attuale in quanto la valle era ostruita proprio in questo settore da un accumulo di frana (vd. § 3.4.3.) e dall'accrescimento dei soprastanti conoidi.

Dati relativi al tasso di incisione torrentizia e di approfondimento delle valli sono disponibili per la Valle del Lago e la Val Ridanna. Nella Valle del Lago, sopra i 1954 m di quota, è presente una piccola piana alluvionale a canali intrecciati, ospitata in una conca di sovraescavazione glaciale. Sul lato occidentale della piana si sviluppa uno stretto terrazzo bordato da una scarpata di erosione fluviale alta fino a 3 m (Fig. 107d). I sedimenti affioranti sulla scarpata sono formati prevalentemente da ghiaie ciottolose, grossolanamente stratificate, con tasche e lenti di sabbia, talora ricche di sostanza organica, in strati di spessore centimetrico. Nell'insieme le facies prevalenti sono di natura torrentizia, ma quelle più fini sono interpretabili come facies golenali con locali condizioni di ristagno d'acqua e tendenza all'impaludamento. Alcuni carboni prelevati a 0,5 m dal ciglio superiore della scarpata hanno fornito un'età calibrata compresa tra 6430 e 6270 anni BP (Tab. 2, campione LTL16123A). Dunque, durante l'*optimum* climatico dell'Atlantico la piana alluvionale era ancora in sedimentazione.

Più numerose sono le datazioni che riguardano la Val Ridanna. Uno scavo eseguito alla base del terrazzo lacustre di Ridanna, a livello del parcheggio del Sonklarhof, ha evidenziato la presenza di sedimenti prevalentemente sabbiosi di colore grigio, ricchi di resti vegetali, tra cui legni fluitati, frammenti di corteccia, strobili, ecc. Due campioni di legni prelevati rispettivamente a 2,5 e a 2 m dal p.c. hanno fornito età calibrate che variano dall'età romana (Tab. 2, campione LTL15431A) fino ad arrivare, almeno come limite temporale superiore, all'Alto Medioevo (Tab. 2, campione LTL15432A). Spostandoci di meno di 500 m in linea d'aria, a SE, troviamo il Rio di Ento che incide il terrazzo lacustre di Ridanna dividendolo in 2 parti. Sul fondo del solco torrentizio sono presenti depositi fluviali ghiaioso-sabbiosi e sabbiosi ben stratificati, debolmente terrazzati. A circa 1330 m di quota, sul fianco destro della valle, è presente una piccola area in erosione sulla scarpata che borda uno stretto terrazzo fluviale modellato sui depositi sopra descritti. Qui, a 1,7 m dal ciglio superiore della scarpata, sono stati campionati dei carboni che hanno fornito un'età non calibrata di 1000±45 anni BP che li colloca tra il 908 e il 1158 d.C., dunque a cavallo tra l'Alto e il Basso Medioevo.

Tab. 2 - Risultati analitici delle datazioni AMS C-14 effettuate su campioni di varie località entro il Foglio San Leonardo in Passiria. La quota riportata è quella assoluta.

Analisi n°	Località	Quota (m s.l.m.)	Profondità (m dal p.c.)	Sigla unità	Facies	Materiale analizzato	Età C-14 anni BP ±1 σ	Età calibrata anni BP ±2 σ (95,4 %) (*)
LTL5208A	Val di Plan, <i>Zagl Höfe</i>	1421	-0,1	PTG	suolo sepolto	legno	5386±45	6008-6082 (16%) 6101-6159 (17%) 6170-6287 (66%)
LTL15426A	Val di Plan, <i>Zagl Höfe</i>	1421	-0,1	PTG	<i>debris-flow</i>	legno	5534±45	6223-6230 (1%) 6276-6409 (99%)
LTL5209A	Val di Plan, <i>Zagl Höfe</i>	1418	0	PTG	<i>debris-flow</i>	legno	5530±45	5991-6216 (95%) 6239-6271 (5%)
LTL15427A	Val di Plan, <i>Zagl Höfe</i>	1420	0	PTG	<i>debris-flow</i>	legno	5512±45	6214-6242 (7%) 6269-6404 (93%)
LTL5210A	Val Ridanna, a SW chiesa S. Maddalena	1330,5	-0,1	PTG	fluviale	carboni	1000±45	792-982 (99%) 1037-1042 (1%)
Ua-40389	Val Ridanna, a E di Costa	1389,0	-0,1	PTG	<i>debris-flow</i>	carboni	990±30	798-870 (40%) 898-961 (60%)
LTL15428A	Val Ridanna, sond. Rid 6	1305,2	-9,3	PTG	lacustre	resti vegetali	10412±90	11989-12567
LTL15429A	Val Ridanna, sond. Rid 6	1303,1	-11,4	PTG	lacustre	resti vegetali	10511±90	12113-12670
LTL15445A	Val Ridanna, E di <i>Untergerine</i>	1343	-0,2	PTG	suolo sepolto	legno	128±45	7-49 (16%) 52-152 (42%) 171-280 (41%)
LTL16120A	Val Ridanna, <i>Sandböden</i>	2143	-2	PTG _i	suolo sepolto	resti vegetali	723±45	562-593 (13%) 636-733 (87%)
LTL16121A	Val Ridanna, <i>Sandböden</i>	2142,9	-2,1	PTG	suolo sepolto	legno	764±45	656-770 (99%) 775-781 (1%)
LTL16123A	Valle del Lago (alta Passiria)	1959,8	-0,5	PTG	fluviale	carboni	5546±45	6278-6413 (99%) 6430 (1%)
LTL17002A	Val Ridanna	1460,8	-3,2	PTG	fluviale	carboni	4705±45	5320-5424 (51%) 5433-5487 (2,3%) 5507-5581 (2,7%)
LTL17003A	Val Ridanna	1470,2	-2,8	PTG	fluviale	carboni	3926±60	4159-4172 (1%) 4176-4202 (3%) 4225-4522 (96%)
LTL15431A	Ridanna, E <i>Sonklarhof</i>	1313,7	-2,5	PTG	fluviale	resti vegetali + legni	2045±60	1872-2152
LTL15432A	Ridanna, E <i>Sonklarhof</i>	1314,2	-2	PTG	fluviale	resti vegetali	1490±60	1299-1447 (77%) 1451-1522 (2,3%)
LTL15433A	Ridanna, E <i>Sonklarhof</i>	1328,6	-1,5	PTG	lacustre	stelo palustre	2177±45	2055-2322
LTL15444A	Ridanna, E <i>Sonklarhof</i>	1329,0	-1,75	PTG	lacustre	resti vegetali	2232±45	2148-2342
LTL15434A	Ridanna, E <i>Sonklarhof</i>	1329,5	-1,3	PTG	lacustre	resti vegetali	2241±45	2152-2342
Beta - 322008	alta Passiria, frana di Ganda	1163,9	-50	PTG	da frana	legno	3000±30	3075-3252 (94%) 3297-3325 (6%)
Beta - 322009	alta Passiria, frana di Ganda	1399,3	-10,7	PTG	suolo sepolto in frana	carboni	4100±30	4452-4462 (1%) 4520-4656 (66%) 4667-4707 (10%) 4756-4811 (23%)
Beta - 322010	alta Passiria, frana di Ganda	1399,3	-10,7	PTG	suolo sepolto in frana	legno	280±30	155-166 (2%) 284-334 (40%) 350-437 (57%) 446-452 (1%)
LTL18659A	Val Ridanna, <i>Lechner</i> Costa	1418	-1,3	PTG	<i>debris-flow</i>	carboni	4299±45	4278-4750 (1%) 4820-4976 (97%) 5016-5032 (2%)
LTL18660A	Val Ridanna, <i>Sonklarhof</i>	1341,5	-2,2	PTG	lacustre	carboni	1232±45	1060-1275

(*) Età calibrate utilizzando il programma CALIB rev 7.1 (STUVER et alii, 2019)

Dati del sottosuolo della Val Passiria e della Val Ridanna

In Val Passiria e in Val Ridanna la profondità del substrato roccioso è nota in poche località.

Nella conca di San Leonardo, in Val Passiria, la presenza di numerosi affioramenti di substrato roccioso ai due lati del Rio di Valtina, nel settore a monte dell'intersezione con la S.S. N° 44 del Passo di M. Giovo, indica che la larghezza del solco torrentizio sepolto del F. Passirio è poco più di 300 m. Inoltre, la presenza in affioramento dello stesso substrato roccioso sul fianco sinistro del F. Passirio, presso la nuova rotatoria della circonvallazione di San Leonardo in P. e poco più a valle, rende evidente che il fiume scorre su di un alveo epigenetico e che l'antico alveo sepolto doveva trovarsi subito ad est, nel settore compreso tra la circonvallazione e la S.S. N° 44 del Passo di M. Giovo (all'incirca tra via Andreas Hofer e via dei Carbonai). La formazione dell'alveo epigenetico è da collegarsi con l'accrescimento del conoide del Rio di Valtina che ha sospinto il F. Passirio sul versante destro della valle con conseguente erosione della base del pendio. I sondaggi eseguiti per il progetto relativo alla succitata circonvallazione indicano che il substrato roccioso sul greto del Passirio è a profondità comprese tra i 5 e i 12 m dal p.c. Nel punto in cui il Rio di Valtina si inserisce nel Fiume Passirio il substrato roccioso è a - 7 m dal p.c. (646,6 m s.l.m.), mentre 125 m più a S è a -11,5 m dal pc. (643,2 m s.l.m.). Qui, già poche decine di metri più ad E, sulla circonvallazione di S. Leonardo in P., un ulteriore sondaggio ha attraversato tutta la copertura alluvionale di fondovalle per 15 m, senza incontrare la roccia. In ogni caso le stratigrafie dei sondaggi ci indicano che le alluvioni di fondovalle sono formate prevalentemente da ghiaia e sabbia con ciottoli e massi, con lenti e livelli di sabbia ghiaiosa, più raramente di sabbia schietta o talora debolmente limosa.

Ad W di San Leonardo in P., dove inizia la media Passiria, il substrato roccioso affiora discontinuamente ai due lati del fondovalle e, talora sul fondovalle stesso, fino alla località Mur (circa 720 m s.l.m.), a monte della quale esso affiora in modo pressoché continuo. Pertanto è da ritenere che le alluvioni di fondovalle, dove presenti, abbiano debole spessore.

Altrove, informazioni sullo spessore delle alluvioni di fondovalle sono disponibili per la Val Ridanna, ove è stato appositamente eseguito un sondaggio a rotazione sulla sponda sinistra del Rio Ridanna a NE del campo di calcio di Ridanna. Il sondaggio, siglato RID 6 (Fig 113), ha attraversato 2,4 m di ghiaia con sabbia debolmente limosa, con scarsi ciottoli, di colore variabile dal bruno grigiastro scuro al bruno giallastro scuro (10YR 4/2-4/4 delle *Munsell Soil Color Charts*). I clasti, in prevalenza da arrotondati a subarrotondati, sono formati esclusivamente da metamorfiti, con litotipi tipicamente locali (micascisti argentei, paragneiss, quarziti, ecc.). Questi sedimenti alluvionali poggiano attraverso una superficie erosiva su limi e sabbie a laminazione orizzontale di origine lacustre (vd. "Depositi lacustri e di delta-conoide" in questo sottoparagrafo).

Depositi palustri, paludi e torbiere

Le paludi e le torbiere, drenate e non, si trovano al di fuori dei principali fondivalle, in contesti geologici e geomorfologici caratteristici. In ogni caso va sottolineato che molte di queste zone non risultano cartografabili per motivi di scala. A tale proposito, per approfondimenti, è consultabile il *dataset* “Elementi paesaggistici protetti” nel Geobrowser Maps della Provincia Autonoma di Bolzano ed il “Catasto delle torbiere e delle zone umide dell’Alto Adige” di GÖTTLICH (1991), periodicamente aggiornato ed anch’esso consultabile nel geobrowser della provincia (*dataset* “Zone umide”).

Nell’area del Foglio le aree cartografate come depositi palustri sono in realtà costituite quasi tutte da torbiere classificabili come torbiere basse⁽⁴⁾. Soltanto una piccola parte del biotopo “Entholzmoos”, a Ridanna, presenta nella propria genesi uno sviluppo tendente verso la torbiera alta (HOLZMANN, 2014), per cui in questo caso si parla di torbiera di transizione o a mosaico. Una seconda torbiera di transizione, la “Distelbrunner”, si trova a SW della Rinner Sattel (ad W del Passo di M. Giovo) (Fig. 108). Circa 1/3 delle torbiere e delle zone umide censite presenti nel Foglio, si trova sul fianco destro della Val di Racines. Questa notevole abbondanza è da porre in relazione con la presenza di morfologie favorevoli (conche, settori di versante a bassa pendenza) e di numerose sorgenti puntuali ed a carattere diffuso.

Nel complesso si tratta di torbiere per la quasi totalità attive, cioè di torbiere caratterizzate da associazioni vegetazionali caratteristiche e in cui il processo di accumulo della torba è in atto. Dal punto di vista della composizione esse sono formate da un tappeto superficiale caratterizzato prevalentemente da vegetazione igrofila (ciperacee, graminacee, muschi, sfagni, ecc.) che, con le loro parti vegetative morte, danno origine alla torba. Quest’ultima si accumula nel sottosuolo e si presenta come un feltro di apparati radicali, steli, cuticole, ecc. (Fig. 109). Il grado di umificazione e compattazione aumenta con la profondità. La frazione inorganica, costituita soprattutto da limo, sabbia e talora ghiaia fine, può essere assente o in quantità trascurabili, oppure essere presente in modo significativo. In tale caso essa è frammista a quella organica, ma più frequentemente intercalata ad essa in livelli di vario spessore (Fig. 105b). Questo avviene in determinati contesti ambientali. In particolare, in quei casi in cui le torbiere hanno ai margini falde detritiche o conoidi di *debris-flow* o misti, ma più frequentemente quando si sviluppano ai margini di piane alluvionali (torbiere

(4) Le torbiere basse o piane sono quelle che dipendono principalmente dallo scorrimento idrico superficiale e profondo se si sviluppano su pendii, per risalita della falda freatica se sono localizzate in depressioni del suolo. Al contrario le torbiere alte sono svincolate dalla falda freatica e quindi si sviluppano solo in dipendenza dalle acque di precipitazione; inoltre, l’accumulo organico torboso tende a formare tanti piccoli rilievi convessi a forma di cuscinetti che si sviluppano al di sopra del livello della falda freatica. Le torbiere di transizione o a mosaico hanno caratteri intermedi tra i due tipi sopra descritti (cfr. ad es. MINELLI, 2008).



Fig. 108 - Panoramica sulla torbiera di transizione “Distelbrunner” vista dai pressi della Rinner Sattel (ad W del Passo di M. Giovo). Sullo sfondo, da sinistra, il Gruppo della Punta Cervina (Alpi Sarentine), qui rappresentato dal M. della Pozza (2495 m), la Val Passiria e, a destra, uno scorcio della Gioiga di Tessa.

perifluviali, vd. oltre). È questo il caso della località Ober Krumpwasser (alta Valle del Tumulo, Fig. 103), dove i relativi depositi sono stati cartografati come torba mista a limo e sabbia.

Lo spessore dei depositi in esame varia da meno di 1 m a circa 6-7 m dove sono disponibili dati sul sottosuolo.

Sedimenti lacustri associati a depositi palustri sono quelli che costituiscono il riempimento quasi completo del Lago della Stua inferiore, in alta Val di Flères. Qui sono presenti prevalentemente sabbie, accanto ad ampie aree a torbiera.

Dal punto di vista stratigrafico sono disponibili informazioni solo per alcune di queste importanti aree, integrate da analisi palinologiche e datazioni con il metodo del C-14.

Nella Valle del Lago (alta Passiria), G. BERGAMO DECARLI & D. RIGOTTI (1983) hanno studiato una piccola torbiera posta a sud del Lago dell’Alpe, a 2075 m di quota (Fig. 110). Sulla torbiera, isolata all’interno di un’area in depositi glaciali, è stata scavata una trincea profonda 1,3 m, che ha evidenziato una successione di torba, contenente localmente tronchi e strobili di *Pinus cembra*. Alla base della trincea vi sono depositi che, per la composizione (“argilla, sabbia e ghiaia”), sono riconducibili ad una generica facies glaciale. Due datazioni C-14, eseguite alla base e circa a metà dell’intervallo torboso, hanno fornito età non calibrate di



Fig. 109 - Torba formata prevalentemente da un fitto intreccio di apparati radicali e sfagni nella torbiera "Ebilas Boden" (l'altezza del taglio esposto è di circa 60 cm). Località: Val di Racines, a sud della Malga Vallombra di fuori, a 2025 m di quota.

5790±215 e 3830±70 anni BP. Tali datazioni consentono di calcolare un tasso di sedimentazione medio di 0,2 m/1000 anni, con valori relativi più bassi, attorno ai 0,13 m/1000 anni per la metà superiore e valori quasi doppi per la metà inferiore. La datazione eseguita alla base dell'intervallo di torba indica che lo sviluppo della torbiera è iniziato nel corso dell'Atlantico. Lo spettro pollinico suggerisce almeno tre periodi di peggioramento climatico ed un periodo di notevole miglioramento nel subboreale, accompagnato dall'innalzamento del limite della vegetazione arborea, ben documentato dalla presenza di una ceppaia di *Pinus cembra*, oggetto della datazione al radiocarbonio.

Un secondo studio riguarda la torbiera della "Palude del Lago", a 2150 m di quota, presso S. Martino Monteneve (alta Passiria) (BERGAMO DECARLI, 1993; Fig. 111). Si tratta di una torbiera di bacino, dominata dalla presenza di *Eriophorum angustifolium*, *Carex nigra* ed *Eriophorum scheuchzeri*. Lo studio ha evidenziato la degradazione antropica della torbiera attraverso scavi, accumuli di materiale di discarica, opere di drenaggio, ecc. Inoltre, secondo l'Autore, lo stesso laghetto ha probabili origini antropiche. In ogni caso una trincea scavata alla base del pendio settentrionale della conca ha evidenziato uno spessore di



Fig. 110 - Il Lago dell'Alpe con una un'ampia panoramica sull'area a sud dello stesso. Adiacente al lago la torbiera che ha colonizzato i margini della conca e nel tempo, ridotto l'estensione del lago. Ad est del lago (a sinistra) è da segnalare la blanda collina allungata (1), parzialmente priva di vegetazione sulla sommità, formata da depositi di contatto glaciale (vd. § 3.3.1.1.). In 2 il sito di campionamento di BERGAMO DECARLI & RIGOTTI (1983) citato nel testo.



Fig. 111 - La torbiera bassa della "Palude del Lago" vista dal versante soprastante: si tratta di una torbiera di bacino fortemente degradata dall'attività mineraria. Località: S. Martino Monteneve (alta Passiria).

torba pari a 1,5 m, poggiante su di un "livello di breccia eterogenea e sabbia", interpretato come prodotto colluviale. Livelli della stessa natura sono presenti all'interno dell'intervallo torboso, localmente accompagnati da resti lignei e cortecce. Una datazione con il metodo C-14, eseguita sul materiale presente alla base dell'intervallo, ha fornito un'età non calibrata di 7030 ± 65 anni BP (BERGAMO

DECARLI, cit.), che consente di inquadrare cronologicamente la formazione della torbiera nella parte iniziale dell'Atlantico antico. Per quanto riguarda l'esame dei dati palinologici si rinvia alla pubblicazione originale.

Di grande interesse è la torbiera "Kurzmoos", posta a SE di Belprato (alta Passiria), a 1820 m di quota, che, assieme alle torbiere limitrofe (non rappresentate per motivi di scala), rappresenta un bell'esempio di torbiera impostatasi entro una grande trincea legata a fenomeni di dissesto gravitativo. L'interesse deriva dallo studio condotto da STUMBÖCK (2000), che ha evidenziato una successione formata da sfagni (0-5 cm dal p.c.), torba (5-380 cm dal p.c.) e *gyttja* (~380-454 cm dal p.c.), poggianti su sedimenti argillosi (454-500 cm dal p.c.), che copre in modo continuo l'intervallo temporale che va dal Dryas antico al Subatlantico. Lo studio si avvale dell'analisi dei pollini, dei macroresti vegetali e di 10 datazioni C-14, tra cui la più antica (14.290±70 anni BP) costituisce una delle poche date disponibili in area centralpina che segnalano l'inizio del Tardoglaciale. Il tasso di sedimentazione medio è di quasi 0,3 m/1000 anni, con punte che arrivano a 0,8 m/1000 anni per gli ultimi 500 anni e valori non di molto inferiori nel corso dell'Atlantico medio. Le datazioni effettuate forniscono indicazioni anche sull'impostazione delle depressioni poi colonizzate dalla vegetazione igrofila ed indirettamente sulla relativa stabilità del versante. Quasi tutte le torbiere qui presenti, raggruppate nel biotopo "Schönauer Moose" sono impostate su depressioni allungate, a forma di trincea, che sono l'espressione superficiale di controscarpate legate ad una lenta deformazione di tutto questo versante. Il fatto che la torbiera "Kurzmoos" si sia impostata più di 14000 anni fa predata la formazione di queste morfostrutture ad un'epoca precedente.

Depositi lacustri e di delta-conoide

I depositi lacustri più estesi sono a monte dell'accumulo della frana antica di Ridanna (cfr. § 3.3.1.4.), dove è possibile riconoscere l'originaria superficie d'accumulo, più o meno rimodellata, nella superficie dei terrazzi presenti soprattutto sul lato destro della valle. Si tratta di terrazzi d'accumulo, appartenenti allo stesso ordine, che si estendono da poco a valle di Masseria, a 1360 m di quota, fino ai pressi della chiesetta di S. Maddalena, a circa 1340 m di quota. Scendendo lungo la valle, la scarpata dei terrazzi presenta un'altezza che varia da 3 a 20 m. L'appoggio basale dei depositi lacustri sul materiale di frana è individuabile presso Casa 'Lettn' (vd. Fig. 99), dove esiste un piccolo terrazzo quasi al centro della valle. Qui, scavi presso la casa hanno esposto depositi lacustri formati prevalentemente da limi laminati, mentre a nord e ad ovest affiorano massi dell'antico accumulo di frana. L'appoggio basale è stato osservato anche in altre località nel corso di scavi. Sul fianco sinistro della Val Ridanna, l'unico terrazzo presente è quello tra Bruno e Gesille, omologo al terrazzo di *Gewinges* presente sull'altro lato della valle, ma meno elevato di quest'ultimo. In ogni caso, in entrambe le località, sotto la superficie del

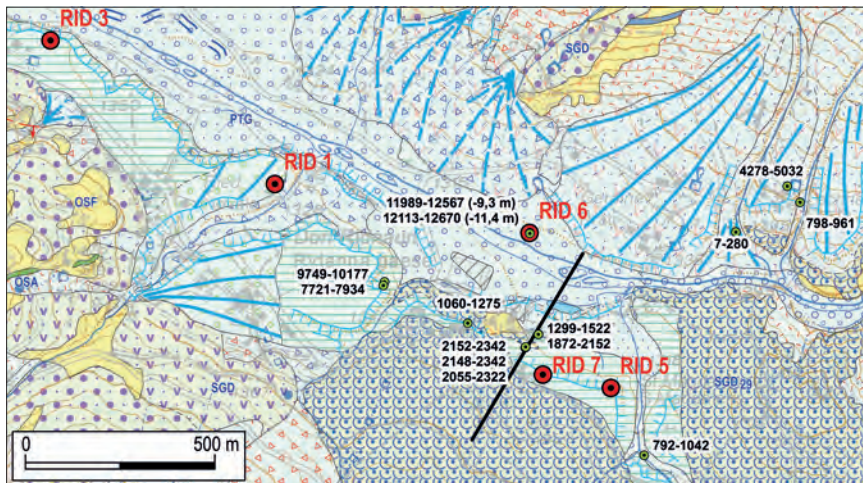


Fig. 112 - Stralcio della carta geologica con un ampio settore della Val Ridanna, con indicati i sondaggi eseguiti sul fondovalle (in rosso) e l'ubicazione dei campioni datati con il metodo C-14 (in verde). Accanto a questi ultimi sono indicate le datazioni calibrate in età calendario (cal. yr BP, 2σ , vd. anche Tab. 2). La linea retta in nero indica la traccia del profilo trasversale in Fig. 116.

terrazzo sono presenti ghiaie ciottolose e sabbiose (vd. sondaggio RID 3 in Fig. 113), attribuibili ad un ambiente torrentizio o di transizione ad una piana deltizia.

Gli affioramenti naturali sono molto pochi: uno è a NW di Ridanna paese, alla base del terrazzo, ed è già stato descritto in OSTERMANN & SANDERS (2017). Altri affioramenti molto degradati sono a sinistra del Rio di Ento, sulla scarpata a N ed ad E del terrazzo. In ogni caso le osservazioni più importanti derivano dallo studio delle carote dei sondaggi appositamente eseguiti nell'area (Figg. 112 e 113) e dall'esame dello scavo eseguito nel luglio 2011 sulla scarpata dell'intero terrazzo a N del parcheggio dell'albergo *Sonklarhof* per la posa di tubi per una centrale del teleriscaldamento.

Dall'esame dei logs dei sondaggi e dei sedimenti presenti in affioramento o in scavi artificiali è possibile distinguere le seguenti facies o associazioni di facies:

1) "**Facies a**": sabbie prevalentemente medie e grosse, inoltre sabbie ghiaiose (Fig. 114a) o fortemente ghiaiose (sondaggio RID 7), con clasti, da subangolosi ad arrotondati ($\phi_{max} = 2,5$ cm), composti da micascisti e paragneiss. La transizione con le facies sottostanti è graduale ed è apprezzabile anche una certa gradazione inversa. Sono presenti ad est del parcheggio dell'albergo *Sonklarhof*, sotto i primi 2-3 m dalla superficie sommitale del terrazzo, dove localmente affiorano. Si tratta di facies trattive, di bassa energia, legate ad apporti da parte del Rio di Ento, all'epoca in cui il rio non aveva ancora inciso il terrazzo ed il livello di base coincideva con la superficie di quest'ultimo.

2) “**Facies b**”: limi e sabbie fini in proporzioni variabili, a laminazione piano-parallela sottile, sovente sottolineata da variazioni tessiturali e/o di colore. Nello scavo sopra citato queste facies sono date da ritmiti a laminazione piano-parallela millimetrica (1-4 mm), di colore generalmente grigio e grigio chiaro. Ogni lamina è composta da limo debolmente argilloso o argilloso e da una parte formata da sedimento più grossolano (per lo più limo sabbioso) (Fig. 114b). Non è stato accertato se le ritmiti hanno ciclicità annuale così da poterle considerare come vere e proprie varve. Nei sondaggi a queste facies sono strettamente associate, anche se meno abbondanti, le “**facies c**”, composte da sabbie fini debolmente limose, poco stratificate. Nelle stratigrafie dei sondaggi queste due facies sono le più diffuse e presenti in tutti i logs, ad esclusione del sondaggio RID3. L'ambiente deposizionale è tipicamente lacustre, con prevalenza di processi di decantazione.

3) “**Facies d**”: sabbia medio-fine o fine, debolmente limosa, grigia, contenente una frazione più grossolana composta da granuli e clasti subangolosi di micascisti ($\phi_{\max} = 7$ cm), cui talora sono associati numerosi resti vegetali (legni, rametti, ecc.) (Fig. 114c). Si tratta di sedimenti poco frequenti, intercalati alle facies “b” e “c”, con geometria lenticolare e spessore di alcuni centimetri (raramente fino a 12-15 cm). L'interpretazione è che si tratta di depositi da flussi di torbida, legati a materiale colato in acqua dalle sponde del lago.

4) “**Facies e**”: è composta da ghiaia con sabbia; la ghiaia è prevalentemente medio-fine ($\phi_{\max} \geq 8$ cm), con clasti subarrotondati di micascisti e paragneiss. Questa facies è stata individuata unicamente con il sondaggio RID 1 nei primi 4 m a partire dal p.c. Nell'intervallo sottostante, fino a circa 10 m dal p.c., è presente un'ulteriore facies (“**facies f**”), formata da sabbia media e grossa, localmente con tracce di ghiaia, che inferiormente presenta una transizione graduale, per alternanza, con le “facies c”. Il sondaggio è ubicato sul lato sinistro del Rio Vallicola, poco sopra il ciglio del terrazzo qui presente. Quest'ultimo ha una morfologia a blando conoide, inciso in zona assiale, ma ben evidente se colleghiamo questo lembo con quello omologo presente sul lato destro del rio, anch'esso sospeso sull'attuale fondovalle. L'interpretazione è che le facies qui sopra descritte siano da collegare ad un sistema deposizionale di delta-conoide costruito dal Rio Vallicola quando quest'ultimo si immetteva nel lago, dunque con un livello di base ben più elevato di quello attuale.

5) “**Facies g**”: comprendono sedimenti grossolani, composti da ghiaia con sabbia e ciottoli, ad elementi subarrotondati, formati da micascisti a granati, paragneiss, ecc. Queste facies sono presenti anche sul terrazzo presso Bruno e, sull'altro lato della valle, sino a Novale. Nella stratigrafia del sondaggio RID 3 sono stati individuati sedimenti ancora più grossolani, formati da ghiaia con sabbia e blocchi fino a 0,5 m di diametro (“**facies h**”). Nel complesso si tratta di sedimenti correlabili con processi di trasporto di alta energia di tipo torrentizio. Questo prefigura un livello del lago con quota di stazionamento per lo meno variabile.

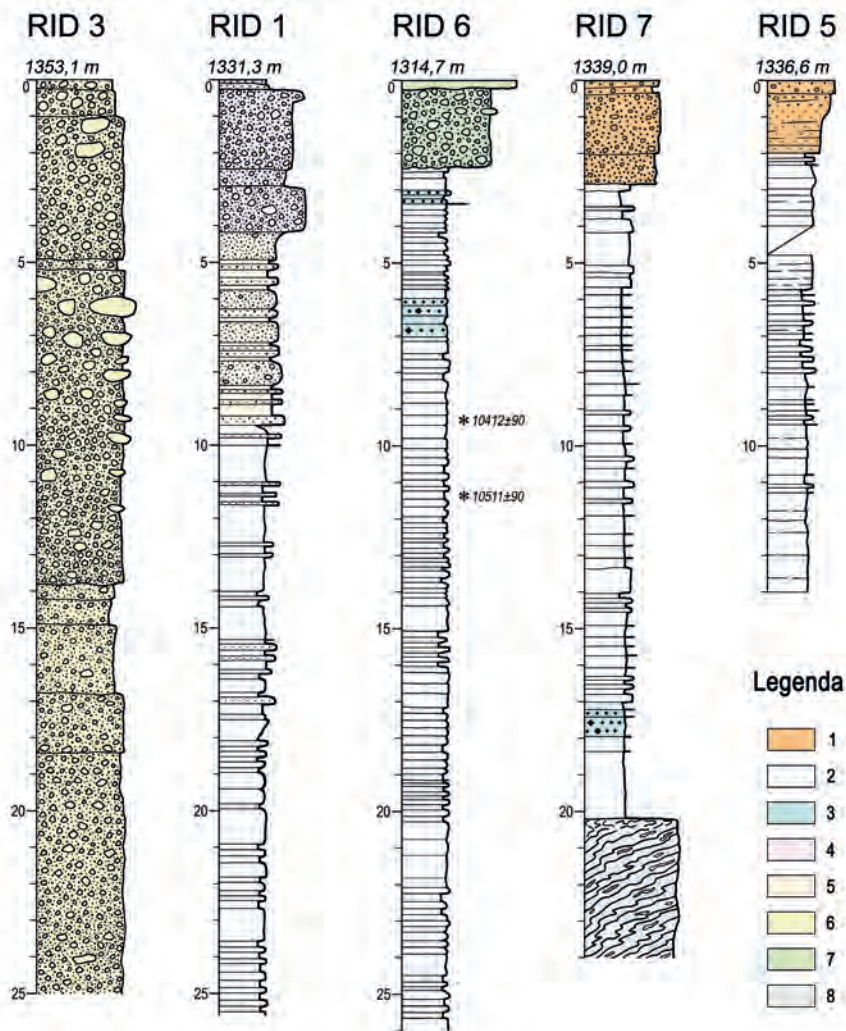


Fig. 113 - Stratigrafie dei sondaggi eseguiti in Val Ridanna, a monte dei depositi della frana antica di Ridanna (subsistema di Maso Gasse), nei depositi fluviali e lacustri del lago di sbarramento che si è formato a monte (sistema Postglaciale Alpino). I logs sono rappresentati in funzione della posizione da monte a valle (da sinistra a destra). Legenda: 1 = sabbia prevalentemente media e grossa, sabbia ghiaiosa o fortemente ghiaiosa ("facies a"); 2 = limo alternato a sabbia fine, a laminazione piano-parallela sottile ("facies b") associato a sabbia fine debolmente limosa, poco stratificata ("facies c"); 3 = sabbia medio-fine, debolmente limosa, contenente granuli, clasti e resti vegetali ("facies d"); 4 = ghiaia con sabbia ("facies e"); 5 = sabbia media e grossa, localmente con tracce di ghiaia ("facies f"); 6 = ghiaia con sabbia e ciottoli ("facies g"), localmente sostituita da ghiaia con sabbia e blocchi ("facies h"); 7 = ghiaia ciottolosa e sabbiosa (alluvioni del Rio Ferner-Rio Ridanna); 8 = micascisti a granati interpretati come facenti parte dell'accumulo dell'antica frana di Ridanna (subsistema di Maso Gasse). Le datazioni riportate accanto al log RID 6 sono in anni BP. Per l'ubicazione vd. Figg. 112 e 115.

Le facies lacustri sopra descritte poggiano alla base sul materiale di frana (subsistema di Maso Gasse), localmente costituito da blocchi di grandi dimensioni. Questo è stato appurato in numerosi scavi, talora a quote diverse anche a breve distanza: ne risulta un contatto piuttosto articolato che ben si accorda con quella che doveva essere la morfologia originale dell'accumulo di frana.

Per quanto riguarda l'estensione dell'antico lago di Ridanna possiamo fare le seguenti considerazioni. La quota massima dei depositi lacustri s.s. coincide piuttosto bene con la quota del terrazzo che è pari a 1341 m sul settore più orientale. Alla stessa quota essi sono stati osservati in corrispondenza degli scavi per il nuovo parcheggio dell'albergo *Sonklarhof*. La massima quota teorica di stazionamento del lago è calcolabile in base alla quota di tracimazione definita dalla soglia presente a valle. Come abbiamo visto, quest'ultima è costituita dalla frana antica di Ridanna che ha una morfologia articolata, nella quale tuttavia è

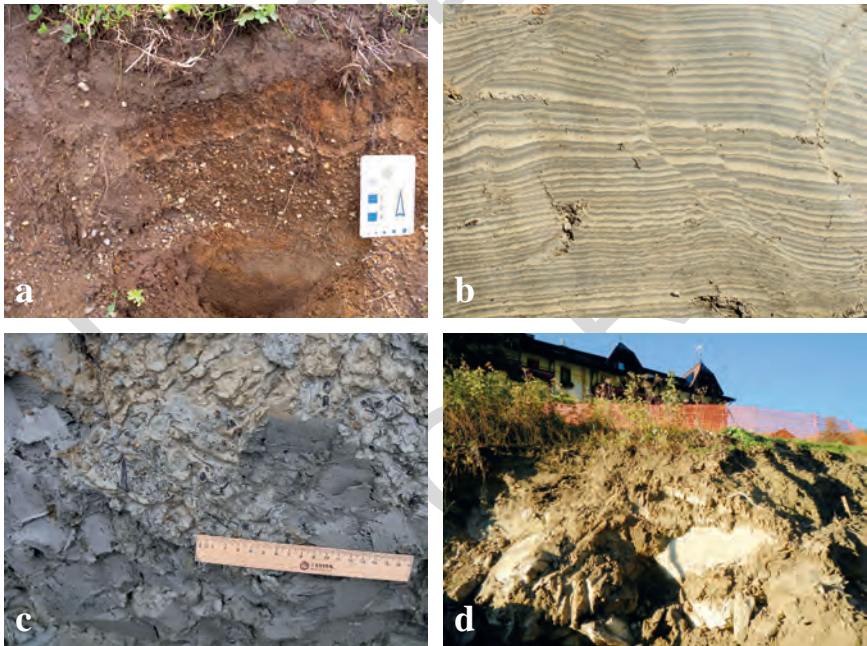


Fig. 114 - Depositi fluviali e lacustri presso Ridanna: a) sabbie, sabbie ghiaiose e ghiaie medio-fini, stratificate, affioranti sulla punta N del terrazzo subito ad W dell'incisione del Rio di Ento ("facies a": vd. testo); b) ritmi costituiti dall'alternanza di limo argilloso di colore grigio, con limo sabbioso o sabbia fine limosa di colore bruno molto pallido ("facies b"). (N.B.: le faglie osservabili nella foto sono un artefatto legato all'azione dei denti della benna sul sedimento non consolidato); c) lente di sabbia medio-fine contenente numerosi resti vegetali (legni, frammenti di corteccia, ecc.) e clasti metamorfici anche centimetrici, interpretati come depositi legati a flussi di torbida ("facies d": vd. testo); d) spaccato a N dell'albergo *Sonklarhof* in cui si osservano depositi lacustri sopra i blocchi dell'antica frana di Ridanna (subsistema di Maso Gasse).

possibile individuare una zona a minore elevazione al centro della valle, nella sella presso Maso Gasse. La quota della sella è di 1357 m, cioè circa 16 m sopra la quota sommitale del lembo di terrazzo lacustre posto più ad E. Tuttavia, qui, in base agli scavi esaminati, non vi è evidenza dell'esistenza in passato di un emissario, nè tanto meno più a valle. Pertanto, l'emissario doveva essersi sviluppato proprio in corrispondenza dell'attuale percorso del Rio Ferner-Rio Ridanna, nella gola Achenrain. In definitiva l'antico lago di Ridanna poteva estendersi ad ovest sin quasi a Masseria, lambendo il dosso in roccia su cui sorge la chiesetta di S. Lorenzo, e a N fino alla località Prati (Fig. 115). Facendo riferimento alla succitata quota di tracimazione possiamo calcolare la massima estensione dell'antico lago di Ridanna in quasi 2 km².

Riguardo l'età dei depositi lacustri sono disponibili numerose datazioni (cfr. Tab. 2 e Fig. 112). Due datazioni derivano dal sondaggio effettuato sul fondovalle (sondaggio RID 6), in corrispondenza del quale sono state campionate due sottili intercalazioni organiche composte prevalentemente da frustoli carboniosi, rispettivamente a 9,3 e 11,4 m dal p.c. (rispettivamente a 1305,2 e 1303,1 m s.l.m.). Esse hanno fornito un'età non calibrata rispettivamente di 10412±90 e 10511±90 anni BP (vd. Tab. 2 e Figg. 112 e 116), che, una volta calibrata, ricade all'interno dei corrispondenti intervalli temporali 11989÷12567 e 12113÷12670 anni cal. BP (2σ). Ciò indica chiaramente che la sedimentazione era già iniziata prima

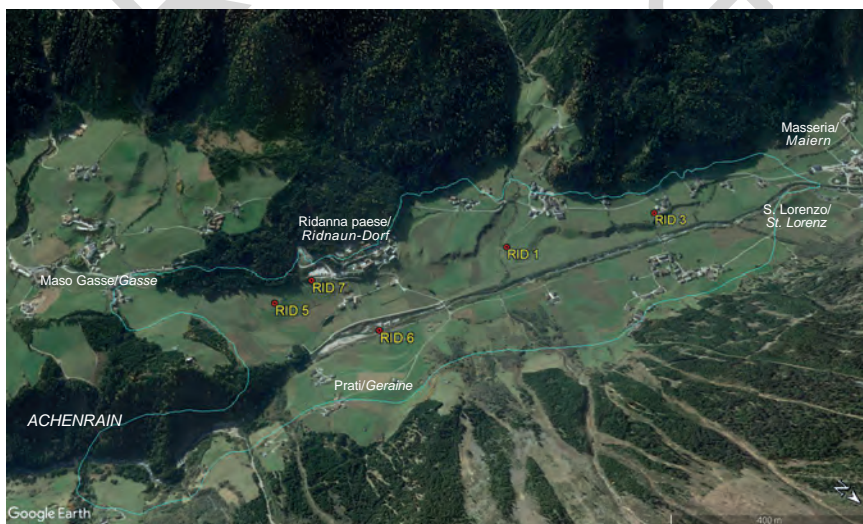


Fig. 115 - Panoramica sulla Val Ridanna da NE, con indicati i sondaggi eseguiti sul fondovalle. In azzurro il limite teorico di massimo stazionamento del lago formatosi a monte dello sbarramento operato dall'antica frana di Ridanna (subsistema di maso Gasse) all'incirca corrispondente con l'isoipsa 1357 m (la ricostruzione nella gola Achenrain è ipotetica) (fonte: Google Earth Pro - elevazione amplificata con fattore 1,5; elaborazione 2019).

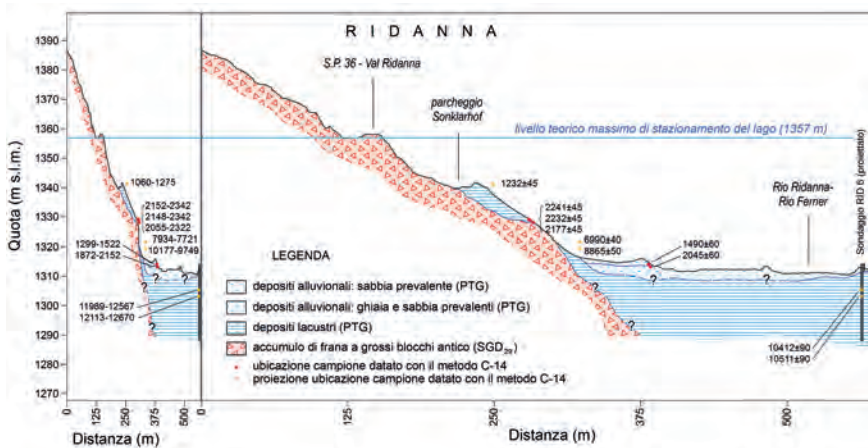


Fig. 116 - Sezione geologica (SW-NE) trasversale alla Val Ridanna, con proiezione dei campioni datati con il metodo C-14 e le relative età ottenute; a destra non calibrate (vd. Tab. 2), a sinistra calibrate (cal. years BP, 2σ) (vd. testo). Per l'ubicazione vd. Fig. 112. La sezione geologica a sinistra presenta la scala delle distanze ridotta di 12,5 volte rispetto a quella delle altezze, mentre quella a destra presenta la scala delle distanze ridotta di 2,5 volte rispetto a quella delle altezze.

dell'inizio dell'Olocene. Inoltre, sulla base di tali date, è possibile stimare un tasso di sedimentazione medio di poco meno di 2 m ogni 100 anni. Considerando invariato tale tasso di sedimentazione anche per il periodo precedente durante il quale si sono depositi i sedimenti sottostanti al campione datato più profondo, possiamo stimare che la base del sondaggio RID 6 ha un'età attorno ai 13174 anni BP. Pertanto, la formazione del lago è avvenuta in epoca precedente a tale data.

Altre due datazioni sono pubblicate in OSTERMANN & SANDERS (2017) e si riferiscono a due livelli ricchi di sostanza organica campionati in un affioramento posto a NW di Ridanna paese, alla base del terrazzo (vd. Fig. 112). Esse hanno fornito un'età di 6990 ± 40 e 8865 ± 50 anni BP, che calibrate ricadono all'interno degli intervalli temporali, rispettivamente $7721 \div 7934$ e $9749 \div 10177$ anni cal. BP (2σ). Facendo fede alle quote di campionamento riportate, rispettivamente 1323 e 1330 m circa, le datazioni sono coerenti con quelle sopra indicate, ma diminuisce nettamente il tasso di sedimentazione: circa 0,14 m/100 anni! Più problematiche sono invece le datazioni relative ai sedimenti posti a quote maggiori o in prossimità del ciglio della scarpata del terrazzo. In corrispondenza dello scavo sopra citato sono stati campionati resti vegetali all'interno delle "facies d" in varie posizioni attorno a quota 1329 m (vd. Tab. 2 per i dettagli) ottenendo 3 date invertite dal punto di vista cronologico, ma molto vicine tra di loro (campioni LTL15433A, LTL15444A e LTL15434A), tanto che una volta calibrate esse mostrano un ampio intervallo temporale di sovrapposizione, motivo per cui i campioni possono essere considerati quasi coevi (vd. anche

Fig. 116). Le età ricadono in epoca protostorica, tra 2055 e 2342 anni calibrati BP (tra il I e il IV sec. a.C.). Anche nello scavo per la costruzione della nuova strada di collegamento con il fondovalle sono stati individuati dei carboni centimetrici quasi al contatto tra depositi lacustri e i blocchi dell'antica frana di Ridanna. Il sito è sulla scarpata di fronte all'albergo *Sonklarhof*, circa 2,2 m sotto il ciglio del terrazzo (circa 1341,5 m s.l.m., vd. anche Fig. 107d). Il materiale datato ha fornito un'età sorprendente che cade nell'Alto Medioevo (campione LTL18660A in Tab. 2). Se così fosse dovremmo ritenere che il colmamento e/o lo svuotamento del lago siano avvenuti in epoca storica, anche relativamente vicina a noi, e che tutta la fase che ha portato all'incisione di tali depositi, alla deposizione dei depositi alluvionali di fondovalle, alla loro erosione e terrazzamento è tutta posteriore. Tuttavia questo non va d'accordo con le datazioni effettuate sui depositi alluvionali che, come abbiamo visto (vd. "Depositi alluvionali, ecc." all'inizio di questo sottoparagrafo e Fig. 112), indicano età maggiori o molto prossime a quelle dei campioni qui sopra descritte. Di conseguenza, allo stato attuale delle conoscenze, non vi è certezza sull'età dei depositi lacustri più recenti e quindi sull'estinzione dell'antico lago di Ridanna.

Depositi di origine mista (torrentizi e/o di debris-flow e/o di valanga) e depositi di debris-flow

I depositi in esame sono una classe di sedimenti piuttosto diffusa nell'area del Foglio: quasi 2/3 sono presenti nelle aree di media e bassa montagna (sotto i 2000 m), dove sono distribuiti in modo caratteristico. Infatti, essi sono presenti soprattutto alla base dei fianchi vallivi, alla confluenza di incisioni e rii nelle valli principali, dove danno luogo a numerosi conoidi talora coalescenti.

I depositi di origine mista, ovvero i depositi di *debris-flow* e/o torrentizi e/o di valanga, sono legati all'azione di più processi deposizionali concomitanti, localmente con il prevalere di alcuni rispetto agli altri che possono avere carattere accessorio.

In alta montagna i depositi sono distribuiti soprattutto alla base delle falde di detrito o sul fondo di impluvi più o meno estesi, coperti a monte da detrito o, meno sovente, da depositi glaciali. In tutti questi casi i sedimenti presenti vengono erosi e rimobilizzati più a valle dai processi di *debris-flow*. Può concorrere nel periodo invernale e primaverile l'azione dovuta al periodico distacco di valanghe. Le morfologie sono caratteristiche (Fig. 117): dei solchi subparalleli incidono la parte superiore della falda detritica, accompagnati più in basso da piccoli argini e quindi da forme lobate, talora ramificate, che costituiscono dei corpi discontinui alla base del versante, talora variamente giustapposti. Allo sbocco di canali o di incisioni vallive minori, i processi di *debris-flow*, con il contributo accessorio dell'azione delle valanghe, danno luogo a conoidi sovente coalescenti, con pendenza di 10-30°, comunque sensibilmente minore a quella dei coni di detrito.



Fig. 117 - *Morfologie caratteristiche di depositi di origine mista e/o di debris-flow: a) depositi prevalentemente di debris-flow, variamente giustapposti, alla base del conoide a NE di S. Martino Monteneve; da notare la forma caratteristica, costituita da una coppia di piccoli argini, localmente con lobi secondari posti a margine; b) depositi di origine mista alla base di un canalone, con forme lobate, anche isolate (località: a SE del Lago dell'Erpice, Alpe di Lazzago); c) depositi di debris-flow con forme nastriformi e lobate, che si sviluppano sul detrito di falda alla base delle Moarer Weissen (località: Alpe di Lazzago); d) lembi di conoidi di debris-flow tra le località Prati (in primo piano) e Masi del Rio (sullo sfondo); l'asterisco indica la posizione dello spaccato in Fig. 118d (Val Ridanna).*

In generale i depositi hanno una composizione che varia dalle ghiaie eterometriche, mal classate, fino ai *diamicton* massivi (Fig. 118); in modo del tutto subordinato possono essere presenti lenti di ghiaie sabbiose embricate, in genere legate all'azione del ruscellamento superficiale convogliato dai solchi. In termini di abbondanza prevalgono nettamente i *diamicton* massivi, a supporto di matrice. Facies costituite da ghiaie massive, moderatamente selezionate, a tessitura clastica o parzialmente aperta, sono state osservate nelle falde detritiche alla base di versanti in cui affiorano i marmi calcitici e dolomitici delle coperture permo-mesozoiche. Esempi caratteristici sono in alta Val di Flères, sotto la parete dominata dal Tribulaun di Flères, ad W (Fig. 117c) e a N del Lago dell'Erpice (Alpe di Lazzago). Dato lo scarso trasporto subito, i clasti sono generalmente angolosi e subangolosi, con composizione litologica analoga a quella del detrito presente sul versante soprastante. L'eventuale presenza di clasti arrotondati e/o

di litologie estranee a quelle del bacino soprastante è da collegare alla presenza di depositi glaciali o di altra natura coinvolti nei processi morfogenetici.

Sui fondivalle, allo sbocco dei torrenti e dei rii, è tipica la presenza di conoidi dovuti all'azione dei processi di *debris-flow* e torrentizio. Quest'ultimo processo può avere carattere del tutto secondario nei sistemi deposizionali più piccoli o dove l'attività è saltuaria. I depositi sono formati da *diamicton* a supporto di matrice, contenenti livelli e lenti di ghiaie da massive a grossolanamente stratificate, talora embricate; sono pure presenti lenti di sabbie o sabbie ghiaiose, più abbondanti in zona distale. Gli intervalli a *diamicton* presentano generalmente struttura massiva, talora gradazione inversa; non è infrequente che i contatti tra le singole unità deposizionali siano amalgamati. Come già sottolineato in precedenza la composizione litologica dei clasti riflette quella dei litotipi presenti nel bacino

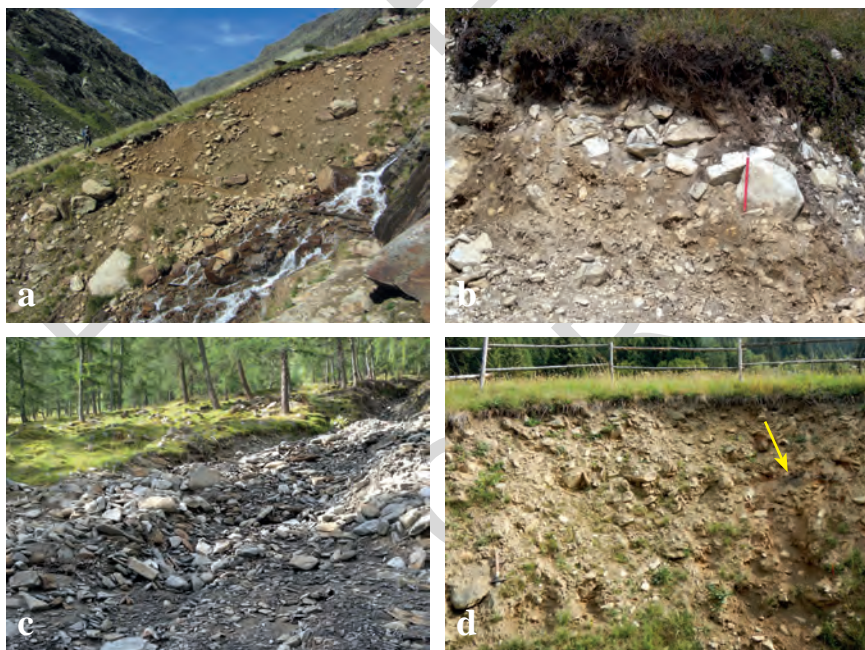


Fig. 118 - Panoramica sulle facies più diffuse nei depositi di origine mista o di debris-flow: a) *diamicton* a supporto di matrice, massivi, esposti sul lembo eroso di un conoide di origine mista in Valle dell'Erpice (sentiero n° 9, a 2057 m di quota); b) ghiaie a supporto di matrice, massive, sormontate da *diamicton* a supporto clastico e/o a tessitura parzialmente aperta, a clasti prevalentemente di marmi (località: ad W dell'Hohmannstollen, a circa 2200 m di quota, nell'Alpe di Lazzago,); c) depositi di debris-flow di deposizione recente: da notare la disposizione embricata dei clasti appiattiti e la netta abbondanza della frazione grossolana da imputare anche all'azione di dilavamento delle acque di scorrimento superficiale (località: fianco sinistro della Valle del Rio Sala); d) spaccato sul lembo di conoide di debris-flow in località Costa (Val Ridanna, vd. anche Fig. 117d). La freccia indica la presenza entro i *diamicton* di una lente ricca di carboni da cui proviene il campione LTL18659A (vd. Tab. 2).

a monte. I clasti sono generalmente da subangolosi a subarrotondati a seconda delle litologie coinvolte e dell'entità del trasporto subito.

In alcune località i conoidi presentano un solco più o meno incassato, sovente ben evidente solo nel settore intermedio ed apicale. In molti casi si sviluppano dei veri e propri conoidi telescopici in cui l'apice del conoide più recente si colloca nella parte terminale del suddetto solco, comunemente in corrispondenza della parte intermedia o intermedio-distale del conoide più antico. I conoidi più antichi si sono formati in corrispondenza di un livello di base più elevato di quello attuale, talora ben evidenziato dalla presenza a valle di terrazzi alluvionali cui si raccordano. Quindi è la fase erosiva che ha portato all'incisione delle alluvioni di fondovalle che indirettamente ha portato all'erosione dei conoidi presenti sui due fianchi vallivi, non solo con lo sviluppo del suddetto solco, ma, talora, con l'erosione della parte distale dei conoidi antichi ad opera del rio o del torrente presente nella valle principale. Il caso più interessante è la Val di Plan, che, a valle di Osteria Capanne di dentro, presenta sul fondovalle un netto solco più o meno svasato (vd. Cap. II). Sul fianco sinistro del solco è incisa la parte distale di numerosi conoidi e sono stati esumati i depositi sottostanti ed il substrato roccioso. Su tale fianco, tra le zone in erosione attiva, con affioramenti di grande continuità, vi è il settore posto circa 400 m a NE della località Case Zagola (Fig. 119). Qui, a partire dal ciglio superiore della scarpata, si osserva una successione alta almeno una quarantina di metri di spessore, composta prevalentemente da *diamicton* a supporto di matrice massivi, con subordinati livelli intercalati di ghiaia sabbiosa o, più raramente, di ghiaia con sabbia debolmente limosa, massiva o con cenni di stratificazione. In quest'ultimo caso è stata localmente osservata anche una chiara embricatura dei clasti appiattiti, la cui misura indica una provenienza dal quadrante occidentale della paleocorrente. A partire da circa 1425 m fino ad almeno 1418 m di quota, si rinvergono all'interno delle facies sopra descritte tronchi e frammenti di legni compressi, con diametro fino a circa 25 cm. La posizione è chiaramente non primaria essendo tutti in posizione suborizzontale e con bordi abrasivi (Fig. 120).

Tutta la successione sopra descritta è stata interpretata come legata a processi di trasporto in massa e subordinatamente a rielaborazione e trasporto torrentizio del sistema deposizionale formato dalla coalescenza del conoide di origine mista antico del Rio Alpe delle Vacche con quello del Rio Scabro. Esso è eroso in zona distale dal Rio di Plan e nettamente suddiviso in due tronconi dall'approfondimento erosionale dei due rii. Le datazioni C-14 eseguite su legni ubicati nella parte inferiore dell'affioramento, campionati in varie posizioni, indicano un'età ben circoscritta, compresa tra 5991 e 6409 anni calibrati BP (Tab. 2, campioni LTL5208A, LTL5209A, LTL15426A, LTL15427A), dunque in corrispondenza dello "Younger" Atlantico. I legni ed i tronchi sopra descritti sono stati abbattuti in corrispondenza di un evento deposizionale avvenuto nel corso della parte più antica di sedimentazione dei due conoidi. All'epoca il fondovalle era più elevato dell'attuale ed il solco attuale non esisteva ancora e doveva avere inizio nettamente più a valle.



Fig. 119 - Settore in erosione sul fianco sinistro della Val di Plan, circa 400 m a NE della località Case Zagola. La successione esposta comprende dall'alto verso il basso: 1) diamicton, ghiaie e ghiaie sabbiose interpretati come depositi di trasporto in massa e subordinatamente torrentizi; 2) diamicton a supporto di matrice interpretato come till ind. (subsistema di Malga Fontana Bianca); 3) substrato roccioso formato da micascisti dell'unità di Tessa, fortemente fratturati e disarticolati; 4) detrito di versante e localmente depositi di colata detritica. Nella posizione indicata dall'asterisco si concentrano tronchi e frammenti di legni, alcuni dei quali datati con il metodo del C-14 (vd. testo).

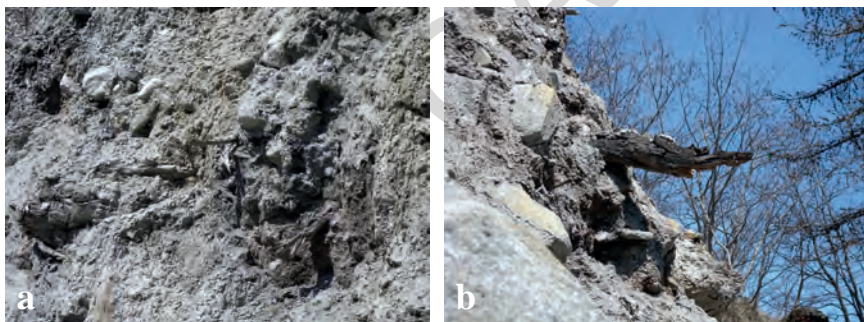


Fig. 120 - a) Diamicton a supporto di matrice massivo, con intercalazioni di ghiaie sabbiose grossolanamente stratificate, interpretati come depositi di debris-flow e torrentizi; da notare la presenza di legni compressi e tronchi, in posizione suborizzontale, inglobati entro i sedimenti (l'altezza dello spaccato è di 4-5 m); b) dettaglio su di un settore prospiciente al precedente, con un tronco in posizione orizzontale, nettamente sporgente. Località: circa 400 m a NE della località Case Zagola, sul fianco sinistro della Val di Plan.

Un'altra valle per cui sono disponibili datazioni radiometriche è la Val Ridanna. Qui, a S e ad W della località Ento, è presente una serie di conoidi misti coalescenti, dominati da processi di *debris-flow*. Di particolare interesse è il conoide del Rio Ceresara, nettamente inciso e terrazzato anche nel settore apicale, con affioramenti pressoché continui sopra i 1400 m, alti da 3 a 5 m. In particolare, sopra la strada forestale Entholz-Untersteinhütte, si osservano ghiaie medio-grossolane, rozzamente stratificate ed embricate, con subordinati livelli e lenti di sabbia. La colorazione su toni bruno giallastri le differenzia nettamente da quelle attuali di fondovalle, prive di tale colorazione. Quasi 200 m più a monte, tra le facies presenti vi sono anche dei *diamicton* massivi, a supporto di matrice, localmente molto abbondante, di colore bruno. Si tratta di facies chiaramente legate a processi di trasporto in massa del tutto subordinate rispetto alle altre. In ogni caso l'aspetto più interessante è la presenza di carboni fluitati, anche pluricentimetrici. Due campioni prelevati nella zona apicale del conoide, rispettivamente a 2,8 e a 3,2 m dal ciglio del fianco destro del solco torrentizio (campioni LTL17003A e LTL17002A in Tab. 2), hanno fornito età calibrate che si inseriscono pienamente nel Subboreale e ci indicano chiaramente che il conoide all'epoca era ancora in sedimentazione.

Più articolato è quanto avviene sull'altro lato della valle tra le località Prati e Plun. Qui sono presenti tre generazioni di conoidi dominati da processi di *debris-flow*, di cui quella meglio rappresentata e più evidente è la più antica. Quest'ultima è composta da una serie di conoidi, localmente coalescenti, come ad esempio presso la località Prati, nettamente incisi in zona intermedia e distale da canali da *debris-flow* e/o da valanga, con una scarpata alta fino a 70-80 m (Figg. 101 e 117d). Più ad est essi sono conservati dall'erosione unicamente in limitati lembi sospesi fino a circa 140 m sul greto del Rio Ridanna, come ad es. in località Plun. La generazione intermedia di conoidi è costituita unicamente dal lembo sinistro del conoide antico del Rio di Parigo, sospeso sul fondovalle di circa 40 m (E di Masi del Rio). L'ultima generazione è costituita dal conoide attuale e recente del Rio dell'Alpe del Lago, debolmente eroso in zona distale dal Rio Ridanna, e quello del Rio di Parigo. Per quanto riguarda la generazione di conoidi più antica, carboni campionati sullo spaccato artificiale a monte del fienile di Maso Costa (Fig. 117d), a 1418 m di quota, hanno fornito un'età calibrata compresa tra 4278 e 5032 anni BP (Campione LTL18659A in Tab. 2, vd. anche Fig. 118d). L'età dei carboni è pienamente inquadrabile nella prima parte del Subboreale e dunque del tutto confrontabile con quelle sopra discusse per il conoide di Rio Ceresara.

Per quanto riguarda la datazione dei depositi di terza generazione sopra descritti, sono stati individuati due livelli contenenti carboni o legni rispettivamente ad E di Prati e ad E di Costa. Il primo livello è sull'apice del conoide attuale e recente del Rio del Lago dell'Alpe, a 1343 m di quota. Qui i sedimenti sono incisi da un solco torrentizio alto più di 5 m: a circa 1 m dal greto del rio è presente un suolo sepolto dello spessore di circa 20 cm che si sviluppa al tetto di ghiaie sabbiose e ciottolose ed è sepolto da un *diamicton* a supporto di

matrice, massivo, legato a trasporto per *debris-flow*. All'interno del suolo sono presenti carboni e legni. Uno di essi è stato datato ed ha fornito un'età di 128±45 anni BP (campione LTL15445A in Tab. 2). Ciò indica che la deposizione dei sedimenti soprastanti è recente e collocabile all'interno degli ultimi 3 secoli. Un secondo livello di significato analogo è stato individuato a circa 1385 m di quota sul sentiero ad E di Costa, in corrispondenza dei sedimenti che costituiscono il parziale riempimento del solco inciso dal Rio di Stipa. Esso è coperto da 4,5 m di sedimenti formati per la gran parte da *diamicton* a supporto di matrice, massivi, analoghi a quelli sopra descritti. Carboni prelevati all'interno di tale livello hanno fornito un'età calibrata compresa all'incirca tra l'anno Mille e circa 1 secolo e mezzo dopo (campione Ua-40389 in Tab. 2).

I conoidi di prima generazione si sono formati dopo la messa in posto della frana di Ridanna (vd. subsistema di Maso Gasse), su cui poggiano, come è localmente osservabile sul versante sinistro della gola Achenrain. All'epoca la gola non esisteva ancora ed il livello di base locale era controllato dal livello raggiunto dal lago di sbarramento formatosi a monte della frana. La formazione della gola deve aver innescato il processo di erosione in zona distale e dunque l'inizio del terrazzamento di tali conoidi.

Depositi di versante e detriti di falda, localmente a grandi blocchi

Comprendono in prevalenza accumuli di ghiaie o ghiaie e blocchi, a tessitura variabile da parzialmente aperta ad aperta fino a supporto di clasti, con elementi angolosi di provenienza locale e matrice in quantità variabile, a seconda del grado di degradabilità dei litotipi (maggiore ad es. per i micascisti, minore per gli ortogneiss granitoidi). I depositi presentano struttura sia massiva, sia clinostratificata. Quest'ultimo tipo di struttura è caratteristico dei detriti di falda, ampiamente diffusi alla base delle pareti rocciose sottoposte ai processi di gelivazione specialmente in alta montagna, dove costituiscono dei prismi paralleli al versante o assumono morfologia a conoide (coni detritici) qualora l'alimentazione sia prevalentemente guidata dalla presenza di un canalone. Tra le aree più caratteristiche vi sono quelle in cui l'alimentazione proviene da pareti modellate prevalentemente in marmi a silicati (es. Sasso di Mareta), oppure da marmi calcitici e dolomitici delle coperture permo-mesozoiche (Alpe di Montenevoso, Croda Sperone e settore subito ad E, Tribulaun di Flères).

Depositi di versante con tessitura a supporto di matrice sono stati osservati in limitati casi. Uno di essi è in Val di Racines, a N di Malga Calcara grande (2051 m). Qui, sopra il sentiero delle Malghe di Racines, si può osservare una falda di detrito stabilizzata dalla vegetazione, formata da ghiaia con sabbia debolmente limosa e scarsi massi (Fig. 121a), a struttura massiva. La matrice è composta prevalentemente da sabbia limosa derivante dall'alterazione e disgregazione di paragneiss a bande e di marmi silicatici affioranti sul versante soprastante. È da segnalare la presenza di un certo grado di arrotondamento dei

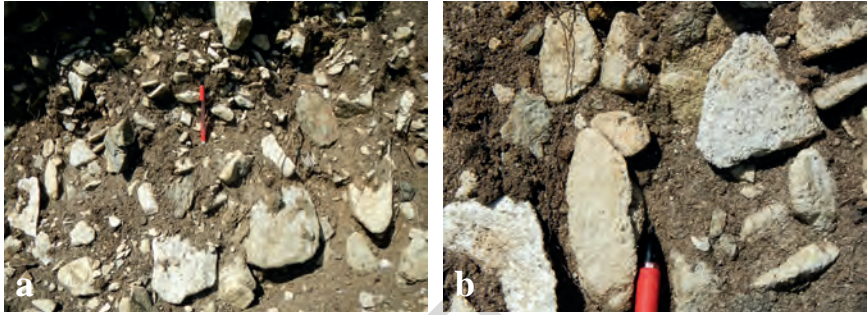


Fig. 121 - a) Depositi di versante formati da ghiaia con sabbia debolmente limosa e scarsi massi, a tessitura a supporto di matrice, ricchi di marmi ed in subordinate di paragneiss a bande; b) particolare sui depositi precedenti in cui è osservabile un certo grado di arrotondamento dei clasti dovuto a processi di dissoluzione subsuperficiale per decarbonatazione. Località: Val di Racines, a nord di Malga Calcara grande (2051 m).

clasti di marmo, dovuto in realtà a processi di dissoluzione subsuperficiale per decarbonatazione abbinati a disgregazione granulare (Fig. 121b).

I depositi di versante a grossi blocchi si distinguono per l'abbondanza relativa di blocchi di dimensioni metriche (Fig. 122). Alcuni accumuli sono stati cartografati alla base di depositi di versante *tout court*, di cui rappresentano, in continuità, la parte più grossolana accumulatasi alla base di un versante. Vari esempi sono in alta Val di Flères, su entrambi i fianchi vallivi. In ogni caso gran parte di questi depositi è collegata a fenomeni di crollo a carattere diffuso che avvengono a spese di una compagine rocciosa spesso fortemente suddivisa per la presenza di vari sistemi di diaclasi. Esempi sono i depositi presenti sul fianco destro della media Passiria a N del Gioigo Strizzon (2230 m), del versante destro della Val di Plan e della Valle del Lago (località Selva Nera). Inoltre, in Val di Flères, sempre sul versante destro, a N del Monte Muro (2628 m).

Tutti i depositi in esame sono distribuiti in modo ubiquitario praticamente in tutta l'area del Foglio, con minore estensione nelle aree di recente deglaciazione. Lo spessore comunemente varia da 1 metro ad alcune decine di metri.

Tranne i casi di falde detritiche attivamente alimentate, i depositi presentano copertura vegetale da discontinua a continua, localmente con sviluppo di suoli là dove i processi di alimentazione sono cessati da molto tempo.

In media ed alta montagna i coni e le falde di detrito sono sovente solcati da canali di *debris-flow* e di valanga, alla base dei quali prendono sviluppo accumuli legati a tali processi, variamente estesi. In molti casi è difficile stabilire un limite tra le due tipologie di depositi, essendo essi interdigerati: in tal caso dal punto di vista cartografico il limite viene posto in base alla predominanza degli uni rispetto agli altri.

Un altro aspetto da sottolineare è che, localmente, in vari settori della



Fig. 122 - Depositi di versante e depositi di versante a grossi blocchi (in primo piano) sul fianco NE del Sassi (2358 m) (sullo sfondo, a sinistra): da notare la grande abbondanza di detrito favorita anche dalla disposizione a franapoggio della foliazione principale nei paragneiss a bande dell'unità di Tessa (località: Val di Racines).

parte superiore dei versanti delle valli tributarie, i depositi in esame sono stati rimobilizzati da processi tipici dell'ambiente periglaciale dando luogo a forme lobate, che si sviluppano su lunghezze massime di alcune centinaia di metri, caratterizzate dalla presenza di creste e depressioni di forma arcuata, variamente accentuate. Si tratta di *talus rock glaciers*, cioè di *rock glaciers* derivanti dalla mobilizzazione di falde di detrito o di detrito a grossi blocchi (vd. anche Cap. II), di cui i più estesi sono in alta Val di Racines (a N di Punta di Montecroce) ed in Valle Lunga (Valle del Tumolo, in alta Passiria).

Frane

La composizione dei depositi di frana è estremamente variabile e dipende dalle litologie coinvolte e dal tipo di movimento. Nelle frane per crollo, ribaltamento e scivolamento che avvengono a spese del substrato roccioso formato da rocce lapidee coerenti, gli accumuli sono prevalentemente costituiti da ghiaia e blocchi eterometrici, con tessitura variabile da aperta a clasto-sostenuta. I clasti sono composti da litologie locali e sono comunemente spigolosi. Nelle grandi

frane di scivolamento in roccia possiamo osservare lo spostamento in blocco di interi ammassi rocciosi e talora delle coltri quaternarie che poggiano su di essi. Nelle frane per scivolamento rotazionale e per colata che coinvolgono rocce pseudocoerenti ed i depositi glacialigenici, gli accumuli sono comunemente formati da *diamicton* massivi, sovente a supporto di matrice. In quest'ultimo caso le frane sono in genere meno estese, più superficiali, ma sovente più numerose in territori con condizioni predisponenti accentuate.

Tutti i depositi descritti sono attribuibili ad attività avvenuta nel corso dell'Olocene, molti di essi sono connessi a fenomeni attivi o quiescenti.

Nelle prossime pagine verranno esaminate alcune delle frane più antiche presenti nel Foglio, mentre si rinvia al §. VII.2 per la distribuzione dei fenomeni e l'esame di alcune di quelle più significative attive ancora oggi o in epoca recente.

Alcuni degli accumuli di frana più antichi sono in Val di Racines. Probabilmente il più esteso è sul fondovalle, a N della località Maso Rederer, nei pressi del campo di calcio di Racines. Dal punto di vista morfologico esso è formato da un raggruppamento di dossi, posti tutti a sinistra del Rio di Racines, completamente circondato dalle alluvioni di fondovalle che localmente si interpongono tra di essi, in parte coprendoli. I dossi si elevano sul fondovalle per pochi metri: 3-9 m (Fig. 123a). I più elevati sono sul lato meridionale della valle e hanno il fianco sud nettamente più ripido di quello nord. Questo è chiaramente legato ad erosione laterale da parte del Rio di Racines. I dossi sono formati da blocchi eterometrici, con volume che può arrivare anche ai 40 m³; solo localmente essi danno luogo in superficie ad accatastamenti con interstizi aperti (Fig. 123b). In uno spaccato artificiale presente sul lato meridionale del dosso centrale si osserva la vera natura del deposito: si tratta di blocchi eterometrici, angolosi e molto angolosi, immersi in abbondante matrice composta prevalentemente da sabbia con ghiaia molto fine e fine (Figg. 123c e 123d). La struttura è massiva, ma con una locale tendenza alla isorientazione dei clasti e blocchi appiattiti. Dal punto di vista della composizione litologica i blocchi sembrano essere composti unicamente da micascisti quarzosi dell'unità di Tessa. La presenza di blocchi di grandi dimensioni sul tratto inferiore del versante sinistro della valle tra le località Colle e Alnedo, unita alla morfologia del versante soprastante ed alla composizione litologica delle rocce qui presenti, suggeriscono una provenienza proprio da questo settore, in particolare dalla fascia più acclive posta all'incirca tra i 1300 ed i 1400 m di quota.

Risalendo la Val di Racines, un secondo accumulo di frana è quello che costituisce il piccolo colle su cui sorge la Chiesa di St. Andreas, da cui il nome della località Colle. Uno scavo eseguito sul lato N del colle (Fig. 124) ha evidenziato la presenza di blocchi eterometrici, prevalentemente di marmi a silicati, poggiati su micascisti quarzosi.

L'accumulo di frana sembra costituire la parte più orientale di una serie di depositi che affiorano anche più ad W, sulla scarpata che borda a monte la S.P. 38 e soprattutto nei pressi di Prati, fin sopra l'area del Ripetitore del Digitale Terrestre (Fig. 125). Gli accumuli sono formati da blocchi eterometrici, con

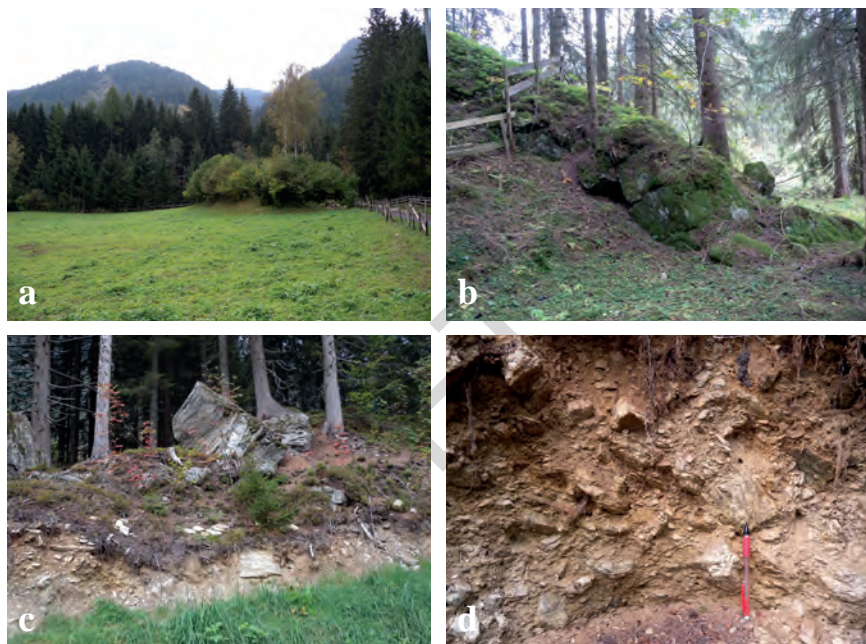


Fig. 123 - Frana a N della località Maso Rederer (Val di Racines): a) panoramica sul basso dosso che costituisce la parte più ad W dell'intero accumulo di frana in affioramento; b) accatastamento di blocchi nella parte a SW dell'accumulo; c) spaccato sull'accumulo di frana posto a S del dosso centrale: da notare la dispersione dei blocchi di maggiori dimensioni; d) dettaglio sulla facies dell'accumulo qui costituita da ghiaia e blocchi eterometrici, immersi in abbondante matrice sabbioso-ghiaiosa.

volume prevalentemente attorno al metro cubo o minore (volume massimo di circa 30 m^3), composti prevalentemente da marmi a silicati (Fig. 126a). Lo sviluppo dei soprastanti conoidi, dominati da processi di trasporto del tipo *debris-flow*, ha portato al quasi completo seppellimento dell'accumulo di frana, compromettendone fortemente l'evidenza morfologica. Da questo punto di vista il colle su cui sorge la chiesa di St. Andreas fa eccezione: esso si è parzialmente conservato in quanto sul margine distale del soprastante conoide. In ogni caso la presenza in zona di un accumulo di blocchi di frana è nota dal toponimo "Gand"⁽⁵⁾ che compare nella Carta Catastale Storica del 1858 e in KLEBELSBERG (1953, pag. 55).

L'accumulo di frana, formatosi per crollo a partire dalla parte superiore del versante sinistro della valle, ha parzialmente ostruito il fondovalle, creando un

(5) *Gand*, un'antica parola longobarda, significa sia frana/caduta sassi, sia accumulo di blocchi (PFAFF, 1933, p. 5).



Fig. 124 - Scavi a nord della collina su cui sorge la Chiesa di St. Andreas, in cui si osserva il substrato roccioso composto da micascisti quarzosi (1) e, sopra e a destra (2), blocchi eterometrici prevalentemente di marmi a silicati. Località: Colle in Val di Racines.



Fig. 125 - Panoramica sul versante sinistro della Val di Racines presso Colle: in (1) e in (2) i principali settori in cui affiora un'antica frana a blocchi, proveniente dalla parte superiore del versante soprastante, quasi completamente sepolta dai depositi prevalentemente da debris-flow di due grandi conoidi coalescenti (area prativa). Foto scattata dal versante opposto, presso Maso Blasegger.

piccolo lago da sbarramento sul lato a monte. L'individuazione sulla parte distale dell'accumulo, a margine della scarpata che lo delimita dalla sottostante S.P. e dunque dal Rio di Racines, di alcuni lembi dell'originaria superficie d'accumulo, non erosa, né coperta da altri depositi (Fig. 126b), ci indica che il fondovalle era ostruito fino a circa 1350-1360 m. Questa quota costituisce la soglia di tracimazione del lago sviluppatosi a monte e va perfettamente d'accordo con la quota massima dei depositi ivi presenti: 1350 m. L'accumulo di frana poggia localmente sul substrato roccioso come è localmente osservabile in alcuni settori alla base della scarpata. Questo evidenzia che il nuovo percorso scavato dal Rio di Racines, condizionato anche dallo sviluppo dei soprastanti conoidi, è un solco epigenetico. Per le frane sopra descritte, l'entità del rimodellamento e le caratteristiche dei suoli presenti suggeriscono una messa in posto nell'Olocene inferiore.

Tra le frane più caratteristiche per evidenza morfologica e tipologia del movimento vi è la frana presente a ENE del Lago del Forno, in Val Ridanna: l'accumulo ha una forma a blando conoide e termina nel lago riducendone, anche se di poco, l'ampiezza. I depositi sono formati da blocchi eterometrici di paragneiss a bande dell'Ötztal. Sulla superficie d'accumulo si notano canali da *debris-flow*, con pochissimi depositi alla base: è evidente, comunque, un certo rimodellamento dell'originaria superficie d'accumulo. Ben individuabile è la zona di provenienza della frana posta direttamente sopra l'accumulo, a partire dall'apice di quest'ultimo. La forma della nicchia è arcuata con una larghezza di circa 120 m. Sotto di essa si nota un'ampia superficie strutturale coincidente con un piano di foliazione principale. La frana è tipicamente una frana per scivolamento traslazionale-crollo che ha coinvolto un ammasso roccioso molto fratturato, con assetto a traverpoggio, localmente tendente a franapoggio. Altre frane in roccia per scivolamento traslazionale e crollo si osservano in Valle dell'Erpice, a N e ad W del Lago Torbo. Ad W del Lago Torbo vi è una frana, non cartografabile

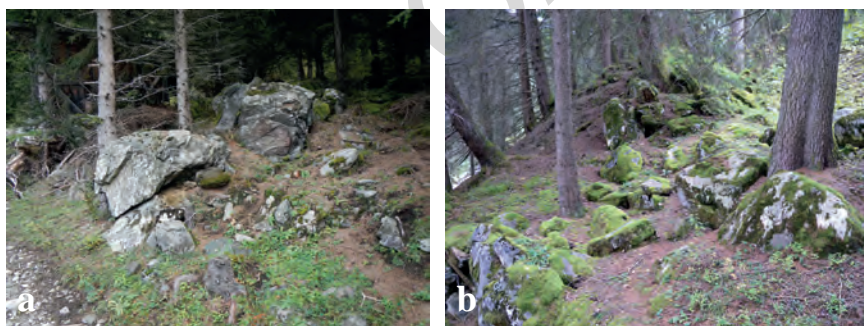


Fig. 126 - a) Blocchi prevalentemente di marmo a silicati nell'accumulo di frana presso il Ripetitore del Digitale Terrestre, a E di Prati; b) lo stesso accumulo di frana nei pressi del ciglio della scarpata che fa da bordo nord al solco torrentizio scavato dal Rio di Racines (a sinistra). Località: Colle, in Val di Racines.

alla scala della carta, che ha molti caratteri simili a quella del Lago del Forno sopradescritta: la forma dell'accumulo a conoide, i depositi che arrivano sul fondovalle e ne modificano il contorno, ma soprattutto il rimodellamento, qui più accentuato, legato a processi di *debris-flow* o ad apporti di detrito. Inoltre, come fattori predisponenti, anche qui vi è un controllo strutturale, sfavorevole, nella zona di provenienza della frana. Quest'ultima è individuabile nel canale e nelle pareti subito a monte della frana stessa.

Frane che coinvolgono gli ammassi rocciosi, legate a condizioni predisponenti analoghe (piani di foliazione e/o fratturazione a franapoggio, intersezione di più sistemi di discontinuità), con movimento per scivolamento traslazionale e/o crollo, inoltre presenza di grandi blocchi nell'accumulo, sono presenti anche in altre località: in Valle del Tumulo (ad es. a N della Croda di Cintola; a SE del Monte dell'Agnello di Dentro), in Valle del Lago (ad es. allo sbocco, sul fianco destro; a NW de La Testa del Lago, Fig. 127), in Val Passiria (ad es. W della cima Testa Scheib), ecc. Alcune di esse non sono state rappresentate per motivi di scala.



Fig. 127 - Panoramica sul versante destro della Valle del Lago dominata sullo sfondo dalla cima Testa (2817 m). In primo piano alcune frane a grossi blocchi a NW del La Testa del Lago, favorite dalla disposizione a franapoggio della foliazione principale e dai sistemi di diaclasi che coinvolgono l'ammasso roccioso.

Grandi frane di scivolamento in roccia sono presenti in varie località. In Val Passiria il fenomeno più esteso è senz'altro quello della frana del Monte Ganda, sul versante sinistro dell'alta Passiria, già introdotto nel Cap. II e che verrà descritto nel § VII.2. Si tratta di una frana attiva, ben nota dal punto di vista storico in quanto lo scivolamento a valle della frana ha creato uno sbarramento, con conseguente formazione di un lago nell'area a monte. Il lago ebbe una storia complicata, correlata con l'attività di scivolamento a valle della frana. La prima formazione del lago risale al 1401 d.C., mentre l'estinzione dello stesso risale al 1774, quando esso venne prosciugato ed in seguito divenne area di sedimentazione del Passirio con conseguente sepellimento dei depositi lacustri. Nel periodo intermedio sono note più fasi di svuotamento e riformazione (cfr. § VII.5. in BARGOSI *et alii*, 2010), con ondate di piena che ebbero ripercussioni in tutta la valle sino a Merano. Anche la sedimentazione di fondovalle risenti di tali eventi con deposizione di facies di alta energia e locali fenomeni di incisione e terrazzamento. La frana del Monte Ganda si trova all'interno di una più ampia area coinvolta in un fenomeno di deformazione gravitativa profonda di versante che interessa ampia parte del versante sinistro dell'alta Passiria (cfr. § VII.3.). Un'altra grande frana che coinvolge una grande porzione del versante sinistro dell'alta Passiria è sopra Belprato. Altri fenomeni di questo tipo che coinvolgono in vario grado ampi settori di versante sono nella Valle di Valtina (a N della Punta di Tramontana e sotto la Forcella di Val Sala), in media Passiria (a S della Piccola Punta di Monte Croce), in Val Ridanna (ad es. a NW di Opificio) e in Val di Flères (a N di Monte Maraccio). Molti di questi fenomeni coinvolgono settori del substrato roccioso interessati da "spostamento in blocco" verso valle.

Depositi glaciali e crionivali

Evidenze di una dinamica glaciale sviluppatasi nel corso dell'Olocene, in epoca precedente alla PEG, sono piuttosto limitate ed incerte.

L'interpretazione si basa soprattutto sulla scarsità dell'evoluzione pedogenetica, rapportata ai depositi più antichi, e sulla posizione dei depositi, più a valle rispetto agli apparati o depositi attribuiti alla PEG. I depositi sono costituiti prevalentemente da *diamicton* massivi, a supporto di matrice, con clasti in prevalenza da subangolosi a subarrotondati, composti da litologie locali, interpretati come *till* d'ablazione. Gli affioramenti sono modesti sia in termini di estensione, sia di spessore (da alcuni metri ad una decina di metri): i principali si trovano nel bacino del Rio Ridanna (vd. oltre), a quote superiori ai 2500 m. In ogni caso l'inquadramento stratigrafico di questi depositi risulta talora non conclusivo.

Di inequivocabile significato e di grande importanza stratigrafica è invece l'affioramento presente in località Sandböden (Valle dell'Erpice in alta Val Ridanna), sul fianco destro del Rio Ferner, a SSW del Rifugio Vedretta Piana (Fig. 128). Qui il rio ha inciso i depositi glaciali presenti sulla piana, dando luogo ad una scarpata di erosione che arriva localmente a 8-9 m di altezza. Nella parte



Fig. 128 - Fianco destro del Rio Ferner, qui caratterizzato da una scarpata alta alcuni metri, in attiva erosione, in cui affiorano depositi glaciali postglaciali e della PEG, cartografati rispettivamente nel PTG indistinto e nel subsistema dell'Amola (vd. testo). Località: Sandböden in Valle dell'Erpice (alta Val Ridanna). Per l'ubicazione dell'area ritratta nell'immagine vd. anche Fig. 132. (Foto di T. Abbà).

più orientale della scarpata è presente una successione così composta, dall'alto verso il basso (Fig. 129a):

Unità 1: è composta da circa 1,8 m di un *diamicton* a supporto di matrice, massivo, ricco di clasti eterometrici, da subarrotondanti ad arrotondati. All'interno del *diamicton* sono presenti livelli, talora lenti, di spessore pluricentimetrico (5-20 cm), a geometria planare, composti da sabbia fine limosa, di colore grigio, ma anche da sabbia media e grossa, gradata. L'interpretazione, è che si tratta di *till* di fusione (*melt-out till* sopraglaciale), con subordinate intercalazioni di depositi trattivi, fluvio-glaciali, di bassa energia. Esso poggia su circa 20 cm di un *diamicton* a netto supporto di matrice, di colore grigio scuro, ben addensato, localmente caratterizzato dalla presenza di piani di taglio. Questo orizzonte, interpretato come *till* d'alloggiamento, poggia, con contatto apparentemente concordante su:

Unità 2: intervallo di circa 50 cm di spessore, formato da strati di sabbia o di sabbia ghiaiosa, di colore bruno, contenente sottili livelli organici intercalati (2 in Fig. 129a). Inoltre, sono localmente presenti legni (radici in prevalenza), con diametro che arriva fino a 4-5 cm (Fig. 129b).

Non mancano settori chiaramente pedogenizzati, contenenti sostanza organica diffusa, così come resti vegetali minuti dispersi all'interno di una matrice prevalentemente sabbiosa. Il tutto non è in posizione primaria, ma è inglobato in strati a geometria irregolare, composti da sabbia ghiaiosa o da

diamicton. L'interpretazione è che questi particolari rapporti siano dovuti all'azione del ghiacciaio della Vedretta Piana, che, nel corso della PEG, avanzando nell'area, ha "arato" i depositi glaciali preesistenti. Questo ha dato luogo ad una debole e localmente trascurabile erosione della parte più superficiale del suolo preesistente, con trasposizione poco più a valle (qualche metro?) di ampie zolle di tali sedimenti. Contemporaneamente sedimenti glacialigenici di neoformazione sono stati spremuti ed interposti ad essi. Pertanto, il sottile strato di *till* d'alloggiamento sopra descritto può essere inquadrato nella fase di massima avanzata della PEG ed andrebbe cartografato all'interno del subsistema dell'Amola. Tuttavia, questo non è stato possibile per motivi di scala. Al contrario il *till* di fusione sopraglaciale soprastante è cronologicamente inquadrabile nella fase di ritiro posteriore alla PEG e dunque viene cartografato nell'unità post Piccola Età Glaciale (vd. § 3.4.3.2.).

Unità 3: al di sotto dell'unità 2, fino alla base della scarpata, è presente un *diamicton* a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa, massivo, di colore grigio, ben addensato, contenente clasti prevalentemente arrotondati e subarrotondati, formati da abbondanti paragneiss, gneiss, con subordinate anfiboliti, quarziti ed altre litologie (3 in Fig. 129a). Quest'intervallo è interpretabile come *till* d'ablazione e costituisce la parte superiore di un'unità glacialigenica più antica su cui poggiano i depositi del subsistema dell'Amola. Come sopra indicato, al tetto di tale unità vi è un suolo, debolmente eroso, che, in base al grado di evoluzione pedogenetica, permette di inquadrarla nell'Olocene, escludendo la parte più antica di questo periodo. Pertanto, tale unità è stata cartografata nel sistema Postglaciale Alpino indistinto.

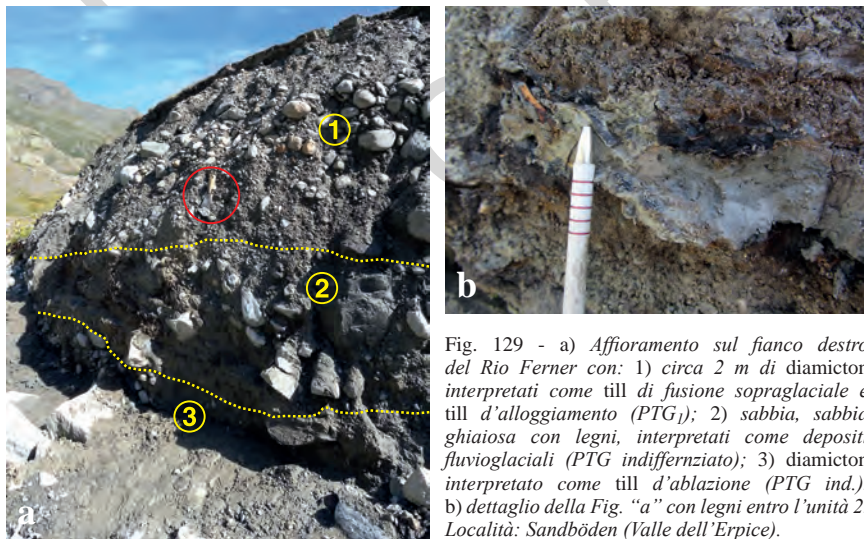


Fig. 129 - a) Affioramento sul fianco destro del Rio Ferner con: 1) circa 2 m di diamicton interpretati come till di fusione sopraglaciale e till d'alloggiamento (PTG₁); 2) sabbia, sabbia ghiaiosa con legni, interpretati come depositi fluvio-glaciali (PTG indifferenziato); 3) diamicton interpretato come till d'ablazione (PTG ind.). b) dettaglio della Fig. "a" con legni entro l'unità 2. Località: Sandböden (Valle dell'Erpice).

La presenza di legni e di altri resti vegetali ha consentito di effettuare delle datazioni con il metodo C-14 che forniscono delle età massime per quanto riguarda l'avanzamento del ghiacciaio Vedretta Piana in quest'area. A tale scopo sono stati campionati resti vegetali al tetto dell'unità e a circa 10 cm sotto di esso. Essi hanno fornito età calibrate che comprendono l'intervallo temporale tra circa il 1160 e il 1390 d.C. (vd. tabella 2, campioni Ferner 1 e Ferner 2). Tali datazioni hanno un'ottima corrispondenza con la fase calda precedente alla PEG, nota come "Periodo Caldo Medievale" (secoli IX-XIII) (cfr. ad es. OROMBELLI, 2007). Storicamente condizioni climatiche particolarmente favorevoli in quest'area che, ricordiamo, si trova sopra i 2150 m di quota, sono indirettamente confermate da quanto scrive il "*Bote von und für Tirol und Vorarlberg*" dell'agosto 1825. Riportiamo una parte del testo così come appare in FRANCHI & DINALE (2015): (...) *Poco sopra (l'Accla) in una grande piana, c'era più di cent'anni fa un meraviglioso alpeggio che ora è coperto di ghiacci perpetui* (...). CASTIGLIONI (1930b, pag. 154) riporta che tale area veniva chiamata «*die Schöne*» e «*che evidentemente doveva stendersi nella conca della «Vedretta Piana»*», che corrisponde con l'area oggi indicata come "Sandböden". Il ritrovamento di legni e di radici, ci indica che in quest'area, oltre alla presenza di una vegetazione erbacea, vi era una vegetazione arbustiva ed arborea, quest'ultima probabilmente di basso fusto. I *till* soprastanti sono inquadrabili nella PEG (vd. § 3.4.3.1.) e nella fase di ritiro posteriore alla PEG (vd. § 3.4.3.2.).

Tra i depositi cartografati sono da segnalare quelli presenti nella Valle dell'Erpice di Ponente (bacino del Rio Ridanna) che presuppongono la confluenza dei ghiacciai locali in un'unica lingua, con una fronte posta a N, ad una quota di circa 2565 m. Rimanendo nel bacino del Rio Ridanna altri depositi sono nel circo a NE del Lago dell'Erpice e a sud della località Sandböden, nel tratto terminale della Valle dell'Erpice. Qui è presente un cordone morenico, di scarsa evidenza morfologica, molto scheletrico, composto prevalentemente da blocchi eterometrici poco arrotondati prevalentemente di paragneiss. Esso si sviluppa sui due fianchi della Valle dell'Erpice, con maggiore estensione su quello destro (6 in Fig. 132). A livello del Rio del Lago Torbo esso definisce una posizione del ghiacciaio Vedretta Piana (cfr. § 3.4.3.1.) di circa 150 m più a sud del limite di massima avanzata della PEG storicamente documentato e riportato nella cartografia degli inizi del XIX secolo (cfr. ad es. Fig. 33). Per tale motivo e per il maggiore sviluppo della copertura vegetale e del grado di alterazione dei depositi qui presenti, questi sono stati cartografati in forma indistinta nell'unità in esame. Rimane incerto il significato della breve dorsale a direzione circa ENE-WSW, adiacente al Rio dell'Erpice ed interposta al cordone morenico scheletrico sopra descritto. Sulla scarpata erosiva che la borda ad E affiorano in prevalenza *diamicton* a supporto di matrice, massivi, ma anche ghiaie massive mal stratificate, sabbie, sabbie ghiaiose o limose (in carta non sono riportate per motivi di scala). Le facies nel complesso indicano un prevalere dei processi di trasporto in massa, ma anche la presenza di processi trattivi con un certo grado di competenza. I depositi hanno, inoltre, una certa antichità come sembra indicare la presenza di strati variamente cementati.



Fig. 130 - Protalus rampart a circa 2100 m di quota, a SW del Tribulaun di Flères. Località: Val di Flères, presso il sentiero n. 8 che sale al Rifugio Calciati al Tribulaun.

Sono stati cartografati come depositi crionivali gli accumuli detritici noti come argini detritici di nevaio (*protalus rampart*), ubicati generalmente alla base di un versante. Si tratta di accumuli composti da ghiaia e blocchi, o blocchi prevalenti, a tessitura aperta o parzialmente aperta, con elementi spigolosi di provenienza locale. La morfologia è a cordone, generalmente parallelo al versante stesso e/o leggermente concavo verso l'alto, avente altezza di alcuni metri e lunghezza comunemente di alcune decine di metri. Esso è separato dal versante soprastante da un vallo più o meno marcato, in taluni casi parzialmente riempito da detrito di versante o da depositi di origine mista. Comunemente gli accumuli in esame si trovano sopra i 2000 m di quota, in aree non coperte da bosco, nella parte alta delle valli principali o delle convali. Gli esempi più caratteristici si rinvencono in alta Val di Flères, sopra il sentiero per il Rifugio Calciati al Tribulaun, tra i 2100 ed i 2200 m di quota (Fig. 130).

Depositi antropici

I depositi antropici più importanti sono presenti sul fondovalle del F. Passirio: si tratta in genere di ghiaie miscelate a sabbie o sedimenti fini, spesso derivanti dai prodotti di scarto del lavaggio di vagli. Questo è tipico delle aree di riempimento di cave esaurite (ad es. a sud di S. Leonardo in Passiria e a sud di Corvara in

Passiria) (cfr. anche §. VII.5.1.). In quest'ultimo caso possono raggiungere lo spessore di circa 10-15 m. Formati prevalentemente da ghiaia e blocchi sono invece i terrapieni di piazzali o parcheggi (ad es. il Poschhaus in Val di Lazzago), oppure i tomi paravalanghe (ad es. presso la Lidoferhütte in Val di Flères o a N del Passo Giovo), così come parte delle conche che ospitano bacini antincendio (ad es. presso la Malga Sociale in Val di Racines).

Tra i depositi antropici possiamo includere anche gli accumuli di discarica di miniera che caratterizzano tutta l'area mineraria di Monteneve (vd. § VII.5.3.), in particolare la conca di Monteneve, ma che sono presenti, seppur limitatamente, anche nell'Alpe di Lazzago (bacino del Rio Ridanna), della Val di Racines ed in Val di Flères (località Stein Wiesen). Si tratta di cumuli isolati o raggruppati in areali più o meno estesi, formati prevalentemente da ghiaia ben classata, ma anche da ghiaia sabbiosa, talora con blocchi. Lo spessore varia da circa 1 a 7-8 m, con valori che probabilmente arrivano anche ai 10 m nel settore a nord della Palude del Lago. Essi costituiscono il materiale scartato con l'estrazione del minerale utile o con la prima lavorazione dello stesso. Si ricorda che solo alla fine del XVIII secolo venne messa a punto la tecnica per la fusione della blenda zincifera, per cui da tale periodo le discariche esistenti furono oggetto di sfruttamento per la ricerca di tale minerale, un tempo scartato in quanto non lavorabile (TASSER, 1994).

I sedimenti cartografati nel sintema Postglaciale Alpino indistinto hanno spessore che, a seconda dei casi, può variare da uno fino a circa un centinaio di metri, mentre dal punto di vista cronologico sono inquadrabili tra il Pleistocene superiore *p.p.* e l'Attuale.

3.4.3.1. - Subsintema dell'Amola (PTG₁)

Il subsintema dell'Amola costituisce un'unità di rango minore entro la quale vengono cartografati i depositi glacigenici legati alla Piccola Età Glaciale (PEG). Come l'analoga unità dell'adiacente Foglio geologico a scala 1:50.000 013 "Merano" (BARGOSSÌ *et alii*, 2010) essa ha le seguenti caratteristiche:

- 1) comprende i depositi glacigenici attribuibili alla PEG e quelli posteriori ad essa fino all'attuale;
- 2) oltre a depositi glacigenici (*till* d'ablazione ed indifferenziato, depositi di contatto glaciale, glaciolacustri e fluvio-glaciali) strettamente correlabili con gli apparati glaciali della PEG, comprende anche depositi non glacigenici (depositi di versante, accumuli gravitativi, depositi alluvionali e fluvio-glaciali, depositi di origine mista), formati unicamente in aree liberatesi dal ritiro glaciale in epoca posteriore alla fase di massima avanzata della PEG.

Inoltre, rispetto al succitato Foglio, all'interno del subsintema dell'Amola è stata definita un'unità informale, indicata con il nome di "unità post Piccola Età Glaciale", entro la quale sono stati cartografati tutti quei depositi che sono legati a morfodinamiche successive alla fase di massima avanzata della PEG, per i

quali sono disponibili dati storici, fotografici, cartografici, ma anche di terreno, per cui è stato possibile operare una chiara distinzione. Molti dei depositi glacialigenici cartografati all'interno di quest'unità informale sono legati al forte ritiro glaciale degli ultimi decenni, ben evidenziato dai rilievi glaciologici e da un'ampia documentazione fotografica. Quest'unità informale non rappresenta tutti i depositi posteriori alla PEG, ma solo quelli chiaramente distinguibili e cartografabili. Tutti gli altri depositi non chiaramente distinguibili da quelli della massima avanzata della PEG sono stati cartografati in forma indistinta nel subsistema dell'Amola. Ad esempio, questa scelta cartografica è stata seguita per i depositi della Vedretta Nera in Valle del Tumulo (alta Passiria).

Nell'area del Foglio le testimonianze riferibili alla PEG sono nel Gruppo delle Alpi Passirie, in particolare sul fianco sinistro della Val di Plan e sulla testata della Valle del Lago, e nelle Alpi Breonie occidentali. In quest'ultimo caso gli apparati glaciali della PEG sono più numerosi ed estesi. L'ubicazione è nella testata della Val di Flères, della Val Ridanna e della Valle del Tumulo, dove sono ancora presenti ghiacciai che derivano dal ritiro di quelli della PEG o dal loro smembramento in apparati più piccoli o in singole lingue. Già negli anni '30 del secolo scorso, all'epoca dei rilievi eseguiti da Bruno Castiglioni (CASTIGLIONI, 1928, 1930a e 1930b), alcuni dei ghiacciai minori della PEG erano del tutto scomparsi come si può dedurre dall'esame della Fig. 102. Questo ha riguardato soprattutto il fianco sinistro della Val di Plan, sotto la Catena di confine.

Il riconoscimento dei depositi glaciali riferibili alla PEG si è basato non solo sul rilevamento di terreno con l'acquisizione di elementi di datazione relativa, ma anche sull'analisi della cartografia storica (ad es. HAUSHOFER & HOFFMANN, 1876 e 1878; HENTZNER & HELLFARTH, 1869) di fotografie e disegni d'epoca, tenendo conto anche del contributo della letteratura disponibile per questa regione (BARTH & PFAUNDLER, 1865; CASTIGLIONI, 1928, 1930a e 1930b; KNOLL, 2009; KNOLL & KERSCHNER, 2009; KNOLL *et alii*, 2009; MOSNA, 1924; PFAUNDLER, 1871; RICHTER, 1888 e 1903). Le principali carte topografiche esaminate sono elencate in coda alla bibliografia.

La sezione di riferimento per i depositi in esame è senz'altro quella individuata in località *Sandböden* sul fianco destro del Rio Ferner, a SSW del Rifugio Vedretta Piana, già descritta in § 3.4.3. (vd. "*Depositi glaciali e crionivali*"), cui si rinvia.

I *till* d'ablazione sono i più estesi e diffusi. Essi sono composti da *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con clasti ad arrotondamento in genere più elevato in corrispondenza di grandi apparati glaciali e meno elevato per i piccoli ghiacciai di pendio. La composizione litologica è direttamente dipendente da quella del bacino soprastante; il contenuto in matrice sabbiosa può superare localmente anche il 50%. Più rari sono i *diamicton* a supporto clastico, massivi, talora derivanti dal dilavamento dei fini da parte delle acque di fusione glaciale. Esempi in questo senso sono osservabili sul margine orientale e settentrionale della piana di Sandböden (alta Val Ridanna), dove si estendeva il ghiacciaio della Vedretta Piana. Le morfologie d'accumulo sono comunemente ben conservate.

Tuttavia molte morene sono poco pronunciate o adossate le une alle altre. In altri casi il processo di degradazione ad opera del ruscellamento superficiale e del colluviamento è piuttosto spinto e ne rende difficile il riconoscimento.

Till indifferenziati sono stati cartografati in varie località dove gli affioramenti erano fortemente degradati o dove non accessibili per un esame diretto. In pochi casi i *till* indifferenziati rappresentano *till* d'ablazione e d'alloggiamento strettamente connessi, non rappresentabili separatamente per motivi di scala. Si tratta anche in questo caso di *diamicton* massivi piuttosto simili a quelli in precedenza descritti.

I depositi glaciolacustri affiorano in poche località ai margini dell'area occupata dal Ghiacciaio di Malavalle. A N del Lago Vogel affiorano depositi glaciolacustri in corrispondenza del vecchio sentiero che ricalca la culminazione della morena più esterna della PEG o è subito al di fuori di essa. Qui affiorano per pochi metri sabbie, debolmente ghiaiose, di colore bruno grigiastro, contenenti massi sparsi di gneiss prevalentemente angolosi. Sulla scarpata di un piccolo scavo eseguito *ad hoc* si osserva la presenza di sabbie medie e grosse in pacchi di lamine centimetriche, con l'intercalazione di strati di sabbie fini limose di colore grigio (Fig. 131a). Nell'insieme si nota una stratificazione mal definita, disturbata da strutture che potrebbero corrispondere a dislocazioni tipo faglie a modesto rigetto. L'interpretazione è che le facies qui descritte appartengono ad un sistema deposizionale identificabile come un piccolo lago di contatto glaciale, sviluppatosi ai margini del ghiacciaio di Malavalle, quando questo era in fase di accrescimento, ma non aveva ancora raggiunto la sua massima estensione in questa zona. Nella fase di massima espansione il ghiacciaio di Malavalle deve essere avanzato ai lati fin quasi a sormontarlo. La posizione raggiunta dal ghiacciaio durante questa fase è attestata dalla presenza di due morene, l'una adossata all'altra, proprio in corrispondenza del sentiero come sopra accennato. Questo spiegherebbe la presenza di *till* d'ablazione sopra le facies lacustri, ma anche lo scarso spessore che esso avrebbe, almeno localmente, tanto da consentire l'affioramento di queste ultime. In ogni caso i depositi glacio-lacustri più estesi e con una storia più conosciuta sono quelli presenti a S della conca di Sandböden, a ridosso del limite raggiunto dal ghiacciaio Vedretta Piana nella fase di massima espansione della PEG. Qui affiorano, in superficie e localmente su scarpate di erosione, sabbie per lo più medie e fini, di colore bruno giallastro (Figg. 131b-d). Gli affioramenti sono circoscritti. La morfologia è a terrazzo o più spesso quella di piccoli dossi molto appiattiti. Ai lati sono presenti *diamicton* massivi, poveri di matrice, interpretabili come *till* d'ablazione sopraglaciale. Questi ultimi danno luogo a cordoni poco elevati o a stretti terrazzi, sovente mal definiti. La disposizione segue grosso modo le curve di livello: ne consegue una disposizione a semicerchio, con la concavità verso N, percepibile anche con l'osservazione da foto aerea. Localmente i *diamicton* sormontano le sabbie. Questo è ben evidente a destra del Rio del Lago Torbo, dove l'erosione operata dal rio evidenzia i rapporti tra le varie facies qui presenti (Fig. 131c). CASTIGLIONI (1930b) pone in relazione queste morfologie con l'abbassamento della superficie

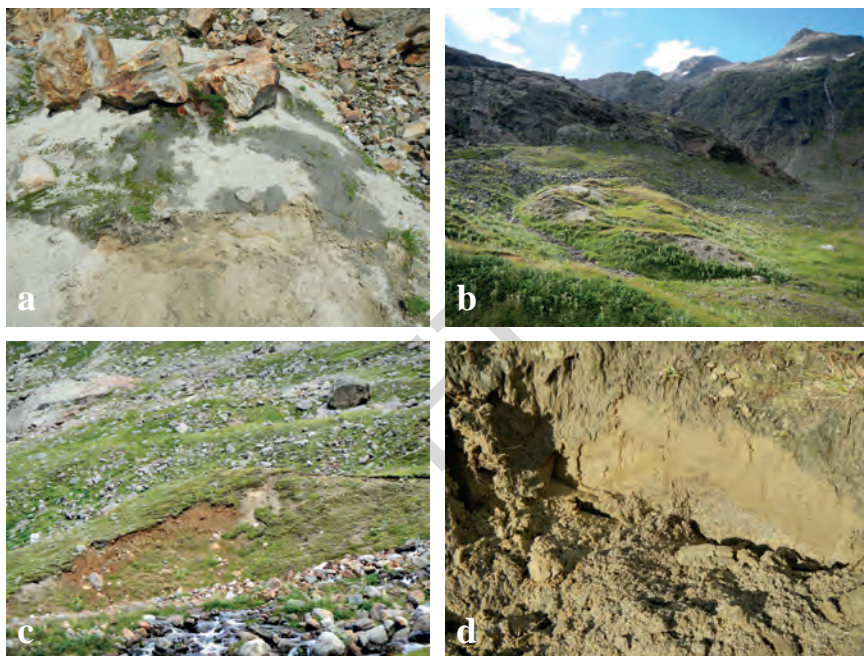


Fig. 131 - a) Sabbie debolmente ghiaiose depositatesi all'interno un piccolo lago di contatto glaciale, presenti sul sentiero a N del Lago Vogel (alta Val Ridanna). b) sabbie di origine glaciolacustre in un affioramento con morfologia a dosso irregolare appiattito; c) sabbie di origine glaciolacustre associate a diamicton in corrispondenza della scarpata che borda un piccolo terrazzo; d) dettaglio sulle facies sabbiose glaciolacustri presenti in un affioramento limitrofo a quello della foto precedente (l'altezza dello spaccato è di circa 25 cm). Località foto b, c, d: a S di Sandböden, allo sbocco della Valle dell'Erpice (alta Val Ridanna).

ghiacciata: (...) “Una temporanea sosta in questo processo è segnata sui pendii circostanti da una terrazza morenica, o da più terrazze sovrapposte, come allo sbocco della Valle dell'Erpice, dove esse si raccordano con terrazze alluvionali, e dove prevalgono i sedimenti sabbiosi finissimi, testimoni dell'antico laghetto”.

In effetti, sulla superficie di alcuni di questi piccoli terrazzi prevalgono delle ghiaie mal selezionate piuttosto che dei *diamicton*, interpretabili come depositi alluvionali. Dal punto di vista genetico quest'associazione di facies, caratterizzata dalla presenza di *diamicton* a supporto di matrice, massivi, da sabbie massive o stratificate, inoltre da ghiaie mal selezionate, con una morfologia a terrazzetti scaglionati a quote diverse, è riconducibile ad un ambiente di contatto glaciale. Sulla carta geologica, per motivi di scala, tali facies sono state cartografate assieme ai depositi glaciolacustri sopra descritti. La presenza di un lago glaciale sul lato sud della conca della Vedretta Piana è ben documentata storicamente. La prima testimonianza è in un giornale locale, il *Bote von und für Tirol und*

Voralberg⁽⁶⁾ dell'agosto del 1825: (...) “*Se ci dirigiamo verso ovest arriviamo alla valle chiamata Egget, dalla quale dipende il destino dei poveri abitanti di Ridanna. Qui ogni anno si forma un lago, lungo mezz'ora di cammino e largo un quarto d'ora, alimentato da neve fusa e acqua del ghiacciaio; il lago è sbarrato da un alto muro di ghiaccio. Sono fortunati i valligiani se questo muro riesce a tenere la pressione dell'acqua, cosicché questa defluisca dall'alto, come è successo negli ultimi tre anni; ma sono sfortunati se questo muro si rompe ai lati o sotto, liberando le acque con incredibile forza verso Ridanna (...)*” (Trad. di R. Dinale). Aggiungiamo quanto scrive nel 1930 Castiglioni: *Tale lago è poi rimasto tristemente famoso per le inondazioni che provocava nella Val Ridanna, ogni qualvolta le acque trovavano improvviso scarico sotto il ghiacciaio. Queste rotte si sono ripetute per oltre un secolo, se è vero che già nel 1745 si costruivano le prime difese, cioè lo sbarramento del Piano dell'Accla, 2 km più a valle, trasformato in bacino di ritenuta* (CASTIGLIONI, 1930b). Questa informazione indirettamente ci dice che la formazione della Vedretta Piana può essere fatta risalire almeno alla prima metà del XVIII secolo e che già all'epoca esisteva un lago di sbarramento glaciale.

PFAUNDLER (1871, tav. f.t., vd. Fig. 33) lo ritrae in corrispondenza del settore in cui il Rio del Lago Torbo confluisce nella conca e lo indica come *Eissee*⁽⁷⁾. Si trattava dunque di un lago di contatto glaciale in posizione di margine, sbarrato dal ghiacciaio e con alimentazione duplice: dal ghiacciaio (acque di fusione, piccoli iceberg) e dal Rio del Lago Torbo. Il RICHTER (1888) indica che nell'agosto del 1886 il bacino lacustre era senz'acqua, ma che il suo perimetro era ancora chiaramente riconoscibile. All'epoca la Vedretta Piana era ridotta allo spessore di poche decine di metri, ed era già incominciata la sua estinzione. Questa avveniva non tanto a partire dal settore a quota minore (nella gola, ad est), ma sul lato destro (a sud), per effetto delle acque del lago, che ancora si riformava, pur con dimensioni ridotte, e del torrente subglaciale. Inoltre, si era formata nel ghiacciaio, poco a N dell'Eissee, una grande e profonda depressione a forma di anfiteatro, su cui si riversavano le acque di fusione glaciale (RICHTER, 1888, Tav. 2). È attorno al 1889 che vengono meno le condizioni per il riformarsi dell'Eissee. Secondo la ricostruzione di CASTIGLIONI (1930b) a tale epoca risale il distacco del setto di ghiaccio che bordava a S la grande depressione a forma di anfiteatro sopra descritta. Inoltre, la fronte glaciale all'epoca doveva essersi già ritirata quel tanto che bastava da non essere più a contatto con il pendio in roccia. *Il torrente (...) usciva dal ghiaccio prima di unirsi con l'emissario del Lago Torbo e raggiungeva la gola all'uscita della conca, senza quasi più passare sotto al ghiaccio* (CASTIGLIONI, 1930b, pag. 156).

La ricostruzione della massima avanzata durante la PEG del ghiacciaio di Malavalle, il più esteso ghiacciaio della Provincia Autonoma di Bolzano, è

(6) Messaggero del Tirolo e Voralberg.

(7) Lago Ghiacciato.

ben illustrato nella pubblicazione di CASTIGLIONI (1930b), che si basa anche su quanto già pubblicato in precedenza. Nella fase di acme, databile attorno al 1850, il ghiacciaio si spingeva a valle, occupando tutta la conca attualmente indicata come *Sandböden* e andando a formare la cosiddetta “Vedretta Piana”. Il limite raggiunto dal ghiacciaio nella conca è ancora ben visibile come si può notare in Fig. 132. Nella tavola a scala 1:10.000, intitolata “*Zungen-Ende des Übeltaiferners 1902*”, che accompagna la Guida per le Escursioni del 9° Congresso Geologico Internazionale (PENCK & RICHTER, 1903), tale limite è segnato in carta ed è indicato come “Limite superiore del vecchio ghiacciaio, al tempo stesso limite della vegetazione”. Secondo quanto riportato da PFAUNDLER (1871) il ghiacciaio raggiungeva ancora tale limite nel 1855. All’epoca dei rilievi di CASTIGLIONI (cit.), cioè gli anni ’30 dello scorso secolo, tale limite era evidenziato da “(...) *resti morenici freschi, dalla mancanza di vegetazione e dalla nudità delle rocce levigate*”. A N di Cima Ippes (2366 m) il ghiacciaio arrivava ad una decina di metri sotto la sella qui presente, mentre, ancora più a N, si insinuava nella gola della Valle dell’Erpice raggiungendo i 2090 m di quota. Ancora nel 1865 BARTH & PFAUNDLER ne descrivevano la parte terminale come sospesa e di forma appuntita. Sul lato N il ghiacciaio lambiva il Rifugio Vedretta Piana, la cui

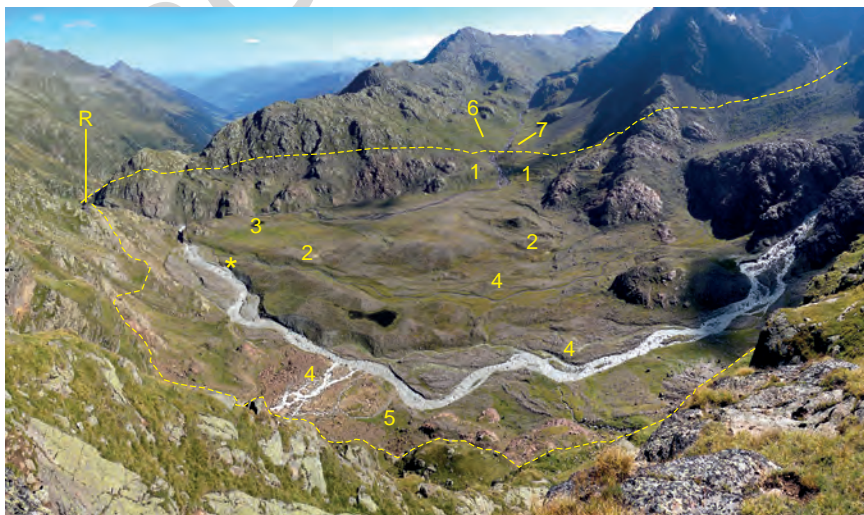


Fig. 132 - Panoramica sulla conca denominata *Sandböden*, sulla bassa Valle dell’Erpice e sui rilievi circostanti dalla località Monti dei Camosci (a SW del Rifugio Vedr. Pendente). A tratteggio è indicata la posizione raggiunta dal ghiacciaio Vedretta Piana durante la fase di massima avanzata nel corso della PEG. La seguente numerazione indica alcuni dei depositi più significativi qui presenti: 1) depositi glaciolacustri e di contatto glaciale (PTG₁); 2) depositi glaciolacustri (PPU); 3) depositi lacustri e palustri (PPU); 4) depositi fluvioglaciali (PPU); 5) depositi fluvioglaciali terrazzati (PTG₁); 6) morena scheletrica (PTG ind.); 7) till ed altri depositi di significato incerto (PTG ind.). Con un asterisco è indicato l’affioramento con legni ritratto in Fig. 129, R = Rifugio Vedretta Piana.

prima costruzione, risalente agli anni 1887-1889, è in un sito non molto lontano dal limite raggiunto dal ghiacciaio. Risalendo la valle qualche incertezza sulla posizione raggiunta nella PEG si ha nell'area sopra il Lago Vogel. In quest'area è presente un altro ghiacciaio, che è il ramo più occidentale della Vedretta Pendente, ramo che in alcune carte storiche (ad es. *Karte der Stubai-Alpen, Südblatt (Hochstubai)*, 1937) è indicato come Geißwandferner. I due ghiacciai nella PEG sono mai venuti a contatto tra loro? Dai dati raccolti sembrerebbe di no, così come indicato in PFAUNDLER (1871). In ogni caso la fronte del Geißwandferner si doveva posizionare circa 200 m più valle della Croda della Capra (2974 m), con fronte molto pendente, a più lobi.

Sull'altro lato della valle il Ghiacciaio della Parete Alta rimaneva separato da quello di Malavalle per circa un centinaio di metri.

Spostandoci sulla testata della Valle dell'Erpice, per quanto riguarda il ghiacciaio omonimo, sembra che durante la fase di massima avanzata della PEG esso avesse una fronte quasi bilobata, con un lobo più alto che si doveva assestare presso i laghetti Senner Egeten e quello più basso, circa un centinaio di metri a valle del lago dell'Erpice di mezzo. A questa conclusione contribuisce la distribuzione dei licheni sul dosso interposto e la presenza di piccole depressioni a ridosso di uno dei due succitati laghetti. Tali depressioni vengono interpretate come depressioni da fusione di nuclei di ghiaccio morto. In ogni caso non vi sono evidenze che il Ghiacciaio del Dosso fosse unito ad esso, mentre, poco più a nord, il Ghiacciaio orientale del Capro arrivava con la propria fronte quasi alla base delle pareti rocciose (Fig. 133).



Fig. 133 - L'apparato glaciale frontale della PEG del Ghiacciaio orientale del Capro, parzialmente rimodellato dai torrenti di fusione glaciale alimentati da quel che rimane del ghiacciaio nascosto dietro le pareti rocciose visibili in secondo piano (Valle dell'Erpice, alta Val Ridanna).

In Val di Flères è ben evidente l'apparato glaciale del Montarso, con tracce che indicano una fronte che durante la PEG arrivava a circa 2070 m s.l.m. (Fig. 2). Più incerta è invece la posizione raggiunta dal Ghiacciaio della Stua: morene frontali attribuibili alla PEG sono conservate a monte del lago omonimo. È dubbio che il ghiacciaio sia mai arrivato sulla conca in roccia in cui si sviluppa il lago, come indicherebbero alcune carte storiche (ad es. la *Dritte/Vierte Landesaufnahme Tirol (SW-Ausgabe)* in b/n del 1890-1917, basata su rilevamenti che risalgono prevalentemente al 1869-1873⁽⁸⁾), in disaccordo con altre quasi contemporanee (ad es. *Dritte Landesaufnahme 1864-1887*, a colori, basata su rilevamenti del periodo 1870-73⁽⁹⁾). Incerta è anche la presenza di un piccolo apparato glaciale a N del Lago della Stua, sotto la Catena di confine, nonostante che il relativo tematismo IGM sia ancora presente nell'ultima edizione delle tavolette. In ogni caso dai rilievi effettuati sembra che vi siano effettivamente dei depositi attribuibili alla PEG. Sul lato opposto della valle, durante la PEG, i ghiacciai di Gavignes dovevano formare un unico ghiacciaio come già indicato da CASTIGLIONI (1930b), con fronti che localmente potevano arrivare attorno ai 2400 m di quota (Fig. 3). In carta appaiono anche a quote minori per effetto di rimobilizzazione da parte di *rock glaciers*. La presenza di un piccolo ghiacciaio sulla valle sospesa che ospita il Lago di Sanes è indicata solo su poche carte storiche (HAUSHOFER & HOFFMANN, 1878; *Karte des Brennergebietes*, H.d.D.u.O.A., 1920) e nella pubblicazione di CASTIGLIONI (1930a). In carta è stata segnalata una piccola placca di *till* d'ablazione conservata al centro della testata della valle, sopra i 2550 m.

Nella Valle del Tumulo (alta Passiria) viene sostanzialmente confermata la ricostruzione di CASTIGLIONI (1930a e 1930b) e di KNOLL (2009). Nel caso del Ghiacciaio della Vedretta Nera, i depositi della PEG e quelli posteriori, contrariamente a quanto dice il nome, appaiono molto chiari per la grande abbondanza di clasti provenienti dalla Dolomia del Wetterstein, litotipo dominante nel bacino d'accumulo e assente a quote inferiori (Fig. 134). Pertanto, il limite della PEG a valle risulta ben evidente anche da lontano (Fig. 20) e dalle foto aeree. L'unico apparato della PEG presente al di fuori della testata della Valle del Tumulo si trova in una convalle di quest'ultima — la Vallenga —, nel circo sotto il M. Agnello di dentro (3059 m). Qui ancora negli anni '40 dello scorso secolo erano segnalati due piccoli ghiacciai di circo (*Karte der Stubai-Alpen - Südblatt (Hochstubai)*, H.d.D.u.O.A., 1937), di cui uno, quello più a nord, compariva ancora nelle tavolette IGM degli anni '80 dello scorso secolo. CASTIGLIONI (1930b) nel corso delle campagne di rilevamento li considera già

(8) https://hik.tirol.gv.at/?basemap=bm0&category=Uebersichtskarten_georef&map=2641&scale=18055.9909335062¢erx=1256145.6714322069¢ery=5937704.216998981¢erspatial=102100

(9) https://hik.tirol.gv.at/?basemap=bm0&category=Uebersichtskarten_georef&scale=18055.9909335062¢erx=1256145.6714322069¢ery=5937704.216998981¢erspatial=102100&map=2642



Fig. 134 - L'apparato glaciale frontale della PEG del Ghiacciaio della Vedretta Nera, ben delimitabile per il contrasto cromatico tra i litotipi presenti nei depositi, ricchi di dolomie, e le rocce sottostanti, più scure, appartenenti alla falda dell'Ötztal (Valle del Tumulo, alta Val Passiria) (Foto di B. Monopoli).

praticamente estinti, con quello più a sud ridotto ad un sottile rivestimento di glacio-nevato e quello più a nord addirittura come un nevaio.

Nella Valle del Lago i depositi cartografati alla testata della valle, così come quelli presenti sul fianco sinistro della Val di Plan, confermano nella gran parte il quadro ricostruito da KNOLL (2009). C'è da dire che in Val di Plan parte delle testimonianze sono venute meno a causa dei processi erosivi favoriti dall'elevata pendenza del versante. Alla testata della Valle del Lago i depositi del Ghiacciaio di Campo (CASTIGLIONI, 1928), estinto probabilmente all'inizio dello scorso secolo, sono per la gran parte mobilizzati a valle da un *rock glacier* a forma di lobo allungato, attivo. CASTIGLIONI (1928) ricostruisce la presenza di piccoli apparati glaciali nella loro "Massima espansione del XIX secolo" (PEG, N.d.S.) anche in altre località (a N del M. Scabro (2926 m) nella Valle del Lago, sulla testata della Val di Racines, a N della Punta del Massaro (2806 m) nella Valle dell'Erpice), non segnalate da altri Autori o nelle carte storiche. In realtà si tratta di *talus rock glaciers*. Infine, appare poco probabile la presenza di piccoli ghiacciai in Val Ridanna a S e a SE della Cima dell'Accla (3194 m), riportata unicamente nella Sez. "Südblatt (Hochstubaï)" della "Karte der Stubai-Alpen" (H.d.D.u.O.A., 1937), ma non nelle carte più antiche. Lo stesso tipo di informazione, errata, con l'aggiunta di un apparato glaciale sopra il Lago del Forno, è nella 2^a e 3^a ed. della Tavoletta 4 I-NO "Montarso" dell'I.G.M.

I depositi fluvioglaciali cartografati si trovano in varie località. In Val di Flères li troviamo appena all'interno della cerchia morenica della PEG del ghiacciaio della Stua. Essi costituiscono una piana a canali intrecciati che si è

svilupata ai margini e sull'area del Lago della Stua superiore, in fase avanzata di riempimento. In Val Ridanna li troviamo a valle delle morene più esterne del ghiacciaio della Vedretta Pendente. Qui, sul margine settentrionale della conca di *Sandböden*, si può identificare un piccolo conoide fluvio-glaciale telescopico inquadrato nell'unità post Piccola Età Glaciale, ai cui margini si trova il conoide fluvio-glaciale più antico, terrazzato, correlabile con la fase di massima avanzata della PEG (5 in Fig. 132). Altri depositi sono nella testata della Valle del Lago, in Val di Plan, in Val del Tumulo e nella Valle dell'Erpice. Si tratta di ghiaie con blocchi, a stratificazione orizzontale grossolana, localmente incrociata, derivanti da apporti dalle acque di fusione glaciale con contributi più o meno importanti legati all'erosione e alla rielaborazione torrentizia dei *till* precedentemente depositi. In Val di Flères tendono a prevalere le facies sabbiose rispetto alle ghiaie, soprattutto nei settori orientali e settentrionali.

I depositi di versante sono costituiti da ghiaie e blocchi eterometrici, a tessitura aperta o parzialmente aperta, con clasti di litologie locali, generalmente angolosi; corrispondono al detrito di falda che ammantava ad alta quota le pareti o i ripidi versanti ai bordi di numerosi ghiacciai in netto ritiro. In Val di Flères, ad esempio, sono i detriti presenti sul settore a NW del Gioigo dell'Accla (2825 m), dove si estendeva un piccolo ghiacciaio a sud della Vedretta di Montarso. Idem per i detriti presenti nel bacino d'accumulo del Ghiacciaio occidentale di Gavignes. In Val Ridanna numerosi sono i depositi ai margini del Ghiacciaio di Malavalle e della Vedretta Pendente. Nelle aree in cui i ghiacciai della PEG sono del tutto scomparsi sono da segnalare i depositi ad W e NW del M. Tumulo (3033 m), ai margini di quello che era il ghiacciaio omonimo, ma anche sul lato opposto della dorsale dominata da tale cima, nelle aree dei Ghiacciai dell'Erpice. Qui, presso il Passo dell'Erpice (2695 m), il detrito alimentato dalle pareti nord delle Rocce Bianche del Massaro, è mobilizzato in un bel *talus rock glacier*, il cui lobo più occidentale è avanzato sui depositi glaciali riferibili alla fase di ritiro posteriore alla PEG (unità post Piccola Età Glaciale).

Localmente l'azione di trasporto con meccanismi quali i *debris-flow* e le valanghe danno luogo alla formazione di depositi di origine mista che si concentrano prevalentemente alla base delle falde di detrito (ad es. a NW del M. Tumulo, 3033 m), talora con forme a conoide. In altri casi li troviamo nella parte distale degli apparati glaciali della PEG o a valle di essi e, dunque, derivanti da processi erosivi a spese dei depositi di cui sono formati (ad es. in Valle del Tumulo). In alcuni di questi casi non manca, nelle zone più distali, l'azione di rielaborazione e trasporto torrentizio (ad es. in Valle del Tumulo, a valle del ghiacciaio occidentale del Capro). In generale i depositi hanno una composizione che varia dalle ghiaie eterometriche mal classate fino ai *diamicton* massivi. Questi ultimi prevalgono nei casi di depositi prevalentemente da *debris-flow* che derivano dall'erosione di depositi glaciali. Netta è la corrispondenza litologica con quella dei depositi da cui derivano per erosione e/o con i litotipi del substrato roccioso eventualmente coinvolto nell'alimentazione.

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

La superficie limite superiore è caratterizzata da assenza di un suolo o con suolo di spessore fino a 5-8 cm; la copertura lichenica ed erbosa possono essere assenti o avere modesta estensione e sviluppo; le morene hanno generalmente un profilo trasversale ben pronunciato, con cresta aguzza.

La superficie limite inferiore è generalmente sepolta e corrisponde con una superficie di inconformità che pone a contatto i depositi dell'unità in esame con quelli del sistema Postglaciale Alpino indistinto o con quelli del subsistema della Val di Flères, di Val Ridanna, di Malga Fontana Bianca o con il substrato roccioso. Come abbiamo visto sopra, in località Sandböden essa è visibile in affioramento. In tale località, al di sotto di essa, è preservato un suolo di modesto spessore, parzialmente eroso, sviluppatosi al tetto di un *till* d'ablazione più antico, inquadrato nel sistema Postglaciale Alpino indistinto. Come già descritto la presenza di legni e di altri resti vegetali ha consentito di effettuare delle datazioni con il metodo C-14 che forniscono delle età massime per quanto riguarda l'avanzamento del ghiacciaio Vedretta Piana in quest'area.

Concordentemente a quanto rimarcato nel paragrafo 3.4.2. i depositi del subsistema dell'Amola sono inquadrati nell'Olocene (circa XVI sec.-Attuale).

3.4.3.2. - Unità post Piccola Età Glaciale (PPU)

Nell'unità sono stati cartografati tutti i depositi posteriori alla fase di massima avanzata della PEG, adeguatamente distinguibili e cartografabili. Tale distinzione si è basata sulle osservazioni di terreno integrate dall'analisi di carte storiche, foto aeree, ortofoto, foto oblique, disegni d'epoca, relazioni glaciologiche, nonché sulla bibliografia citata in § 3.4.3.1.

La sezione di riferimento per i depositi in esame rimane sempre quella individuata in località Sandböden (alta Val Ridanna), prima descritta, cui si rinvia.

I *till* d'ablazione sono i più estesi e diffusi. Essi sono composti da *diamicton* a supporto di matrice, massivi, con clasti prevalentemente subangolosi e subarrotondati, formati da litologie locali, strettamente dipendenti dal bacino di alimentazione del ghiacciaio. Il contenuto in matrice sabbioso-limoso è generalmente abbondante; tuttavia, molti depositi in superficie sono poveri di matrice tanto da apparire a tessitura aperta. Questo è in genere dovuto a fenomeni secondari legati al dilavamento superficiale. Più rari sono i *diamicton* a supporto clastico, massivi, talora debolmente stratificati, legati a processi prettamente di fusione in cui gran parte dei sedimenti fini viene dilavata dalle acque di fusione. Le forme d'accumulo sono comunemente ben conservate anche se la degradazione legata a vari processi può localmente essere importante. Si tratta di morene laterali, frontali (poche) e, meno frequentemente, morfologie del tipo *hummocky moraine*. Nell'area che era occupata dal Ghiacciaio di Malavalle (Val Ridanna) numerose morene si osservano attorno al lago Vogel e nell'area a monte (Fig. 135). A SE del Bicchiere una grande morena, ad W del

lago proglaciale posto a 2675 m di quota, delimita l'area che è stata di pertinenza del *Freiger Ferner* (vd. *Dritte Landesaufnahme Tirol* del 1870-1887) da quelle del Ghiacciaio di Malavalle p.d. Ad W di tale morena, proprio sotto il Bicchiere, vi è un'ampia area con morfologia *hummocky*, caratteristica di aree di fusione sopraglaciale ricche di nuclei di ghiaccio morto (Fig. 136). Lembi di morene frontali si trovano ad E del Lago Vogel, ai due lati del Rio Piana, primo emissario del lago (vd. oltre). Esse sono state create dal “lobo terminale⁽¹⁰⁾” di NE del Ghiacciaio di Malavalle, già a partire dagli inizi del XX secolo.

Altri apparati di ritiro sono in Val di Flères, a valle del Ghiacciaio della Stua e di quello di Montarso. Da notare in quest'ultimo caso la scarsità di depositi e di morene, così come avviene per l'apparato glaciale di ritiro del Ghiacciaio Vedretta Pendente in Val Ridanna. Una situazione del tutto opposta avviene in Valle del Tumulo, soprattutto nell'area del Ghiacciaio del Tumulo, ma anche degli altri ghiacciai.

I *till* d'alloggiamento sono stati riconosciuti in varie località, ma, per motivi di scala, sono stati cartografati unicamente sul margine destro del Ghiacciaio di Malavalle (Val Ridanna), dove buone esposizioni sono in corrispondenza di settori da cui il ghiacciaio si è ritirato in tempi recenti. I sedimenti, generalmente sovraconsolidati, sono formati da *diamicton* massivi, a supporto di matrice limosa, il cui contenuto può superare anche il 70%, di colore grigio o grigio brunastro. Essi contengono ciottoli a spigoli smussati, sfaccettati, composti prevalentemente da paragneiss.

Till indifferenziati sono stati cartografati dove gli affioramenti erano fortemente degradati per poter effettuare una classificazione più approfondita o dove non accessibili per un esame diretto. In alcuni casi i *till* indifferenziati rappresentano *till* d'ablazione e d'alloggiamento strettamente connessi, non rappresentabili separatamente per motivi di scala. Si tratta anche in questo caso di *diamicton* massivi, a supporto di matrice, piuttosto simili a quelli in precedenza descritti.

I depositi fluvioglaciali sono presenti nella gran parte dei principali sistemi deposizionali legati al ritiro glaciale posteriore alla PEG. I più diffusi sono costituiti da ghiaia e sabbia, grossolanamente stratificata. In genere è sempre presente in forma subordinata una frazione più grossolana formata da blocchi ed una più fine data da limo. Sedimenti più fini, formati da sabbia e limo sono presenti nel bacino del Ghiacciaio di Malavalle, a sud del lago Vogel. Tra i depositi fluvioglaciali da segnalare vi sono quelli che costituiscono delle piccole piane alluvionali-deltizie dove i torrenti fluvioglaciali si immettono in laghi glaciali. Un esempio sono i sedimenti presenti a monte dei laghetti ubicati sotto il Bicchiere (Fig. 136). Una situazione più evoluta è quella presente in corrispondenza del laghetto della Stua superiore, in Val di Flères, dove il lago

(10) CASTIGLIONI (1930b, pag. 147) lo descrive così: “(...) *largo lobo terminale, insinuato ai piedi della Croda della Capra (Geisswand) e avente fronte propria a 2550 m (...)*”.



Fig. 135 - Panoramica a 180° sull'alta Val Ridanna dal sentiero per il Rifugio Gino Biasi al Bicchiere, a circa 2625 m di quota (fotomosaico da foto scattate il 29 agosto 2015). Il sentiero lambisce i till (1, in primo piano) depositati dal ghiacciaio di Malavalle durante la fase di massima avanzata della PEG. In primo piano il Lago Vogel (2), bordato da till e, localmente, da depositi di contatto glaciale e glacio-lacustri, ben evidenti soprattutto sulla destra del lago (fianco N) per la colorazione chiara e la granulometria prevalentemente fine (3). Al centro, il ghiacciaio di Malavalle (4); sulla sinistra il ramo del ghiacciaio di Malavalle ormai completamente staccatosi da quello principale che si sviluppa sui circhi a N della Parete Alta (3190 m) (5) e, a sinistra di quest'ultimo, quello della Parete Alta p.d. (6; Id 24 in Tab. 2). Sullo sfondo, a sinistra, la parte terminale della Valle dell'Erpice (7), mentre, a destra, la sommità de Il Bicchiere (3191 m) con il rifugio (8). La foto ritrae lo stato dei ghiacciai in epoca posteriore a quella dei rilievi effettuati nell'estate del 2004.

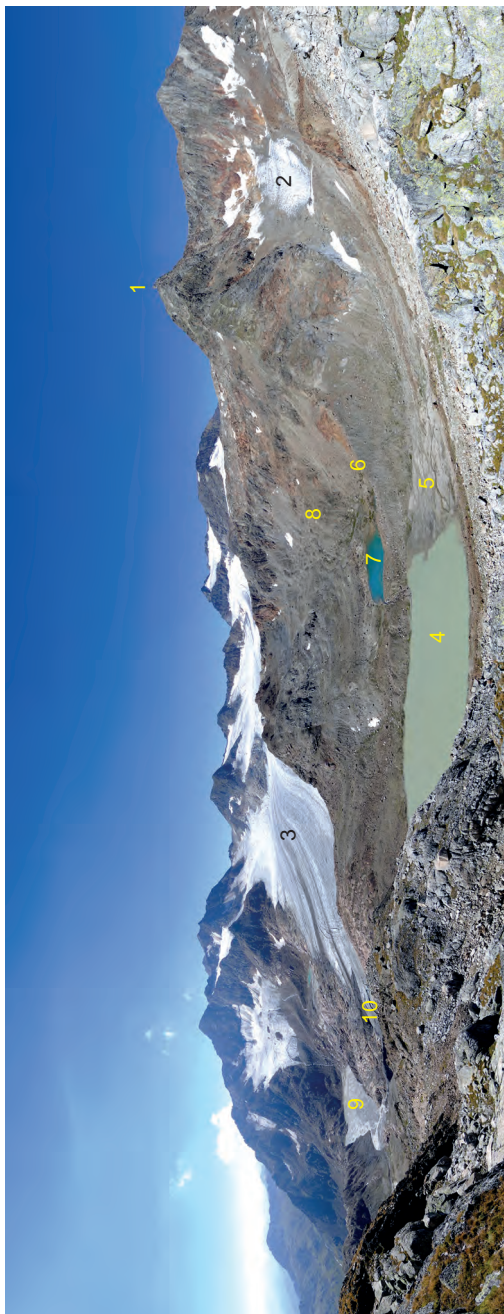


Fig. 136 - Panoramica a 180° sull'alta Val Ridanna dal sentiero per il Rifugio Gino Biasi al Bicchiere (1), a circa 2825 m di quota (fotomosaico da foto scattate il 29 agosto 2015). Il sentiero è a circa una ventina di metri sopra la posizione raggiunta dal Freiger Ferner (2) durante la fase di massima avanzata della PEG. All'epoca esso era unito al Ghiacciaio di Malavallo p.d. (3) e si estendeva praticamente su quasi tutta l'area qui rappresentata. In primo piano, al centro, il lago proglaciale (4) che si sviluppa sull'area occupata alcuni decenni fa dal Freiger Ferner, di cui rimane ora unicamente la placca bianca nel circo sotto il Bicchiere: da notare a monte del lago l'ampia piana fluvio-glaciale e deltizia (5), delimitata a destra, in secondo piano, da una grande morena che si sviluppa a SW del Bicchiere (6). Dietro di essa vi è un'ampia area con morene legate al ritiro, con un secondo lago più piccolo formato negli anni '90 dello scorso secolo con il ritiro glaciale (7) e accanto un'area con morfologia del tipo hummocky moraine (8). Da notare l'ampia piana fluvio-glaciale a canali intrecciati (9) sotto la fronte del Ghiacciaio di Malavallo (10), formata con la rotta del luglio 2005 (vd. testo). La foto ritrae lo stato dei ghiacciai in epoca posteriore a quella dei rilievi effettuati nell'estate del 2004.

è stato completamente riempito. Nella conca di Sandböden in Val Ridanna vi è una situazione più articolata: qui si riconoscono varie generazioni di depositi correlabili con la variazione della posizione degli scaricatori fluvio-glaciali attivi nelle varie fasi in cui si è svolto il ritiro glaciale da quest'area.

La gran parte dei depositi glaciolacustri cartografati fa parte del sistema deposizionale post-PEG del ghiacciaio di Malavalle e sono presenti a quote diverse. I più antichi sono in corrispondenza della conca di Sandböden (dalla seconda metà del XIX sec. agli anni '30 del XX sec.), a suo tempo occupata dal ghiacciaio Vedretta Piana; i più recenti sono in aree in cui il ritiro glaciale si è sviluppato negli ultimi decenni. Nella conca di Sandböden i depositi glaciolacustri sono in piccole aree, larghe qualche decina di metri, prive di un'espressione morfologica particolare, comunemente circondate da *till*. Esse sono ben visibili anche da lontano perchè di colore bruno-giallastro (2 in Fig. 132) e caratterizzate dalla presenza in superficie di sedimenti sabbiosi o prevalentemente sabbiosi (Fig. 137a). L'interpretazione è che si tratta di depositi legati a piccoli laghi sopragliaciali.

A quote superiori depositi glaciolacustri affiorano sul lato meridionale e sud-orientale del Lago Vogel. I depositi sono formati da sabbie, sabbie limose e limi, a stratificazione piano-parallela suborizzontale. Il colore varia dal grigio al bruno grigiastro o al bruno giallastro (Fig. 137b). Nel settore più a sud, prossimo all'emissario, le facies descritte sono sormontate da *sets* di sabbie da fini a grossolane, anche debolmente ghiaiose, a stratificazione incrociata concava a grande scala, correlabili con delle facies di barra. Attualmente i depositi sono molto degradati in quanto incisi da una serie di solchi e fossi lungo i quali vengono evacuate le acque di ruscellamento superficiale dai fianchi del lago. Il lago Vogel ha una storia recente. Esso si colloca in una conca di sovraescavazione glaciale ai margini del flusso principale del ghiacciaio di Malavalle. Esso nasce probabilmente dapprima come lago subglaciale, per diventare poi un lago di contatto glaciale quando, con il ritiro glaciale, viene meno la copertura glaciale. Di esso si ha notizia attorno agli anni '50 dello scorso secolo (ROSSI *et alii*, 2006). All'epoca e per gli anni successivi il Rio Piana, che aveva origine proprio dal lago, è stato l'unico emissario del lago. Nel luglio del 2005, l'arretramento e la rottura della barriera di ghiaccio che arginava a sud il lago hanno portato al parziale svuotamento dello stesso. L'evento di rotta glaciale risale precisamente al 15 luglio 2005, quando circa 1 milione di m³ d'acqua si sono riversati a valle (DINALE *et alii*, 2005). A partire da tale data si è formato un nuovo emissario a sud del lago ed è emersa la gran parte dei depositi glaciolacustri sopra descritti.

Uno degli effetti del ritiro glaciale, che prosegue con velocità diverse ancora oggi, è la separazione dal ghiacciaio principale di lingue glaciali minori, che hanno poi un'evoluzione del tutto indipendente. È questo il caso del ghiacciaio *Freiger Ferner* (in *Dritte Landesaufnahme Tirol* del 1870-1887), cioè del ghiacciaio che ha il proprio bacino d'alimentazione nel circo posto tra il Bicchiere (3196 m) e la Cresta Rossa (3096 m) (vd. Fig. 136). La fronte del ghiacciaio si separa da quello principale a cavallo degli anni '50-'60 dello scorso secolo. Nel frattempo,

permane un collegamento ad W, nell'area sotto il Bicchiere, ma sottoalimentato, fino a cessare del tutto attorno agli anni '90 dello scorso secolo. La comparsa del lago proglaciale presente a 2675 m di quota risale a questo periodo. Il lago ha inizialmente una lunghezza pari a quasi la metà di quella attuale. Quest'ultima viene acquisita verso la fine degli anni '90 dello scorso secolo con il progredire del ritiro glaciale. Parallelamente, il ritiro glaciale dalla limitrofa area sotto il Bicchiere porta alla formazione di un secondo lago proglaciale, più piccolo del primo, posto ad ovest di esso (vd. Fig. 136). Questo lago ha l'emissario che va a confluire nel lago più grande. Entrambi i laghi sono ospitati in grandi conche intermoreniche e sono bordati ai lati da depositi glaciolacustri del tutto simili a quelli sopradescritti.

Depositi glaciolacustri legati al sistema deposizionale post-PEG del Ghiacciaio della Vedretta Pendente sono quelli presenti attorno al piccolo laghetto glaciale presente sopra il Rifugio Vedretta Pendente, attorno i 2650 m di quota. Si tratta di sedimenti formati soprattutto da sabbie, contenenti localmente massi e ciottoli, ma anche livelli di *diamicton*. Il limite con i *diamicton* ai lati è localmente mal definito, ma dalla geometria si intuisce una sovrapposizione del *till* d'ablazione sulle sabbie lacustri. I depositi attorniano il lago e suggeriscono una deposizione in corrispondenza di un livello di stazionamento più elevato di quello attuale. Il laghetto non compare nelle foto aeree del 1945, ma in quelle del 1954 del Volo GAI. Il tutto fa ritenere che il lago sia nato come lago subglaciale e che si sia conservato anche dopo il ritiro glaciale da quest'area in quanto ospitato in una conca nel substrato roccioso.

Nell'area di Sandböden è stata cartografata una piccola area a depositi lacustri e palustri che si trova ai margini di un piccolo laghetto già segnalato da ALT *et alii* (1903). Il laghetto è allineato con un paleopercorso a direzione SSE-NNW del Rio del Lago Torbo, su cui si innestavano degli scaricatori fluvio-glaciali provenienti da W. Il settore di raccordo con il laghetto è ridotto in estensione

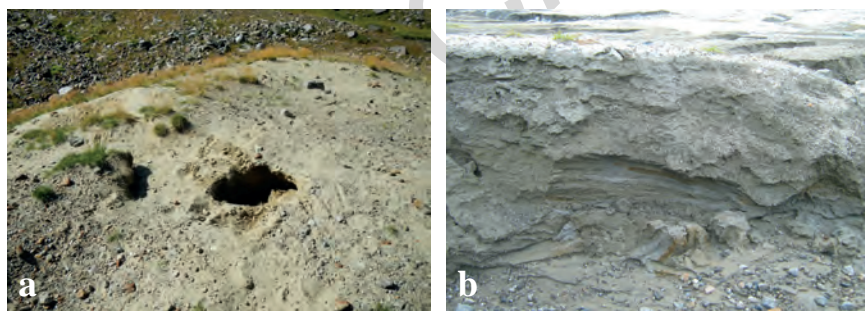


Fig. 137 - a) Sabbie, sabbie debolmente ghiaiose di colore bruno giallastro di origine glaciolacustre (vd. testo). Località: Sandböden in alta Val Ridanna; b) sabbie, sabbie limose e limi, a stratificazione piano-parallela suborizzontale, di origine glaciolacustre. Località: margini SE del Lago Vogel (foto G. Piccin, agosto 2009).

per la presenza di barre ghiaiose legate ad apporti torrentizi. I depositi presenti nell'area sono prevalentemente palustri e composti da torba con intercalazioni sabbiose. L'ambiente è quello di una torbiera bassa di tipo perifluviale.

Con il ritiro glaciale che segue la PEG non si ha solo l'arretramento delle fronti, ma anche una diminuzione di spessore dei ghiacciai nei bacini d'accumulo. Questo rende disponibili nuove potenziali aree sorgente di detrito. I depositi di versante cartografati nell'unità in esame sono ubicati prevalentemente alla base delle pareti rocciose o dei versanti più o meno acclivi che fanno parte dei bacini d'accumulo dei ghiacciai nel corso della fase posteriore alla PEG. In molti casi il limite a valle è dato dagli stessi ghiacciai nelle aree in cui sono ancora presenti. I depositi sono a quote superiori ai 2600-2700 m in aree soggette a permafrost. Essi sono costituiti da ghiaie e blocchi eterometrici, angolosi, a tessitura aperta o parzialmente aperta, con clasti della stessa natura dei litotipi presenti nelle aree sorgente. Sono da segnalare i depositi presenti ai margini del Ghiacciaio di Malavalle o sopra il lago dell'Erpice di mezzo. Questi ultimi sono incisi da canali da *debris-flow*, alla base dei quali si sono formate modeste aree di accumulo dei relativi depositi. Depositati di origine mista formati prevalentemente da sedimenti fluvio-glaciali e da *debris-flow* sono presenti in Val di Flères (sistema deposizionale post-PEG del Ghiacciaio di Montarso) e in Valle del Tumulo (sistema deposizionale post-PEG del Ghiacciaio del Capro sud). In quest'ultimo caso le facies presenti sono legate soprattutto ad erosione e rimaneggiamento dei *till* depositati nel corso della PEG ed hanno modesto spessore. I depositi hanno una composizione che varia dalle ghiaie eterometriche mal classate fino ai *diamicton* massivi. Questi ultimi prevalgono nei casi di depositi prevalentemente da *debris-flow*.

Lo spessore dei depositi cartografati nell'unità in esame varia da circa 1 metro a varie decine di metri.

La superficie limite superiore è comunemente caratterizzata dall'assenza di un suolo. La copertura lichenica ed erbosa è comunemente assente o del tutto sporadica. Le morene hanno un profilo trasversale ben pronunciato, con cresta aguzza. Nell'area di Sandböden, deglacializzata da più lungo tempo e posta a quote relativamente inferiori rispetto alle altre aree (sotto i 2200 m), si osserva un suolo incipiente dello spessore di pochi centimetri. Qui, inoltre, la copertura erbosa è più estesa e continua, mentre la presenza di licheni sulla superficie dei massi o dei ciottoli è apprezzabile, pur essendo comunque molto scarsa.

La superficie limite inferiore è generalmente sepolta e corrisponde con una superficie di inconformità che pone a contatto i depositi dell'unità in esame con quelli del subsistema dell'Amola.

I depositi dell'unità post Piccola Età Glaciale sono cronologicamente inquadrabili tra la seconda metà del XIX secolo fin all'Attuale.

VI - ASSETTO STRUTTURALE E METAMORFISMO

(S. Zanchetta, S. Poli, A. Zanchi, G. Bove, C. Morelli)

1. - PREMESSA

Nell'area del Foglio 006 San Leonardo in Passiria, tutte le unità tettono-metamorfiche cartografate sono attribuite al dominio Austroalpino. Tale dominio consiste in una serie di unità formate da basamento polimetamorfico e, per quanto riguarda la falda dell'Ötztal, anche da porzioni di coperture metasedimentarie di età permiano-triassica deformate e metamorfosate nel corso dell'Orogenesi Alpina.

Le varie unità tettono-metamorfiche (unità, nel seguito) sono state principalmente distinte sulla base dei caratteri acquisiti nel corso di quest'ultimo evento orogenico.

Le unità tettono-metamorfiche, così come definite nel corso dei rilievi del Foglio 006 San Leonardo in Passiria, sono: l'unità di Monteneve, l'unità di Tessa, la falda dell'Ötztal (costituita da un basamento polimetamorfico e da una copertura metasedimentaria) e l'unità di San Leonardo (Fig. 138).

Le unità di Tessa, Monteneve e San Leonardo rappresentano la prosecuzione verso N delle unità omonime definite, utilizzando i medesimi criteri, nel F. 013 Merano (BARGOSSÌ *et alii*, 2010).

I rilievi svolti nel corso della stesura del Foglio sono stati integrati sia con i dati di letteratura, sia con un'accurata ricostruzione dei rapporti blastesi-deformazione per le varie litologie presenti. La ricostruzione della successione delle fasi deformative è stata effettuata applicando i metodi tradizionali del rilevamento strutturale, comprendenti anche un'analisi sistematica delle tracce delle foliazioni e dei piani assiali appartenenti alle diverse generazioni di pieghe qui presenti. Particolare attenzione, infine, è stata rivolta allo studio delle zone di

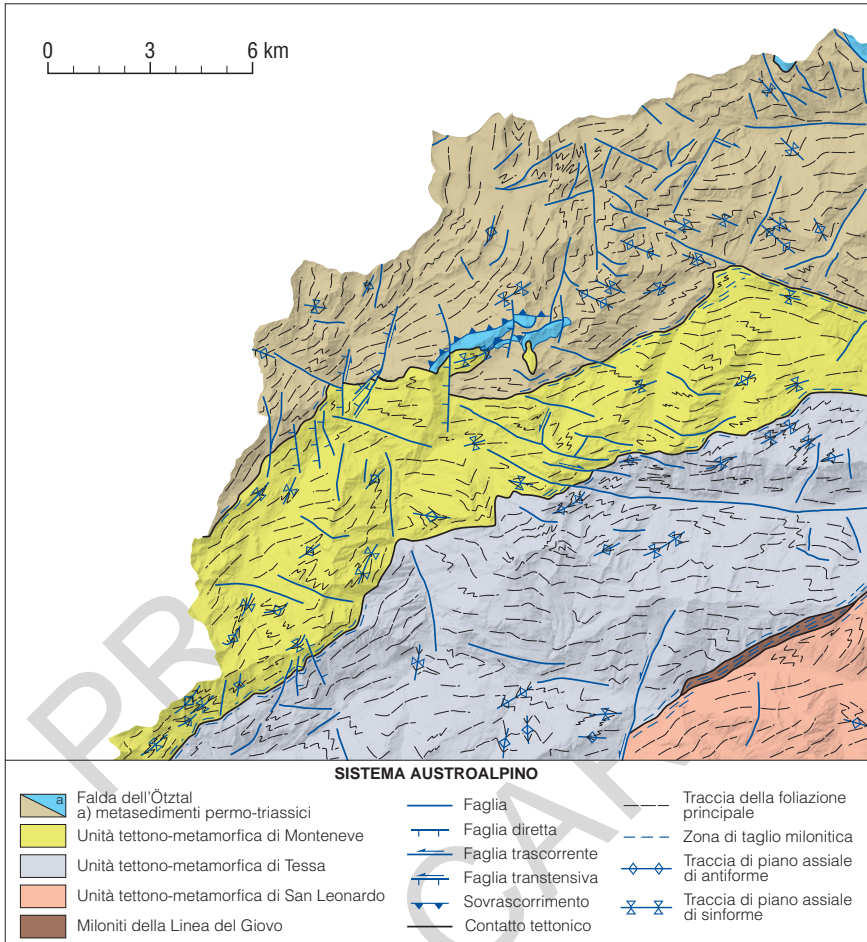


Fig. 138 - Schema tettonico del Foglio con rappresentati i limiti fra le unità tettono-metamorfiche e le faglie principali.

taglio al contatto fra le varie unità, cercando di caratterizzarne sia la cinematica, sia le condizioni di pressione e temperatura alle quali sono state attive.

L'elaborazione di questi dati ha reso possibile la ricostruzione dell'andamento della foliazione principale all'interno delle singole unità. Il risultato di tale lavoro è mostrato nello schema di Fig. 138 ed evidenzia i rapporti geometrici esistenti all'interno delle unità e al loro contatto. Si ricorda, che le tracce rappresentate nel precedente schema si riferiscono alla foliazione principale presente nelle diverse unità. Per questo motivo, trattandosi di unità tettono-metamorfiche, ognuna con

la propria evoluzione, tali foliazioni possiedono differente significato strutturale e metamorfico e non sono pertanto direttamente correlabili da un'unità all'altra.

Per la nomenclatura dei vari eventi deformativi riconosciuti e per l'interpretazione del loro significato, si rimanda alla premessa metodologica del capitolo V e alle parti successive.

Di seguito vengono in primo luogo descritti l'assetto strutturale e l'evoluzione metamorfica di ogni unità, mentre nei paragrafi successivi viene proposta una sintesi dell'evoluzione tettono-metamorfica dell'intera area.

2. - LE UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE CON METAMORFISMO ALPINO IN FACIES ECLOGITICA E ANFIBOLITICA A GRANATO

I Fogli 006 San Leonardo in Passiria, 013 Merano e 007 Vipiteno sono attraversati da un sistema di linee tettoniche che costituisce il limite meridionale delle unità austroalpine che hanno subito un rilevante metamorfismo nel corso dell'Orogenesi Alpina (SAM: *Southern limit of Alpine Metamorphism*; HOINKES *et alii*, 1999). Tale sistema (vedi Fig. 24) è costituito dalla linea del Thurnstein (F. 013 Merano), dalla linea della Passiria (F. 013 Merano e F. 006 San Leonardo in Passiria) e dalla linea del Giovo (F. 006 San Leonardo in Passiria e F. 007 Vipiteno). La diversità dei caratteri delle zone a W-NW ed E-SE di questo sistema di zone di taglio è legata a due principali aspetti (SPIESS, 1995; VIOLA *et alii*, 2001): (i) a E-SE, sono presenti unità tettono-metamorfiche con dominante impronta metamorfica di età varisica e retrocessione alpina di facies scisti verdi; (ii) a W-NW, sono presenti unità tettono-metamorfiche con metamorfismo alpino di facies prevalentemente anfibolitica (Fig. 138).

Nell'area del F. 006 San Leonardo in Passiria, le unità che appartengono al secondo gruppo sono l'unità di Monteneve e l'unità di Tessa. La prima si estende dall'alta Val di Fosse fino alla Valle Isarco. Il suo limite settentrionale è costituito dalla linea di Monteneve (*Schneeberg Normal Fault Zone* - SNFZ, SÖLVA *et alii*, 2005), che la separa dalla falda dell'Ötztal. L'unità di Tessa copre invece il vasto territorio compreso tra le alte valli di Plan e Racines, fino al tratto terminale della Val Ridanna, in prossimità di Vipiteno. Il limite tra le due unità è marcato dalla presenza di zone di taglio milonitiche, ben visibili sul versante sinistro orografico della Valle di Plan, che accostano un'alternanza di varie litologie dell'unità di Monteneve, tra cui micascisti a porfiroblasti di granato (OSF), anfiboliti (OSA), marmi a silicati (OSB), calcescisti (OSC) e quarziti (OSQ) caratterizzate da grana pluricentrica di granato e anfibolo, a micascisti (OTM) e paragneiss a bande (OTP) dell'unità di Tessa.

Le due unità sono accomunate da età radiometriche simili (90-80 Ma; SÖLVA *et alii*, 2005; HÄBLER *et alii*, 2006; BARGOSI *et alii*, 2010; ZANCHETTA *et alii*, 2013) relative al picco del metamorfismo Alpino. L'unità di Monteneve e l'adiacente unità di Tessa mostrano altresì un'evoluzione tettono-metamorfica con alcuni tratti in comune, quantomeno a partire dalla fase deformativa D₂,

come è emerso dagli studi effettuati durante la redazione del presente Foglio sulla terminazione SW dell'unità di Monteneve in Val di Fosse e sul circostante basamento dell'unità di Tessa nella zona Cima Fiammante-Cima Bianca Grande, Altissima (ZANCHI *et alii*, 2009; ZANCHETTA, 2010).

La ragione per cui le due unità vengono distinte, risiede nelle diversità finora emerse, sulle condizioni del metamorfismo pre-D₂. L'unità di Tessa si distingue, infatti, per la presenza di numerosi relitti eclogitici preservati in metabasiti di facies anfibolitica (HOINKES *et alii*, 1991; POLI, 1991; SÖLVA *et alii*, 2001; HÄBLER *et alii*, 2006; ZANCHETTA *et alii*, 2013). Tali relitti non sono invece presenti nell'unità di Monteneve, dove il metamorfismo pre-D₂ ha raggiunto condizioni di pressione inferiori (KONZETT & HOINKES, 1996).

2.1. - UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI MONTENEVE

Quest'unità affiora nel settore centrale del Foglio San Leonardo, formando una fascia che si estende prima in direzione SW-NE fra la Valle di Plan e la Val Passiria a N di Moso, poi in direzione circa E-W sino alla Val Ridanna (Fig. 24 e 138). A scala regionale, l'unità di Monteneve presenta un settore centrale, litologicamente omogeneo, costituito da micascisti sericitici (OSR), mentre nella parte esterna compare la "Serie delle alternanze" o "Serie policroma" *Auct.* (SANDER, 1920a; JUSTIN-VISENTIN & ZANETTIN, 1971), caratterizzata dalla diffusa presenza di carbonati associata a granato e anfibolo con grana pluricentimetrica. La distribuzione "concentrica" di queste associazioni litologiche ha condotto in passato gli Autori ad interpretare l'unità di Monteneve come una grande sinclinale rovesciata verso SE ("Schneebergmulde" o "Schneeberger Gesteinzug" di SANDER, 1912 e successivi).

Le analisi strutturali svolte nel corso dei rilevamenti hanno messo in evidenza la presenza di almeno quattro distinte fasi deformative (ZANCHI *et alii*, 2009; ZANCHETTA, 2010; KRENN *et alii*, 2011).

Le strutture più antiche, legate alla fase deformativa D₁, sono visibili a scala mesoscopica come pieghe ripiegate, in particolar modo laddove le alternanze litologiche ne evidenziano l'andamento (Rifugio Plan, 2973 m, nella valle omonima, Fig. 139). Nella maggior parte dei casi, tuttavia, l'individuazione delle strutture D₁ risulta difficoltosa, essendo queste limitate a cerniere di pieghe sradicate, di dimensioni al più decimetriche, preservate all'interno della foliazione S₂. La sovrapposizione fra la foliazione S₂ e le strutture D₁ è responsabile dell'attuale assetto dell'unità di Monteneve.

Sulla base delle osservazioni microstrutturali effettuate sulle metapeliti (micascisti sericitici - OSR e micascisti a porfiroblasti di granato - OSF), è stata associata alla fase D₁ una foliazione relitta (S₁), individuata da: biotite (I) + mica bianca (I) + allanite + quarzo + rutilo. Tale foliazione è preservata principalmente nelle zone di cerniera delle pieghe D₂. Coeva con lo sviluppo della S₁ è anche la crescita di granato (I). All'interno di questi granati sono stati talora osservati



Fig. 139 - Interferenze fra pieghe di fase D_1 e di fase D_2 sul dorso del Rifugio Plan (2973 m) nella valle omonima. Le ripetizioni dei livelli di marmo sono causate da pieghe associabili alle fasi D_1 e D_2 , le prime presenti in forma di cerniere sradicate. Relativamente alle pieghe di fase D_2 è ben visibile la cerniera W di una sinforme alla base della parete compresa fra i due tralicci della teleferica.

(Valle del Lago) inclusioni di quarzo + apatite + titanite, quest'ultima quasi completamente trasformata in aggregati di rutilo + quarzo.

Nelle anfiboliti a mica bianca (OSX) della Valle del Lago, lo stadio D_1 è stato associato allo sviluppo di una foliazione caratterizzata da un'associazione mineralogica data da: orneblenda + paragonite + muscovite + granato + rutilo + quarzo, indicativa di condizioni P-T corrispondenti alla transizione fra la facies anfibolitica a granato e la facies eclogitica, intorno a 0.8-1.0 GPa e 550-600°C (KONZETT & HOINKES, 1996). Datazioni ^{40}Ar - ^{39}Ar effettuate dai medesimi Autori sulla mica bianca paragonitica che individua la foliazione S_1 hanno fornito età radiometriche di 84.5 ± 1 Ma.

Età comparabili, 90.9 ± 4.1 Ma, sono state ottenute anche su nuclei dei granati delle metapeliti utilizzando il metodo Sm-Nd (SÖLVA *et alii*, 2005). Il metamorfismo di relativamente alta pressione che caratterizza l'unità di Monteneve è dunque confinato al Cretacico Superiore.

La successiva fase deformativa, denominata D_2 , è responsabile dello sviluppo di pieghe isoclinali a varie scale, alle quali è sistematicamente associato lo

sviluppo di una foliazione di piano assiale (S_2), pervasiva su scala millimetrica e parallela al *layering* composizionale, laddove questo sia presente. Allo stato attuale la foliazione S_2 rappresenta l'elemento dominante del *fabric* micro e mesoscopico. Nell'area occidentale del Foglio le pieghe legate alla fase D_2 mostrano assi immergenti verso WNW con inclinazioni comprese fra 10° e 30° (Fig. 140). I piani assiali e la foliazione associata immergono a NW-NNW con inclinazioni comprese fra i 40° ed i 60° .

Spostandosi verso E, in Val Racines e Val Ridanna, la direzione di immersione della foliazione S_2 tende progressivamente a ruotare in senso orario, disponendosi con un *trend* quasi E-W, mantenendo inclinazioni comprese fra

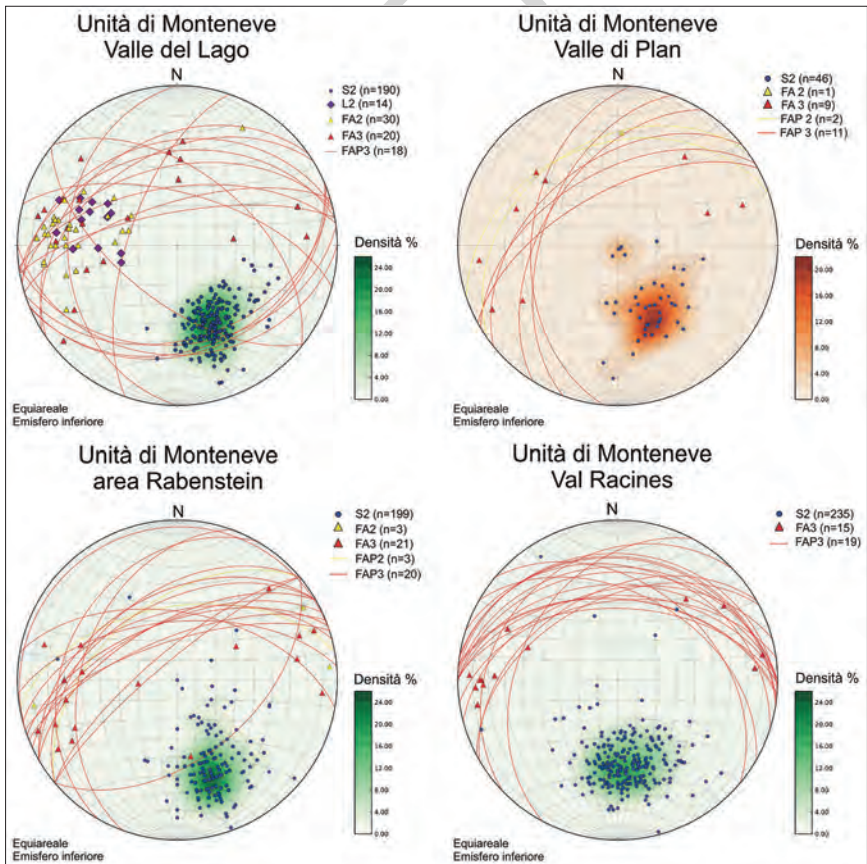


Fig. 140 - Dati strutturali relativi alle fasi D_2 e D_3 nell'unità di Monteneve. S2: foliazione di fase D_2 ; L2: lineazione mineralogica di fase D_2 ; FA2: assi di pieghe di fase D_2 ; FAP2: piani assiali di pieghe di fase D_2 ; FA3: assi di pieghe di fase D_3 ; FAP3: piani assiali di pieghe di fase D_3 .

30° e 60° (Fig. 140). Nelle metapeliti (OSR e OSF) la foliazione S_2 si caratterizza per l'orientazione preferenziale di forma di biotite (II) + mica chiara (II) + ilmenite ± cianite ± anfibolo ± clinozoisite ± tormalina. Sui nuclei di granato (I) è frequente la crescita di bordi di granato (II) $\text{sin-}S_2$, contenente come inclusioni le stesse fasi mineralogiche che formano l'associazione $\text{sin-}S_2$ sopra descritta. Nei micascisti sericitici (OSR) e nei micascisti a porfiroblasti di granato (OSF) il granato (II) forma un bordo esterno spesso pochi millimetri intorno ai nuclei di granato (I), mentre nei micascisti a granati giganti (OSG) il bordo $\text{sin-}S_2$ arriva a costituire sino al 90% in volume del porfiroblasto. Le stime di pressione e temperatura per l'associazione mineralogica $\text{sin-}S_2$, caratterizzata dalla presenza di cianite, sono di 580-620°C e 0.5-0.8 GPa (ZANCHETTA *et alii*, 2007; LANGONE, 2008). Condizioni simili sono state proposte da KONZETT & HOINKES (1996) per la retrocessione della paragenesi di alta pressione nelle anfiboliti a mica bianca (OSX) della Valle del Lago.

Alla foliazione S_2 risulta spesso associata una lineazione mineralogica (L_2) immergente verso W a medio-basso angolo (Fig. 140a) individuata da biotite e mica bianca nelle litologie metapelitiche, da anfibolo e biotite nelle metabasiti.

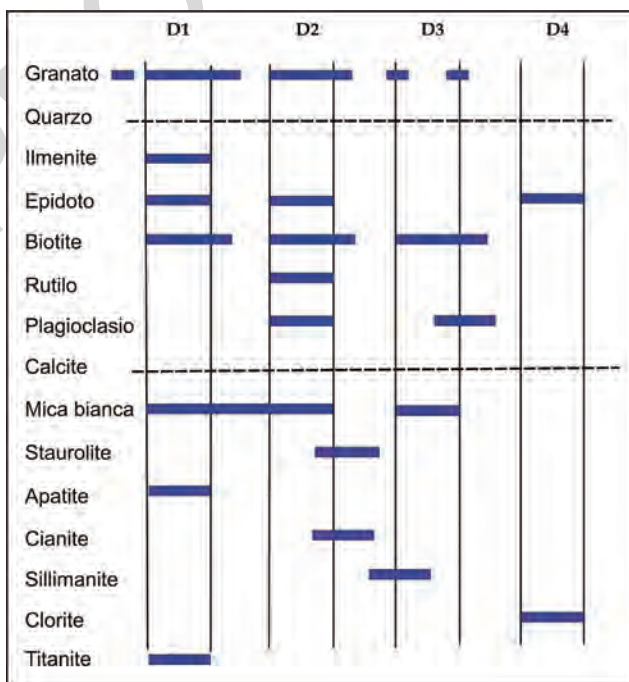


Fig. 141 - Schema dei rapporti blastesi-deformazione per i micascisti a porfiroblasti di granato (OSF) dell'unità di Monteneve.

In tutte le litologie metapelitiche dell'unità di Monteneve, in particolare nell'area dell'alta Valle del Lago, è stata osservata una blastesi da tardo- a post-cinematica rispetto alla S_2 di alcune fasi mineralogiche (Fig. 142), fra le quali biotite (biotite III), cianite e staurolite. Oltre a ciò, si segnala come significativa, ai fini della ricostruzione del percorso P-T-t-d (Pressione-Temperatura-tempo relativo della deformazione) dell'unità tettono-metamorfica, la crescita di pseudomorfi di sillimanite sui porfiroblasti di cianite sin- S_2 (Fig. 142d). Nei micascisti sericitici (OSR) è inoltre frequente la crescita di bordi di granato (III) arricchiti in Ca (Fig. 143) intorno ai porfiroblasti di granato (II) sin-cinematici rispetto alla S_2 . Zonature composizionali complesse sono visibili anche nei porfiroblasti di granato nei micascisti (OSF) e nei micascisti biotitici a granati giganti (OSG) come mostrato in figura 144 e 145.

Le stime di pressione e temperatura per questo stadio metamorfico, che segue la fase deformativa D_2 e precede la D_3 , sono di 0.5-0.6 GPa e 580-610°C (ZANCHETTA *et alii*, 2007; LANGONE, 2008). Queste condizioni testimoniano un picco di temperatura dell'unità di Monteneve avvenuto a pressioni inferiori rispetto a quelle raggiunte dall'unità di Tessa.

In alcuni litotipi, quali gli gneiss e gli scisti a granato ed anfibolo (OSD) e

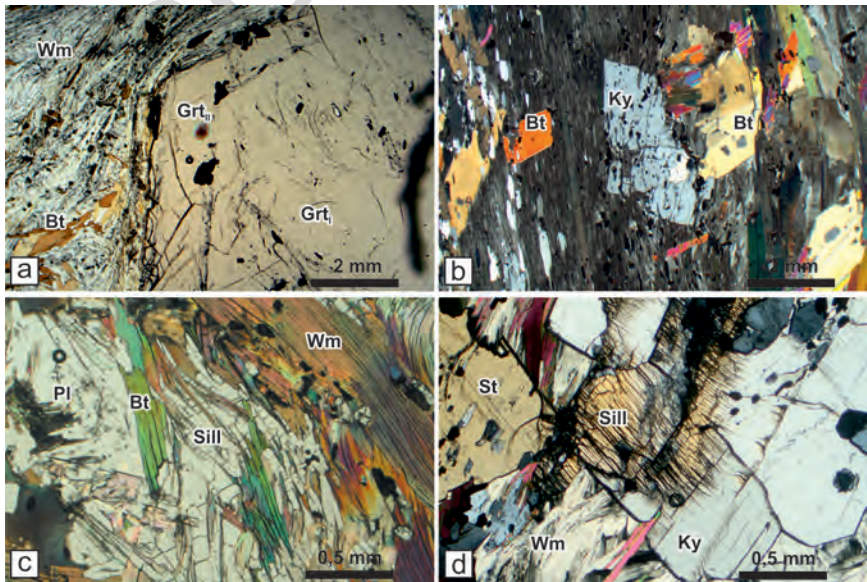


Fig. 142 - Immagini in sezione sottile relative agli elementi principali dei rapporti blastesi /deformazione nei micascisti a granato dell'unità di Monteneve. a) Porfiroblasto di granato con foliazione interna individuata principalmente da minuti cristalli di rutilo. Si nota un bordo esterno cresciuto sin-cinematicamente alla foliazione S_2 . b) Cianite e biotite sulla foliazione S_2 . c) Sillimanite prismatiche che cresce insieme a biotite debolmente orientata lungo la S_2 . d) Cianite parzialmente sostituita da sillimanite.

le anfiboliti a carbonati (OSA_b), si osserva una crescita statica di anfibolo e, più raramente, di granato successiva alle strutture della fase D_2 e precedente alla D_3 , che produce delle facies litologiche caratterizzate da grana grossolana ed anfibolo disposto a covoni sui piani della foliazione S_2 (Monte dei Granati, 3316 m in Valle del Lago; parete S delle Rocce Bianche di Montenevoso, 2961 m, a San Martino in Monteneve).

La fase deformativa D_3 , che definisce l'assetto strutturale a grande scala dell'unità di Monteneve, è successiva all'accoppiamento tettonico fra la presente unità e quella di Tessa. Le strutture attribuite a questa fase presentano dunque caratteri simili sia nell'unità di Monteneve, sia in quella di Tessa e ripiegano, almeno in parte, il contatto tettonico fra le due unità.

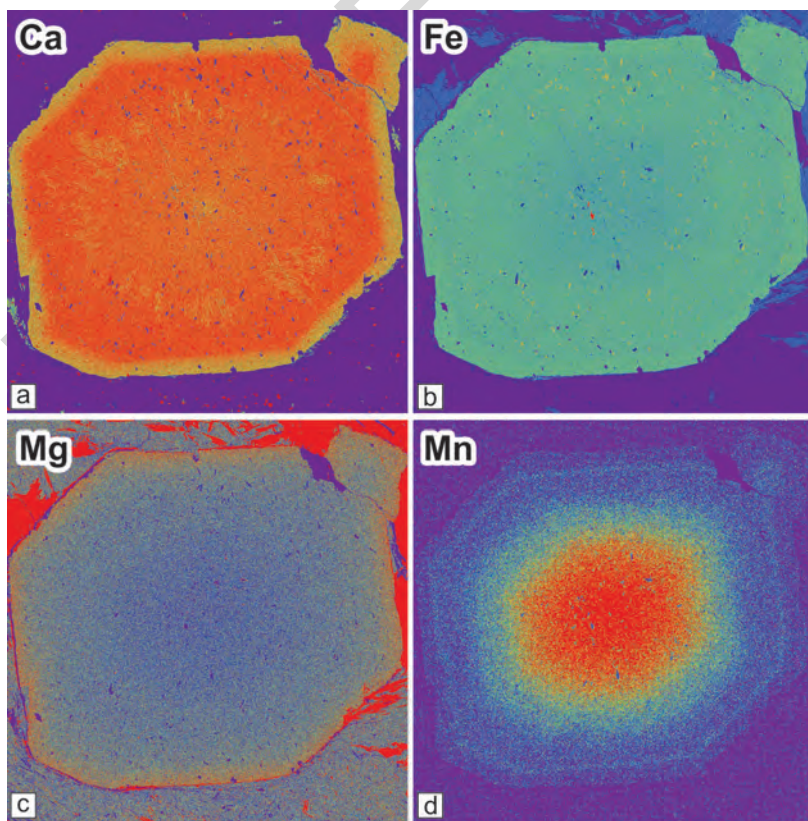


Fig. 143 - Zonatura composizionale di un porfiroblasto di granato nei micascisti sericitici (OSR); LANGONE, 2006. Le mappe dell'abbondanza degli elementi effettuate alla microsonda elettronica mostrano un impoverimento del Ca al bordo dei granati e un arricchimento al nucleo del contenuto in Mn. La larghezza dell'immagine è di 5 mm.

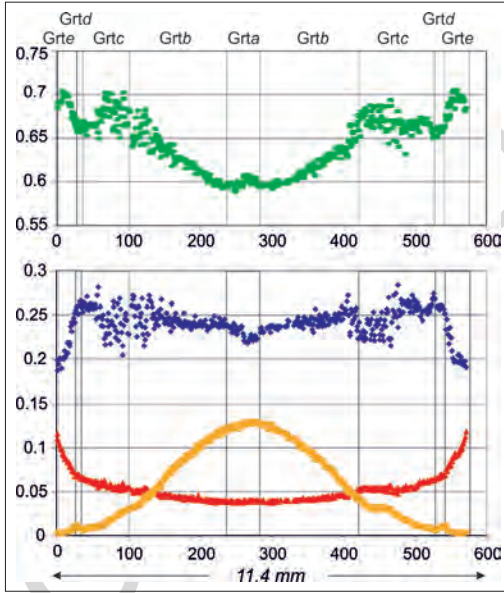


Fig. 144 - Profilo composizionale di un porfiroblasto di granato nei micascisti (OSF) della Valle del Lago, che mostra la complessa zonatura in termini di composizione (LANGONE, 2008).
 $Grta + Grtb + Grtc = \text{granato (I)}$ nel testo; $Grtd + Grte = \text{granato (II)}$.

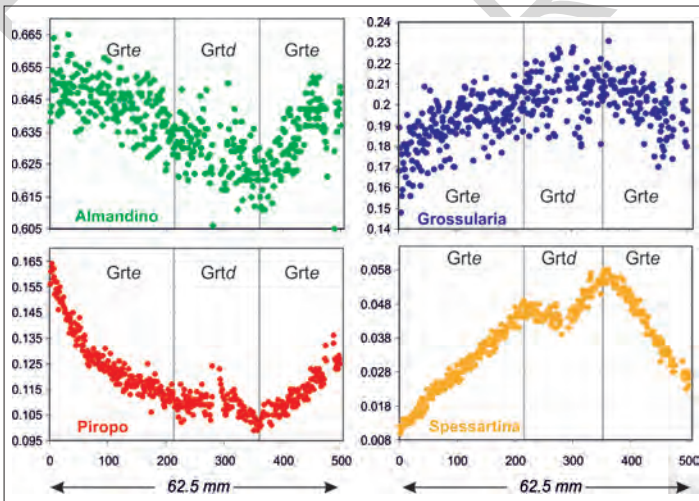


Fig. 145 - Profili composizionali di un megaporfiroblasto di granato dei micascisti biotitici a granati giganti (OSG).

La fase D_3 produce alla mesoscala pieghe da chiuse a serrate, generalmente con vergenza SE nel settore W del Foglio, per poi progressivamente ruotare verso S spostandosi verso E (Val Racines, vedi Fig. 140). I piani assiali delle pieghe D_3 immergono verso NW o NNW, con inclinazioni intorno ai 40° - 50° . Nel solo settore della Valle del Lago sono state osservate di frequente pieghe D_3 di secondo ordine con piani assiali immergenti ad alto angolo verso SSE (Fig. 140 e 146). Gli assi delle pieghe D_3 immergono a basso-medio angolo alternativamente verso WSW o ENE. Nella sola Valle del Lago sono state osservate delle pieghe D_3 , in livelli di marmi e calcescisti, con assi immergenti verso N, probabilmente legate a un fenomeno di distorsione locale. Nelle litologie più ricche in fillosilicati, in particolare nei micascisti sericitici (OSR), si osserva di frequente lo sviluppo di un clivaggio di crenulazione S_3 parallelo ai piani assiali delle pieghe D_3 (Fig. 146d). Lungo i piani di clivaggio si nota la blastesi di mica bianca (III) e biotite (IV). A questa fase è inoltre associata la crescita sporadica di un ulteriore bordo di granato (III) povero in Ca. Anche la retrocessione del rutilo in ilmenite è associata a questa fase, data la frequente isorientazione di plaghe di

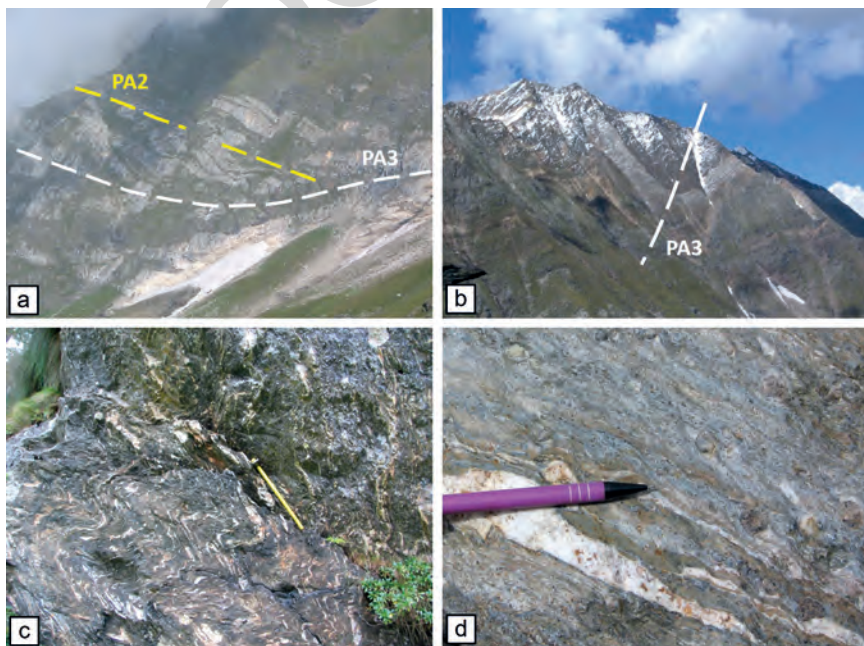


Fig. 146 - Strutture legate alla fase deformativa D_3 nell'unità di Monteneve. a) Pieghe D_2+D_3 nei marmi alla base della parete SE del M. del Cumolo (3238 m), Valle di Plan; b) piega sinforme D_3 evidenziata dai marmi sulla parete SE di Cima della Chiesa (3389 m), Valle di Plan; c) pieghe D_3 decimetriche nei micascisti sericitici (OSR), Belprato, Val Passiria; d) clivaggio di crenulazione S_3 (orientato alto-sinistra basso-destra in figura) nei micascisti a porfiroblasti di granato (OSF), Valle del Lago.

quest'ultima lungo il clivaggio S_3 . L'associazione mineralogica che caratterizza tale fase risulta pertanto così composta: mica chiara (III) + biotite (IV) + granato (III) + plagioclasio + quarzo + sill + ilmenite (Fig. 141).

La fase deformativa D_4 è caratterizzata da più basse condizioni P-T, indicative di uno sviluppo in condizioni più superficiali, rispetto alla precedente e produce strutture deformative di tipo fragile o al massimo fragile-duttile. A questa fase sono attribuiti, oltre che deformazioni interne all'unità di Monteneve, anche la riattivazione in regime fragile dei contatti tettonici fra le unità di Monteneve, Tessa, e dell'Ötztal, formatisi originariamente in condizioni duttili durante la fase D_2 . Tali contatti sono ben visibili nella zona di San Martino in Monteneve (Fig. 147 e 148), in particolar modo sul versante S de Le Rocce Bianche di Montenevoso (2961 m), lungo la verticale parete E della Croda della Cintola (2858 m) e sulla Croda Sperone (2899 m).

Tutti i contatti sono caratterizzati da zone di taglio fragile-duttile associate a cataclasiti ed ultracataclasiti, spesso foliate (Fig. 148d). Solo in rari casi sono osservabili in sezione sottile dei relitti di una precedente foliazione milonitica, individuata da mica bianca e clorite.

Il contatto tra le coperture metasedimentarie della falda dell'Ötztal e l'unità di Monteneve, alle Rocce Bianche di Montenevoso, mostra con la geometria

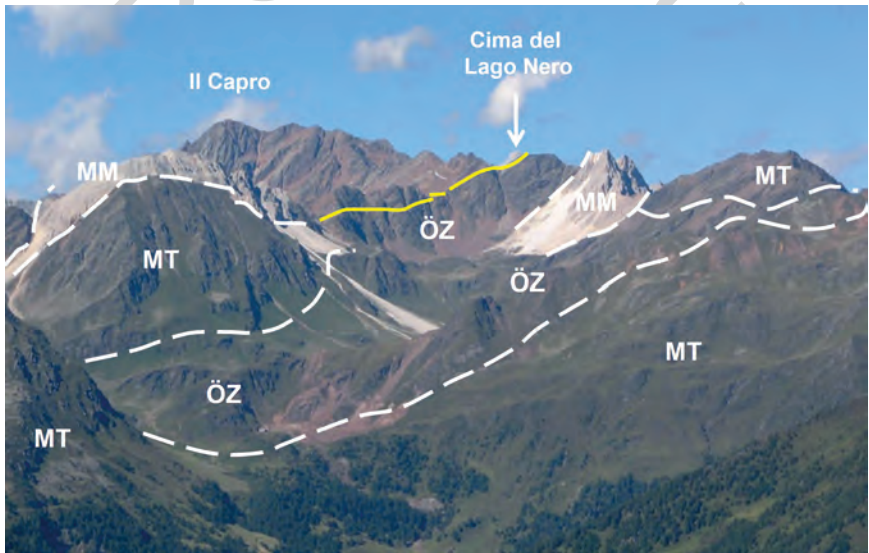


Fig. 147 - Assetto strutturale della conca di San Martino in Monteneve. In giallo è riportato il livello principale (ve ne sono altri vicini a questo e dislocati da faglie) di paragneiss e quarziti a granato (OZC) interpretato come verrucano alpino metamorfosato nel corso dell'Orogenesi Alpina. MM: coperture metasedimentarie permiano-triassiche della falda dell'Ötztal; ÖZ: basamento polimetamorfico della falda dell'Ötztal; MT: unità di Monteneve.

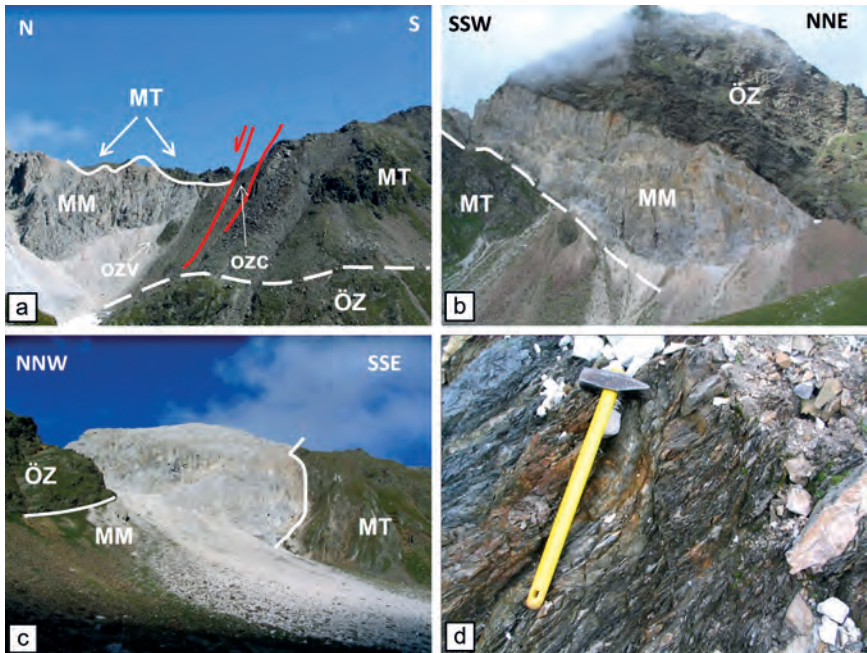


Fig. 148 - Contatti tettonici fra l'unità di Monteneve e la falda dell'Ötztal. a) Forcella fra la Croda Sperone (a S) e Rocce Bianche del Massaro; b) parete E della Croda della Cintola (2858 m); c) contatto tettonico a W delle Rocce Bianche di Montenevoso, la zona di taglio è spessa 10-15 m; d) dettaglio delle cataclasiti, derivate dai micascisti dell'unità di Monteneve, che caratterizzano il contatto di figura c. MM: coperture permiano-triassiche della falda dell'Ötztal; ÖZ: basamento polimetamorfico della falda dell'Ötztal; MT: unità di Monteneve; OZV: quarziti, scisti quarzosi e calcescisti ("Fm. di Virgloria" Auct.); OZC: paragneiss e quarziti a granato (verrucano alpino).

attuale, una cinematica normale, con significativa componente sinistra (Fig. 148a), con senso di trasporto complessivo verso NW della falda dell'Ötztal al di sopra dell'unità di Monteneve. La geometria dei contatti tettonici fra la falda dell'Ötztal, e le unità di Tessa e Monteneve attualmente osservabile sul terreno è il risultato di una complessa evoluzione tettono-metamorfica, conclusasi con una fase deformativa sviluppatasi in condizioni fragile che ha modificato l'originale geometria dei contatti e in parte obliterato, nella zona di San Martino in Monteneve, le precedenti strutture.

Negli altri casi non è stato possibile osservare degli indicatori cinematici certi, anche per successive complicazioni del contatto originale, come nel caso della forcella fra Le Rocce Bianche del Massaro e la Croda Sperone (Fig. 148a). In questa zona l'unità di Monteneve sovrascorre sia sul basamento della falda dell'Ötztal a S, sia sulle relative coperture permiano-triassiche a N. In corrispondenza della forcella affiora una lente spessa qualche metro di paragneiss

attribuiti ai paragneiss e quarziti a granato (OZC), isolata da due faglie ad alto angolo con cinematica normale e trascorrente.

All'interno dell'unità di Monteneve la fase D_4 è responsabile anche dello sviluppo di pieghe da aperte a blande, con assi sub-orizzontali con direzione circa NNE-SSW e piani assiali verticali o immergenti ad alto angolo verso NNW.

A queste pieghe, sviluppate principalmente in prossimità dei contatti con le unità della falda dell'Ötztal, è talora associato un clivaggio disgiuntivo con spaziatura decimetrica che testimonia il carattere fragile della deformazione.

2.2. - UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI TESSA

L'unità di Tessa affiora nell'area del Foglio nel settore S, su entrambi i versanti del Fiume Passirio e in destra del Rio di Giovo. L'unità è in contatto tettonico con l'unità di Monteneve verso N e NW, attraverso una zona di taglio sin- D_2 e con l'unità di San Leonardo verso S, attraverso le zone di taglio del sistema linea della Passiria - linea del Giovo.

Nell'area del Foglio l'evento geologico più antico riconoscibile nell'unità tettono-metamorfica di Tessa è rappresentato dall'intrusione di lenti e filoni di pegmatiti (OGA), talora a spodumene, ritrovati sul versante N di Punta Montecroce.

I rilievi e le analisi effettuate nel corso del rilevamento del presente Foglio non hanno messo in evidenza la presenza di relitti strutturali e/o petrologici inequivocabilmente attribuibili all'evento orogenetico varisico, comunemente presente nelle falde del dominio Austroalpino delle Alpi Orientali (e.g., NEUBAUER & HANDLER, 2000).

Sul terreno le metapegmatiti appaiono foliate e concordanti con la foliazione S_2 nei micascisti (OTM) e nei paragneiss a bande (OTP) incassanti. Le caratteristiche microstrutturali descritte nel cap. V suggeriscono una ricristallizzazione diffusa delle metapegmatiti, con gli originari caratteri strutturali e mineralogici quasi completamente obliterati dai successivi eventi tettono-metamorfici.

Si ricorda brevemente come nell'area del contiguo Foglio Merano, sia stato riconosciuto un evento precedente a questo, relativo all'intrusione dell'ortogneiss di Parcines (OTH), datata intorno a 450 Ma tramite metodo Rb-Sr su roccia totale (ZANTEDESCHI *et alii*, 1991).

Le analisi strutturali svolte nel corso dei rilievi hanno permesso di confermare la presenza di almeno tre distinte deformazioni duttili (BARGOSI *et alii*, 2010). Si ricorda che le fasi D_2 e D_3 sono le stesse descritte per l'unità di Monteneve, mentre la fase deformativa D_1 dell'unità di Tessa non coincide con la D_1 dell'unità di Monteneve, avendo le due unità un'evoluzione comune solo a partire dalla fase D_2 .

Le strutture mesoscopiche associate alla prima fase deformativa D_1 si riducono principalmente a relitti di foliazione S_1 , individuata da mica chiara e biotite nei micascisti (OTM) e nei paragneiss a bande (OTP) e a cerniere di

pieghe sradicate evidenziate da livelli quarzosi nei micascisti (OTM_a). Nei livelli di paragneiss a bande a più abbondante componente quarzoso feldspatica, si ritrovano talora dei relitti del *layering* composizionale attribuito alla fase D_1 , non completamente trasposto dalle strutture della fase D_2 (Fig. 149a).

Relitti di strutture attribuibili alla fase D_1 , o addirittura a una fase precedente altrove non preservata, sono inoltre presenti all'interno dei vari corpi, livelli e *boudins* di anfiboliti (OTF) e anfiboliti a granato (OTF_a) inclusi nei micascisti (OTM) e nei paragneiss a bande (OTP) (Fig. 149b).

Nell'area del Foglio non sono state osservate le anfiboliti con relitti eclogitici ben preservati, affioranti nel contiguo Foglio Merano. Tuttavia, nelle anfiboliti a granato (OTF_a) del Giogo Strizzone e del corpo affiorante fra Moso e Stulles, sono presenti associazioni mineralogiche che indicano una retrocessione da precedenti paragenesi eclogitiche (POLI, 1991). Le condizioni stimate per il picco del metamorfismo di queste metabasiti sono di 1.1-1.2 GPa e 640-680°C (POLI, 1991).

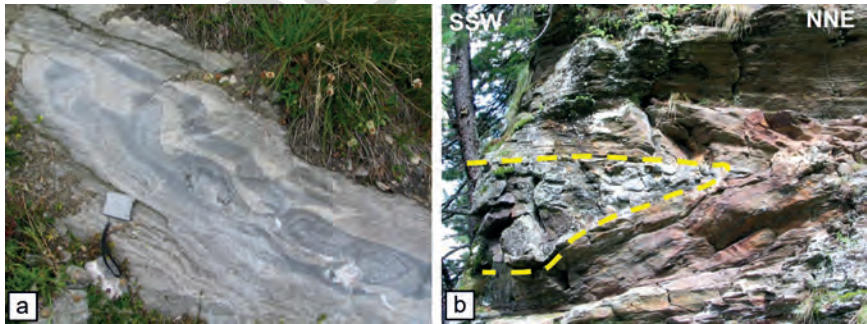


Fig. 149 - Strutture D_1 relitte nell'unità di Tessa. a) *layering* composizionale pre- D_2 nei paragneiss a bande (OTP), Moso, lungo il F. Passirio; b) boudin di anfiboliti a granato (OTF_a) all'interno dei micascisti (OTM), Giogo Strizzone (2230 m) in Val Mara; la foliazione S_2 avvolge il boudin; larghezza immagine 1.5 m.

Le datazioni radiometriche (U-Pb su zircone e Sm-Nd su granato) effettuate sulle eclogiti di Ulfas (BARGOSSÌ *et alii*, 2010; ZANCHETTA *et alii*, 2013) e Saltusio (HABLER *et alii*, 2006), poco a S dell'area del presente Foglio, definiscono l'età dell'evento metamorfico di alta pressione al Cretacico Superiore, intorno a 85 Ma. Dati i rapporti strutturali fra i *boudins* di eclogiti e le rocce incassanti (BARGOSSÌ *et alii*, 2010), ne consegue che tutte le strutture attualmente visibili nell'unità di Tessa, così come il metamorfismo associato, sono verosimilmente di età alpina.

La seconda fase deformativa duttile (D_2) è responsabile dello sviluppo di pieghe isoclinali alle quali è associata una foliazione di piano assiale pervasiva su scala millimetrica (S_2), che, nei micascisti (OTM) e paragneiss a bande

(OTP), rappresenta l'elemento dominante del *fabric* mesoscopico. La foliazione S_2 immerge verso NW-NNW nel settore W del Foglio (Valle di Plan, Moso in Passiria), per poi ruotare progressivamente in senso orario spostandosi verso il settore E (Val Racines, Val Ridanna), dove immerge verso N (Fig. 150).

Le pieghe D_2 sono sviluppate sia a scala mesoscopica che regionale. Le pieghe maggiori sono ben visibili dove presenti livelli di marmi a silicati (OTB) e calcescisti (OTC) che fungono da livelli guida per individuare le strutture deformative. Ne deriva che gli esempi caratteristici della deformazione D_2 sono osservabili sul versante sinistro idrografico della Valle di Plan, nella zona di Punta Montecroce (2743 m). Cerniere di pieghe D_2 sono visibili anche in Val Racines e nei livelli di quarziti (OTQ) dell'Alpe Toro, versante sinistro idrografico della Valle di Plan (Fig. 151).

La foliazione S_2 , rappresentante la foliazione principale in questa unità, è individuata da associazioni mineralogiche di facies anfibolitica (GREGNANIN & PICCIRILLO 1969a, b; SPALLA, 1993; SÖLVA *et alii*, 2001; BARGOSSO *et alii*, 2010), ed in particolare, nei micascisti (OTM) e micascisti quarzosi (OTM_a), l'associazione mineralogica sin- S_2 è data da: biotite (II) + mica chiara (II) + granato (II) + staurolite + cianite (SPALLA, 1993; ZANCHETTA, 2005). Le stime P-T per il metamorfismo associato alla fase deformativa D_2 sono di 0.8-0.9 GPa e 650°-700°C (BARGOSSO *et alii*, 2010).

Il contatto tettonico fra le unità di Tessa e di Monteneve si caratterizza per la presenza di una zona di taglio milonitica, con spessore decametrico e limiti graduali verso i settori esterni non interessati dalla deformazione di taglio (Fig. 152). La foliazione risulta spesso accompagnata da una lineazione mineralogica (Lm in Fig. 150), individuata dall'orientazione preferenziale di forma di biotite, mica bianca, quarzo e talora anche di aggregati ellissoidali di granato (Fig. 152a) nelle quarziti dell'unità di Monteneve. La foliazione milonitica risulta parallela alla S_2 , così come la lineazione che l'accompagna è parallela agli assi delle pieghe D_2 (Fig. 150). Le caratteristiche geometriche e mineralogiche della zona di taglio milonitica portano a ipotizzare che sia coeva o di poco successiva alla fase deformativa D_2 , che rappresenta quindi il momento in cui le unità di Tessa e Monteneve sono state accoppiate tettonicamente. Il carattere tardivo rispetto alla S_2 è testimoniato dalla parziale retrocessione dei porfiroblasti di granato nei micascisti delle unità di Tessa e di Monteneve (Fig. 152a, c).

La successiva fase D_3 ristrutturata profondamente il basamento, come già osservato da GREGNANIN *et alii* (1995), interferendo con le preesistenti strutture D_2 e conferendo l'attuale assetto strutturale sia all'unità di Tessa, sia all'unità di Monteneve (vedi paragrafo precedente).

Le strutture D_3 sono presenti a scala regionale come pieghe S- o SE-vergenti, da poco aperte a serrate, generalmente asimmetriche, con i fianchi meridionali talora parzialmente elisi (Fig. 153). I piani assiali immergono verso NW nel settore W del Foglio (Valle di Plan, Moso, Fig. 150) con inclinazioni generalmente comprese fra 40° e 60°. Spostandosi verso E le strutture D_3 tendono a ruotare in senso orario, seguendo l'andamento dei contatti tettonici fra le unità. In

Val Racines predominano pieghe D_3 con piani assiali immergenti a N e assi immergenti a basso angolo verso WNW. Le figure di interferenza risultanti dalla sovrapposizione delle pieghe D_2 e D_3 sono generalmente dei tipi 2 e 3 di RAMSAY & HUBER (1987).

Alla microscaia, la fase D_3 si evidenzia per lo sviluppo di una crenulazione, evidente soprattutto nei litotipi più ricchi di miche. Sui fianchi delle micropieghe si osserva lo sviluppo di un clivaggio di crenulazione dato dalla ri-orientazione delle miche sulla S_1 e S_2 . Nell'area del presente Foglio si è solo raramente osservato lo sviluppo di un clivaggio di crenulazione S_3 ben definito, per la maggior parte dei casi nei micascisti (OTM).

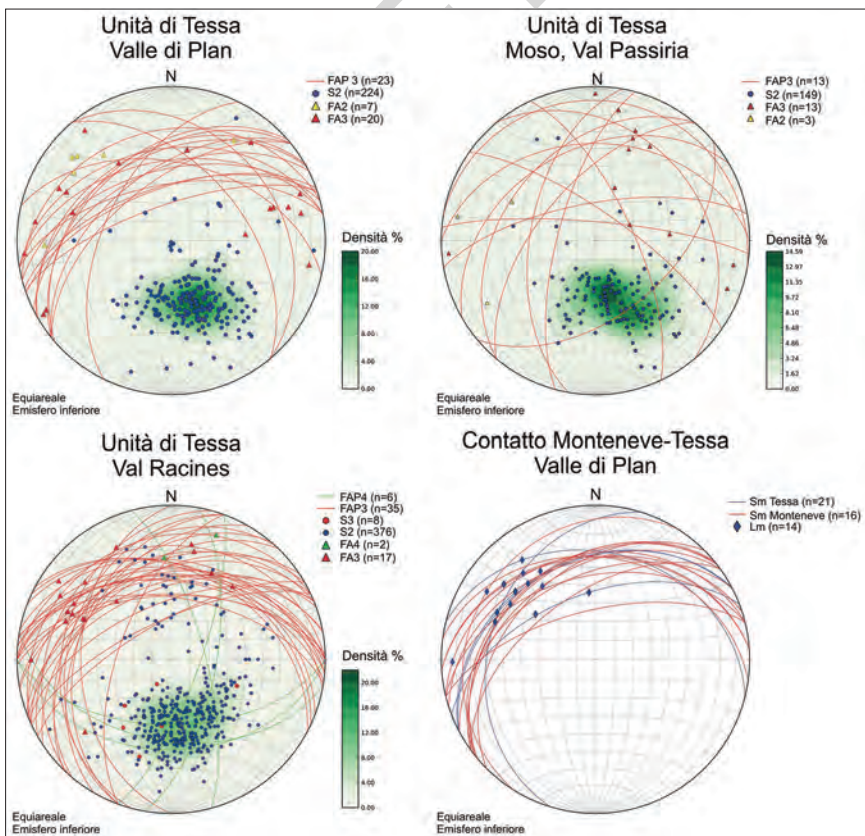


Fig. 150 - Dati strutturali relativi alle fasi D_2 , D_3 e D_4 nell'unità di Tessa. S2: foliazione di fase D_2 ; L2: lineazione mineralogica di fase D_2 ; FA2: assi di fase D_2 ; FAP2: piani assiali di pieghe di fase D_2 ; FA3: assi di fase D_3 ; FAP3: piani assiali di pieghe di fase D_3 ; FAP4: piani assiali di pieghe di fase D_4 ; FA4: assi di fase D_4 ; Sm: foliazione milonitica; Lm: lineazione milonitica.

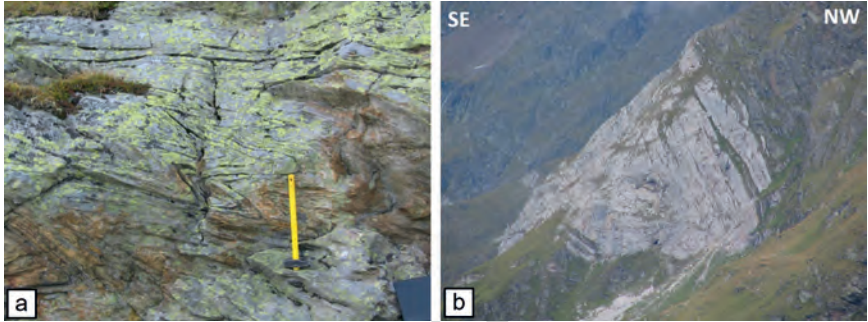


Fig. 151 - a) Pieghe D_2 isoclinali nelle quarziti (OTQ), Alpe del Toro, Valle di Plan; b) cerniera di piega D_3 SE-vergente nei marmi a silicati (OTB), 500m a NW di Plan.

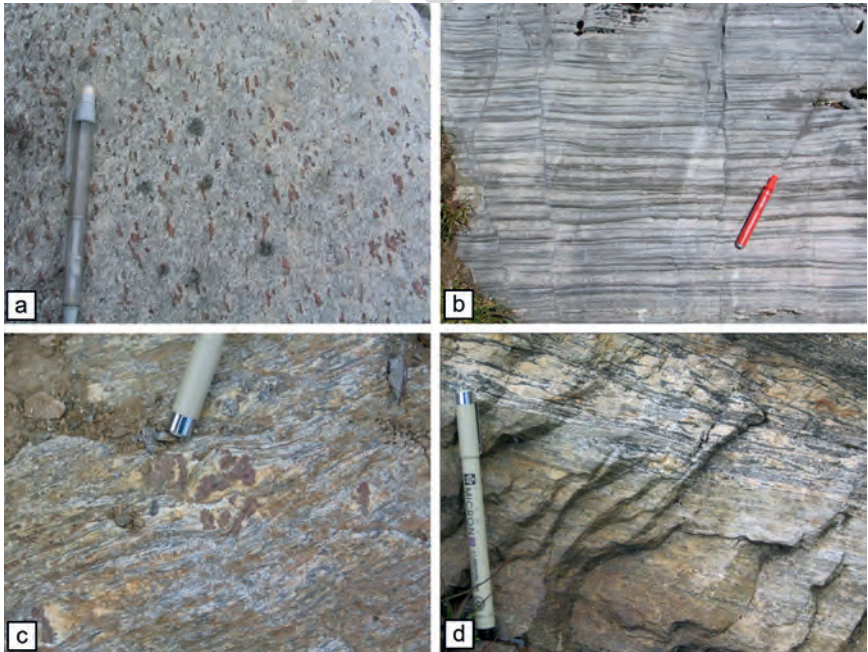


Fig. 152 - Rocce lungo il contatto tettonico fra le unità di Tessa e di Monteneve. a) Aggregati ellissoidali di granato nelle quarziti a granato (OSQ_a) dell'unità di Monteneve allungati parallelamente alla lineazione mineralogica (L_m in Fig. 150); b) marmi milonitici dell'unità di Monteneve; c) porfiroblasti di granato parzialmente retrocessi nei micascisti a porfiroblasti di granato (OSF) dell'unità di Monteneve; d) lente di gneiss e scisti a granato ed anfibolo (OSD) milonizzati. Sentiero dal Rif. Plan al passo delle Croce, Valle di Plan.

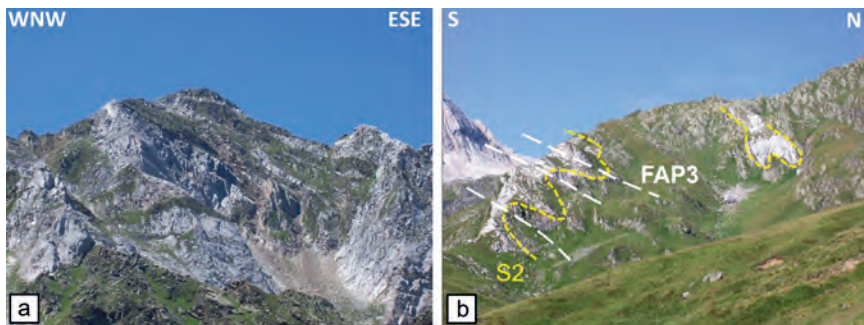


Fig. 153 - a) Pieghe D_3 individuate dai livelli di marmi a silicati (OTB) sul versante NE del Monte Alta Croce (2743 m); b) pieghe D_3 in marmi a silicati (OTB) e paragneiss a bande (OTP), Malga della Gola, Val Racines.

Le deformazioni successive alla fase D_3 , omettendo faglie e zone di taglio alpine descritte successivamente, sono limitate e non partecipano in modo significativo all'attuale assetto strutturale dell'unità di Tessa. Le strutture più significative, legate a una fase D_4 , sono rappresentate da pieghe aperte con lunghezza d'onda da metrica a decametrica, più diffuse nel settore E del Foglio. Tali pieghe presentano piani assiali sub-verticali e assi orizzontali orientati nella maggior parte dei casi E-W, anche se non mancano pieghe perpendicolari a queste in Val Racines (Fig. 150). Queste strutture plicative presentano talora un clivaggio disgiuntivo nelle zone di cerniera, soprattutto dove interessano litologie più competenti (per es. livelli di quarziti). Le caratteristiche geometriche e reologiche delle pieghe D_4 indicano la transizione da un regime di deformazione duttile a uno fragile.

Altre strutture minori correlate a questa fase o potenzialmente successive ad essa, sono rappresentate da *kink bands* centimetriche e zone di taglio con spessori variabili da qualche centimetro a pochi decimetri diffuse in tutta l'area.

L'analisi delle associazioni mineralogiche d'equilibrio e le stime di pressione e temperatura delle stesse indicano, per l'evoluzione metamorfica dell'unità di Tessa, un percorso P-T-d-t (Pressione-Temperatura-tempo relativo della deformazione) di tipo orario (Fig. 30). La fase di alta pressione e relativamente bassa temperatura è coeva o precede la fase D_1 , segue quindi una progressiva esumazione associata a un riscaldamento, coevo con la fase deformativa D_2 . Questa fase porta a una diffusa ricristallizzazione in tutti i litotipi, con la formazione dell'associazione granato + staurolite + cianite nelle metapeliti e metapsammiti e alla retrocessione, nelle metabasiti, dei minerali eclogitici.

Il primo evento riconoscibile, successivamente all'intrusione dell'ortogneiss di Parcines (OTH) affiorante nel contiguo Foglio Merano, è rappresentato da un metamorfismo in facies eclogitica, segnalato per la prima volta da THÖNI & HOINKES (1987), POLI (1991) e HOINKES *et alii* (1991) nelle metabasiti e da

SPALLA (1989, 1993) nelle metapeliti dell'unità di Tessa. Sebbene le eclogiti meglio preservate si trovino nell'area del Foglio Merano (HABLER *et alii*, 2006; ZANCHETTA, 2007; BARGOSS *et alii*, 2010), le analisi strutturali di terreno e il riconoscimento di paragenesi eclogitiche retrocesse nelle anfiboliti di Moso (POLI, 1991) suggeriscono che tutta l'unità di Tessa, compresa la parte affiorante nel presente Foglio, abbia avuto un'evoluzione tettono-metamorfica omogenea a partire dall'evento di alta pressione, datato intorno a 85 Ma (HABLER *et alii*, 2006; BARGOSS *et alii*, 2010).

Per la fase deformativa D_2 i dati presenti in letteratura indicano condizioni P-T nell'ordine di $550^\circ\text{-}650^\circ\text{C}$ e $0.6\text{-}0.7$ GPa (HOINKES, 1981; SPALLA, 1993; SÖLVA *et alii*, 2001). I dati raccolti nel corso della realizzazione del Foglio Merano sulle metapeliti dell'unità di Tessa, confermati anche nel presente Foglio, indicano delle pressioni e temperature leggermente superiori ($0.8\text{-}0.9$ GPa e $650^\circ\text{-}700^\circ\text{C}$). Le variazioni composizionali mostrate dai porfiroblasti di granato presenti nelle metapeliti e nelle metabasiti (Fig. 154) sono coerenti con l'evoluzione sopra descritta.

Per quanto riguarda l'età del metamorfismo in facies anfibolitica subito dall'unità di Tessa, i dati esistenti riguardano principalmente datazioni radiometriche su miche (THÖNI, 1983, 1986, 1988), che risultano disperse su un intervallo di tempo compreso fra 120 e 70 Ma. Datazioni più recenti effettuate su zone di taglio in facies di scisti verdi (dati Rb-Sr su biotite, SÖLVA *et alii*, 2005) post- D_2 e pre- D_3 indicherebbero che l'età del metamorfismo in facies anfibolitica sin- D_2 ha un'età compresa fra 85 e 70 Ma.

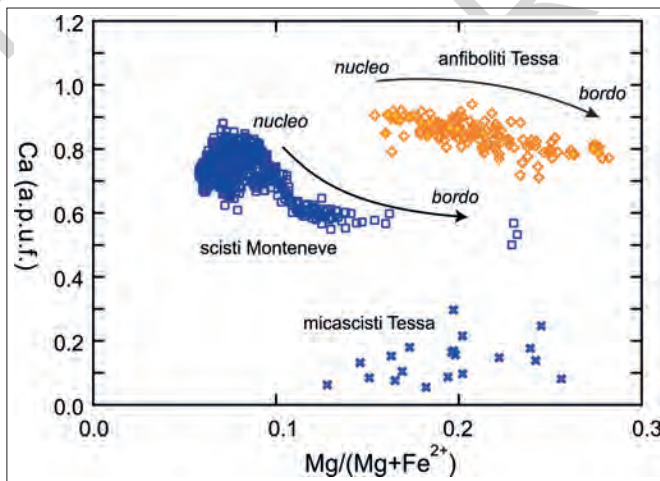


Fig. 154 - Composizioni rappresentative dei granati dell'unità di Tessa (micascisti e metabasiti) e dell'unità di Monteneve (micascisti OSF, OSR e OSG). In entrambe le unità si osserva un generale incremento di magnesio dal nucleo al bordo, accompagnato da una diminuzione del contenuto di calcio.

Allo stato attuale non esistono dati relativi all'età della fase deformativa D_3 , anche se può essere verosimilmente correlata ai movimenti di “*backthrust*”, ovvero un fenomeno di retrovergenza verso S, lungo la linea Insubrica, avvenuti durante l'Eocene-Oligocene, probabilmente correlabili con l'indentazione della crosta della placca Adria nel cuneo orogenico Austroalpino (e.g., ROSENBERG *et alii*, 2018).

3. - LE UNITÀ TETTONO-METAMORFICHE CON METAMORFISMO ALPINO IN FACIES ANFIBOLITICA E SCISTI VERDI

Nei paragrafi seguenti vengono descritti l'assetto strutturale e il metamorfismo delle unità tettono-metamorfiche che hanno subito durante l'Orogenesi Alpina un metamorfismo in facies anfibolitica (falda dell'Ötztal) o scisti verdi (unità di San Leonardo).

La falda dell'Ötztal, come definito nel capitolo V, comprende un basamento polimetamorfico e delle coperture metasedimentarie di supposta età dal Permiano al Triassico, definita sulla base di rari fossili e similitudine dei caratteri stratigrafici con le coperture permiano-mesozoiche non metamorfosate del sistema Austroalpino in altre aree (KÜBLER & MÜLLER, 1962). L'originaria superficie di *non-conformity* (“Discordanza Basale” FRECH, 1905; KÜBLER & MÜLLER, 1962.) fra le coperture e il basamento risulta preservata nella zona di San Martino in Monteneve.

L'analisi strutturale dei rapporti d'intersezione e sovrapposizione fra le strutture presenti nelle coperture metamorfosate e il basamento cristallino pre-Alpino ha permesso di distinguere, anche in quest'ultimo, le strutture deformative e l'associato metamorfismo di età alpina. Oltre alle relazioni basamento-copertura, utili come *marker* strutturale, di fondamentale importanza per la cronologia relativa degli eventi tettono-metamorfici, sono i filoni mafico-intermedi, di probabile età permiana (PURTSCHELLER & RAMMELMAIR, 1982), intrusi nel basamento polimetamorfico, ma tagliati dalla *non-conformity* sulla quale poggiano le coperture permiano-triassiche (GREGNANIN & VALLE, 1995).

Il basamento polimetamorfico della falda dell'Ötztal è a contatto con l'unità di Monteneve attraverso una zona di taglio in facies scisti verdi, immergente verso N-NW, che percorre l'intera area del Foglio, a partire dalla Valle del Lago a SW, sino alla Val Ridanna a NE. Analisi strutturali e cinematiche di tale zona di taglio mostrano una componente di trasporto normale (*Schneeberg Normal Fault Zone*; SÖLVA *et alii*, 2005). Nella zona centrale del Foglio, in corrispondenza di San Martino in Monteneve, come già illustrato precedentemente (vd. § VI.1.1.), il contatto è complicato da successive ripetizioni dovute sia a pieghe associabili alla fase D_3 che da una riattivazione dei contatti stessi in regime deformativo fragile. A E del Passo dell'Erpice la struttura è più facilmente interpretabile, con le quarziti (OSQ) milonitiche dell'unità di Monteneve che individuano il contatto duttile con l'unità dell'Ötztal strutturalmente soprastante.

L'unità di San Leonardo, già definita nel Foglio Merano, è delimitata verso NW dalle zone di taglio del sistema linea della Passiria - linea del Giovo. Tale sistema costituisce il limite meridionale delle unità di basamento Austroalpino interessate da metamorfismo di età alpina (SAM: *Southern limit of Alpine Metamorphism*, HOINKES *et alii*, 1999). La linea del Giovo costituisce una zona di taglio sviluppata a scala crostale con una storia complessa e ripetute riattivazioni, sia in regime deformativo duttile che fragile.

3.1. - FALDA DELL'ÖTZTAL

La falda dell'Ötztal è composta da un basamento polimetamorfico e da coperture metasedimentarie permiano-triassiche sostanzialmente autoctone. Si è preferito utilizzare il termine "falda", oltre che per la notevole estensione areale (SCHMID *et alii*, 2004), in quanto l'assenza di un contatto tettonico netto e continuo fra basamento e coperture, così come la loro differente storia deformativa e metamorfica (lunga e complessa per il primo, solo alpina per le seconde) rende di fatto inappropriato in questo caso il termine di unità tettono-metamorfica.

All'interno della falda dell'Ötztal sono state evidenziate strutture relative ad almeno quattro distinte fasi deformative duttili. Le prime due (D_1 e D_2) interessano unicamente il basamento cristallino, mentre le seguenti (D_3 e D_4) interessano anche la copertura metasedimentaria e sono quindi ascrivibili all'Orogenesi Alpina.

3.1.1. - *Basamento polimetamorfico*

Il basamento polimetamorfico della falda dell'Ötztal ha subito almeno tre orogenesi: Caledoniana, Varisica e Alpina (NEUBAUER *et alii*, 1999; HOINKES *et alii*, 1999). Di seguito vengono esposti gli elementi petrografici e strutturali riconducibili ai suddetti cicli orogenici, ad oggi riconosciuti nell'area del Foglio.

I relitti più antichi di eventi magmatici e metamorfici preservati nella falda dell'Ötztal sono costituiti da intrusioni di gabbri e dioriti-tonaliti aventi età comprese fra i 487 Ma e 540 Ma (SCHWEIGL, 1993; MILLER & THÖNI, 1995; HOINKES *et alii*, 1997; KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001). Un successivo gruppo di età, tra 485 e 420 Ma (THÖNI, 1999), riguarda buona parte dei corpi di composizione prevalentemente granitica e granodioritica, ora presenti come livelli di ortogneiss. L'intrusione di questi corpi fu probabilmente correlata a eventi di locale anatessi, testimoniati dalla presenza di relitti di migmatiti nell'Ötztal centrale (migmatite di Winnebach, KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001; THÖNY *et alii*, 2008) e nell'Ötztal occidentale (Verpeil e Nauderer Gaisloch, SCHWEIGL, 1993; BERNHARD *et alii*, 1996; KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2001).

I fenomeni di fusione parziale della crosta che hanno portato alla

formazione dei corpi granitici sono da ritenersi correlati all'intrusione di corpi a composizione più mafica, con chiara origine di mantello come dimostrato dai dati geochimici (POLI, 1989). Nell'area del Foglio le testimonianze di questi eventi sono rappresentate dal metagabbro di Flères (OZG) (*"Gabbro di Flères"* Auct., SANDER, 1920a) che affiora nella valle omonima nella zona del Rif. Calciati, alla base del versante SW del massiccio del Tribulaun. Questo metagabbro è costituito da anfiboliti con tessitura a bande (OZG) e ortogneiss biotitici (OZG_a). Datazioni radiometriche con il metodo U-Pb su zirconi separati dagli ortogneiss biotitici e dalle anfiboliti hanno fornito età rispettivamente di 469.8 ± 3.1 Ma e 480.5 ± 5.5 Ma (Fig. 155), interpretate come età di cristallizzazione dell'originario corpo intrusivo.

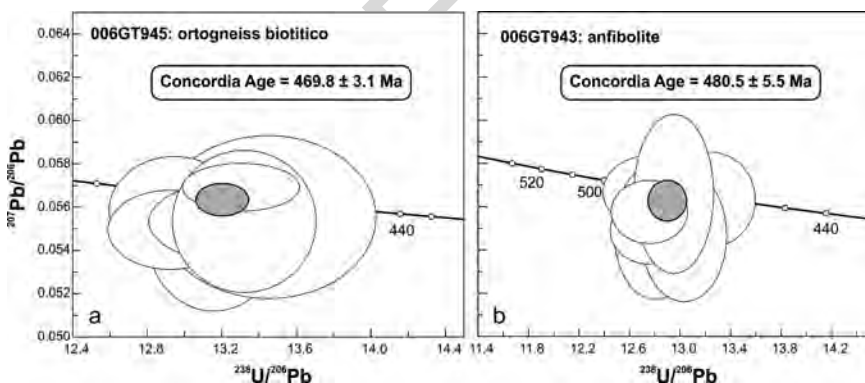


Fig. 155 - Diagrammi Tera-Wasserburg che illustrano le età di concordia delle popolazioni di zircone separate dalle anfiboliti del metagabbro di Flères (OZG) e dagli ortogneiss biotitici (OZG_a). Le datazioni SHRIMP U-Th-Pb su zirconi sono state effettuate presso il CAGS (Chinese Academy of Geological Sciences, Pechino, Cina) con la collaborazione di M. BERGOMI.

Ai fini della ricostruzione della storia deformativa della falda dell'Ötztal, sono stati eseguiti alcuni rilievi geologico-strutturali di dettaglio in zone chiave individuate nel corso dei rilievi, insieme all'analisi dei dati strutturali a scala mesoscopica (Fig. 156). A titolo di esempio si riporta il rilievo effettuato nella zona del Rif. Vedretta Pendente (Fig. 157). Tutte le quattro distinte fasi deformative di tipo duttile individuate hanno prodotto strutture direttamente osservabili sul terreno. Le strutture della fase deformativa più antica (D₁) sono osservabili solo in limitati settori, spesso all'interno degli gneiss eterogenei a bande (OZE), litologia che presenta una memoria strutturale meglio conservata di altre. Le strutture associate alle fasi successive, D₂ e D₃, sono invece diffuse in tutta l'area del Foglio. L'ultima fase deformativa riconosciuta, D₄, è poco pervasiva, essendo visibile principalmente nei paragneiss a bande (OZP) del settore orientale dell'unità (alta Val Ridanna) in forma di pieghe blande con

lunghezza d'onda da metrica a pluri-decamentrica. Le proiezioni stereografiche riportate di seguito (Fig. 156) riguardano gli assi delle pieghe e i relativi piani assiali delle fasi D_3 e D_4 , oltre alla foliazione principale S_2 .

Le strutture ascrivibili alle fasi deformative pre- D_2 si presentano in forma di relitti litologici e/o mineralogici intrafoliali alla S_2 . Attribuibili a questa fase sono i *boudin* a carbonati preservati all'interno dei piani di foliazione pre- S_2 negli gneiss eterogenei a bande (OZE) della zona del Rif. Vedretta Pendente. Questi sono osservabili negli affioramenti situati lungo il sentiero tra il Rifugio Vedretta Pendente e il Rifugio G. Biasi al Bicchiere. Hanno spessore massimo di 10 cm circa e continuità laterale fino a 0.5 m. Possiedono grana medio-fine e sul terreno risulta difficile il riconoscimento delle singole fasi mineralogiche.

Nei paragneiss a bande (OZP) della falda dell'Ötztal affioranti nell'area

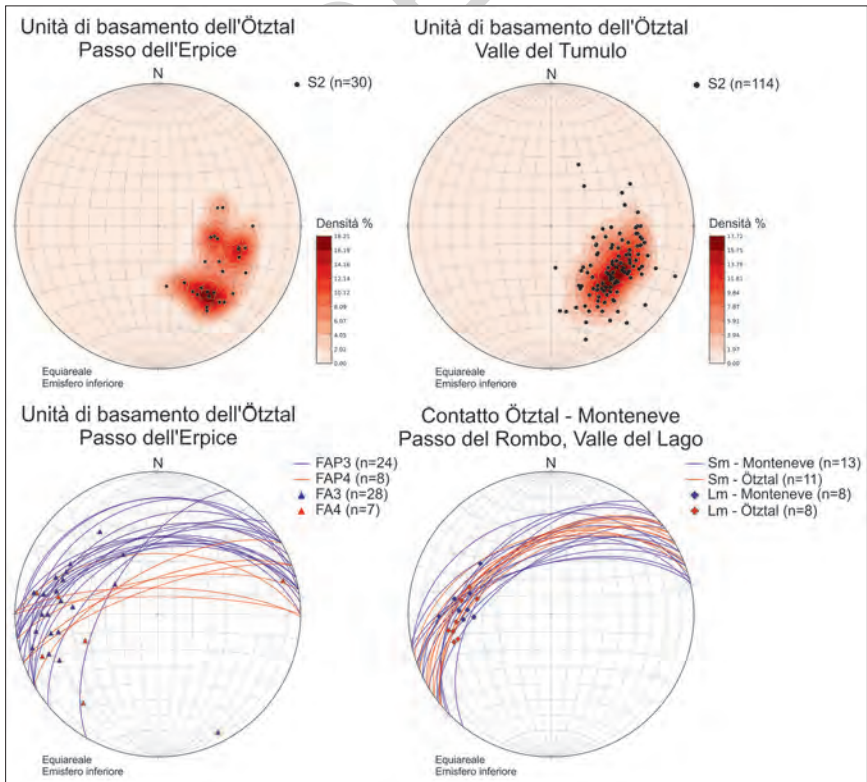


Fig. 156 - Giaciture degli elementi strutturali riconosciuti nel basamento polimetamorfo della falda dell'Ötztal e della zona di contatto con l'unità di Monteneve. S2: foliazione di fase D_2 ; FA3: assi di fase D_3 ; FAP3: piani assiali di pieghe di fase D_3 ; FAP4: piani assiali di pieghe di fase D_4 ; FA4: assi di fase D_4 ; Sm: foliazione milonitica; Lm: lineazione milonitica.

del Foglio si osservano anche relitti mineralogici (granati, anfiboli e miche), rappresentativi di eventi deformativi antecedenti lo sviluppo della foliazione principale S_2 . Dato il carattere pervasivo alla mesoscala delle strutture relative alla fase D_2 nei litotipi con maggiore quantità relativa di fillosilicati, queste strutture risultano molto rare al di fuori dell'area oggetto della ricostruzione di dettaglio (Fig. 157).

Negli gneiss eterogenei a bande (OZE), il *layering* principale pre- S_2 ripiegato da questa fase deformativa è caratterizzato dall'alternanza di bande centimetriche e decimetriche a composizione differente (Fig. 158a, d). In particolare, si osservano sia livelli quarzoso-feldspatici di spessore fino a 2-3 cm che rappresentano degli utili *marker* dell'andamento della foliazione, sia un graduale passaggio tra livelli maggiormente quarzosi a livelli a composizione prevalentemente feldspatica (Fig. 158b, c). Questa foliazione pre- S_2 è riconoscibile per la presenza di livelli di colore rosa ricchi di granato, che raggiungono spessore fino a 10 cm, poco continui lateralmente; talora i piani pre- S_2 sono anche evidenziati da bande centimetriche con maggiore quantità relativa di anfiboli.

La fase deformativa D_2 è pervasiva e dà luogo allo sviluppo della foliazione di piano assiale S_2 , marcata dall'isorientazione di fillosilicati, che rappresenta la scistosità prevalente osservata sul terreno. Le strutture attribuite alla fase deformativa D_2 sono rappresentate da cerniere di pieghe sradicate presenti come relitti intrafoliali alla foliazione S_2 nei paragneiss a bande (OZP), nei micascisti a granato (OZM) e all'interno dei *boudin* di gneiss eterogenei a bande (OZE). Si riconoscono inoltre pieghe isoclinali relitte, ripiegate successivamente dalle pieghe di fase D_3 (Fig. 159).

Nel settore situato 1 km circa a W del Rifugio Vedretta Pendente, le pieghe isoclinali della fase D_2 visibili negli gneiss eterogenei a bande sono tagliate trasversalmente da vene ad anfibolo, plagioclasio e \pm granato (Fig. 159a). Queste vene hanno spessore centimetrico, tagliano le strutture S_2 e pre- S_2 , terminano lateralmente e rappresentano un evento di blastesi statica post- D_2 . Anche i filoni porfirici, talora foliati (f_p) che affiorano a cavallo del crinale tra le valli del Tumulo e Ridanna sono trasversali rispetto alle strutture della fase D_2 . Dalle proiezioni stereografiche (Fig. 156) si vede come la foliazione S_2 abbia orientazione abbastanza costante spostandosi da W verso E, con valori di immersione mediamente pari a N300 e inclinazione di 45-50°. La dispersione delle orientazioni dei piani della foliazione S_2 osservabile in alta Val Ridanna è verosimilmente dovuta alla presenza di pieghe attribuibili alla fase deformativa D_4 .

La foliazione principale S_2 nel basamento della falda dell'Ötztal, presente in tutti i litotipi, è individuata dall'orientazione preferenziale di forma di mica bianca e biotite che avvolge porfiroblasti di granato e plagioclasio (Fig. 160a, b, d). La stessa foliazione S_2 risulta continua fra i diversi litotipi con i contatti litologici che risultano paralleli alla foliazione stessa, indicando come la fase deformativa D_2 sia responsabile dell'attuale *fabric* mesoscopico del basamento della falda dell'Ötztal nell'area del Foglio. Una situazione diversa si osserva nell'area dove affiora il metagabbro di Flères (OZG). Qui la S_2 si sviluppa internamente

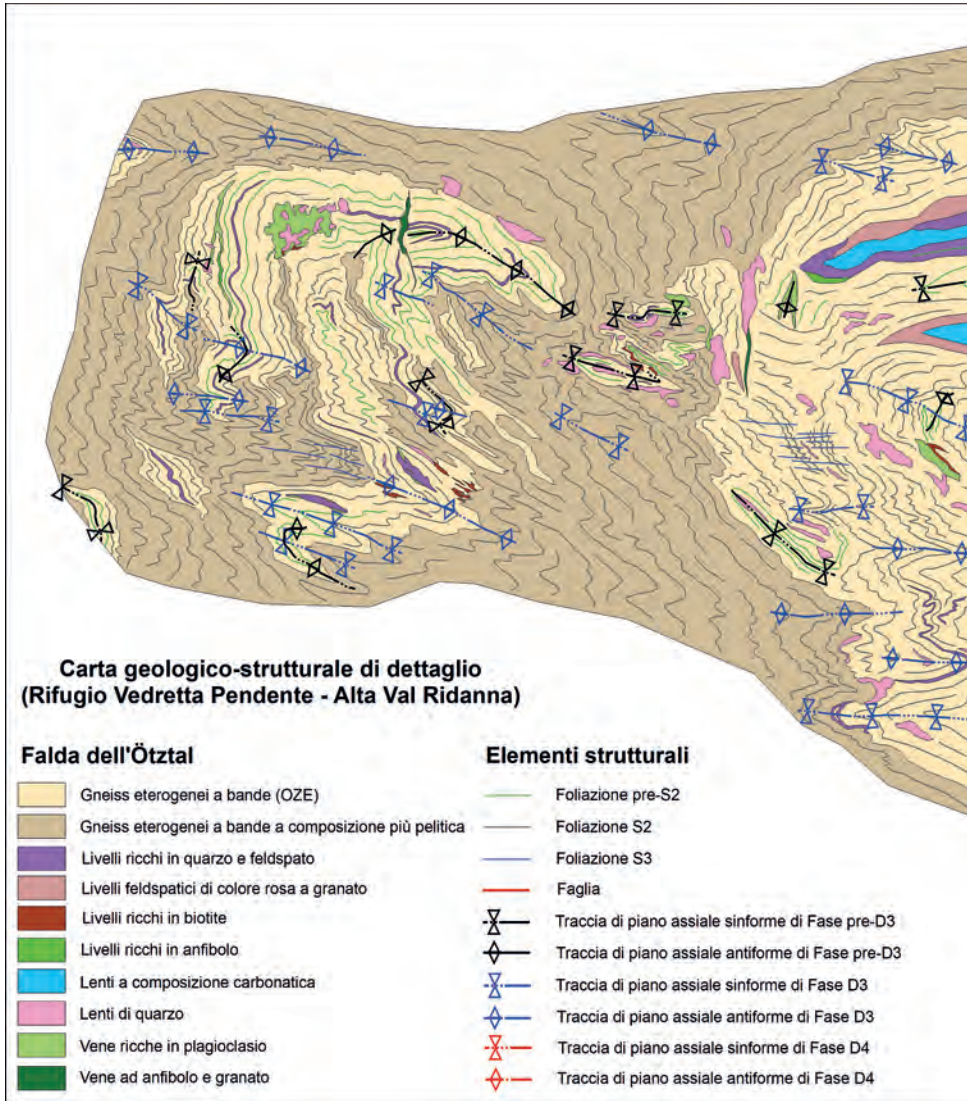
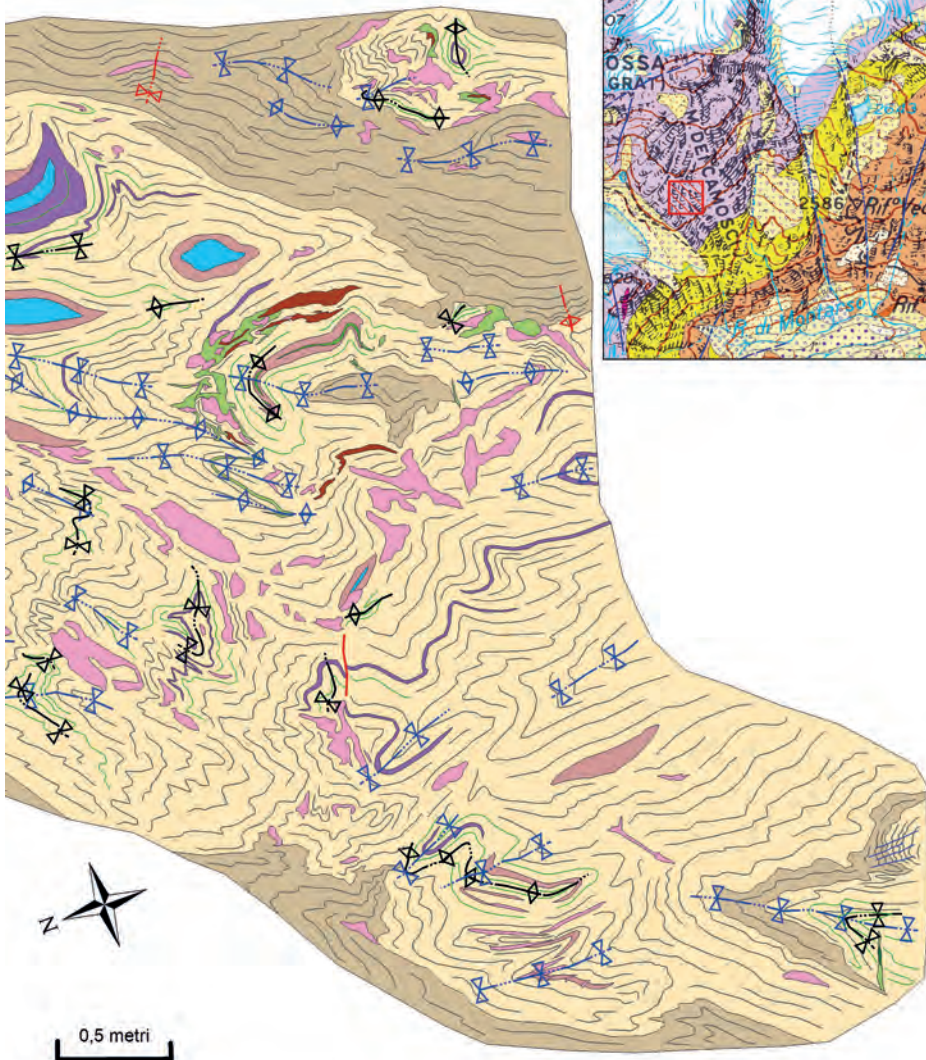


Fig. 157 - Carta di dettaglio (rilievo originale di G. BOVE) dell'affioramento sito a quota 2650 m lungo il sentiero che dal Rif. Vedretta Pendente (2586 m) conduce al Rif. G. Biasi al Bicchiere (3195 m).



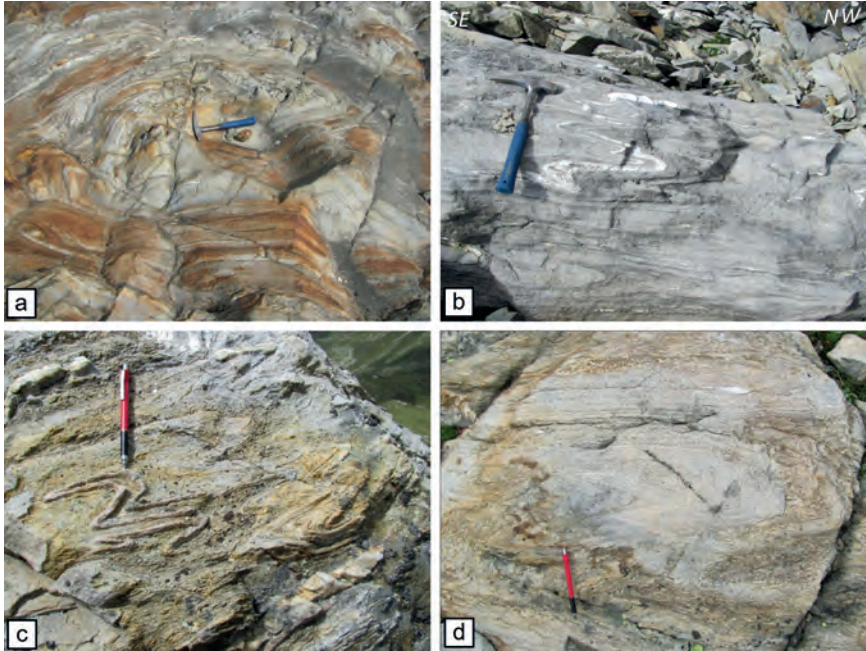


Fig. 158 - Aspetto in affioramento degli gneiss eterogenei a bande (OZE): a) alternanze composizionali parallele alla foliazione S_1 ; b) cerniere relitte di pieghe isoclinali (D_2) con sviluppo di foliazione S_2 che sui fianchi stessi delle pieghe traspone la S_1 ; c) pieghe ripiegate evidenziate da livelli ricchi in quarzo; d) layering composizionale S_1 piegato e trasposto dalla foliazione regionale S_2 .

al corpo stesso (Fig. 160c, d), individuata dall'orientazione preferenziale di forma di biotite e anfibolo, ma localmente forma un angolo, seppur basso, con i contatti litologici fra il metagabbro di Flères (OZG) e i paragneiss a bande (OZP) incassanti. La presenza della foliazione S_2 all'interno del metagabbro di Flères combinata con l'età di intrusione (ca. 480 Ma; vd. Fig. 155) indicano che la S_2 si è formata verosimilmente durante l'evento orogenetico varisico.

Alla microscaletta le strutture attribuibili alle fasi precedenti alla D_2 sono preservate principalmente all'interno dei porfiroblasti di granato. Di questi ultimi esistono più generazioni: da pre- a sin-cinematici fino a post-cinematici rispetto alla S_2 (Fig. 161). La foliazione interna ai primi è individuata prevalentemente da quarzo e biotite nei paragneiss a bande (OZP) e da quarzo, biotite e muscovite nei micascisti a granato (OZM). Porfiroblasti di granato particolarmente ricchi di inclusioni sono stati osservati negli gneiss eterogenei a bande (OZE) in prossimità del Rif. Vedretta Pendente (Fig. 157). Nei campioni provenienti da questo affioramento i granati mostrano un nucleo di colore scuro per le numerose inclusioni presenti (quarzo, biotite, calcite, ilmenite), sovracresciuto da un bordo limpido di diversa composizione (Fig. 162).

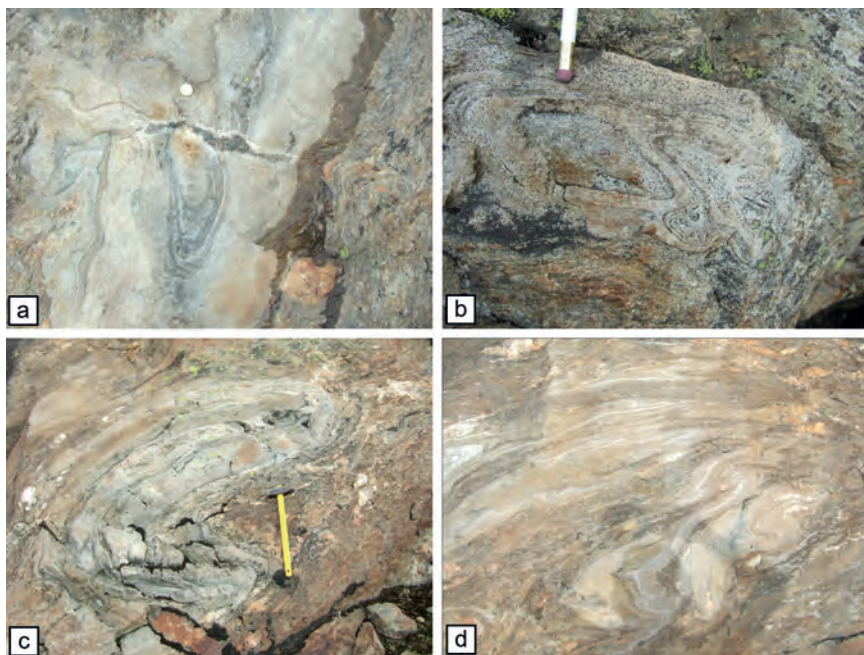


Fig. 159 - a) Piega isoclinal D_2 negli gneiss eterogenei a bande (OZE) tagliata trasversalmente da vene ad anfibolo, plagioclasio e granato; b) strutture di interferenza D_1 - D_2 ; c) noduli carbonatici e vene ad anfibolo e granato; d) figure di interferenza tra pieghe D_1 - D_2 e le pieghe D_3 , Rifugio Vedretta Pendente.

Dalle analisi microstrutturali effettuate si è ricostruita l'associazione mineralogica d'equilibrio contemporanea allo sviluppo della foliazione S_2 . Per quanto riguarda i paragneiss a bande (OZP), i paragneiss feldspatici (OZF) e gli gneiss eterogenei a bande (OZE) l'associazione è data da: biotite + quarzo + plagioclasio + muscovite + granato + ilmenite. Nei micascisti a granato (OZM) sono presenti, oltre alle fasi mineralogiche sopra citate, anche degli aggregati di sericite e biotite interpretati come pseudomorfi su precedenti porfiroblasti di staurolite cresciuti sin-cinematici rispetto alla foliazione S_2 (Fig. 163). Gli pseudomorfi su staurolite sono bene riconoscibili anche in affioramento, in particolar modo sul versante sinistro idrografico della Valle del Tumulo.

La fase deformativa D_3 è caratterizzata da un sistema di pieghe asimmetriche da chiuse ad isoclinali, con lunghezze d'onda da centimetriche a decametriche. Le strutture della fase D_3 sono diffuse in tutta l'area rilevata e coinvolgono anche le coperture metasedimentarie comprese tra la conca di Monteneve e il Passo dell'Erpice. Alle pieghe D_3 è localmente associato lo sviluppo di una foliazione S_3 di piano assiale individuata dall'orientazione preferenziale di forma dei fillosilicati. Questo sistema di pieghe è meno evidente dove interessa livelli ad

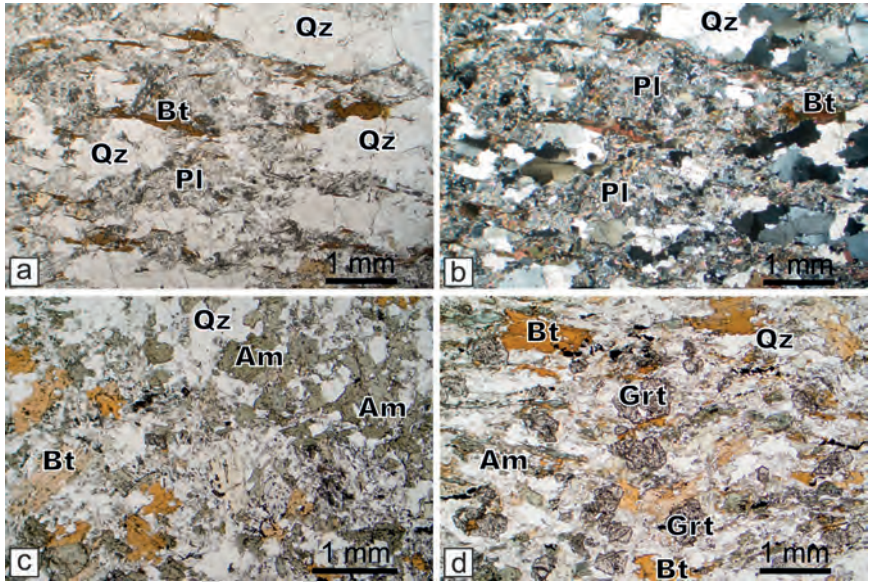


Fig. 160 - Microtessitura dei paragneiss feldspatici (OZF) in sezione sottile osservato a nicol paralleli (a) e nicol incrociati (b). La foliazione S_2 è individuata dall'orientazione preferenziale di forma della biotite. Il quarzo forma aggregati policristallini allungati parallelamente alla foliazione intorno ai quali si osserva del plagioclasio sostituito da pseudomorfi di epidoto e muscovite. Le foto sono di campioni prelevati sul versante SW del Monte Reale, in Valle del Tumulo. c) Anfibolite a bande del metagabbro di Flères (OZG) con tessitura magmatica relitta. Il campione proviene dalla zona del Rif. Calciati al Tribulaun. d) Campione di gneiss anfibolici proveniente dai margini del metagabbro di Flères (OZG), con deformazione maggiore e crescita diffusa di granato.

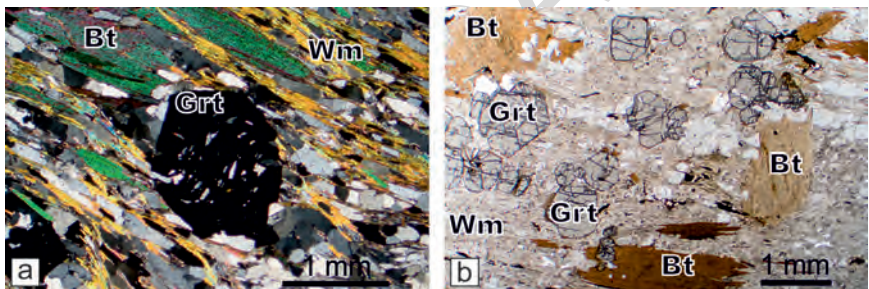


Fig. 161 - a) Foto a nicol incrociati di un porfiroblasto di granato da pre- a sin-cinematico rispetto alla foliazione principale data da biotite, mica bianca, quarzo e plagioclasio nei paragneiss a bande (OZP). Notare la foliazione relitta data da inclusioni orientate di biotite e quarzo, preservata nel nucleo del granato. b) Porfiroblasti di granato e biotite post-cinematici rispetto alla foliazione principale nei paragneiss a bande (OZP).

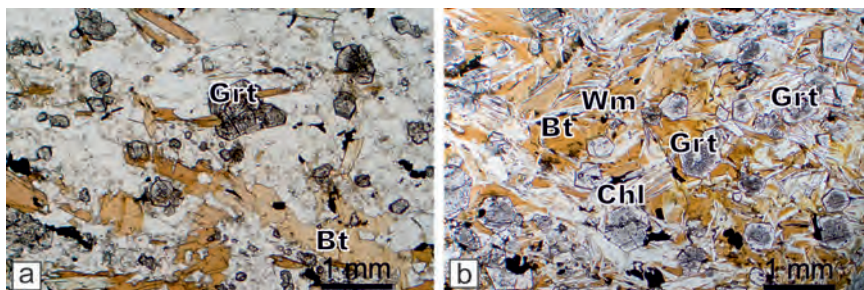


Fig. 162 - a) Granato zonato in gneiss eterogenei a bande (OZE) con nucleo ricco di inclusioni e bordo limpido o con sporadica presenza di inclusioni carbonatiche. b) Livello restitico costituito da biotite parzialmente sovracresciuta da mica bianca e clorite. Abbondante granato da sin- a post-cinematico con la caratteristica zonatura data dal nucleo ricco di inclusioni e bordo limpido. Lungo la traccia che dal Rif. Vedretta Pendente porta al Rif. G. Biasi al Bicchiere; i campioni provengono dall'affioramento di Fig. 157.

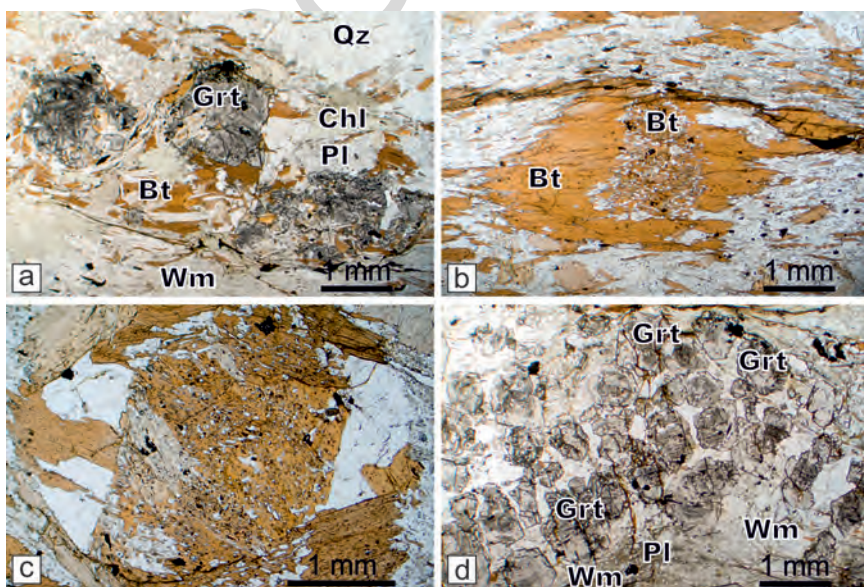


Fig. 163 - Microtessitura dei micascisti a granato (OZM) in sezione sottile. a) Porfiroblasti di granato avvolti da una foliazione data da biotite e mica bianca. Aggregati di clorite crescono in maniera statica sulla foliazione. b) Biotite relitta in cristalli millimetrici. c) Biotite in sostituzione pseudomorfa su cristalli di staurolite. d) Granati pre-cinematici rispetto alla S_2 in aggregati lungo livelli che formano delle micropieghe associate a una foliazione data da biotite, parzialmente sovracresciuta da mica bianca, quarzo e plagioclasio sericitizzato. Al loro interno i singoli cristalli mostrano una crescita composita con un nucleo ricco di inclusioni (prevalente $qtz + bt \pm wm \pm rt$) e un bordo limpido. Lago di Mezzo, Valle dell'Erpice.

elevata competenza reologica; in questi casi, infatti, la fase D_3 si distribuisce eterogeneamente, sviluppandosi maggiormente nei livelli micacei. Questo accade ad esempio con i livelli di ortogneiss leucocratici a mica chiara prevalente (OZB) della Valle del Tumulo o con le porzioni più gneissiche dei paragneiss a bande (OZP). Presso gli affioramenti situati a W del Rifugio Vedretta Pendente si possono osservare bene le mesopieghie di fase D_3 che interessano gli gneiss eterogenei a bande (OZE) (Fig. 164), con lunghezze d'onda da decimetriche a metriche. In questa zona appare con chiarezza che la fase D_3 interessa sia i paragneiss a bande che i *boudin* di litologie relitte (Fig. 159d). Dalle proiezioni stereografiche (Fig. 156) si osserva come i piani assiali delle pieghe D_3 immergano preferenzialmente verso NNW, con inclinazioni comprese tra 30° e 60° . Gli assi di piega D_3 immergono abbastanza costantemente verso W, con inclinazioni per la maggior parte minori di 30° , mentre nei settori più interni della falda dell'Ötztal immergono verso SW e sono prevalentemente sub-orizzontali con inclinazioni inferiori ai 20° . Le geometrie delle strutture della fase D_3 risultano molto simili a quelle osservate nell'unità Monteneve riferibili alla stessa fase, soprattutto per quanto riguarda i settori in prossimità del contatto inferiore della stessa con l'unità di Tessa (Val Racines e Val Ridanna).

Tra la Valle dell'Erpice e la Val di Flères è stata osservata un'ulteriore fase deformativa, denominata fase D_4 , sovrainposta al sistema di pieghe di fase D_3 , che piega blandamente le strutture preesistenti. Questa fase deformativa è caratterizzata dallo sviluppo eterogeneo e non pervasivo di un sistema di pieghe asimmetrico, con lunghezze d'onda da centimetriche a decametriche, non associate allo sviluppo di una foliazione di piano assiale. Intorno al Piano dell'Accla, in Val Ridanna, questa fase provoca un'elevata dispersione nei valori di giacitura della foliazione S_2 (Fig. 156). Sempre in Val Ridanna, lungo il sentiero che porta al Rifugio Vedretta Piana dalla malga Aglsboden, si possono vedere delle crenulazioni legate alla fase D_4 nelle porzioni con maggiore quantità relativa di fillosilicati. Analoghe crenulazioni di fase D_4 si osservano tra il Rifugio Vedretta Pendente e la grossa bancata di ortogneiss leucocratici a mica chiara prevalente (OZB) che affiora lungo il sentiero che porta al Rifugio al Bicchiere; simili strutture sono state frequentemente osservate nel settore superiore della Valle dell'Erpice. Dalle proiezioni stereografiche (Fig. 156) si osserva come i piani assiali della fase D_4 siano più inclinati rispetto a quelli della fase D_3 , con immersione generalmente verso N e inclinazioni superiori a 50° . Gli assi delle pieghe di fase D_4 mostrano un *trend* simile a quelli della fase D_3 con immersione verso W e bassi valori di inclinazione, più raramente verso SW con inclinazione media.

Come anticipato all'inizio del capitolo, il basamento della falda dell'Ötztal ha subito deformazione e metamorfismo correlati ad almeno tre distinte orogenesi: Caledoniana, Varisica ed Alpina. La storia polifasica delle litologie costituenti il basamento è visibile sia alla scala dell'affioramento (Figg. 157 e 159), sia a scala microstrutturale. Mappe compositionali ai raggi X eseguite sui porfiroblasti di granato contenuti in diverse litologie (Fig. 165) hanno evidenziato come la

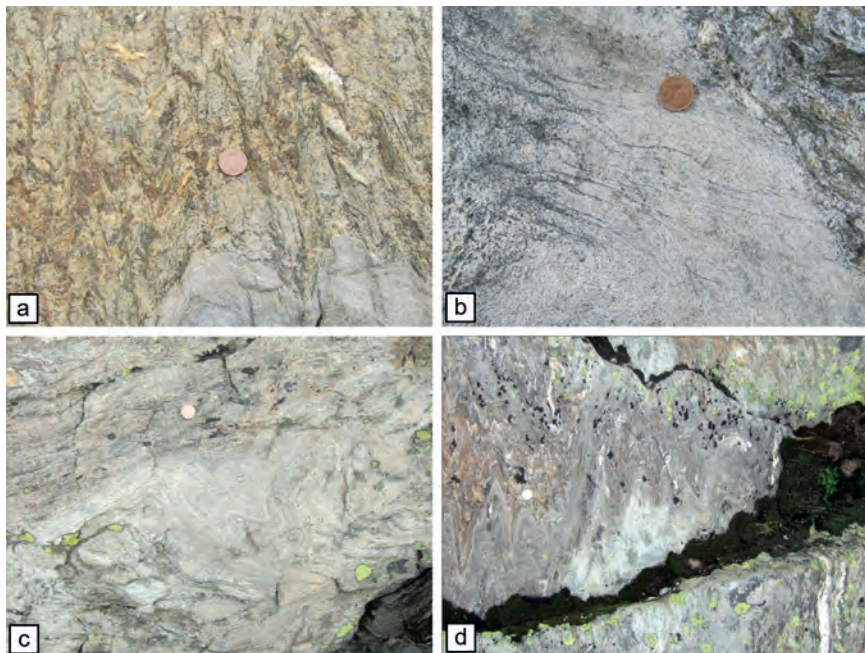


Fig. 164 - Relazioni D_2 - D_3 e foliazione S_3 negli gneiss eterogenei a bande (OZE) di Vedretta Pendente (a-b-e) e micascisti a granato (OZM) del Passo dell'Erpice (d).

crescita di tali porfiroblasti sia stata polifasica. Quasi tutti i granati presentano un nucleo con composizione arricchita in Fe e impoverita in Ca (Fig. 165) e un bordo, corrispondente alla parte priva di inclusioni nei granati degli gneiss eterogenei a bande (OZE), arricchito in Ca (Fig. 165c). Il contatto fra nucleo e bordo è per lo più netto, con il nucleo che mostra evidenze di riassorbimento presentando un abito non euedrale (es. Fig. 165d). Il granato cresciuto in una seconda fase sigilla inoltre le fratture esistenti nei porfiroblasti progressi (Fig. 165a), rendendo ben evidente la presenza di due distinte fasi di crescita. Le analisi mineralogiche puntuali confermano la presenza di questa caratteristica zonatura composizionale (Fig. 166) con i bordi dei porfiroblasti di granato che mostrano contenuti in Ca sino a 1.0 a.p.f.u. (*Atoms Per Formula Unit*), con i valori più elevati caratteristici dei porfiroblasti contenuti negli gneiss eterogenei a bande (OZE). Fra tutti si distinguono i porfiroblasti di granato contenuti nelle anfiboliti con relitti di tessiture magmatiche (OZJ), che mostrano una zonatura opposta agli altri, con il bordo impoverito in Ca rispetto al nucleo.

Il contatto fra il basamento della falda dell'Ötztal e l'unità di Monteneve è definito da una zona di taglio duttile (Fig. 167), osservabile nella zona di Masseria in Val Ridanna e lungo la strada del Passo del Rombo. Sulla strada

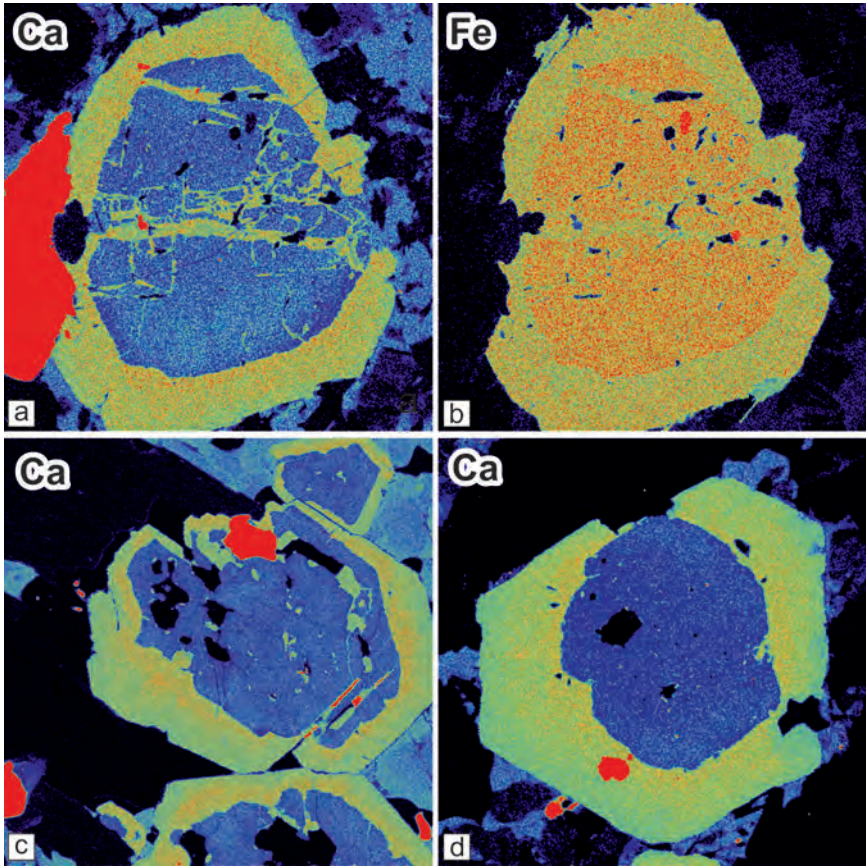


Fig. 165 - Mappe composizionali ai raggi X di porfiroblasti di granato della falda dell'Ötztal. a-b) Paragneiss feldspatici (OZF), Valle del Tumulo. c) Gneiss eterogeni a bande (OZE), Vedretta Pendente in Val Ridanna. d) Paragneiss a bande (OZP), Val di Flères. Immagine di dimensioni 4 x 4 mm.

del Passo Rombo le miloniti interessano principalmente le litologie dell'unità di Monteneve. I micascisti a porfiroblasti di granato (OSF) sono trasformati in filloniti con abbondanti livelli e lenti di quarzo. La foliazione milonitica è individuata da muscovite e clorite. La biotite sembra non essere stabile durante la milonisi; in sezione sottile si vedono infatti porfiroclasti relitti, in buona parte retrocessi o ri-orientati meccanicamente paralleli alla foliazione. Nella zona E del Foglio (Masseria, Val Ridanna) il contatto tettonico fra le due unità è individuato da una zona di taglio spessa sino a 30-40 m, all'interno della quale sono presenti ortogneiss leucocratici a mica chiara prevalente (OZB) e quarziti (OSQ) dell'unità di Monteneve (Fig. 167) localmente ricche in porfiroblasti di granato.

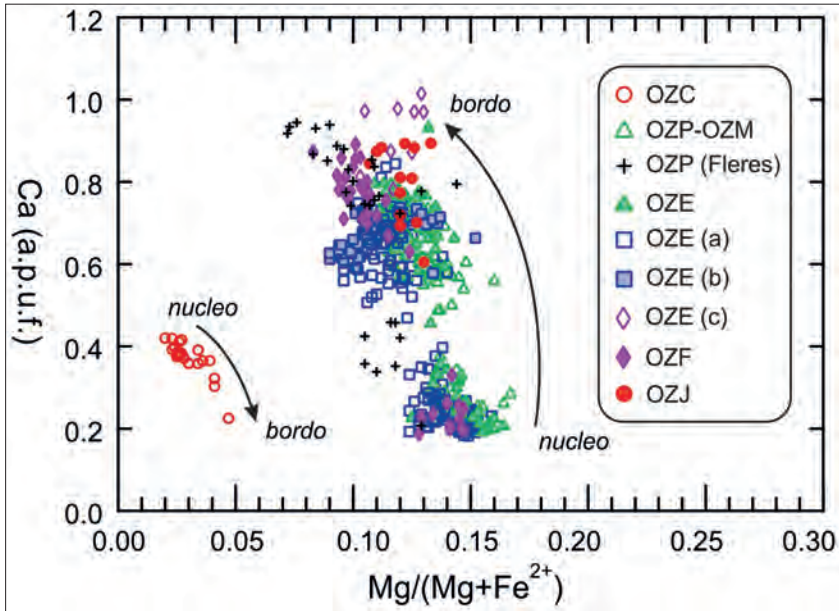


Fig. 166 - Composizioni rappresentative dei granati dei vari litotipi della falda dell'Ötztal. OZC: paragneiss e quarziti a granato (verrucano alpino); OZP: paragneiss a bande; OZM: micascisti a granato; OZE: gneiss eterogenei a bande; OZE(a): livellotti ricchi in biotite; OZE(b): vene ad anfibolo e granato che tagliano il layering composizionale; OZE(c): boudin con carbonati; OZF: paragneiss feldspatici; OZJ: anfiboliti con relitti di tessiture magmatiche.

Gli indicatori cinematici indicano un prevalente senso di trasporto verso W-NW. La zona di taglio è precedente alla fase D₃ riconsociuta nell'unità di Monteneve.

3.1.2. - Successione sedimentaria permiano-mesozoica con metamorfismo alpino

La successione metasedimentaria affiora in due distinte zone all'interno del Foglio: nell'area subito a N della conca di San Martino in Monteneve e nell'angolo nordorientale del Foglio alla terminazione occidentale del Tribulaun.

I livelli di marmi dolomitici (OZD) e marmi calcitici e dolomitici (OZW) che formano le cime delle Rocce Bianche di Montenevoso (2961 m), delle Rocce Bianche del Massaro (2867 m) e della Cima del Lago Nero (2988 m) costituiscono la terminazione SW delle estese coperture del "Mesozoico del Brennero" (KÜBLER & MÜLLER, 1962), che affiora in modo continuo a partire dall'angolo NE del presente Foglio (sinistra idrografica della media Val di Flères) verso le aree site a E e NE di questo.

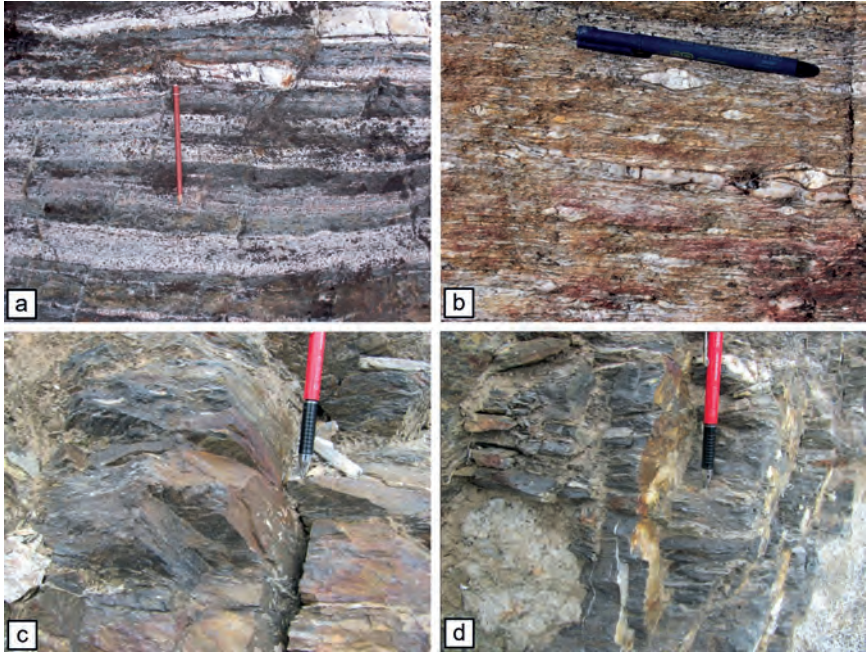


Fig. 167 - a) Quarziti e gneiss milonitici al contatto tra la falda dell'Ötztal e l'unità di Monteneve in Val Lazzago, presso Poschhaus; b) ortogneiss leucocratici (OZB) con tessitura milonitica della falda dell'Ötztal, a pochi metri dal contatto con l'unità di Monteneve, Val Ridanna; c-d) filloniti grigio scure derivate dalla milonisi di micascisti sericitici (OSR) lungo il contatto tra la falda dell'Ötztal e l'unità di Monteneve, strada per il Passo del Rombo, quota 2100 m.

Analisi paleontologiche e stratigrafiche hanno permesso da tempo (KÜBLER & MÜLLER, 1962) di determinare, nonostante gli effetti metamorfici che i sedimenti hanno subito, una stretta analogia fra il “Mesozoico del Brennero” *Auct.* e le successioni austroalpine delle Alpi Calcaree Settentrionali (FLÜGEL & FAUPL, 1987). Nell'area del Passo del Brennero e sul versante nord della Val di Flères le relazioni fra le unità di copertura e il sottostante basamento polimetamorfo della falda dell'Ötztal sono chiare, in quanto le prime sono strutturalmente e topograficamente soprastanti al basamento. Al contrario, nella zona di Monteneve (Passo dell'Erpice, Rocce Bianche di Montenevoso e Rocce Bianche del Massaro), i rapporti strutturali sono complicati da pieghe e raddoppi tettonici che interessano anche l'unità di Monteneve (§ VI. 2.1).

L'originaria superficie erosionale tra basamento e successione metasedimentaria (Fig. 168a) appare localmente ripresa da zone di taglio con spessore sino a 10 m (Cima di Lago Nero, Passo dell'Erpice) che interessano principalmente la base della successione stessa (paragneiss e quarziti a granato - OZC; quarziti, scisti quarzosi e calcescisti - OZV). Nei paragneiss e quarziti a

granato (metaconglomerato), l'originaria stratificazione (S_0) rimane comunque quasi sempre individuabile (Fig. 168b). L'identificazione della suddetta superficie come *non-conformity* è comprovata dalle relazioni con la foliazione principale presente nel basamento polimetamorfico al Passo dell'Erpice (Fig. 168a) e i rapporti strutturali fra coperture, basamento e filoni di presunta età permiana esposti sotto la Cima del Lago Nero (Fig. 168c, 169), di seguito discussi.

Le coperture metasedimentarie sono state interessate dalla fase deformativa D_3 che ha prodotto pieghe da strette a isoclinali e la formazione di una foliazione S_3 che risulta evidente soprattutto nelle litologie a componente terrigena.

Nella zona di Cima del Lago Nero - Passo dell'Erpice la foliazione S_3 , immergente verso NNW con inclinazione compresa fra 20° e 40° , è associata alla deformazione di taglio presente al contatto con il basamento. La foliazione è quasi sempre accompagnata ad una lineazione mineralogica, L_3 , individuata da minerali di neoformazione e dall'isorientazione degli assi di allungamento maggiori dei clasti quarzosi presenti nei paragneiss e quarziti a granato (OZC). La lineazione L_3 immerge verso WNW nella zona della Forcella di Lago Nero, mentre appare leggermente ruotata nell'area della Cima del Lago Nero, dove

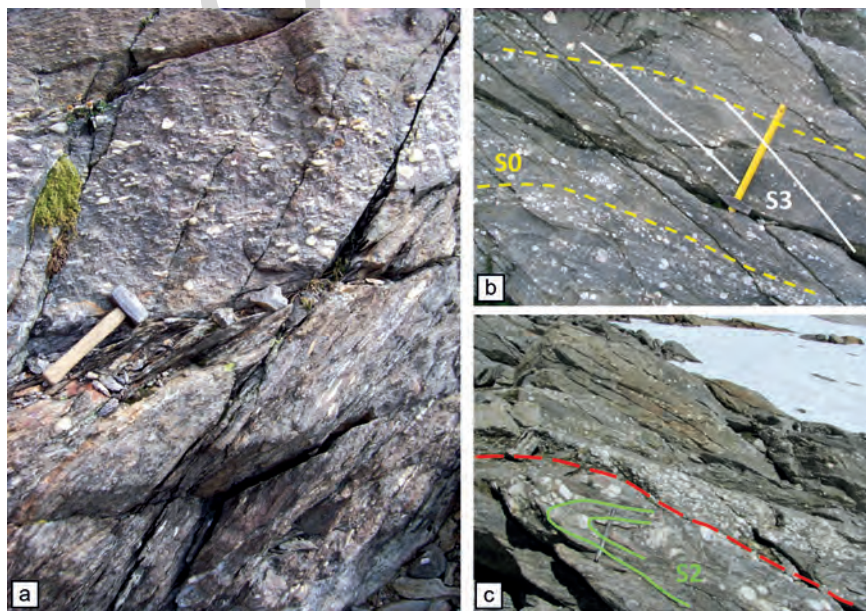


Fig. 168 - a) Superficie di non-conformity ancora ben individuabile fra i micascisti a granato (OZM) del basamento della falda dell'Ötztal e i soprastanti paragneiss e quarziti a granato (OZC) (metaconglomerato), Passo dell'Erpice; b) relazioni fra S_0 e S_3 nei paragneiss e quarziti a granato (OZC), versante E della Cima di Lago Nero; c) non-conformity fra i micascisti a granato (OZM) e i "metaconglomerati", versante E della Cima di Lago Nero.

immerge verso W. Le inclinazioni sono sempre inferiori ai 20°. La presenza di indicatori cinematici (clasti σ e strutture $S-C-C'$) indica un senso di trasporto dell'unità di copertura verso W. Sul versante E della Cima del Lago Nero (Fig. 169) la superficie di *non-conformity* taglia un filone porfirico (f_p) intruso nel basamento della falda dell'Ötztal (GREGNANIN & VALLE, 1995).

Il filone porfirico postdata la foliazione principale (S_2) di facies anfibolitica dei micascisti a granato (OZM) e degli gneiss eterogenei a bande (OZE). Sia il filone che parte del basamento sono interessati dalla zona di taglio che rimobilizza la superficie di *non-conformity*. L'analisi strutturale di dettaglio mostra che sia nel filone, sia nei paragneiss e quarziti a granato (OZC) è presente una foliazione S_3 (Fig. 168b, c) con associata una lineazione mineralogica (L_3). Nei 20 metri al di sotto della discordanza, all'interno dei micascisti a granato (OZM), si sviluppano delle pieghe da serrate a isoclinali, con lunghezza d'onda decimetrica. Queste pieghe hanno assi paralleli alla lineazione L_3 di cui sopra, sono dunque verosimilmente correlabili alla deformazione prodotta dalla zona di taglio.

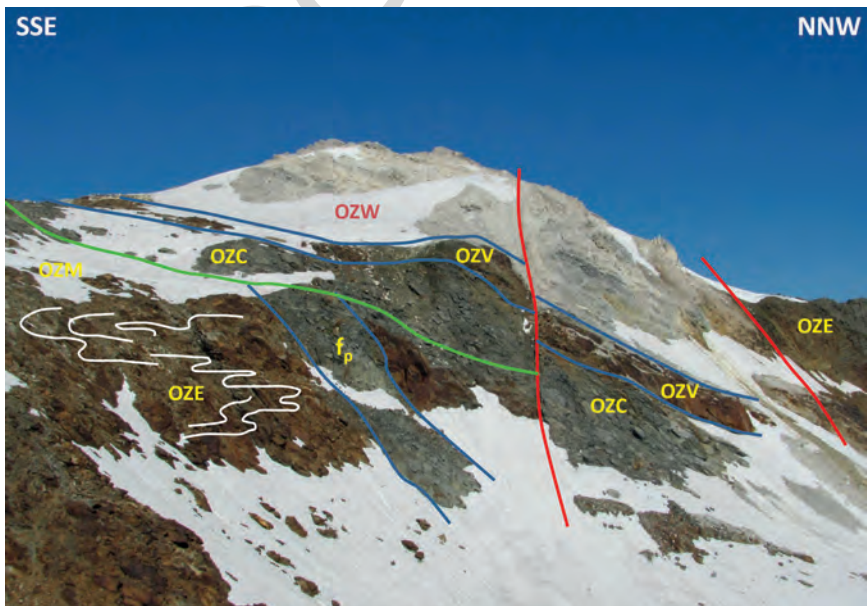


Fig. 169 - Versante E della Cima di Lago Nero (2988 m). Il filone andesitico intrude in modo discordante il basamento foliato e piegato, della falda dell'Ötztal, costituito da micascisti a granato (OZM) e gneiss eterogenei a bande (OZE). Il tutto viene a sua volta tagliato dalla superficie di non-conformity (in verde) al di sopra della quale segue la successione metasedimentaria permiano-triassica, costituita da paragneiss e quarziti a granato (OZC), quarziti, scisti quarzosi e calcescisti (OZV) e marmi calcitici e dolomitici (OZW). La superficie di non-conformity è ripresa da una zona di taglio duttile che interessa principalmente il filone (filoni porfirici, talora foliati - f_p) e i paragneiss e quarziti a granato (OZC). Il tutto è dislocato da faglie, con limitati rigetti, di età più recente (in rosso).

La foliazione S_3 , milonitica in prossimità del contatto con il sottostante basamento polimetamorfo, è individuata nei paragneiss e quarziti a granato (OZC) da Bt (II) + Wm (II) + Ilm + Qtz. Nei livelli a composizione più fillosilicatica compaiono porfiroblasti millimetrici di granato (Grt I), generalmente euedrali, sin-cinematici alla foliazione. La foliazione S_3 che si sviluppa nel filone è individuata da biotite (Bt II) e da rari porfiroblasti di anfibolo (Amp II). Anche in questa litologia si osserva la crescita di bordi sin- S_3 su porfiroblasti di granato preesistenti (Grt II su Grt I). Le lineazioni mineralogiche osservate sono date da Bt (II) e Wm (II) nei paragneiss a bande (OZP), Bt (II) e aggregati allungati di Pl (II) all'interno del filone (f_p).

Le stime di pressione e temperatura effettuate sui filoni (f_p) per l'associazione mineralogica d'equilibrio sin-cinematica alla S_3 , indicano valori di circa 500-550°C a 0.8-1.0 GPa (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1982; GREGNANIN & VALLE, 1995). Valori di pressione simili sono supportati anche dalla blastesi di mica bianca fengitica (contenuto in Si sino a 3.25 a.p.u.f., GREGNANIN & VALLE, 1995) all'interno delle quarziti, scisti quarzosi e calcescisti (OZV).

Nel settore NE del Foglio, in Val di Flères, il contatto tra le coperture ed il basamento della falda dell'Ötztal presenta caratteristiche simili a quelle descritte per la zona Cima del Lago Nero - Passo dell'Erpice. In Val di Flères i paragneiss e quarziti a granato (OZC) mostrano un'originaria composizione più pelitica, associata all'assenza di livelli conglomeratici a clasti di quarzo. Lo spessore della zona di taglio che interessa la formazione sopra l'originaria superficie di *non-conformity* è ridotta a 3-4 m. All'interno di questa si sviluppano una foliazione milonitica (S_3) e pieghe "a guanto" (*sheath folds*) (Fig. 170). La foliazione S_3 è ruotata in senso orario rispetto al settore Cima del Lago Nero - Passo dell'Erpice, immergendo verso N-NNE, con valori di inclinazione fra 20° e 30°. La lineazione mineralogica associata, qui individuata principalmente da biotite, mantiene la stessa orientazione (immersione W-WNW a basso angolo).

L'analisi delle associazioni mineralogiche in sezione sottile ha evidenziato inoltre la presenza nei paragneiss e quarziti a granato (OZC) di relitti di minerali metamorfici pre- S_3 . Si tratta in particolare di porfiroblasti di biotite verde che appaiono deformati e parzialmente corrosi.

Allo stato attuale i dati disponibili non permettono di stabilire in modo certo l'entità della dislocazione accomodata dal trasporto tettonico lungo la zona di taglio sviluppatasi in corrispondenza del passaggio tra il basamento polimetamorfo e le coperture metasedimentarie permiano-triassiche. Nella zona della Cima del Lago Nero - Passo dell'Erpice i metaconglomerati preservano al loro interno clasti di granatiti (Fig. 171) derivati da micascisti con lenti e livelletti particolarmente ricchi di granato (Fig. 171c) che affiorano solo in quest'area all'interno dei micascisti a granato (OZM); tali clasti sono assenti in Val di Flères e, per quanto noto in letteratura (KÜBLER & MÜLLER, 1962), anche nelle altre aree a E e NE del presente Foglio. Questo suggerisce una sostanziale autoctonia della copertura, con trasporto relativo rispetto al basamento sottostante di ordine al massimo chilometrico. La direzione di

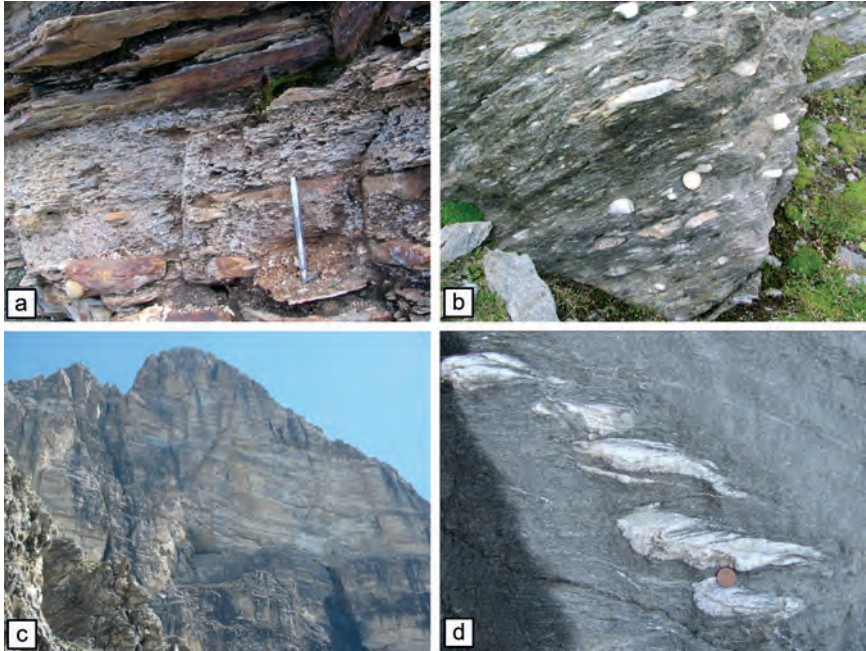


Fig. 170 - a) Quarziti, scisti quarzosi e calcescisti (OZV) in prossimità del contatto con il basamento prealpino. Il contatto è stato ripreso da una zona di taglio cataclastica che ha prodotto il "pencil cleavage" nelle quarziti, versante W delle Rocce Bianche del Massaro; b) foliazione S_3 nei paragneiss e quarziti a granato (OZC), Lago Nero Piccolo; c) S_0 ancora ben preservata nei marmi calcitici e dolomitici (OZW) sulla parete SW del Tribulaun di Flères (3097 m); d) pieghe "a guanto" (sheath folds) in paragneiss e quarziti a granato (OZC).

trasporto tettonico verso W concorda con le ipotesi avanzate per le prime fasi, datate al Cretacico, dell'Orogenesi Alpina nelle Alpi Orientali, correlate con la messa in posto di falde, di basamento e di copertura, verso W-NW (RATSCHBACHER, 1986) a E della finestra dei Tauri.

Il riconoscimento dell'originario contatto stratigrafico, seppur localmente ripreso in zona di taglio, fra il basamento della falda dell'Ötztal e le sue coperture metasedimentarie, permette di definire l'età relativa degli eventi metamorfici e delle strutture ad essi associate presenti nelle due unità. Le strutture rinvenute nelle coperture metamorfosate non possono che essere correlate all'evento orogenico alpino, mentre quelle che si trovano invece solo nel basamento polimetamorfico sono verosimilmente legate ai cicli orogenici precedenti.

Le stime delle condizioni al momento del picco metamorfico alpino sono di 0.8-1.0 Gpa e 500-550°C (PURTSCHELLER & RAMMLMAIR, 1981; GREGNANIN & VALLE, 1995). L'età di questo metamorfismo è vincolata da datazioni ^{40}Ar - ^{39}Ar , da noi effettuate nell'ambito del progetto del Foglio, su biotite e mica bianca



Fig. 171 - a-b) Paragneiss e quarziti a granato (OZC) derivati dal metamorfismo del verrucano alpino con presenza di clasti di granatite (clasti rossi) in prossimità del contatto con il basamento della falda dell'Ötztal; c) livello di granatite all'interno dei micascisti a granato (OZM). Tutte le immagini provengono dal versante SE della Cima del Lago Nero.

separate dalle diverse litologie che formano la copertura metasedimentaria della falda dell'Ötztal. Esse indicano un intervallo di età compreso fra 84 e 90 Ma. Tali età si sovrappongono a quelle indicate rispettivamente per le eclogiti dell'unità di Tessa (86-89 Ma; HÄBLER *et alii*, 2006; BARGOSSO *et alii*, 2010; POLI, 1991; ZANCHETTA *et alii*, 2013) e per le anfiboliti di alta pressione dell'unità di Monteneve (ca. 86 Ma; KONZETT *et alii*, 1996).

Questi dati indicano che le tre unità tettono-metamorfiche hanno raggiunto il picco del metamorfismo più o meno contemporaneamente, ma in condizioni di pressione e temperatura (leggi profondità) significativamente diverse (Fig. 172), per poi venire accoppiate tettonicamente durante il percorso di esumazione durante la fase deformativa D_2 dell'unità di Tessa e Monteneve, o immediatamente successiva alla stessa.

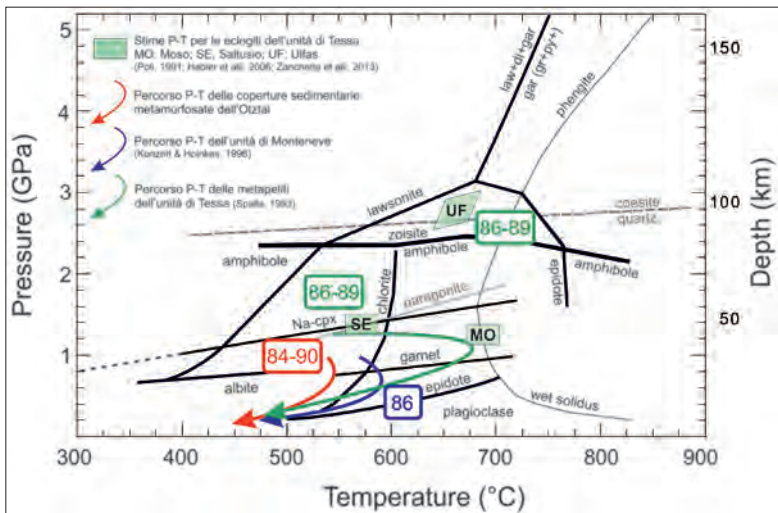


Fig. 172 - Ricostruzione dei percorsi P-T delle unità di Tessa, Monteneve e Ötztal durante l'orogenesi Alpina. Le tre unità sono state tettonicamente accoppiate successivamente al picco metamorfico da loro registrato. Nei box verde chiaro sono indicate le condizioni di picco per le eclogiti dell'unità di Tessa. MO: Moso in Passiria; SE: Saltius; UF: Ulfas.

3.2. - UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DI SAN LEONARDO

L'unità di San Leonardo è la più settentrionale delle unità tettono-metamorfiche situate ad E-SE delle zone di taglio del sistema linea della Passiria - linea del Giovo, corrispondente al limite meridionale delle unità interessate da metamorfismo alpino (HOINKES *et alii*, 1999). Le datazioni radiometriche disponibili sulle rocce di basamento di queste unità mostrano infatti delle età invariabilmente pre-Alpine (BORSI *et alii*, 1980; SPIESS, 1995). Tali unità di basamento sono separate fra loro da importanti zone di taglio tardo-Alpine (BARGOSSO *et alii*, 2010). All'interno di queste zone di taglio, come nel caso della linea di Pennes che delimita a S l'unità di San Leonardo, sono talora preservate porzioni della copertura metasedimentaria austroalpina di età permiano-triassica.

Le analisi strutturali svolte sul terreno hanno messo in evidenza, nell'unità di San Leonardo, la presenza di quattro fasi deformative duttili. La fase alla quale è associata la foliazione regionale è cronologicamente la seconda (D_2). Relitti strutturali di una fase precedente (D_1) sono stati riconosciuti solo localmente, in forma di cerniere di pieghe sradicate all'interno dei paragneiss a bande (OJP), come *layering* composizionale nei *boudins* di anfibolite (affioranti nell'adiacente Foglio F. 013 Merano) ad alto angolo rispetto alla foliazione S_2 , e come foliazione relitta a biotite negli ortogneiss a porfiroclasti feldspatici (OJF).

La seconda fase deformativa, D_2 , produce pieghe isoclinali su varia scala, le

cui cerniere risultano spesso ancora visibili nei litotipi più competenti come le quarziti (OJQ). Alle pieghe è associata una foliazione di piano assiale, S_2 , che rappresenta la scistosità principale. Alla fase D_2 è associato un metamorfismo di facies anfibolitica, individuato dallo sviluppo dell'associazione mineralogica: mica bianca + biotite + granato + cianite + staurolite nei paragneiss a bande (OJP) e nei micascisti (OJM). Nei campioni di paragneiss a bande (OJP) del Monte della Pozza (2467 m), sito nell'angolo SE del Foglio, è frequente la crescita di porfiroblasti di staurolite e granato pre-cinematici rispetto alla S_2 .

La foliazione principale S_2 immerge principalmente verso NW o SE, con inclinazioni da medie ad elevate. La successiva fase D_3 produce un sistema di pieghe generalmente asimmetriche, da aperte a serrate con vergenza da S a SE e assi suborizzontali.

A questa fase deformativa è associata una diffusa retrocessione in facies scisti verdi delle paragenesi anfibolitiche pre- e sin- S_2 . I porfiroblasti di staurolite e granato sono sostituiti, rispettivamente, da aggregati di sericite e clorite, quest'ultima, soprattutto in prossimità della linea del Giovo, sostituisce diffusamente anche la biotite nei paragneiss a bande (OJP) e nei micascisti (OJM).

La fase deformativa D_4 è rappresentata da un sistema di pieghe da aperte a blande, con piani assiali che immergono principalmente verso SSW e assi orientati circa WSW-ESE.

4. - LINEE TETTONICHE E FAGLIE

4.1. - LA LINEA DEL GIOVO

La linea del Giovo è un complesso lineamento di primaria importanza, orientato NNE-SSW e immergente a NW a medio angolo, che si estende da San Leonardo in Passiria fino a sud di Vipiteno per circa 20 chilometri (SPIESS, 1995; MÜLLER *et alii*, 2001; VIOLA *et alii*, 2001), tra la linea del Brennero a N e la linea della Passiria a S. Questo lineamento comprende una fascia di miloniti polifasiche in scisti verdi tagliata da cataclasiti, che mette a contatto l'unità di San Leonardo, a letto, con l'unità di Tessa, a tetto. Diversi Autori (SELVERSTONE, 1988; FÜGENSCHUH *et alii*, 1998) hanno ipotizzato che la linea del Giovo rappresenti almeno in parte la prosecuzione meridionale della linea del Brennero, alla quale risulta simile per molti aspetti strutturali e cinematici.

Lungo la linea del Giovo sono stati realizzati nell'ambito del progetto del Foglio rilievi strutturali di dettaglio che hanno permesso di precisare la sua complessa evoluzione e di identificare tre distinte fasi nella storia di questa importante zona di taglio, in sostanziale accordo con quanto descritto in LUTH *et alii* (2013). Dato che le fasi deformative riconosciute sono registrate in modo discontinuo lungo la linea, è spesso impossibile stabilire una cronologia relativa tra i vari elementi riconosciuti.

Da un punto di vista litologico, la linea del Giovo è caratterizzata dalla presenza di una fascia continua spessa fino a 100 m circa di miloniti, paragneiss protomilonitici, micascisti e quarziti milonitiche, (OJJ) sviluppati a spese dei paragneiss a bande o dei micascisti in prevalenza appartenenti all'unità di San Leonardo. All'interno della zona di taglio si trovano inoltre livelli di quarziti e di marmi, presenti soprattutto sul versante settentrionale del passo, al limite con l'adiacente Foglio 007 Vipiteno lungo l'alta Valle del Giovo (Figg. 173 e 174).

Lenti e livelli continui di metapegmatiti a quarzo, K-feldspato, tormalina e mica bianca affiorano frequentemente sul versante fra il Passo Giovo e Valtina. Tormalina e muscovite formano spesso lineazioni concordanti con quelle delle miloniti. Sono presenti soprattutto intorno a Valtina e sotto il passo (km 29 e 38 della SS44). Le miloniti presentano foliazione e *banding* molto marcato, con lineazioni non sempre evidenti, date da aggregati di quarzo e, dove preservata, da biotite. Porfiroclasti di K-feldspato, mica bianca, pieghe intrafoliali "a guanto" (*sheath folds*) o di tipo obliquo, e *boudin* sono presenti in più siti. Lungo l'intera struttura è presente muscovite post-cinematica in cristalli di dimensioni fino a 5 mm. Le miloniti mostrano in più punti una sovraimpronta cataclastica. La fase duttile, presumibilmente più antica, è ben osservabile lungo la cresta posta a E



Fig. 173 - La linea del Giovo nella parte sommitale della valle omonima, sul versante a S del Rif. Giovo poco sotto il Passo Giovo. La zona di faglia immerge verso NW.

del valico a un centinaio di metri dal Bar Edelweiss in paragneiss milonitici ricchi di quarziti, con foliazione immergente a medio e basso angolo verso W-SW, dove sono presenti marcate lineazioni mineralogiche date da aggregati di quarzo e biotite; si osservano anche pieghe oblique con assi paralleli alla lineazione mineralogica delle quarziti. Lineazioni d'estensione simili si osservano nei livelli di metapegmatiti presenti poco sotto il passo lungo il versante della Val Passiria in prossimità dei piloni dell'alta tensione dove la lineazione è data in prevalenza dalla tormalina. Sensi di taglio del blocco di tetto verso W-SW sono dati da strutture *S-C-C'* (Fig. 175a, b) poco marcate e da porfiroclasti asimmetrici, indicanti una cinematica normale con componente trascorrente sinistra. Analoghe considerazioni valgono per gli affioramenti presenti in corrispondenza del km 35 della SS44, dove *micafish* e porfiroclasti di tipo sigma evidenziano la medesima cinematica. Dal punto di vista microstrutturale il quarzo presenta fenomeni di ricristallizzazione dinamica per *bulging* (Fig. 175c) e *subgrain rotation* indicanti temperature inferiori a circa 350°C e circa 500°C rispettivamente. Si nota frequentemente una parziale cloritizzazione della biotite.

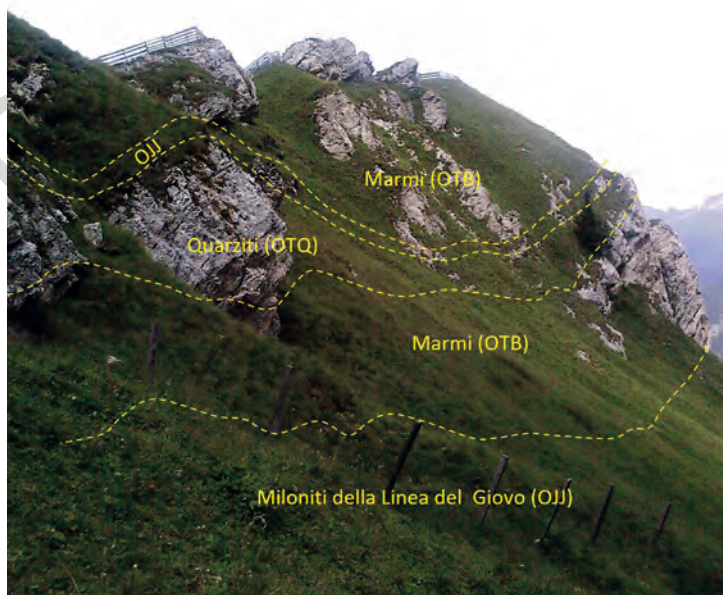


Fig. 174 - Aspetto in affioramento della linea del Giovo sul versante S, poche decine di metri a E del Rifugio Giovo (gli speroni rocciosi sono quelli visibili in Fig. 173). Le lenti di marmi a silicati (OTB) appartengono all'unità di Tessa. La complessità della struttura della linea del Giovo è tale che la scala della carta non ne permette una rappresentazione fedele. In carta l'intero affioramento è cartografato come Miloniti della linea del Giovo (OJJ).

Nei marmi a silicati (OTB) presenti subito a nord del passo presso il Rif. Giovo sono stati riconosciuti porfiroclasti di calcite con geminazioni di tipo II (BURKHARD, 1993) indicanti basse temperature (ca. 300°C), registrate probabilmente durante le ultime fasi di attività della zona di taglio in regime deformativo duttile.

Una seconda fase molto evidente, soprattutto nella parte centrale della zona di taglio, è registrata dalle miloniti del Giovo soprattutto nel settore di Valtina. Qui sono evidenti potenti fasce milonitiche pluridecametriche immergenti ad alto angolo verso W-NW con lineazioni suborizzontali e con senso di taglio destro molto chiaro, dato da strutture *S-C-C'* e porfiroclasti asimmetrici, come nei pressi della Caserma dei Vigili del Fuoco di Valtina. Microstrutture quali porfiroclasti di granati di tipo delta e *micafish*, osservati in sezione sottile, confermano il senso di taglio destro. Pieghe oblique e “a guanto” e filoni foliati di metapegmatiti sono inglobati all'interno delle fasce milonitiche principali. I *fabrics* milonitici sono oblitterati da un evento a carattere più fragile, con strutture *S-C'* e faglie con strie e gradini di crescita con cinematica analoga, indicanti una compressione NW-SE, da ricollegare verosimilmente all'evoluzione transpressiva della linea Insubrica, come già indicato in precedenza (AGLIARDI *et alii*, 2009b; BARGOSSO *et alii*, 2010). I piani di faglia risultano particolarmente evidenti nei filoni di metapegmatiti affioranti a SW del Passo Giovo.

La transpressione destra è seguita da una riattivazione normale con componente trascorrente sinistra delle strutture, lungo piani aventi la medesima orientazione. La riattivazione è visibile in tutta l'area e soprattutto intorno a Valtina, dove si osservano fasce cataclastiche di notevole spessore, spesso accompagnate da pseudotachiliti. Dominano strutture *S-C'* sviluppate nel nucleo della zona di taglio e lungo la zona di danneggiamento. La cinematica è di tipo normale con componente trascorrente sinistra e trascorrente sinistra pura. Zone di taglio fragili sono ben visibili anche poco a monte del paese di San Leonardo, sotto il Castello. La forte diffusione di clorite indica una marcata retrocessione a bassa temperatura durante quest'ultima fase. Ultracataclasi a grana finissima (Fig. 175d) e di colore nero sono evidenti nei pressi del km 28 della SS44 a Valtina, al passo in corrispondenza del Bar Edelweiss, al km 35 e in molti altri punti. Lenti e vene di pseudotachiliti sono spesso associate a questo litotipo nei dintorni di Valtina e poco sotto il Passo Giovo lungo il versante esposto verso Vipiteno.

È importante sottolineare che la linea del Giovo, insieme alla linea della Passiria, rappresenta il limite tra metamorfismo alpino e varisco presente all'interno del sistema Austroalpino delle Alpi Orientali e che, per questo motivo, le è stato spesso attribuito un ruolo di struttura primaria (HOINKES *et alii*, 1999; VIOLA *et alii*, 2011; ZANCHETTA *et alii*, 2012, 2013). Come già evidenziato in passato (DEL MORO, 1982; SPIESS, 1995) da età radiometriche su miche e roccia totale Rb-Sr e ^{40}Ar - ^{39}Ar , le rocce di tetto (unità di Tessa) mostrano un'importante sovraimpronta metamorfica alpina del Cretacico Superiore, mentre le rocce nell'unità di San Leonardo e adiacenti poste a letto della faglia stessa conservano invece età attribuite alle fasi deformative varisiche. Sulla base di questi dati,

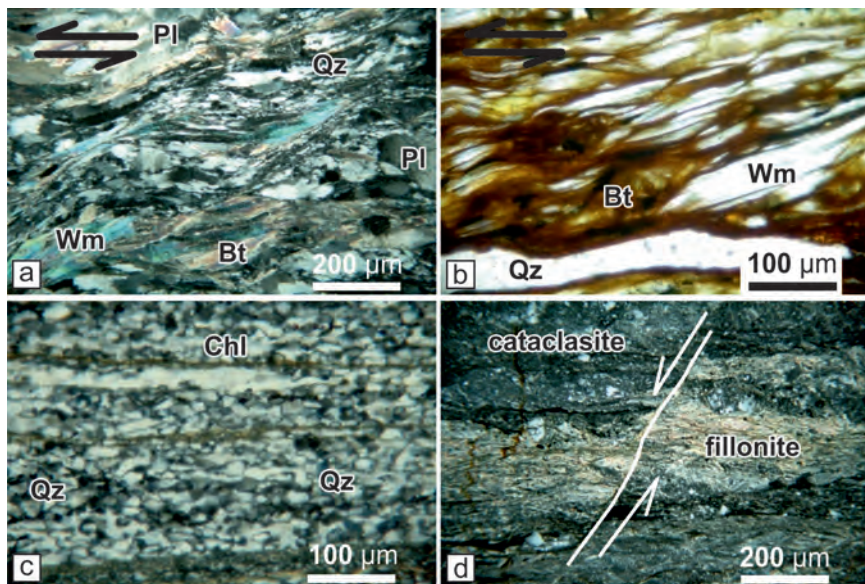


Fig. 175 - a) Fabric S-C' nelle miloniti, con foliazione milonitica individuata principalmente da quarzo, lungo i piani C' ricristallizza anche la muscovite; b) fabric S-C' con foliazione milonitica data dall'allungamento della biotite, presenza di porfiroclasti di muscovite; c) ricristallizzazione con meccanismo prevalente di "bulging" per il quarzo lungo la foliazione milonitica; d) ultima fase deformativa registrata lungo la linea del Giovo, con filloniti e cataclasiti a loro volta tagliate da strutture fragili discrete con cinematica normale. Tutte le foto sono relative alle miloniti della linea del Giovo (OJJ).

SPIESS (1985) attribuisce alla linea del Giovo un prevalente movimento di tipo inverso, responsabile dell'esumazione del tetto. Questa interpretazione è in netto contrasto con quanto asserito da VIOLA *et alii* (2001), che descrivono miloniti a forte componente quarzosa con lineazioni di estensione immergenti a W-WSW, indicanti una risalita del blocco di letto attribuibile ad una cinematica normale sinistra della zona di taglio, successivamente tagliate da faglie sinistre ad alto angolo con lineazioni orizzontali ricche di pseudotachiliti. VIOLA *et alii* (2001) considerano quindi la linea del Giovo come una vecchia faglia normale, poi ripiegata, lungo la quale le unità austroalpine con metamorfismo alpino formavano il blocco di letto della faglia, mentre le unità con dominante metamorfismo varisico ne formavano il tetto. Anche POMELLA *et alii* (2016) interpretano la linea del Giovo come una faglia normale attiva nel Cretacico Superiore immergente a SE, che costituiva il limite dell'unità di Tessa con metamorfismo alpino di alta pressione.

Il quadro risulta inoltre complicato dalla presenza di sistemi di faglie inverse e trascorrenti, attribuite ad una compressione NW-SE (VIOLA *et alii*, 2001; AGLIARDI *et alii*, 2009), probabilmente connessa al regime transpressivo destro attivo tra Oligocene e Miocene lungo la linea Insubrica. Di grande interesse

sono anche i dati sulle tracce di fissione su zirconi e apatite (VIOLA *et alii*, 2001). Mentre le età ricavate dall'apatite risultano abbastanza uniformi a tetto e a letto della linea, con età comprese tra 6 e 15 Ma e con un massimo tra 10 e 12 Ma, le tracce di fissione ottenute su zircone indicano età più antiche a tetto (55 Ma) e nettamente più giovani a letto (14-18 Ma), individuando un rapido sollevamento del blocco di letto in tempi relativamente recenti. Per spiegare questa complessa situazione, VIOLA *et alii* (2001) ipotizzano una prima fase estensionale tardo-cretacica con esumazione del letto (identificato dagli Autori come basamento dell'Ötztal meridionale) costituito da unità con impronta metamorfica cretacica rispetto al tetto (l'attuale unità di San Leonardo) con età invece varisiche. A questo evento sarebbe seguita una fase di piegamento con ribaltamento dei rapporti geometrici tra le due unità, che sarebbero infine state tagliate da una seconda faglia normale più recente, responsabile dell'attuale assetto geometrico. MANCKTELOW *et alii* (2001) trovano evidenze di questa fase di piegamento a sud della finestra dei Tauri in corrispondenza della terminazione occidentale della DAV (linea Deferegggen-Anterselva-Valles) in sinistra della Valle dell'Isarco, dove lo stesso limite tra Pennidico e Austroalpino risulta completamente ribaltato rispetto agli originari rapporti strutturali. SÖLVA *et alii* (2005) propongono invece un'esumazione tardo-cenozoica delle unità austroalpine superiori in compressione lungo un sovrascorrimento sud-vergente, che potrebbe coincidere con l'attuale linea del Giovo. Analoga interpretazione viene ripresa in ZANCHETTA *et alii* (2012, 2013) e POMELLA *et alii*. (2016), dove si propone che la linea del Giovo rappresenti un possibile *back-thrust* eo-Alpino o un ripiegamento di un precedente thrust, sviluppatosi in posizione di *retrowedge* rispetto al fronte settentrionale della catena nelle Alpi Orientali, con significato simile a quello assunto nel tardo Cenozoico dalla linea Insubrica. La forte deformazione connessa a questo sistema di faglie sviluppato a scala crostale avrebbe poi completamente obliterato gli eventuali elementi strutturali legati alla sua evoluzione più antica.

Importanti vincoli alla deformazione lungo le miloniti della linea del Giovo sono forniti dalla presenza, all'interno della zona di taglio, di lenti e filoni acidi, con tessitura milonitica, datati da MÜLLER *et alii* (2001) a 31.7 ± 3.4 Ma (U-Pb su zircone) e pseudotachiliti che tagliano i *fabrics* duttili, datate dagli Autori sopra citati tra 20 e 17 Ma. Al contrario, nuovi dati originali ottenuti dagli scriventi su filoni analoghi, hanno recentemente fornito età triassiche (U-Pb su zirconi), del tutto simili alle età ottenute sulle metapegmatiti che si trovano a letto e all'interno delle miloniti della linea del Thurnstein, nei pressi di Merano (VIOLA *et alii*, 2001; BARGOSSO *et alii*, 2010).

4.2. - LA LINEA DELLA PASSIRIA

Nei pressi dell'abitato di San Leonardo è riconoscibile la terminazione settentrionale della linea della Passiria (VIOLA *et alii*, 2001), che rappresenta

un sistema di faglie orientato NNE-SSW sviluppatosi a nord di Merano in continuità con la linea delle Giudicarie Nord. La zona di taglio, con carattere marcatamente fragile, è stata attiva a partire da circa 17 Ma, come indicato da età ^{40}Ar - ^{39}Ar ottenute su pseudotachiliti presenti in bassa Val Passiria (MÜLLER *et alii*, 2001). Nel presente Foglio la struttura è poco esposta, essendo ricoperta da depositi quaternari presenti lungo il fondovalle della Val Passiria, mentre risulta riconoscibile la sua terminazione settentrionale in prossimità della frazione di Le Coste. Qui sono presenti, poco a ovest della strada del Passo Giovo, sistemi di faglie trascorrenti e normali ben visibili a scala mesoscopica negli impluvi direttamente a ovest della statale. Considerato che i rigetti lungo questa struttura tendono a ridursi per scomparire del tutto in prossimità dello spartiacque con il bacino dell'Isarco, è del tutto probabile che gran parte del rigetto sinistro sia assorbito dalla linea del Giovo, come indicato in molti punti dalla presenza di zone di taglio sinistre sviluppatesi in ambiente fragile e successive alle miloniti della linea stessa.

4.3. - LE FAGLIE MINORI

Oltre alla linea del Giovo, quella della Passiria e ai contatti tra le principali unità tettoniche già descritti, sono presenti diverse faglie minori legate all'evoluzione recente dell'area. I sistemi dominanti hanno direzione compresa tra N-S e NNE-SSW con una cinematica da normale a trascorrente sinistra. Queste faglie tagliano i limiti tettonici tra le unità descritte con rigetti al massimo di qualche decina di metri. Tra i *set* più importanti appartenenti a questo sistema si ricordano le due faglie che tagliano il contatto tra l'unità di Monteneve e la falda dell'Ötztal, con rigetto normale sinistro, che attraversano la Forcella della Cintola, proseguendo poi verso sud per alcuni chilometri. Gli indicatori cinematici sono ben visibili dalla sella scendendo verso nord in valle del Rombo. Altrettanto ben visibili e con analoga cinematica risultano le faglie orientate circa N-S che dislocano le creste a ovest della Cima del Lago Nero sopra la conca di San Martino in Monteneve. I rigetti sono qui evidenziati dagli spostamenti subiti dai paragneiss e quarziti a granato (OZC) presenti alla base della copertura metasedimentaria.

Il limite tra l'unità di Monteneve e la falda dell'Ötztal è chiaramente dislocato in alta Val Passiria poco a monte di Belprato da una faglia N-S allineata lungo la parte inferiore della Valle del Rombo e da un sistema di faglie normali con componente trascorrente sinistra orientate NNE-SSW. Il secondo *set* è ben riconoscibile anche dai rigetti indicati da un livello di anfiboliti presente nella falda dell'Ötztal poco a monte del contatto con l'unità di Monteneve, che risulta spostato di un centinaio di metri. Nel settore NE del Foglio sono presenti faglie orientate NNW-SSE, la principale delle quali attraversa la Forcella di Flères. Altri sistemi con la medesima orientazione sono stati riconosciuti soprattutto attraverso analisi fotogeologiche.

Un altro sistema di faglie, con sviluppo abbastanza importante, risulta orientato ESE-WNW ed è caratterizzato da rigetti limitati al massimo a qualche decina di metri con movimenti prevalentemente di tipo normale e a volte trascorrente destro, come nel caso del sistema di faglie presenti nei pressi del Passo del Rombo. Le dislocazioni risultano sempre minori rispetto ai precedenti sistemi. Queste strutture sono riconoscibili lungo la Valle di Racines di dentro a ovest di Vallettina e tagliano il contatto tra la falda dell'Ötztal e l'unità di Monteneve attraversando la Forcella Zermedo.

PROGETTO
CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA ED APPLICATA

(M. Cucato con contributi di V. Mair, A. Viganò, U. Obojes, M. Stefani, S. Zanchetta, A. Zanchi)

1. - CENNI SULLA SISMICITÀ E SISMOTETTONICA DELLA REGIONE

(A. Viganò)

Nelle Alpi centro-orientali i cataloghi attualmente disponibili in letteratura riguardanti i terremoti storici evidenziano una distribuzione non uniforme della sismicità, la quale è concentrata lungo la fascia prealpina ed in Pianura Padana (GUIDOBONI *et alii*, 2018; ROVIDA *et alii*, 2019). I terremoti verificatisi nel Veronese (1117 AD) e nella media Val d'Adige (1046 AD) sono ad oggi tra gli eventi più importanti dell'intera Italia settentrionale di cui si abbiano testimonianze (GUIDOBONI *et alii*, 2005; VIGANÒ *et alii*, 2018). All'interno di questo quadro generale, un significativo caso di studio riguarda l'evidenza di una dislocazione registrata da un edificio di epoca romana in Val d'Adige nei pressi di Egna (Bolzano) dovuta, secondo GALADINI & GALLI (1999), a fagliazione superficiale cosismica.

La porzione interna della catena alpina presenta sismicità strumentale di moderata entità, 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). All'interno dell'area interessata dal Foglio San Leonardo in Passiria, alcuni terremoti, di magnitudo locale inferiore a 4 e profondità ipocentrale compresa tra circa 5 e 13 km, interessano principalmente il settore a S e ad W di Moso in Passiria. La loro cinematica di fagliazione, a partire dai meccanismi focali disponibili, è varia (Fig. 176; Tab. 3). L'evento sismico più energetico in prossimità dell'area di studio è il cosiddetto terremoto di Merano (CAPORALI *et alii*, 2005), il quale si

è enucleato a 5-7 km di profondità in una regione a debole sismicità (bassa Val Venosta) e la cui genesi è correlabile con il sistema di faglie delle Giudicarie settentrionali (VIGANÒ *et alii*, 2015; REITER *et alii*, 2019) (Fig. 176).

Il quadro regionale fornito dalla sismicità strumentale è in generale accordo con quanto indicato dalle analisi in campo sismotettonico (SLEJKO *et alii*, 1989; VIGANÒ *et alii*, 2008) e dai modelli a scala crostale e litosferica (CAPORALI *et alii*, 2013; MAROTTA & SPLENDORE, 2014). In particolare, se l'attuale deformazione tettonica più a meridione lungo i fronti alpini compressivi (Trentino e Veneto) è direttamente correlata all'indentazione della placca Adria verso N (VIGANÒ

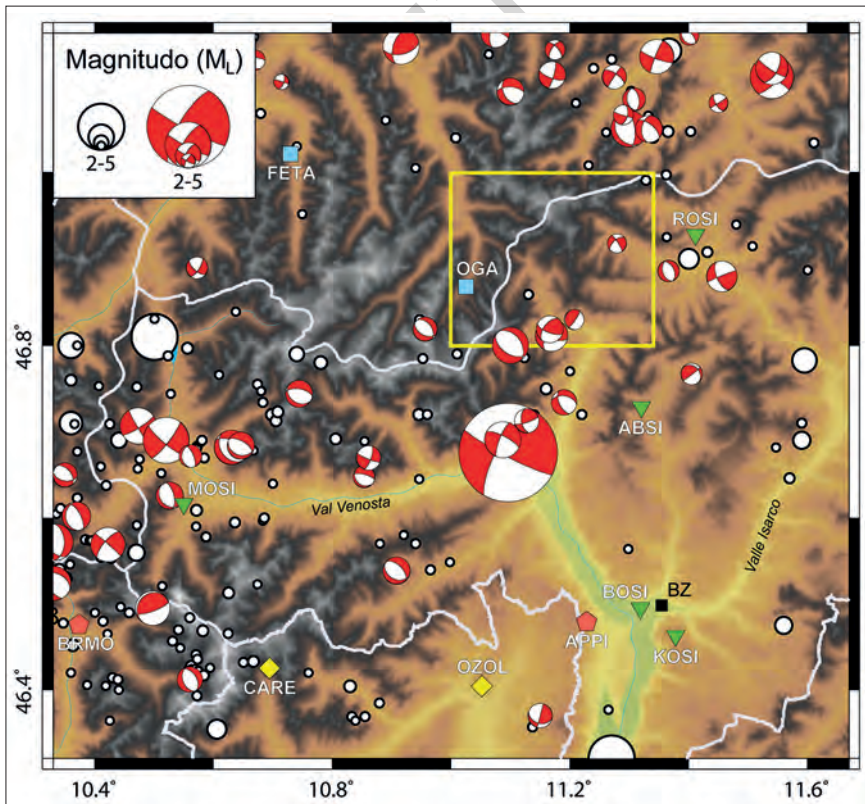


Fig. 176 - Distribuzione della sismicità, strumentale e storica, e dei meccanismi focali relativi agli eventi sismici più rilevanti, entrambi graduati rispetto alla magnitudo locale (M_L) (dati da REITER *et alii*, 2019). Il riquadro in colore giallo indica l'area relativa al Foglio San Leonardo in Passiria. Sono rappresentate in mappa le stazioni sismiche permanenti, con relative sigle, appartenenti alle reti dell'Alto-Adige (triangoli verdi); il monitoraggio sismico della Provincia Autonoma di Bolzano è effettuato tramite una rete di 6 stazioni equipaggiate con sensori tridimensionali a banda larga), del Trentino (rombi gialli), dell'Austria (quadrati azzurri) e dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV, pentagoni rossi).

Tab. 3 - Parametri di localizzazione dei terremoti con epicentro all'interno dell'area interessata dal Foglio San Leonardo in Passiria (cfr. Fig. 176). L'ora indicata è quella UTC (Universal Time Coordinated).
* Codice del meccanismo focale come riportato in REITER et alii (2019).

ID	Data gg/mm/aaaa	Ora hh:mm	Lat °N	Long °E	Profondità km	Magnitudo locale	Codice FPS*
1	02/05/1984	10:28	46.800	11.100	8.0	3.6	4.03
2	11/04/2008	19:54	46.991	11.328	12.2	2.3	-
3	11/09/2008	09:08	46.830	11.207	6.8	2.6	2.05
4	03/04/2010	13:10	46.819	11.166	10.8	3.1	2.06
5	12/01/2014	20:11	46.812	11.169	9.6	3.4	2.08
6	17/10/2014	01:45	46.859	11.130	13.2	2.2	-
7	01/12/2014	18:37	46.918	11.279	5.2	2.5	4.41

et alii, 2008), i meccanismi focali relativi agli eventi sismici della catena alpina più interna indicano una prevalente cinematica trascorrente e/o normale (es., MARSCHALL *et alii*, 2013), come suggerito dalle analisi geologiche morfostrutturali (FELLIN *et alii*, 2002; AGLIARDI *et alii*, 2009). REITER *et alii* (2019) hanno recentemente avanzato l'ipotesi secondo la quale la deformazione attuale della porzione interna di questo settore sia governata dall'indentazione crostale del settore settentrionale di Adria, corrispondente all'areale dolomitico. L'azione di questo cuneo crostale, delimitato a N dal sistema di faglie Val Pusteria-Gailtal, appartenenti al Lineamento Periadriatico, e ad occidente da quello delle Giudicarie, guida la tipologia di deformazione (meccanismi focali) e modifica localmente il campo degli sforzi. Se la deformazione attiva lungo il sistema delle Giudicarie presenta fagliazione traspressiva di tipo sinistro (VIGANÒ *et alii*, 2015; REITER *et alii*, 2019), il settore Pustertal-Gailtal mostra movimento di tipo destro e una sismicità relativamente poco marcata. Ad occidente delle Giudicarie è presente invece un dominio tettonico attualmente in transtensione come indicato dai meccanismi focali.

2. - STABILITÀ DEI VERSANTI E FRANE (M. Cucato e M. Stefani)

Il territorio rappresentato dal Foglio San Leonardo in Passiria, prevalentemente di alta montagna, è caratterizzato da alti valori di energia del rilievo, grazie ai grandi dislivelli che vengono raggiunti su brevi distanze. Come già in precedenza evidenziato (vd. § II.), l'assetto geologico regionale e le strutture tettoniche presenti hanno un importante condizionamento nel profilo sovente asimmetrico delle valli, con il versante sinistro più ripido, a reggipoggio, ed il versante destro più esteso, a franapoggio. Questo è tipico soprattutto in Val di Fleres, in Val di Racines, in Val di Plan, ma anche in altre valli minori. In questi casi la disposizione della foliazione principale, in particolare quando

l'inclinazione è particolarmente elevata, costituisce un fattore predisponente allo sviluppo di fenomeni di dissesto, soprattutto se si associa ad altri fattori, quali ad es. sistemi di discontinuità rappresentati da fratture e faglie. Inoltre, va ricordato che la presenza di importanti linee tettoniche è accompagnata da ampie fasce di cataclasi e milonisi, in ogni caso da un elevato stato di fratturazione degli ammassi rocciosi coinvolti. Tra i fattori predisponenti è da sottolineare che una buona parte delle aree di substrato è composta da metamorfiti che presentano caratteristiche geomeccaniche da scadenti (ad es. i micascisti sericitici) a discrete.

Un altro aspetto da tenere in considerazione è la presenza di permafrost, anche a carattere discontinuo⁽¹⁾, nel sottosuolo dei territori di alta montagna (sopra i 2500 m). Una parte di tali territori è glacializzata o lo è stata in epoca recente. L'incremento delle temperature collegato ai cambiamenti climatici in atto ha tra i vari effetti anche la degradazione del permafrost ed indirettamente anche una potenziale maggiore efficacia dei cicli di gelo e disgelo per la messa in circolazione nel sottosuolo di acqua, fatto che prima non avveniva o avveniva in forma minore. Ne consegue che la perdita e la degradazione del permafrost nelle aree di alta montagna assume un ruolo non trascurabile come fattore predisponente alla franosità degli ammassi rocciosi, soprattutto se in concomitanza con altri fattori.

Questo quadro parziale ritrae tutta una serie di fattori predisponenti, che concorrono nell'interpretare la diffusione e l'origine di tutta una serie di fenomeni franosi osservabili con diversa frequenza in varie località del Foglio.

In termini di distribuzione areale dei dissesti una particolarità del Foglio è la grande diffusione dei fenomeni di Deformazione Gravitativa Profonda di Versante (DGPV), che interessano circa il 16% della superficie totale, con situazioni che vedono coinvolti interi versanti, quale ad es. il versante sinistro dell'alta Val Passiria. Per la descrizione di tali fenomeni si rinvia al paragrafo successivo.

Le frane di crollo in roccia e il distacco o il ribaltamento di singoli blocchi sono fenomeni che interessano le zone più acclivi dei versanti, modellate in rocce lapidee, predisposte a tale evoluzione per la presenza di sistemi di fratturazione sfavorevolmente orientati. I fenomeni determinano livelli di rischio tanto più elevati quanto più la caduta di blocchi coinvolge direttamente i centri abitati o le vie di comunicazione sottostanti o come conseguenza del loro rotolamento a valle. Proprio per l'importanza come via di comunicazione e sede dei principali centri abitati presenti nel Foglio, la Val Passiria è segnalata come una delle aree più interessate a tali fenomeni, così come la Val di Plan e la Valle di Valtina, in corrispondenza della S.S. N° 44 del Passo del Giovo. Inoltre, in queste località sono numerosi i tratti di versante o le pareti individuate come soggette a fenomeni di crollo/ribaltamento diffusi.

(1) Per la distribuzione (da modellazione teorica) del permafrost nel territorio del Foglio vedasi la relativa mappa al seguente indirizzo web: <http://dati.retecivica.bz.it/it/dataset/permafrost>

I fenomeni di scivolamento rotazionale possono interessare sia le coltri quaternarie, sia il sottostante substrato roccioso, talora con una fenomenologia complessa. Nella rappresentazione in carta delle grandi frane di scivolamento in roccia, in cui gli ammassi rocciosi dislocati mantengono grande unitarietà e continuità, è stata utilizzata la simbologia di spostamento blocco. In genere queste aree, rispetto a quelle con DGPV, coinvolgono settori di versante con estensione più limitata; inoltre l'entità delle dislocazioni gravitative è maggiore e le coltri detritiche o di frana *tout court* coinvolte sono nettamente più estese o continue. In altri casi si è voluto sottolineare come lo stato di deformazione fragile degli ammassi rocciosi è ad un elevato stadio evolutivo.

Frane di scivolamento rotazionale attivate a spese delle coltri quaternarie sovente si associano a frane di colata, sia lenta che rapida. I fenomeni sono più accentuati nei pendii dove sono presenti terreni incoerenti o pseudocoerenti (depositi glaciali non addensati, coltri di disgregazione del substrato roccioso, depositi di versante con abbondante frazione fine, ecc.) che assumono caratteristiche scadenti dal punto di vista geotecnico, soprattutto a seguito dell'imbibizione da parte delle acque di ruscellamento superficiale, anche a causa dell'incremento dell'infiltrazione per disboscamento o pascolamento intensivo.

Aree soggette a frane superficiali diffuse sono segnalate in varie località della media Val Passiria, della Valle di Valtina, della Val Ridanna, della Val di Plan. Tra i fattori scatenanti non sono da tralasciare gli eventi meteorici particolarmente intensi, che saturano i terreni d'acqua o che innescano fenomeni erosivi anche a carattere lineare. In altri casi sono importanti i fenomeni di scalzamento al piede dei pendii. Tra le frane di questo tipo vi sono quelle che hanno coinvolto la successione quaternaria presente sui due fianchi della Val di Plan presso Case Zagola (Fig. 177a): alcune di esse sono state oggetto di un ampio progetto di risistemazione negli anni '80 dello scorso secolo con risultato finale disomogeneo.



Fig. 177 - a) Frana di scivolamento rotazionale che coinvolge i depositi glaciali presenti sul fianco destro del solco vallivo del Rio di Plan di fronte a Case Zagola (località: Val di Plan). Archivio fotografico dell'Agenzia per la Protezione Civile - Provincia Autonoma di Bolzano; b) sinkhole ad W di Malga del Massaro e, a destra, alcuni smottamenti che coinvolgono la coltre glaciale più superficiale (località: Val di Lazzago).

Sono infine da segnalare fenomeni di sprofondamento (*sinkholes*) di limitata estensione (diametro massimo inferiore ai 15 m), attivatisi in alcune precise località. I più evidenti e noti sono nell'area del distretto minerario di Monteneve, in particolare poco a S o a E del Rifugio S. Martino Monteneve, inoltre ad W di Malga del Massaro, in Val di Lazzago (Fig. 177b). Si tratta di fenomeni legati al cedimento della volta di vecchie gallerie minerarie (cfr. FRIZZO, 2002, per la congruenza con lo sviluppo planimetrico di queste ultime). Altre tre depressioni circolari, larghe quasi una decina di metri, sono state individuate subito a N dei laghi dell'Erpice di sopra. L'interpretazione più probabile è che si tratti di depressioni legate alla fusione di nuclei di ghiaccio morto (*kettle holes*), probabilmente coperti da depositi glaciali e postglaciali, dopo la fase di massima avanzata della PEG. Per concludere si segnala lo sviluppo di una piccola cavità (diametro ca. 1,5x1 m), a sviluppo subverticale, sulla superficie del terrazzo lacustre di Ridanna (in prossimità del sito del sondaggio RID 7, vd. § V.3.4.3. e, ad es., Fig. 112). La cavità, evidenziatasi dopo un evento meteorico intenso, si ritiene sia legata ad infiltrazione delle acque nel sottosuolo, inizialmente guidata da una galleria di roditori, e quindi allargatasi per un fenomeno di *piping*, anche grazie alla scarsa coesione dei sedimenti lacustri ivi presenti.

Tra le frane più importanti e significative presenti nel Foglio vi è senz'altro la frana del Monte Ganda, in alta Val Passiria (Fig. 178). Si tratta di una frana complessa, con movimento prevalentemente per scivolamento rotazionale. Essa si colloca all'interno di una più ampia area a DGPV (la DGPV Olmeto - M. Ganda - Guardia Alta, vd. paragrafo successivo), guidata dall'assetto strutturale e dalla presenza di fasce di fratturazione con intensa suddivisione degli ammassi rocciosi.

Ben nota storicamente (vd. § II.), la frana del M. Ganda si estende sull'intero versante, dal fondovalle fino alla dorsale spartiacque con la valle del Rio dei Margari, su di un dislivello di circa 1200 m e per una larghezza di circa 1500 m. La superficie coinvolta è di circa 3,75 km². Il coronamento della frana è ben visibile nelle pareti che si sviluppano ad W della dorsale M. Ganda (2330 m) - Kreuzjoch (2535 m). La morfologia dell'accumulo evidenzia una zona più ribassata, a geometria triangolare, nel settore più a sud (loc. "al Gallo") ed una più acclive sopra i 1800 m. In ogni caso si osservano variazioni di pendenza coerenti con la presenza di scarpate secondarie o collegate a processi erosivi come al piede della frana. I litotipi presenti nell'area in frana sono composti prevalentemente da micascisti dell'unità di Tessa. Nell'angolo N della frana, presso il M. Ganda, sono inoltre presenti anfiboliti, micascisti e marmi dell'unità di Monteneve. L'area in frana comprende ammassi rocciosi scivolati a valle in blocco e variamente disarticolati, o con le soprastanti coperture glaciali presenti nella parte intermedia ed inferiore del versante, nonché ampie aree costituite da blocchi eterometrici. La profondità della superficie principale di scivolamento è generalmente collocata attorno ai 100-150 m dal p.c., mentre il volume stimato è di circa 500 milioni di m³ (TAGLIAVINI *et alii*, 2009; STEFANI *et alii*, 2013). Uno



Fig. 178 - La frana del Monte Ganda vista dal versante opposto, presso M. Carra.

studio più recente, che si avvale anche dell'analisi di nuovi sondaggi meccanici a rotazione eseguiti alla base e all'interno del corpo di frana, individua la superficie di scivolamento al piede della frana a circa 44 m dal p.c. (DEJORI, 2021). Ne consegue uno spessore dell'accumulo quasi doppio a livello della S.S. N° 44bis e conseguentemente un volume decisamente maggiore.

Per quanto riguarda lo stato di attività della frana si sottolinea che, rispetto al corpo principale, i tre accumuli presenti a destra del F. Passirio (vd. carta geologica in scala 1:50.000) sono da considerarsi ormai stabilizzati: il più esteso è quello situato in località "al Lago", che costituisce ciò che resta dello sbarramento che nel 1401 ha occluso la valle, creando a monte un bacino lacustre. All'interno del corpo principale sono individuabili due frane secondarie: la prima (*Hahnebaum-Mure*) è classificabile come scivolamento roto-traslazionale che interessa la S.S. 44bis dal km 11+500, noto a partire dal 1951, con riattivazioni successive nel 1969, nel 2000 ed anche in tempi recenti, con notevoli danni alla sede stradale. La seconda è classificabile come *rockslide* che coinvolge l'abitato di "al Gallo". Inoltre, circa una decina di anni fa è stato oggetto di attenzione un settore del coronamento situato presso Punta Casabella (2081 m), caratterizzato dalla presenza di numerose fratture da trazione, con chiari indizi di instabilità. Nel caso di franamento a valle, tale settore, del volume stimato di circa 0,8 milioni di m³, potrebbe innescare un *rock avalanche* che coinvolgerebbe la sottostante strada statale. Più in generale una ricostruzione della cronistoria della frana di

Ganda con una rassegna della documentazione d'archivio relativa agli ultimi 70 anni è presente in FURLANIS (2000) cui si rinvia per ulteriori dettagli.

La frana di Ganda è stata oggetto di indagini geotecniche, geofisiche e geomeccaniche, con l'esecuzione di sondaggi, anche a grande profondità, l'installazione di inclinometri e piezometri. Inoltre è stata allestita una rete di monitoraggio che coinvolge l'intera area, allo scopo di quantificare i movimenti verso valle e lo spostamento relativo e di mitigare il rischio residuo (Bossi *et alii*, 2012, 2013; STEFANI *et alii*, 2012). L'area in frana, pur avendo deformazioni medie di circa 7 cm/anno, non rappresenta in sé un rischio effettivo per l'attività antropica. Al contrario risultano i fenomeni secondari ad essa collegati. La maggiore vulnerabilità è quella della S.S. N° 44bis che potrebbe essere danneggiata da movimenti della frana secondaria di *Hahnebaum-Mure*, come già avvenuto in passato, con potenziale rischio di interruzione del collegamento con Corvara in Passiria e con tutto il resto della valle. Anche l'abitato di "al Gallo" è potenzialmente a rischio in caso di collasso del *block-slide* su cui sorge.

3. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

Le Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (DGPV) sono fenomeni che si sviluppano per effetto di una lenta e continua deformazione di grandi ammassi rocciosi, coinvolgendo estese porzioni di versante, se non l'intero versante stesso. I fenomeni sono solitamente caratterizzati dalla presenza di morfostrutture tipiche quali trincee, contropendenze, scarpate, documentata in più settori, ma soprattutto nel tratto superiore del versante coinvolto nel movimento. Per una più dettagliata trattazione del problema si rimanda alla letteratura specializzata (AGLIARDI *et alii*, 2001; 2009a, b; SOLDATI *et alii*, 2006).

All'interno delle aree coinvolte nelle DGPV le giaciture dei piani di scistosità presentano valori molto variabili; molto spesso gli ammassi rocciosi presentano un elevato grado di fratturazione pur mantenendo una sostanziale continuità geometrica.

Vengono di seguito descritte le principali DGPV presenti nel Foglio.

La DGPV di Malga di Gavignes (Val Ridanna)

Sul versante meridionale della Val Ridanna, nel settore compreso tra la Valle del Rio Vallicola e la Valle del Rio degli Arbusti, vi è un'ampia zona a DGPV, che si estende dalla base del versante, presso Masseria, fino a circa 2200 m di quota, a NNE di Cima dell'Incendio (2445 m). Al centro dell'area coinvolta nel fenomeno in esame vi è la Malga di Gavignes. L'area è ben individuabile dal versante opposto della Val Ridanna in quanto nettamente ribassata rispetto al versante posto ai lati (Fig. 179). Questo è ben evidente a NE di Malga Gavignes che costituisce il settore sceso più a valle di tutta l'area coinvolta nel fenomeno gravitativo. La delimitazione a monte è ben evidenziata da un gradino di scivolamento, alla cui base, sul lato orientale, si è impostato il deflusso



Fig. 179 - La DGPV di Malga di Gavnies vista dal versante opposto presso Malga dell'Accla (Val Ridanna): l'area ribassata in DGPV è nettamente evidente (parte al centro e a sinistra). La cima più elevata sul margine destro della foto è Cima dell'Incendio (2445 m).

superficiale delle acque, a direzione circa W-E. Più incerta è la delimitazione sul lato NW, dove il crinale diventa più regolare, seppur intervallato da tratti acclivi, pareti e più raramente da trincee. Numerose sono le controscarpate presenti nella parte inferiore del versante, con lunghezza fino a 3-400 m, alcune delle quali di grande evidenza morfologica; ad esse, in alcuni casi, si associano piccole aree chiuse di origine gravitativa, che ospitano pozze d'alpeggio.

Alla base di questo fenomeno gravitativo vi è la disposizione a franapoggio della foliazione principale riattivata come piani di scivolamento. Nel complesso l'entità dell'abbassamento, unita all'assenza di significative morfostrutture nella parte superiore del versante, suggeriscono che la DGPV in esame possa rappresentare uno stadio evoluto del processo di deformazione gravitativa.

Le DGPV di Kohlwald e della Forcella degli Arbusti (Val di Lazzago)

Sul versante destro della Val di Lazzago sono state cartografate due aree distinte a DGPV, di cui quella più a N comprende la località *Kohlwald* (DGPV di *Kohlwald*), mentre quella più a S un ampio settore del versante a N di Cima Ciga (2458 m) - Forcella degli Arbusti (2187 m) (DGPV della Forcella degli Arbusti propriamente detta).

La DGPV di *Kohlwald* coinvolge principalmente la parte inferiore ed intermedia del versante. La delimitazione a monte è evidenziata dalla presenza

di gradini di scivolamento, con un netto incremento dell'acclività nella parte superiore del versante, ben evidente nella parte centrale dell'area.

La DGPV della Forcella degli Arbusti (Fig. 7) si estende su tutto il tratto del versante della Val di Lazzago coinvolto, con vistosi sdoppiamenti di cresta ai due lati della forcella. Numerose sono le morfostrutture rilevabili, principalmente controscarpate, presenti nella parte intermedia ed inferiore dello stesso. La direzione varia da WSW-ENE a SW-NE.

In entrambi i casi i fenomeni gravitativi trovano come fattori predisponenti la disposizione a franapoggio-traverpoggio dei piani di scistosità principali e dalla presenza di importanti fasce di fratturazione dell'ammasso roccioso, correlabili con le zone di taglio che accompagnano il contatto tra le unità dell'Ötztal e di Monteneve.

La DGPV di Punta di Mataz in Valle di Ulfas (media Val Passiria)

Il versante destro della valle di Ulfas è coinvolto in un fenomeno di DGPV che si estende fino a coinvolgere tutto il crinale a N di Punta Mataz (2179 m), dove è ben evidenziato da un marcato sdoppiamento di cresta. Nell'area del Foglio è presente unicamente la parte più a N della DGPV, la cui maggiore estensione è a S, nell'adiacente Foglio geologico 013 "Merano" (BARGOSI *et alii*, 2010). Nel Foglio in esame è ben evidente la delimitazione a monte, marcata da un brusco aumento di pendenza e dalla presenza di pareti in roccia. La DGPV è condizionata da sistemi di fratture NE-SW, estendendosi a SW lungo lo stesso versante, verso la Piccola Clava (Foglio 013 "Merano").

La DGPV di Cima del Lago (testata dalla Valle di Valtina)

L'intero versante destro della valle del Rio Sala è coinvolto nella DGPV di Cima del Lago (Fig. 180). Essa si estende ad E, nell'adiacente Foglio geologico 007 "Vipiteno", comprendendo tutto il versante ad W e a NE di Cima del Lago. La morfologia è caratteristica di questi fenomeni e ben individuabile sia nel profilo del versante, sia nella presenza di numerose morfostrutture soprattutto nella parte intermedia ed inferiore dello stesso. Tra di esse sono particolarmente evidenti quelle a N e a NE del lago posto a 1744 m di quota; uno dei rii a carattere temporaneo che alimenta il laghetto è impostato lungo una grande trincea che è l'espressione superficiale di un gradino di scivolamento lungo circa 700 m. Meno evidenza, ma grande continuità laterale hanno anche le morfostrutture presenti a quote minori, costituite prevalentemente da controscarpate. Il fenomeno gravitativo trova come fattori predisponenti l'assetto della foliazione principale delle rocce presenti sul versante (immersione a NW con valori generalmente superiori ai 50°) e il fatto che il rilievo in esame costituisca un contrafforte svincolato su 3 lati da due valli (Val di Vannes e Valle del Rio Sala), confluenti in una maggiore (Valle di Valtina). Concorre inoltre la presenza di importanti fasce di intensa fratturazione dell'ammasso roccioso, in particolare fuori Foglio, correlabili con le zone di taglio che delimitano l'unità di Pennes.



Fig. 180 - La DGPV di Cima del Lago vista dal crinale sopra Malga Pixner; ad E di P.so di M. Giovo. Il rilievo interessato dal fenomeno, qui visto frontalmente, è delimitato a sinistra dalla Val di Vannes e, a destra, dalla valle del Rio Sala, di cui è ben visibile solamente il tratto terminale.

La DGPV di Olmeto - M. Ganda - Guardia Alta

Con tale nome si indica una DGPV che si estende su di un amplissimo tratto del versante sinistro dell'alta Passiria, coinvolgendo tutta la zona tra il crinale a NE di Moso in P. fino al Rio di Montenevoso (Fig. 181). La superficie complessiva è di quasi 11 km². All'interno dell'area a DGPV si trova un'ampia zona in frana, storicamente ben nota, che corrisponde alla frana di Ganda. Come abbiamo visto nel paragrafo precedente, essa si estende superiormente dal M. Ganda fino a ridosso del Kreuzjoch (2535 m) ed inferiormente fino al Passirio; a N fino al Rio di Casabella e a S fino al Rio Valbianca. Quest'ultimo, per un ampio tratto, fa da limite N al settore di versante in DGPV. Si tratta di un'area che evidenzia la presenza di numerose nicchie di frana e gradini di scivolamento in corrispondenza della dorsale che borda l'area a SE. Gli accumuli di frana si sviluppano prevalentemente nella parte inferiore ed intermedia del versante dove affiorano quasi esclusivamente i paragneiss a bande (OTP) dell'unità di Tessa, con foliazione immergente a N e NNW. Si tratta prevalentemente di frane per scivolamento, guidate dalla sfavorevole disposizione della foliazione. Inoltre, sono da segnalare una serie di controscarpate presenti sopra il Rifugio *Hochalm*, tra i 2400 e i 2500 m di quota, che ci indicano la presenza di un processo di

deformazione gravitativa fragile in evoluzione che si è sviluppato su questo settore di versante, probabilmente condizionato anche dal maggior svincolo dovuto all'approfondimento erosivo della testata del Rio Valbianca.

La delimitazione della DGPV presente a N e a NW della frana del M. Ganda è incerta, in particolare per il settore più a N (Rio di Montenevoso) e quello ad E (valle sospesa di Gföll, vd. anche § II.). Incerta è l'estensione fino al fondovalle del F. Passirio in tutto il settore dell'abitato di Olmeto e in quello subito a N. In ogni caso possiamo identificare almeno 3 settori di versante con caratteri morfostrutturali ben precisi: il primo è il versante a NW del M. Ganda, caratterizzato dalla presenza di numerosi gradini di scivolamento, trincee, con una zona ribassata al centro ed un profilo morfologico "a gradoni" ben apprezzabile anche in Fig. 181. Il secondo settore è il versante ad W del M. delle Capanne (2422 m), dove nella parte superiore si osservano numerose scarpate e controscarpate con notevole continuità laterale (alcune hanno lunghezza > 500 m). Il settore più a N mostra lo stesso tipo di morfostrutture ma distribuite su tutto il versante, con orientamento che è dettato dalla direzione del versante stesso. In tutte le aree affiorano prevalentemente micascisti sericitici (OSR) e micascisti a porfiroblasti di granato (OSF) dell'unità di Monteneve, con foliazione principale immergente a NNW, ad angolo di 45-70°, dunque sfavorevole alla stabilità dell'ammasso roccioso, in particolare per il settore più a N in cui l'assetto è a franapoggio più inclinato del versante.

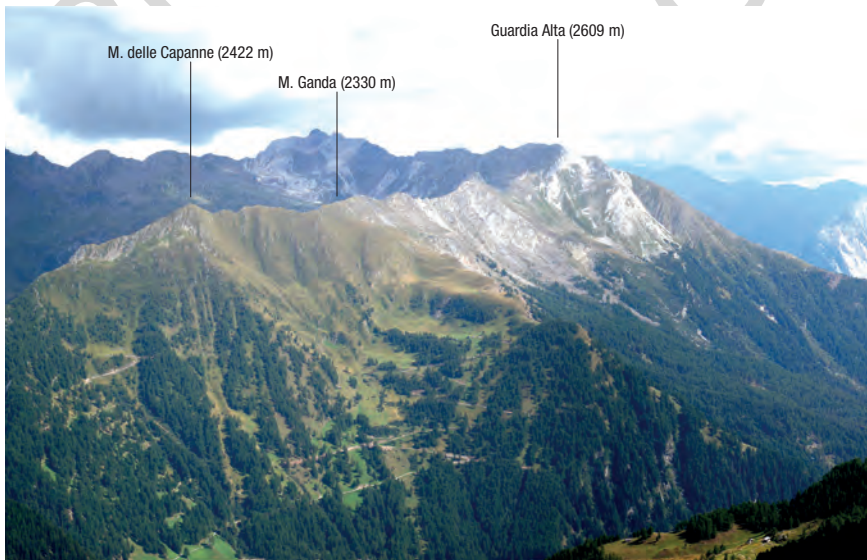


Fig. 181 - Il versante sinistro dell'alta Passiria, con la DGPV di Olmeto - M. Ganda - Guardia Alta, visto da uno dei tornanti della S.S. N° 44 bis di P.so del Rombo.

Le DGPV di San Leonardo in P. e di P.so di M. Giovo - Racines (Val di Racines)

La DGPV di San Leonardo in P. coinvolge praticamente l'intero versante destro della Valle di Valtina, da S. Leonardo sino al Passo di M. Giovo, e l'adiacente versante sinistro della media Passiria fino a livello della Piccola Punta di Montecroce (2518 m). La superficie è pari a più di 15,5 km². La delimitazione dell'area in deformazione è difficoltosa sia a valle, sia sul settore più orientale sotto il Passo di M. Giovo. Ad W, invece, essa si estende fino all'incisione torrentizia, dapprima del Rio di Malo, poi del Rio di Covolo, per lo meno sopra 1300 m di quota.

Le rocce presenti nell'area coinvolta dal fenomeno gravitativo sono costituite prevalentemente da paragneiss a bande (OTP e OJP), micascisti (OTM) e subordinati ortogneiss granitoidi (OTL). La distribuzione di tali rocce è condizionata dalla linea del Giovo, che attraversa l'area in DGPV con direzione NNE-SSW ed immersione a NW a medio angolo. Si tratta di un complesso lineamento strutturale di importanza regionale (vedi VI.4.1) che pone a contatto l'unità di San Leonardo a letto con l'unità di Tessa a tetto. Essa comprende una fascia di miloniti polifasiche con foliazione e *banding* molto marcato e una discontinua presenza di cataclasiti. Senz'altro questa fascia di intensa deformazione e fratturazione dell'ammasso roccioso ha avuto un ruolo nell'origine e nell'evoluzione del fenomeno. In effetti la maggiore concentrazione di morfostrutture (ben più numerose di quelle segnate in carta per motivi di scala) si osserva sul tratto di versante sopra Valtina - Case di Costalta. Si tratta prevalentemente di controsarpate, alcune delle quali si riescono a seguire per più di 500 m, con altezza generalmente di alcuni metri, ma sovente inferiore al metro (Fig. 182). Nel settore ad W è da segnalare il versante sotto la Piccola Punta di Montecroce dove il fenomeno ha avuto una maggiore evoluzione. Qui infatti si osservano marcati gradini di scivolamento con trincee e depressioni chiuse di origine gravitativa che ospitano laghetti o aree palustri.

La DGPV di San Leonardo in P. è strettamente collegata con quella di P.so di M. Giovo - Racines, che si estende su ampia parte del versante destro della Val di Racines, anche ad E dell'area del Foglio. La delimitazione a monte di questa seconda DGPV è resa complicata dalla contiguità con la prima, per cui la delimitazione dell'una rispetto all'altra ha un certo grado di incertezza.

Le litologie coinvolte nella DGPV di P.so di M. Giovo - Racines sono prevalentemente i paragneiss a bande e i micascisti dell'unità di Tessa.

Nella parte più elevata della DGPV, tra la *Rinner Sattel* (2031 m) e il Passo M. Costa (2249 m), è coinvolta nel fenomeno anche la parte sommitale del versante destro della Valle di Valtina (settore ad W e ad E di Malga Pixner). Qui sono numerose le contropendenze e le trincee, alcune delle quali sfruttate dalla rete sentieristica. Ad E della *Rinner Sattel* viene a formarsi uno stretto altopiano molto irregolare, intervallato da piccoli *graben*, *horst*, dossi, insellature (vd. anche Fig. 27). In Val di Racines, nella parte intermedia e superiore del versante, sono numerose le morfostrutture, tra cui gradini di scivolamento di notevole continuità laterale: tra quelli più estesi e con maggiore dislivello



Fig. 182 - DGPV di San Leonardo in P.: in primo piano controscarpata a SW del Monte Fumaiolo (a destra, fuori campo); da notare l'altezza della scarpata generalmente inferiore al metro. In secondo piano, al centro, il settore ribassato sotto la Piccola Punta di Montecroce (2518 m). Dietro, quasi sullo sfondo, la cima Punta di Montecroce (2743 m).

verticale vi sono quelli dell'area attorno alla Malga Vallombra di dentro (1906 m) (Fig. 183a). Ad E è da segnalare l'area alla base del versante, di fronte a Colle: si tratta di un'area scivolata a valle in blocco, ben delimitata, caratterizzata da numerose controscarpate nella parte superiore in cui affiora il substrato roccioso. Un'altra zona nettamente ribassata è quella a N di Passo di M. Giovo: qui è evidente la presenza di un esteso gradino di scivolamento che si sviluppa alla base della dorsale rocciosa e che si diparte dal passo verso Malga Calcara (Fig. 183b). Gradini di scivolamento minori sono presenti all'interno di questa zona, all'incirca attorno ai 1900 e ai 1950: ne risulta un settore di versante "a gradoni".

Per quanto riguarda l'origine della DGPV di P.so di M. Giovo - Racines, senz'altro un fattore predisponente è la disposizione generalmente a franapoggio dei piani di scistosità delle litologie presenti sul versante. Inoltre, tra il P.so di M. Giovo e l'area del Rifugio omonimo le scarpate di origine gravitativa, così come il crinale che borda la testata della Val di Giovo, mostrano un evidente parallelismo con la linea del Giovo e suggeriscono un netto controllo strutturale nell'evoluzione di tutto questo settore.



Fig. 183 - Gradini di scivolamento: a) davanti (a N) alla Malga Vallombra di dentro (1906 m) (Val di Racines); b) a N del P.so di M. Giovo (nella foto, sullo sfondo, Malga Calcara).

DGPV di Malga della Genziana (Val Ridanna)

La DGPV di Malga della Genziana si estende su una buona parte del versante a N del Sasso di Mareta in cui affiorano prevalentemente micascisti (OTM) e paragneiss (OTP) dell'unità di Tessa. Sulla dorsale ad W del Sasso di Mareta si osservano spettacolari sdoppiamenti di cresta che fungono da limite superiore al fenomeno di deformazione gravitativa. Di notevole continuità laterale, con prosecuzione fuori Foglio, sono i gradini di scivolamento osservati nell'area più ad E, a ridosso del versante in cui affiorano i marmi a silicati (OTB) dell'unità di Tessa.

DGPV della Cima del Tempo (Val Ridanna)

La DGPV della Cima del Tempo coinvolge un'ampia porzione del fianco sinistro della Val Ridanna, sotto la dorsale Cima del Tempo (2709 m) - M. del Prete (2527 m), di fronte a Ridanna (Fig. 7). Sulla base dei rilievi e delle misure di terreno, dell'analisi delle immagini Lidar dell'area, nonché delle ortofoto a grande risoluzione oggi disponibili, è stata cartografata al suo interno un'area, in cui si sta delinendo un movimento franoso, evidenziato nella parte superiore del versante dalla presenza di numerosi gradini di scivolamento, trincee, scarpate, ecc. Tale area corrisponde con la parte più occidentale del versante in DGPV (località *Nestlegg* e *Nestleggmahd*), tra circa 2000 m di quota ed il fondovalle. In ogni caso la delimitazione a monte e ad E di tale area in frana ha un certo grado di incertezza. La lettura dei dati di interferometria disponibili (PS e DS-InSAR) evidenzia come lo spostamento abbia i massimi valori misurati (15÷35 mm/anno), praticamente su tutto il versante (cfr. anche ZORZI, 2013). Sul Foglio geologico quest'area è indicata con la simbologia di "spostamento in blocco", qualora non cartografata con la simbologia di deposito di frana indicante il macereto a blocchi. Gli stessi dati di interferometria indicano valori di spostamento minori per la parte superiore del versante cartografata all'interno della DGPV in esame (10÷30 mm/anno): questi elementi, assieme ai dati raccolti sul terreno ci hanno

portato ad estendere l'area a DGPV sino a comprendere anche questo settore di versante. Pertanto la DGPV in esame viene ad assumere un'estensione maggiore di quella originariamente indicata da ZORZI (2013). Si ricorda che parte di quest'area in DGPV, assieme all'area accanto subito ad E, sono le aree sorgente della *rock avalanche* di Ridanna-Mareta (vd. § II. e § V.3.3.1.4.).

L'assetto geologico di tutto questo tratto del versante sinistro della Val Ridanna è caratterizzato dalla presenza di due unità tettono-metamorfiche, l'unità di Monteneve e la falda dell'Ötztal, separate da un contatto tettonico che taglia obliquamente il versante, debolmente immergente a NNE. L'unità presente a letto è l'unità di Monteneve, che qui è formata quasi unicamente da micascisti a porfiroblasti di granato (OSF). La seconda unità, presente al tetto, è invece composta da prevalenti paragneiss a bande (OZP). L'assetto della foliazione principale è prevalentemente a reggipoggio, a modesta inclinazione, con maggiore dispersione dei valori per le rocce dell'unità di tetto, dove si osservano anche immersioni verso il quadrante NE. Il contatto tettonico è caratterizzato dalla presenza di una zona di taglio milonitica, con spessore fino ad una decina di metri. ZORZI (2013) evidenzia come in tale fascia di contatto tra le due unità, l'interferenza della foliazione principale con i relitti di una più antica foliazione porta alla locale formazione di situazioni sfavorevoli alla stabilità dell'ammasso roccioso. Si tratta di un fattore predisponente al fenomeno deformativo. Un ulteriore elemento predisponente, che caratterizza la parte occidentale dell'area in DGPV, è la presenza di sistemi di faglie e fratture con direzione da NNE-SSW e N-S. Esse danno luogo ad una rete di svincoli laterali e all'interno del versante che costituiscono un ulteriore fattore di instabilità dell'ammasso roccioso coinvolto.

4. - IDROGEOLOGIA

Gli acquiferi principali individuabili nell'area del Foglio sono classificabili in:

a) *Acquiferi a permeabilità primaria*, ovvero per porosità, corrispondenti ai corpi sedimentari quaternari, quali i depositi dei fondovalle e dei conoidi affluenti, dei depositi glacialigenici e gravitativi. I depositi alluvionali di fondovalle, comunemente formati da ghiaie e sabbie, sono sede di una falda freatica comunicante con i corsi dei fiumi e dei torrenti che li attraversano. I depositi gravitativi o di origine mista presenti sui versanti possono costituire degli acquiferi freatici a carattere locale, talora in comunicazione con quello di fondovalle, caratterizzati da una forte variazione stagionale. I depositi glaciali di ablazione e di contatto glaciale possono essere sede di acquiferi di modesta importanza, mentre i depositi glaciali d'alloggiamento costituiscono delle coltri o dei livelli impermeabili. Le falde che si sviluppano nei depositi quaternari possono alimentare alcune sorgenti di utilizzo locale.

b) *Acquiferi a permeabilità secondaria*, per fratturazione, che si sviluppano nei litotipi del basamento roccioso. Nelle rocce metamorfiche la permeabilità

secondaria si lega allo sviluppo dei piani di foliazione, alla densità di fratturazione ed al grado di apertura delle fratture e delle discontinuità primarie. Comunque, è da sottolineare che le rocce a permeabilità maggiore per fratturazione sono comunemente le più fragili e dure, ad es. gli ortogneiss, le quarziti, i marmi. Di contro, le rocce “tenere” e molto scistose sono generalmente poco permeabili, anche se fratturate: infatti la fratturazione spesso determina la formazione di materiali fini, intasanti, che chiudono le discontinuità (ad es. gli scisti sericitici e filladici, i cloritoscisti, ecc.). Fenomeni di DGPV o grandi frane con fenomeni di spostamento in blocco di settori del substrato roccioso (§ VII.3.), oltre a creare nuovi sistemi di fratturazione nell’ammasso roccioso, causano un allentamento dei sistemi di fratture fino a dare luogo, nei casi limite, ad una completa disintegrazione della compagine rocciosa tanto da farle assumere un comportamento simile ad un mezzo poroso. Un ulteriore fattore da tenere in considerazione è l’incremento dell’infiltrazione in corrispondenza delle rotture di pendenza del versante, in particolare nelle aree in trincea associate a sdoppiamenti di cresta o a controscarpate. Anche qui un ruolo importante è svolto dall’eventuale presenza di coperture quaternarie impermeabili o dal grado di argillificazione delle coltri di alterazione e disgregazione del substrato roccioso. Infatti, non è inusuale trovare in queste aree pozze o piccoli bacini lacustri e palustri.

In genere in tutti questi casi, dove le litologie presenti sono favorevoli, si possono formare acquiferi di estensione limitata, confinati a settori di versante con profondità che nelle situazioni più favorevoli sono di alcune decine di metri di spessore. Tali acquiferi possono essere in comunicazione con quelli superficiali in mezzi porosi.

Acquiferi con circolazione d’acqua in profondità e potenzialmente su lunghe distanze si possono formare in corrispondenza di sistemi di fratturazione associati a fasce cataclastiche e/o faglie e lineamenti tettonici di notevole estensione longitudinale. Le acque che circolano in tali acquiferi hanno in genere tempi di permanenza lunghi. Non è infrequente che le eventuali sorgenti connesse a tali circuiti siano sorgenti di acque minerali.

Nell’area del Foglio sono presenti alcuni settori in cui affiorano marmi e calcescisti. I più estesi corrispondono al fianco sinistro della Valle di Plan ed al fianco sinistro della Val di Racines, oltre all’intera dorsale del Sasso di Mareta. In molti casi essi sono intercalati a rocce scistose (micascisti, paragneiss) sostanzialmente impermeabili. Allo stato attuale delle conoscenze non sono noti fenomeni carsici ipogei tali da giustificare la presenza di circolazione d’acqua per carsismo in tali rilievi.

Il sistema idrogeologico del fondovalle della Val Passiria a monte di San Martino in P. è un acquifero superficiale freatico (a superficie libera), contenuto nelle alluvioni grossolane del fiume Passirio e dei conoidi tributari, e caratterizzate da un buon grado di permeabilità. La falda è direttamente connessa al fiume Passirio che ne è la fonte primaria di alimentazione. Dalle stratigrafie dei sondaggi disponibili e dalla distribuzione degli affioramenti del

substrato roccioso (vd. § V.3.4.3.) quest'ultimo risulta a non grande profondità dal p.c. a monte di San Leonardo. Pertanto, tale acquifero presenta gli spessori maggiori a valle di tale località, mentre a monte è da ritenersi segmentato dagli affioramenti del substrato roccioso che diventano continui sul fondovalle in ampi settori della media Val Passiria.

Principali sorgenti e caratteristiche delle acque

L'area del Foglio è ricca di acque e ciò dipende non solo dalle cospicue precipitazioni, ma anche dalla presenza di aree di alta quota che consentono di immagazzinare parte delle precipitazioni in serbatoi naturali quali i ghiacciai e i bacini lacustri di alta quota. Nonostante la progressiva riduzione in atto, ben evidente negli ultimi decenni, i ghiacciai continuano ad essere delle importanti riserve d'acqua che esercitano anche un'importante azione regolatrice dei flussi idrici superficiali attraverso i processi di fusione prevalentemente estiva. L'area del Foglio vanta la presenza di ghiacciai, tra i più estesi dell'Alto Adige, nella testata dei tre principali bacini che prendono sviluppo all'interno di questo territorio (vd. § I.). Oltre all'azione esercitata dai ghiacciai si aggiungono altri fattori di importanza minore, ma non trascurabile, nel magazzinamento d'acqua, quali i *rock-glaciers* e la persistenza della neve al suolo.

L'abbondanza di acque si manifesta nella fitta articolazione della rete idrografica e nel gran numero di sorgenti presenti nel territorio del Foglio. A tale proposito nel Catasto delle sorgenti della Provincia Autonoma di Bolzano sono censite circa 670 sorgenti. Ad esse si aggiungono numerose sorgenti non censite o a carattere temporaneo. Delle sorgenti censite circa il 16% è ad uso potabile, mentre l'11% viene utilizzato in agricoltura, nell'abbeveraggio degli animali, nell'irrigazione e negli usi domestici. Una piccolissima percentuale (circa l'1%) è utilizzata a scopi idroelettrici o per l'innevamento degli impianti sciistici. Circa il 70% delle sorgenti censite non viene utilizzato, a sottolineare ulteriormente la grande disponibilità d'acqua a fronte delle necessità antropiche. Vi è da dire, tuttavia, che circa il 60% delle sorgenti non utilizzate ha portate molto basse, che arrivano nelle situazioni più favorevoli a 0,5 l/s, e solo il 15% ha portate superiori a 1 l/s con rari casi in cui si arriva a portate superiori ai 5 l/s. Tutte le sorgenti non captate con portata superiore a 1,5 l/s sono nel comune di Racines, tranne una sorgente con portata di 10 l/s che è nel comune di Moso in Passiria (Sader Bad).

In provincia di Bolzano accanto alle sorgenti non captate o captate nella rete acquedottistica con circuito a carattere più o meno locale vi sono le acque minerali utilizzate per l'imbottigliamento (D.L. 25/01/1992 n. 105), oppure utilizzate in passato a scopo curativo come "bagni rustici". Da circa due decenni il settore delle acque utilizzate per "Bagni rustici non terapeutici effettuati a scopo rilassante secondo la tradizione locale" è stato disciplinato dal Decreto del Presidente della Giunta Provinciale 10/02/1998 n. 4. Lo stesso vale per le acque termali utilizzate a fini terapeutici (legge 24/10/2000 n. 323). Nell'anno 2000 la Giunta Provinciale di Bolzano ha riconosciuto come minerali le acque di 30 sorgenti dell'Alto Adige, numero poi ampliato a 34 nelle successive integrazioni. Tra le sorgenti minerali

che ricadono nell'area del Foglio "San Leonardo in Passiria" vi è unicamente quella dei Bagni Rio di Valle nel comune di San Leonardo in P. La sorgente si trova lungo la S.S. N° 44 di Giovo, all'uscita del paese, ad una quota di 750 m. La sorgente è nota da vari secoli. Fin dal XVIII sec. era conosciuto, nella zona dell'attuale Bagni Rio di Valle, uno stabilimento per bagni denominato „Zegg-Bad“. Al 1830-35 risalgono le prime analisi delle acque, in seguito alle quali esse vengono indicate come acque curative e particolarmente indicate per "alleviare mal di stomaco, dolori all'anca, reumatismi, stati depressivi, coliche e fragilità dei vasi sanguigni". In seguito il comune di San Leonardo poté fregiarsi del titolo di luogo di cura. La sorgente di Bagni Rio di Valle è leggermente mineralizzata (conducibilità 505 $\mu\text{S}/\text{cm}$). L'acqua che sgorga dalla sorgente ad una temperatura di circa 12° C è un'acqua ferruginosa, fluorata e iodata, che contiene tracce di alluminio, arsenico, boro, bario, bromo, cromo, rame, litio, piombo, selenio, zinco, berillio, argento, lantanio e cesio.

5. - CAVE E MINIERE

Nell'area del Foglio l'attività estrattiva, zona mineraria di Monteneve a parte che viene qui descritta in un capitolo dedicato, è limitata alla coltivazione di materiali lapidei per costruzione e/o ornamentali ed estrazione di inerti, ghiaie e sabbie, per l'industria edilizia.

5.1. - ESTRAZIONE DI MATERIALI LAPIDEI, CAVE DI INERTI (*U. Obojes e M. Cucato*)

Fra le attività di coltivazione di pietre per costruzione più significative si segnalano le cave di marmo del Sasso di Mareta, le quarziti e i paragneiss granatiferi delle cave dello "Silbergneiss" a Moso in Passiria, cavati anche a E della zona estrattiva principale nell'area di Stülles (a NW di San Leonardo in Passiria). In passato venivano cavati come pietre da costruzione e ornamentali anche blocchi di paragneiss e micascisti a granato lungo l'alveo del F. Passirio appena a valle dell'attuale centro sportivo di Moso in Passiria.

Tra le cave di marmo del Sasso di Mareta, noto anche come "Marmo di Vipiteno" o "Marmo di Racines" (UNTERWURZACHER, 2007), sono oggi attive le cave "Kristallina" e "Pratone". La coltivazione del carbonato di calcio è concentrata soprattutto nella prima ed il materiale estratto è destinato principalmente nell'industria della carta, nelle industrie dei colori, delle vernici e dei materiali edili, nonché in quella della plastica. L'attività estrattiva è situata sia sul versante N, sia sul versante S del Sasso di Mareta (quest'ultima ricade nell'area del Foglio N° 007 "Vipiteno"). La roccia che viene cavata fa parte dei marmi a silicati dell'unità di Tessa (OTB), si tratta di marmi da puri ad impuri, con significative quantità di silicati presenti in forma di epidoto, diopside, titanite,

muscovite ed altri minerali accessori. Le cave, ora attive esclusivamente con coltivazione in sotterraneo, sono site presso la località Selva di Durago, intorno a quota 1750 m, sul versante N del Sasso di Mareta (2152 m). Si ricorda, inoltre, la presenza di numerose cave di marmo abbandonate sul versante sinistro della Val di Racines: per una panoramica storica dell'attività estrattiva nel distretto di Racines si rinvia a SCHÖLZHORN (2014).

Le cave di lapidei site in media Val Passiria, alcune delle quali ormai esaurite e chiuse da alcuni anni, coltivano o hanno coltivato i paragneiss a granato (OTP), le quarziti (OTQ) e i micascisti a granato (OTM) appartenenti all'unità di Tessa. La gran parte del materiale estratto, sgrezzato e classato in posto, viene utilizzato nelle opere legate alle sistemazioni idraulico-forestali e nell'edilizia, come pietre squadrate o come "massi ciclopici". Alcune cave (ad es. Obere Langwies) lavorano il materiale *in situ* o lo cedono a ditte specializzate per produrre lastre per pavimentazioni e rivestimenti per esterni/interni, oltre che per realizzazioni particolari grazie ai giochi di colore conferiti dalla particolare abbondanza di granato di colore rosso rubino nei litotipi estratti. I prodotti lavorati vengono commercializzati con il nome di "Silbergneiss".

Infine, vale la pena di ricordare la presenza di una piccola cava per la produzione di calce che esisteva all'entrata del paese di Ridanna, come già ricordato in § V.3.3.1.4. Nella cava, attiva tra le due guerre mondiali, ma anche in epoca antecedente, venivano estratti blocchi di marmo impuro che fanno parte dell'antico accumulo della frana di Ridanna (subsistema di Maso Gasse) e che affiorano unicamente nell'area della cava e nei dintorni, su di una superficie di quasi 1,5 ettari. I blocchi venivano lavorati in zona o nelle immediate vicinanze. Da qui il nome di via *Kalchern* (Calchera) e di *Kalchern Hof* (Maso Calchera) per la frazione subito ad W di Ridanna paese, il cui nome compare già nell'*Atlas Tyrolensis* (ANICH & HUEBER, 1774), cosa che fa presumere che l'attività di produzione di calce sia avvenuta da lunghissimo tempo.

Le principali cave di inerti si sviluppano sul fondovalle del F. Passirio, dove sono oggetto di escavazione i depositi alluvionali. L'attività estrattiva più estesa è a valle di San Leonardo in P., dove è iniziata agli inizi degli anni '80 in località *Sand*, sul lato sinistro del fondovalle. L'escavazione, principalmente di ghiaia, è avvenuta tramite scavi a cielo aperto, raggiungendo profondità attorno ai 15 m dal p.c. (*cava Sand*). Essa si è poi spostata sull'altro lato della valle, sempre sul fondovalle, a ridosso della sponda sinistra del F. Passirio (*cava Gandellen*). Iniziata nel 2008, l'escavazione è proceduta per lotti, spostandosi sui settori limitrofi posti a N ed è attiva ai nostri giorni (Fig. 107a e b). Una seconda cava attiva è presente a sud di Corvara in Passiria, dove viene estratta ghiaia e sabbia per lotti, sempre con modalità di scavo a cielo aperto. In questa zona viene anche coltivata ghiaia e sabbia dai depositi di origine mista del conoide presente poco più a sud. Man mano che l'escavazione procede, gli scavi rimasti aperti vengono riempiti con materiali inerti di minor pregio, prevalentemente derivanti dal lavaggio di vagli o provenienti da cantieri edili. A conclusione dei lavori,

l'area di cava viene recuperata dal punto di vista ambientale, con destinazione prevalentemente a prato. Ulteriori cave di ghiaia e sabbia sulle alluvioni di fondovalle, ormai dismesse e completamente recuperate, erano ad W di San Leonardo in P. (cava *Gomion*: 1985-2001) e a Moso in P. (cava *Mooser Sand*: 2004-2007).

5.2. - LE MINIERE DI SAN MARTINO MONTENEVE (V. Mair e S. Zanchetta)

Le miniere di San Martino Monteneve sono note sin dal XIII secolo e rappresentano l'attività estrattiva svolta a più alta quota (da 2030 m a 2530 m) in tutto il territorio europeo (Fig. 184).

La prima citazione che documenta la presenza di attività mineraria nell'area di San Martino in Monteneve risale al 1237 quando, in un documento redatto dal notaio Jacob Haas di Bolzano il 24 Dicembre 1237, viene citato il pagamento di un carico di spade con l'utilizzo di "...boni argenti de Schneberch..." ("...argento fino di Monteneve..."). Tale documento attesta che l'argento estratto a Monteneve era un mezzo di pagamento riconosciuto all'epoca nella regione di Bolzano (HALLER & SCHÖLZHORN, 2000).

L'attività estrattiva era dunque probabilmente già attiva da tempo. Le tracce di coltivazione di filoni di minerale più antiche sono quelle ritrovate nel 1999 intorno a quota 2450 m sul versante sud dell'*Himmelreich* (Il Paradiso), la cresta rocciosa che divide il bacino di San Martino Monteneve dalla Valle del Rio dei Malgari. Si tratta di cunicoli lunghi 5-7 m che seguivano filoni ricchi in minerali di rame (calcopirite e malachite), coltivati con la tecnica della sottoescavazione.

Il periodo di maggior fioritura dell'attività estrattiva fu intorno al 1500 (da documenti storici l'anno 1486 registra il maggior numero di lavoratori, circa 1000, nelle miniere di Monteneve; HALLER & SCHÖLZHORN, 2000) quando la maggior parte del minerale estratto era galena argentifera che veniva poi trattata per estrarre l'argento stesso. Piombo e zinco, quest'ultimo estratto dalla blenda, erano prodotti secondari. La galena stessa divenne successivamente il minerale di primaria importanza in quanto il piombo da essa estratto, una volta trattato, era necessario per la procedura di segregazione dell'argento dalla tetraedrite coltivata nelle miniere del Tirolo austriaco.

5.2.1. - Cenni storici sulle Miniere di Monteneve

L'attività estrattiva nell'area di San Martino in Monteneve cessò definitivamente nel 1979 e gli impianti minerari vennero chiusi nel 1985. L'ultima società che aveva la concessione per l'estrazione, la SAMIM (Società Azionaria Minerio-Metallurgica), abbandonò definitivamente la gestione di manutenzione ordinaria degli impianti e delle gallerie nel 1989. Da quel momento l'area intera



Fig. 184 - Vista dell'area mineraria di San Martino Monteneve ripresa dalle Rocce Bianche di Montenevoso. La linea rettilinea che si vede in foto è la traccia della vecchia teleferica che portava alla Forcella di Monteneve e alla galleria Kaindl e permetteva il passaggio del materiale anche nelle difficili condizioni invernali.

passò sotto la gestione e il controllo della Provincia Autonoma di Bolzano, di fatto già proprietaria dal 1972.

Dopo alterne vicende venne attivato un progetto di risanamento delle strutture esistenti a scopo museale e, nel 1996, venne ufficialmente aperta l'area museale Ridanna-Monteneve rendendo visitabili ai turisti e agli appassionati di geologia e mineralogia alcune gallerie della miniera, oltre che gli impianti con relativo museo di Masseria in Val Ridanna.

Come già anticipato, le prime tracce di coltivazione indicano l'utilizzo di tecniche rudimentali e uno sfruttamento mirato esclusivamente ai minerali di rame. Sia nella zona dell'*Himmelreich* sia a *Seemoos*, la zona paludosa a SW della conca di San Martino in Monteneve, sono stati rinvenuti resti di antiche fornaci con evidenti tracce di lavorazione del rame. Tutti questi indizi concorrono a indicare che le prime attività minerarie a Monteneve potrebbero essere molto antiche e risalire sino ad epoca preistorica.

Dopo la prima traccia storica verificata della presenza di attività estrattive di argento a San Martino in Monteneve (1237), le notizie si fanno via via più

frequenti e permettono di ricostruire come fino al 1500 circa il principale minerale estratto fosse l'argento, mobilitato dalle acque circolanti e concentrato nelle zone più superficiali ed accessibili dei filoni minerari. Con il procedere e l'approfondimento degli scavi l'argento si fece via via più scarso, fino a costituire quantità accessorie.

Nei primi secoli di attività i proprietari delle miniere di Monteneve furono i Principi Territoriali che vennero in seguito sostituiti a partire dalla fine del 1400 da diversi imprenditori ai quali il Giudizio Minerario di Vipiteno – Colle Isarco assegnava le concessioni per la ricerca e l'estrazione del minerale. In questo periodo di attività Vipiteno divenne un centro importante dell'industria mineraria con imprese commerciali estere che vi stabilirono la loro sede (HALLER & SCHÖLZHORN, 2000). Fra i nomi più importanti delle famiglie che si arricchirono con l'estrazione e il commercio del minerale di Monteneve vi furono i Fugger, i Flam, gli Jöchel, i Pölster, i Kaufmann e i Köchl. Fra questi i primi furono sicuramente i più importanti. Si introdussero nell'attività mineraria all'inizio del 1500 quando a fronte di notevoli prestiti mai estinti, elargiti da parte loro ai Principi Territoriali del Tirolo, questi ultimi assegnarono loro in cambio concessioni minerarie in vari distretti estrattivi del Tirolo, Monteneve compreso.

La presenza di imprenditori con concessioni attive nel distretto di Monteneve terminò nel 1657, quando le miniere divennero proprietà del Tirolo per poi passare nel 1870 all'Impero austriaco. Il successivo passaggio di proprietà avvenne alla fine della Prima Guerra Mondiale, nel 1919, a valle del trattato di Sant Germain che ridisegnò i confini fra Italia e Austria. Lo Stato italiano, nuovo proprietario, affittò la miniera con la relativa concessione di sfruttamento a diverse società. Una significativa innovazione portata in quegli anni fu la teleferica, costruita nel periodo 1924-1926, che passando attraverso la Forcella di Monteneve andava da San Martino lungo la Val di Lazzago fino a Masseria, dove erano presenti gli impianti di arricchimento del minerale. Il minerale arricchito proseguiva poi sempre per teleferica sino a Mareta, dove veniva caricato su gomma e trasportato alle fonderie. La teleferica rimase in funzione sino alla cessazione dell'attività estrattiva nel 1985 e fu demolita nel tratto da Masseria a Mareta.

5.2.2. - *Geologia del giacimento e genesi delle mineralizzazioni*

Le mineralizzazioni del giacimento di Monteneve sono contenute all'interno del basamento polimetamorfico della falda dell'Ötztal, in prossimità del contatto con le coperture permo-mesozoiche metamorfosate, costituite nella zona di San Martino Monteneve dai paragneiss e quarziti a granato (OZC) e dai marmi dolomitici (OZD), interpretati rispettivamente come i corrispettivi metamorfici del "Conglomerato Basale" *Auct.* e della "Dolomia del Wetterstein" *Auct.* La parte mineralizzata del basamento dell'Ötztal è inoltre vicina al contatto tettonico con l'unità di Monteneve, qui costituita principalmente da fitte alternanze litologiche

dove dominano micascisti a porfiroblasti granato (OSF), anfiboliti (OSA), quarziti (OSQ) e marmi a silicati (OSB).

Le mineralizzazioni non si trovano solo nella conca di San Martino Monteneve, ma anche lungo una sottile fascia che prosegue verso NE in Val di Lazzago e arriva sino in Val di Fleres, dove sono tuttora visibili tracce di coltivazione mineraria. Le mineralizzazioni sono quasi sempre concordanti con la scistosità principale nei paragneiss a bande (OZP) e nei micascisti a granato (OZM), con un andamento circa ENE-WSW e inclinazione di 30-35° verso N. Gli orizzonti mineralizzati principali sono tre: il cosiddetto filone di tetto, il filone di letto e il filone di raccordo o “incrociatore” che collega a basso angolo gli altri due (FÖRSTER, 1967; BRIGO, 1965). Tali filoni, con potenza variabile da 1 a 6 m circa, non sono continui, in quanto la presenza di faglie li disloca con rigetti variabili da pochi cm fino a 70 m.

Il giacimento di Monteneve è un tipico arricchimento polimetallico di Pb e Zn. I minerali principali sono solfuri: galena (PbS) e blenda (ZnS), conosciuta anche come sfalerite. Altri minerali metalliferi presenti in quantità minori sono: pirite, calcopirite, arsenopirite, cobaltina, tetraedrite, bournonite, meneghinite, magnetite, ghanite, antimonite e anche piccole quantità di argento metallico. Fra questi si segnala la calcopirite, probabilmente oggetto delle coltivazioni più antiche per l'estrazione del rame. Le zone mineralizzate si trovano quasi sempre in prossimità dei contatti fra paragneiss a bande (OZP) o micascisti a granato (OZM) con livelli di ortogneiss leucocratici (OZB) e scisti filladici a grafite (OZH), questi ultimi diffusi in superficie soprattutto nella zona della Forcella di Monteneve.

La metallogenese del giacimento di Monteneve è stata indagata da più Autori, a partire dai lavori pionieristici dei geologi e ingegneri minerari di fine 1800 (SPERGES, 1821; BEUST, 1870; POŠEPNÝ, 1879; VON ELTERLEIN, 1891; GRANIGG, 1908; GASSER, 1913). L'ipotesi attualmente più condivisa è nata negli anni '70 del secolo scorso (SCHMITZ, 1974; FRIZZO, 1974, 1976; KLIX, 1976; PAGEL, 1975) e vede il giacimento di Monteneve come il risultato di eventi polimetamorfici subiti da un originale deposito di Pb-Zn di tipo sinsedimentario (i cosiddetti “*stratabound*”). L'età di formazione dell'originale concentrazione metallifera è ad oggi sconosciuta in quanto obliterata dai successivi eventi orogenici, accompagnati da deformazione e metamorfismo, che coinvolsero il giacimento primario. Sia durante l'Orogenesi Varisca, sia durante quella Alpina le condizioni P-T del metamorfismo raggiunsero i 550°C e 0.6-0.7 GPa per quella alpina (vd. Cap. VI.) e condizioni anche superiori per quella varisca, di 550-650°C e 0.4-0.7 GPa (vd. ad es. MAIR *et alii*, 2007; THÖNY *et alii*, 2008). Oltre a questi due eventi ci sono tracce, soprattutto nella parte centrale della falda dell'Ötztal, in territorio austriaco, anche di un evento precedente ai due citati, di età ordoviciano-siluriana (Orogenesi Caledoniana) correlato anche alla formazione di migmatiti (THÖNY *et alii*, 2008). Da quanto descritto si può facilmente evincere come le caratteristiche mineralogiche e l'assetto strutturale ora visibile della mineralizzazione di Monteneve sia stato profondamente modificato rispetto

alle sue caratteristiche originarie. Come anticipato in precedenza, i tre “filoni” mineralizzati sono siti in prossimità di orizzonti di scisti filladici a grafite (OZF), che potrebbero rappresentare gli originali orizzonti pelitici arricchiti in solfuri in ambiente sedimentario (FRIZZO *et alii*, 1982).

Gli orizzonti mineralizzati si presentano come concentrazioni a bande di solfuri massivi, paralleli alla foliazione principale della roccia ospitante. Lo spessore è variabile da 1 a 3 m, raggiungendo valori superiori solo nel sottosuolo di San Martino Monteneve dove l’orizzonte stesso è interessato da pieghe. Oltre ai filoni con solfuri massivi esistono anche zone con mineralizzazioni meno concentrate e diffuse, spesso discordanti con la foliazione, dove i solfuri sono intimamente concresciuti ai minerali di ganga (“Gangfazies” *Auct.*).

Tra i minerali coltivati per l’estrazione di Ag, Pb e Zn il giacimento di Monteneve offre una ricca popolazione di specie mineralogiche anche rare, associate alla mineralizzazione stessa o prodotto dell’alterazione secondaria delle fasi primarie. Fra queste le più comuni sono: idrozincite, greenockite, malachite, azzurrite, sepiolite e schneebergite. Ad oggi sono state ritrovate e classificate più di cento specie mineralogiche.

PROGETTO
CARG

ABSTRACT

The 006 San Leonardo Sheet (scale 1:50,000) is entirely included within the Austroalpine domain. Four tectono-metamorphic units, mainly consisting of polymetamorphic basement rocks, crop out to the north of the Periadriatic Fault up to the Italian boundary with Austria (Fig. 24). These units have been distinguished based on the definition of their structural and metamorphic evolution and on the occurrence of brittle to ductile shear zones along their boundaries. From north to south, and from the structurally highest to the lowest one, they consist of the Ötztal nappe, which also includes a Permian to Triassic meta-sedimentary cover, the Texel, the Schneeberg and the San Leonardo units (Fig. 25). The southern part of the Sheet is crossed by the Giovo and Passiria lines, which separate the units with an important Alpine metamorphic imprint (Ötztal, Schneeberg and Texel) from the San Leonardo unit, which shows a weak greenschist facies Alpine retrogression. The Texel, Schneeberg and San Leonardo units are in continuity with the same units exposed in the nearby F. 13 Merano Sheet.

The Ötztal nappe includes a polymetamorphic crystalline basement and a meta-sedimentary upper Palaeozoic to Triassic cover. The Ötztal nappe is in contact with the underlying Schneeberg unit along a N-NW dipping shear zone developed in greenschist facies conditions. The shear zone runs through the entire area of the Sheet, starting from the Valle del Lago to SW, up to the Val Ridanna to the NE. Structural and kinematic analyses of this shear zone show a top to N-NW shear sense, suggesting normal motion, recently interpreted as a folded Early Cretaceous thrust plane.

The metamorphic basement of the Ötztal nappe mainly consists of two micas quartz-feldspar gneiss including banded paragneiss (OZP) and feldspathic paragneiss (OZF), often with a peculiar “migmatitic” aspect (OZE). Garnet mica

schists (OZM), leucocratic orthogneiss (OZT), various types of metabasites as amphibolites (OZA), garnet amphibolites (OZA_a), amphibolic schists (OZA_b) and amphibolites with relics of magmatic textures (OZJ) are also present, together with subordinate quartzites. The banded paragneiss host the sulphide ore bodies (OZZ, with blende and silver galena; phyllitic graphite schists (OZF)) of the San Martino in Monteneve and Val di Fleres mining complex.

The metamorphic basement is covered by a meta-sedimentary succession possibly spanning in time between the Permian to the Triassic. Despite the Alpine deformations and metamorphism, the correlation between these meta-sediments and the corresponding sedimentary formations of the Austroalpine cover of the Northern Calcareous Alps is possible based on similar lithostratigraphic features. The meta-sedimentary cover of the Ötztal outcrops in small strips between the Croda della Cintola, Cime Bianche di Montenevoso, Croda del Massaro and the Erpice Pass around San Martino in Monteneve and along the Fleres Valley in the NE sector of the Sheet, forming the Tribulaun massif and the summit of the Weiss Wand. Original stratigraphic contacts are poorly preserved, both among the various unit and with the underlying basement of the Ötztal nappe, where brittle-ductile shear zones commonly occur. In the Monteneve area, the basal non-conformity between the basement and the overlying cover can be locally observed, in spite of the strong Alpine metamorphism and deformation. The meta-sedimentary cover includes paragneiss and garnet quartzites (OZC), with clear relics of conglomeratic textures (Basal Conglomerate or Val di Fleres Conglomerate Auct.). They are followed by calc-schists and quartzites up to 10 m thick (OZV, Virgloria Formation Auct.). Massive calcite and dolomite marble occur up section (OZW, Wetterstein Dolostone Auct.) with a thin layer of graphite-sericite schists on top (Raibl Auct.), separating these metacarbonates from massive dolomitic marbles (OZD) attributed to the Haupt Dolomite Auct..

The Ötztal nappe shows evidence of at least three distinct orogenic cycles, the Caledonian, Variscan and Alpine one. The oldest event, directly related to the Caledonian orogeny is testified in this area by new U-Pb zircon radiometric ages obtained on the Fleres metagabbro consisting of banded amphibolites (OZG) and biotite-orthogneiss (OZG_a). These meta-intrusive bodies exposed in the Fleres Valley have given radiometric ages between 470 and 480 Ma, which are directly correlated with their crystallization age and consequently with the magmatic activity recorded in other portions of the Ötztal nappe. This early Palaeozoic magmatic event has been related to migmatization recorded in the central and western portion of the Ötztal nappe out of the area.

Four deformational events have been recognized within the Ötztal basement. The D₁ deformation is outlined by pre-D₂ intrafolial structural relics given by cm-scale carbonate boudins exposed around the Vedretta Pendente Mountain Hut in the high Ridanna Valley, in pre-D₂ porphyroclasts, and in the garnet-bearing layering often with amphibole enrichment. The D₂ is responsible for the main regional foliation S₂, given by phyllosilicate preferred orientations developed along the axial planes of isoclinal folds, dipping to NW with a dip

angle of about 50°. This foliation overprints the Fleres metagabbro, suggesting a possible Variscan age of this stage. The S₂ foliation is characterized within the banded gneiss given by biotite + quartz + plagioclase + muscovite + garnet + ilmenite. Syn-cinematic staurolite, now retrogressed into sericite + biotite pseudomorphs occurs within mica schist.

A system of closed to isoclinal asymmetric folds, from which also occur in the meta-sedimentary cover, is characteristic of the D₃ stage. The axial plane foliation is given by phyllosilicates preferred orientation with W-dipping sub-horizontal hinges, which closely match the orientation and style of the D₃ folds observed in the Schneeberg unit. The L₃ lineation developed in the meta-conglomerates together with kinematic indicators suggest a W-NW directed tectonic transport during this stage. The S₃ mylonitic foliation occurring within the meta-conglomerates (OZC) is identified by biotite + white mica + ilmenite + quartz, with syn-kinematic millimetre garnet porphyroblasts in the metapelitic layers to the foliation. Pressure and temperature estimates for the syn-kinematic paragenesis indicate values of about 500-550° C at 0.8-1.0 MPa. New biotite and muscovite Ar/Ar radiometric ages constrain the age of metamorphism between 84 and 90 Ma, suggesting that this stage was coeval with the Late Cretaceous main stage of pre-collisional nappe stacking affecting the central Austroalpine units. A D₄ stage is locally present giving open asymmetric folds with axial planes dipping to NNW.

The Schneeberg unit is exposed along the central part of the Sheet, extending between the Ötztal nappe to the north and the Texel unit to the south. The contact with the Texel unit is given by N-dipping mylonitic layers of quartzite, marble and mica schist, often showing a cataclastic overprint with pseudotachylytes. The contact with the Ötztal nappe shows a mylonitic shear zone up to 20 m thick, often referred as the Schneeberg Normal Fault. The Schneeberg unit has been distinguished thanks to its peculiar lithological composition, due to the presence of garnet and amphibole, often showing large porphyroblastic textures. The unit mainly consists of meta-pelitic rocks including mica schists with garnet porphyroblasts (OSF), locally rich in biotite and with large pluri-centimetre garnets (OSG), and sericite-bearing mica schists with carbonates (OSH) often with amphibole porphyroblasts. Quartzites (OSQ) are widespread along the external portions of the unit, sometimes with characteristic garnet porphyroblasts. Silicate marbles (OSB), calc-schists (OSC), garnet- and amphibole- gneiss and schists (OSD) always with a carbonate fraction also occur in the same position. Amphibolite layers (OSA) with various subtypes are abundant within the entire unit. Biotite-amphibole gneiss (OSW) of probable meta-intrusive origin outcrops above Corvara.

Four deformational have been recognized as well in this unit. The D₁ is poorly preserved and is related to a S₁ foliation given by biotite + white mica + allanite + quartz + rutile, often related to garnet growth. In white mica amphibolites (OSX), the D₁ stage is characterized by a foliation with hornblende + paragonite + muscovite + garnet + rutile + quartz, indicative of P-T conditions corresponding

to the transition between the garnet-amphibolite and the eclogite facies. Available radiometric data on white micas and garnet cores have given ages between 85 and 90 Ma, similarly to what has been obtained in the Texel unit and Ötztal nappe for the peak metamorphism. The D_1 fabrics are strongly transposed by the D_2 event, giving the main foliation of the unit. The S_2 foliation is defined in metapelites by the growth of biotite + white mica + ilmenite \pm kyanite \pm amphibole \pm clinozoisite \pm tourmaline, accompanied by garnet overgrowth along rims and a late to post- D_2 crystallization of biotite, kyanite and staurolite with amphibole (garben schiefer) within garnet- and amphibole-schists and amphibolites. The growth of sillimanite pseudomorphs on sin- S_2 kyanite porphyroblasts has been also observed. The D_3 stage postdates the tectonic coupling of the Schneeberg and Texel units, as suggested by folding of the tectonic contact between the two units. Close to tight folds characterize this event which is also associated to an S_3 cleavage with a mineralogical association given by white mica + biotite + garnet + plagioclase + quartz + ilmenite. The last stage D_4 is developed across the brittle-ductile transition causing the reactivation of the tectonic contacts with the Ötztal and Texel units with the development of cataclastic fabrics.

The Texel unit outcrops in the central southern part of the Sheet; its northern boundary with the Schneeberg unit to the north consists of a mylonitic shear zone and it is limited from the San Leonardo unit to the south by the Passiria-Giovo fault system. The Texel unit includes banded paragneiss (OTP), mica schists (OTM), amphibolite (OTF) with eclogitic relics (OTE), quartzite (OTQ), marbles (OTB), and calc-schists (OTC). Layers of granite orthogneiss (OTL) occur along the N slopes of San Leonardo and along the Plan Valley. At least three distinct ductile deformations occur also in this unit. The D_2 and D_3 phases are very similar to the ones described for the Schneeberg unit, whereas the D_1 unit has different characters, as the two units had a common evolution since the D_2 phase. Mesoscopic structures associated with the first deformation phase D_1 are limited to relics of the S_1 foliation within the S_2 foliation. A compositional layering attributed to the phase D_1 is often preserved in banded paragneiss. Important relics of D_1 fabrics, or even earlier, consist of amphibolites and garnet-amphibolites boudins occurring in mica schists and banded paragneiss. In particular, garnet-amphibolites (Strizzon Saddle and between Moso and Stulles) show mineralogical associations which indicate a retrogression from a previous eclogitic paragenesis, with estimated P-T conditions of 1.1-1.2 GPa and 640-680°C. Radiometric ages obtained in the nearby Merano Sheet constrain the age of this HP metamorphic event around 85 Ma.

The D_2 phases responsible for the development of isoclinal folds associated with a pervasive axial plane foliation (S_2), which represents the dominant planar fabric of the unit. The S_2 foliation dips to NW-NNW in the W sector of the Sheet, progressively rotating clockwise towards the eastern sector, where it dips to the N. D_2 folds develop both at mesoscopic and regional scales; they are evident in folded layers of silicate-marble and calc-schists on the left hydrographic side of the Plan Valley and in the Racines Valley. The syn- S_2 mineralogical association

in metapelites is as follows: biotite + white mica + garnet + staurolite + kyanite taking to P-T estimates of 0.8-0.9 GPa and 650-700° C.

The following D₃ phase deeply affects the unit, interfering with the pre-existing D₂ structures, giving the present structural setting of the Texel unit. The D₃ structures occur at a regional scale as S- or SE-vergent folds, from open to tight, generally asymmetrical, often showing a partial shearing of the southern fold limbs. Axial planes dip to the NW in the W sector (Plan Valley, Moso) with dips ranging between 40° and 60°. Moving towards E, the D₃ structures rotate clockwise, following the tectonic contacts between the units. In the Racines Valley, D₃ folds predominate with N-dipping axial planes at N and WNW plunging sub-horizontal hinges. A marked crenulation cleavage is associated with the D₃ folds especially in mica schists. The cleavage is given by the re-orientation of S₁ and S₂ micas. The D₄ ductile deformations are limited and do not significantly participate in the current structural setting of the Texel unit. There are represented by open folds with metric to decametric wavelengths, more common in the E sector of the Sheet. These folds have sub-vertical axial planes and horizontal E-W trending hinges.

The S. Leonardo unit forms the SE corner of the Sheet in the footwall of the Giovo Line, to the south of the Texel unit. The unit is crosscut by the northern tip of the Passeier Fault to the west, a late Cenozoic NNE-SSW left-lateral strike-slip fault running along the Passeier Valley. The unit mainly consists of banded paragneiss resulting from retrogressed garnet-staurolite gneiss (OJP) with intercalations of granite-derived orthogneiss (OJO), often showing large feldspar porphyroclasts (OJF). In the SE area of the Giovo Pass, the paragneiss is associated with mica schists (OJM). Quartzite layers also occur (OJQ). Four deformation events have been recognized in this unit with the main event D₂ responsible for the regional NW- or SE-dipping foliation developed in amphibolite facies conditions and identified by the following mineralogical association present in banded paragneiss and mica schists: white mica + biotite + garnet + kyanite + staurolite. The subsequent D₃ event is related to the formation of a system of subhorizontal E-W to ENE-WSW trending S-verging folds. This stage is associated with a marked greenschist-facies retrogression of previous mineral associations. WSW-ENE trending open to gentle folds mark the D₄ deformation. Available radiometric ages of the mineral developed along the D₂ regional have given pre-Alpine ages, entirely attributed to the Variscan cycle.

In addition to the main shear zone bounding the Ötztal, Schneeber and Texel units, the SE corner of the San Leonardo Sheet is crossed by the Giovo Line extending out of the area of this map. The Giovo Line is a complex and polyphaser fault system, dipping to NW at medium angle with an ENE-WSW strike, which extends from San Leonardo to Vipiteno for about 20 km, between the Brenner line to the N and the Passeier Fault to the south.

The line is characterized by a continuous strip of mylonites (OJJ) developed within the footwall banded paragneiss and mica schist of the San Leonardo unit. Mylonitic quartzite and marble also occur along the shear zone to the north of the

Giovo Pass along the upper Giovo Valley. Deformed pegmatites with lineations parallel to the ones of the mylonites outcrop along the line around Valdina. The Giovo line mylonites show a complex polyphase evolution. The oldest ductile stage is given by a W-SW dipping foliation with a mineral stretching lineation given by quartz and biotite aggregates. S-C structures and asymmetric porphyroclasts suggest a top-to the SW normal/left lateral motion occurring at T around 500°. In addition, N-NW dipping high-angle mylonites exposed around Valdina, testify to a dextral shear on subhorizontal lineations partially occurring in brittle conditions and related to a NW compression linked to the activity of the Periadriatic Line. Dextral transpression is followed by a brittle reactivation with oblique normal/left lateral and a pure left-lateral shear sense giving thick bands of foliated cataclasites with pseudotachylytes, which show a kinematic affinity with the late Cenozoic Passeier Fault tipping off just north of San Leonardo.

The line has been variously interpreted as the southern continuation of the Brenner Fault, due to similar structural and kinematic aspects. Other authors promote a different interpretation, considering the Giovo line as a Cretaceous normal fault, subsequently folded, along which the Austroalpine units with Variscan metamorphism were juxtaposed on top of the units affected by significant Alpine metamorphism.

Several minor faults related to the recent evolution of the area occur in the map area. They mainly trend between N-S and NNE-SSW with a normal to left-lateral kinematics, crosscutting the major tectonic boundaries between the described units. Another set of large continuous but less frequent faults strikes ESE-WNW and shows a normal motion. The seismic activity of the area is characterized by shallow (< 13 km depth) low-magnitude (< 3.6 MI) earthquakes with transtensional fault plane solutions.

The Quaternary deposits outcropping in the San Leonardo Sheet were framed into three stratigraphic units bounded by unconformity (UBSU), with synthetic rank. Minor rank units were further distinguished in some of them (Fig. 82).

The Caldaro Synthem (Pleistocene sup. *p.p.*) comprises deposits found only in the Passiria Valley, in the subsurface of the St. Leonhard in Passiria village. These are alluvial deposits consisting mainly of gravel and pebbles formed before the Last Glacial Maximum. These deposits testify to a refilling phase of the Passiria Valley, with a valley floor ~50-60 m higher than today, which is joined by the Valtina stream fan. During the last glacial event culminating in the Last Glacial Maximum (LGM), the entire area of the Sheet was in an accumulation zone and the glacier surface exceeded approximately 2300-2500 m above sea level, leaving uncovered only the highest peaks and mountain ridges.

The Garda Synthem (Upper Pleistocene) consists of deposits formed during the uplift, maximum expansion and withdrawal phases of local valley glaciers during the LGM. The main unit consists of till deposits up to 100 m thick. This unit consists of three subsythem: the Malga Fontana Bianca Subsythem in the Passeier basin and the Fleres and Val Ridanna Subsythem in the Fleres and

Ridanna basins, respectively. All three subsystems comprise glacial deposits referable to the main Pleistocene withdrawal phases, which are documented almost everywhere, but especially in the cirque areas and in the highest parts of the valleys. In the other valley sectors, the documented glacial traces are more fragmentary and deposits can often be confused with pleniglacial ones. In Val Ridanna, a further subsystem has been distinguished, the Maso Gasse subsystem, which comprises an accumulation of landslide blocks that obstructed the valley from Ridanna to Mareta (out of Sheet). The landslide accumulation has been indirectly dated to more than 13,000 years.

The Postglacial Alpine Synthem (PTG) (Upper Pleistocene *p.p.* - Holocene) formed after the local LGM expansion. It includes different kinds of deposits. In the Ridanna Valley, upstream of the landslide mapped in the Maso Gasse subsystem, there are terraced lake deposits, the sedimentation of which began at least 12,000 to 12,700 years ago. This ancient lake extended as far as Masseria, with a surface area of almost 2 km². Large landslide that created dam lakes are also known in other localities. In the upper Passiria Valley, near Corvara in P., the Ganda landslide created a dam lake known from historical times, which overflowed several times, flooding the valley as far as Merano. Two other ancient landslide accumulations are in the Racines Valley, both of which are remodelled and partially covered by recent deposits. The one above the locality of Colle has created a small dam lake. The distribution of large rock landslides and extensive large-block debris flows seems to be linked to the high steepness of the slopes, but above all to predisposing conditions created by the fractured state of the rock masses and the unfavourable arrangement of the main schistosity (rockfall slopes). The Passiria Valley and to a lesser extent some confluent valleys are characteristic in this regard. In addition, the presence of entire slopes involved in Deep Gravitational Slope Movement (DGSM) is to be highlighted: DGSM and large rock landslides also involving the overlying loose material cover affect almost 20% of the Sheet surface.

Deposits referable to slope dynamics, debris flow and snow avalanche processes, developed already in the postglacial period, but with a strong imprint in the present and recent period. We find them throughout the whole area of the Sheet, with a greater concentration on the lower part of the slopes. Many C-14 dates are available for depositional systems such as debris-flow conoids or those of mixed origin, but also for alluvial deposits of minor valleys: this is a new element in the improvement of our knowledge of the Holocene in this predominantly high mountainous area.

At present, glaciers occupy about 3.5% of the area of the Sheet, but there are many traces that testify larger extend of glaciers in recent times, namely more than two and a half times the current extent. It occurred during the period known as the Little Ice Age (LIA) and culminated around 1850. Inside the PTG there is also the Amola Subsynthem (ca. 16th c. - present) which includes mostly glacial deposits, but also slope and other deposits. The maximum position reached by the glaciers during the LIA has been reconstructed. At the outlet

of the Erpice Valley, two C-14 dates indicate that the advance of the “Vedretta Piana” glacier occurred on an area with vegetation, including small trees, that developed in a warm phase prior to the LIA, known as the “Medieval Warm Period” (9th-13th centuries). Within the Amola Subsynthem, a minor informal unit has been distinguished, referred to as the “post Little Ice Age unit” (UPP), within which we mapped all deposits posterior to the peak phase of the LIA. These are glacial deposits, but also slope, debris-flow and mixed deposits. We reconstruct the post-LIA evolution of the main glaciers, in particular that of Malavalle glacier (Übeltalferner), which has been strongly retreating in recent decades.

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

POST-GLACIAL ALPINE SYNTHEM (PTG)

Gravel, sometimes with boulders, sands, silts, horizontally or cross-stratified (alluvial deposits). Silt, sand, peat, also intercalated with each other, with horizontal stratification (swamp and lake deposits). Matrix- and clast-supported diamicton, massive or with intercalations of poorly sorted gravels and sands (debris-flow and mixed origin deposits). Clast- and/or matrix-supported diamicton, with clasts and boulders, even metric in size, of local (gravitational accumulations) or catchment (ablation till) provenance. Partially open-textured to clastic, rarely matrix-supported gravels, with angular elements of local provenance (slope and crionival deposits), locally of large size (block slope deposits). Sandy gravels and blocks, sometimes silty (anthropogenic deposits). Upper boundary coinciding with the topographic surface. Thickness: 1-100 m approx.

Upper Pleistocene p.p. - Present

AMOLA SUBSYNTHEM (PTG₁)

Massive, clast- and/or matrix-supported diamicton (ablation and undifferentiated till). Clast and/or matrix-supported diamicton, massive or with intercalations of poorly selected gravels and sands (debris-flow deposits and of mixed origin). Gravels, sometimes with boulders, sands, horizontally or cross-stratified (alluvial and fluvio-glacial). Matrix-supported diamicton, boulders, gravels and sands, silts, horizontally stratified (glaciolacustrine and ice-contact deposits). Sands and silts, sometimes with peaty intercalations (lacustrine and swamp). Heterometric boulders, also metric in size, of local origin (gravitational accumulations). Gravel with a partially open to open texture, with angular

elements of local provenance (slope deposits). Deposits characterised by absent or up to approximately 5-8 cm thick soil, lichen and grass cover from absent to moderate. Upper boundary coinciding with the topographic surface, lower boundary unconform to PTG or to SGD₈, SGD₂₇ and SGD₂₈. Thickness: approx. 1-70 m

Upper Holocene p.p. - Present

POST LITTLE ICE AGE UNIT (UPP)

Massive clast- and/or matrix-supported diamicton (ablation till and undifferentiated till), sometimes very abundant (lodgment till). Massive clast- and/or matrix-supported diamictons; gravels and sands poorly selected (deposits of mixed origin). Gravels, sometimes with boulders, sands, silts, with horizontal or cross stratification (fluvioglacial deposits). Horizontally stratified gravels, sands, silts, with subordinate diamicton (glaciolacustrine deposits), sometimes with peaty intercalations (lacustrine and swampy deposits). Gravels and boulders with a partially open to open texture, with angular elements of local origin (slope deposits). Deposits characterised by absent soil and generally absent lichen cover. Deposits characterised by absent soil and generally absent lichen cover. Upper boundary coinciding with the topographic surface, lower boundary unconform to PTG and PTG₁. Thickness: approx. 1-50 m.

Approx. Mid - 19th Century - Present

GARDA SYNTHEM (SGD)

Massive diamictons, supported by a silty-sandy matrix, with polished, faceted and sometimes striated heterometric clasts, densely to very densely packed (lodgment till). Massive matrix-supported diamictons, with clasts subangular to rounded (ablation and undifferentiated till). Upper boundary coincident with the surface topographic or unconform with SGD₈, SGD₂₇, SGD₂₈, SGD₂₉ and PTG, erosional lower boundary with bedrock or unconform to CLD. Thickness: 1-100 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

MASO GASSE SUBSYNTHEM (SGD₂₉)

Massive clast- and subordinate matrix-supported diamicton; heterometric boulders with large blocks; blocky rock masses variously fractured, of multi-decametric dimensions; rare dolomitic breccias (old landslide accumulation). Upper boundary coinciding with the topographic or with PTG, lower limit buried or erosive with SGD. Thickness: 1-200 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

RIDANNA VALLEY SUBSYNTHEM (SGD₂₈) - (*Ridanna Creek basin*)

Massive matrix- and/or clast-supported diamicton, subangular to rounded (undifferentiated and ablation till). Massive diamicton, supported by abundant silty-sandy matrix, with faceted clasts polished and sometimes striated, densely

to very densely packed (lodgment till). Upper boundary coinciding with topographic surface or unconform with PTG or PTG₁, erosional lower boundary with bedrock or unconform to SGD. Thickness: 1-70 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

FLERES VALLEY SUBSYNTHEM (SGD₂₇) - (*Fleres Creek basin*)

Massive diamicton, generally matrix-supported, with subangular to rounded clasts (undifferentiated and ablation till). Massive diamicton, supported by abundant silty-sandy matrix, with faceted, polished and sometimes striated clasts, generally densely packed (lodgment till). Coarsely stratified or massive gravels and sandy gravels, sometimes poorly sorted, massive matrix-supported diamicton, with both angular and subangular clasts of local origin and rounded clasts (deposits of mixed origin). Upper boundary coinciding with the topographic surface or PTG, erosional lower boundary with bedrock or unconform to SGD. Thickness: 1-70 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

MALGA FONTANA BIANCA SUBSYNTHEM (SGD₈) - (*Passirio River basin*)

Massive matrix- and/or clast-supported diamicton, subangular to rounded (undifferentiated and ablation till). Massive diamictons, supported by abundant silty-sandy matrix, with faceted clasts polished and sometimes striated, densely to very densely packed (lodgment till). Massive and/or stratified diamicton matrix-supported, massive or coarsely stratified sands and gravels (ice-contact deposits). Upper boundary coincident with topographic surface or unconform with PTG or PTG₁, lower boundary erosional with bedrock or unconform to SGD. Thickness: 1-80 m approx.

Upper Pleistocene p.p.

CALDARO SYNTHEM (CLD) - (*Passirio River basin*)

Coarsely stratified pebbly gravels, with subordinate levels or lenses of sands or gravelly sands (alluvial deposits). Upper bounda unconform with SGD and/or SGD₈, lower boundary buried. Thickness: at least 60 m.

Upper Pleistocene p.p.

AUSTROALPINE SYSTEM

MAGMATIC INTRUSIVE BODIES

POPHYRITIC DYKES, OCCASIONALLY FOLIATED (f_p)

Dykes with massive or foliated texture, sometimes porphyritic due to the occurrence of amphibole and biotite statically grown. Mineralogy is given by plagioclase, amphibole, quartz and biotite. Epidote, chlorite and rare garnet (Cima del Lago Nero) occur as accessory phases. The dykes crosscut the regional

foliation of the Ötztal polymetamorphic basement and extend from a few meters up to a few hundred meters.

Permian?

PEGMATITES (**OGA**)

Pegmatitic dykes and lenses, up to 10 m thick, coarse grained and variably foliated. They are composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, muscovite, biotite, garnet, tourmaline. Locally (Valmíngtal, Forcella Zermedo) prismatic megacrysts of beryl and spodumene (up to 20 cm long) occur.

Permian - Triassic?

ÖTZTAL NAPPE

Permian-Mesozoic sedimentary succession with Alpine metamorphism

DOLOMITIC MARBLES (**OZD**)

Dolomite marble with gray or, more rarely, whitish color. Foliate to massive texture, sometimes with a saccharoid aspect. The thickness, estimated on the southern side of the Tribulaun, is over 300 m. The mineralogy is given by dolomite, rare calcite and light mica (“Dolomia Principale Austroalpino” Auct.). On the SW wall of the Tribulaun there is a level 5-10 m thick at the base of the dolomitic marbles composed of philladic schists, quartz schists and carbonate schists of a leaden gray color. Inside they are also recognizable yellowish lenses of impure dolomitic marbles (“Raibl” Auct.).

Carnian? - Norian?

CALCITE, DOLOMITE MARBLES (**OZW**)

Calcite and dolomite marbles, occasionally with silicates, whitish or light gray in color. At the base it is almost always present (Val di Fleres) a layer of impure calcite marble (1-2 m thick) with foliate texture. Above this dolomite marbles prevail, with a subordinate calcite fraction, characterized by the original stratification still clearly visible (south wall of the Tribulaun). The thickness is between 350 and 400 m. (“Dolomia del Wetterstein” Auct.).

Ladinian - Carnian?

QUARTZITES, QUARTZ SCHISTS AND CALCSCHISTS (**OZV**)

Quartzites and quartz schists of whitish or yellowish color, fading to calcschists of yellowish to light brown color. Texture from schistose to mylonite (Rocce Bianche del Massaro). They consist of: calcite, quartz, plagioclase, muscovite, phlogopite and chlorite. They form a discontinuous band, 2-3 m thick, between the overlying DOLOMITE MARBLES (OZW) and PARAGNEISSES AND GARNET QUARTZITES (OZC). At the Forcella di Fleres gray quartzites emerge (20-30 m thick) with a massive to slightly foliated texture, consisting mainly of quartz and white mica. (“Virgloria Formation” Auct.).

Anisian

PARAGNEISSES AND GARNET QUARTZITES (OZC)

Paragneisses and quartzites, gray to greenish in color and medium-fine grained. The texture varies from gneissic to mylonitic. Characteristic feature is the presence of clasts formed by quartz or other lithologies such as gneiss, granite and garnetites. The original stratification marked by layers with variable abundance of clasts is visible locally (Lago Nero of Schneeberg, Passo dell'Erpice). The main minerals in the outcrop are: quartz, biotite, plagioclase, white mica, garnet and pyrite (Rocce Bianche del Massaro). Thickness 10-20 m. ("Basal Conglomerate" Auct.).

Permian?

ÖTZTAL NAPPE

Polymetamorphic basement (Variscan and Alpine metamorphism)

BANDED PARAGNEISSES (OZP)

Paragneisses with banded mesoscopic texture, given by the alternation of quartz-feldspar layers and phyllosilicates rich layers. Gray or light gray in color, they often appear with a rusty appearance on the outcrop. The grain size is medium or fine. Common constituents are quartz, plagioclase, biotite and white mica. Garnet, epidote and chlorite are locally visible. Garnet porphyroblasts are millimetric in size, occasionally centimetric in size, close to the sulfide mineralized layers of the Val Lazzago and San Martino in Monteneve. Sericite aggregates are sometimes recognized, as pseudomorphs on staurolite porphyroblasts (Valle del Tumulo).

Fine grained biotite paragneiss (OZP_a): two micas paragneisses with gneissic texture and fine grained. Biotite prevails on white mica, rare garnet in 1-2 mm size porphyroblasts. Chlorite and epidote are common accessory phases.

FELDSPAR PARAGNEISSES (OZF)

Banded paragneisses, including layers with "augen" texture. Mineralogy is given by: plagioclase, quartz, biotite, white mica, garnet and chlorite. Tourmaline, apatite and zircon are frequently present in ancillary quantities. The "augen" appearance is given by porphyroclasts formed by aggregates of quartz, plagioclase, garnet and micas wrapped by the main foliation, consisting of biotite and subordinate white mica. On the Dosso del Bersaglio (Valle del Tumulo) pseudomorph sericite aggregates on staurolite porphyroblasts may be observed.

GARNET MICASCHISTS (OZM)

Micaschists of silvery gray color, with white mica more abundant than biotite; quartz layers and lenses are ubiquitous. The main minerals are white mica, quartz, biotite, garnet and plagioclase. Chlorite and tourmaline are occasionally present. Centimeter-sized lenses and layers made up almost entirely of aggregates of millimetric garnets are present in the mica schists emerging at the base of the SE side of the Cima del Lago Nero.

PHYLLITIC MICASCHISTS (OZL)

Fine grained micaschists with a silvery-gray color, characterized by a pervasive foliation on a millimeter scale. The sericite mica is the main mineralogical component, followed by quartz, biotite, plagioclase, chlorite and rare garnet porphyroblasts with dimensions of more than a few millimeters. Chlorite and opaque minerals are present in accessory quantities. They outcrop only to the SE of the mountain hut Biasi al Bicchiere.

GRAPHITE PHYLLITIC SCHISTS (OZH)

Layers of phyllitic graphite schists of lead-gray or black color outcropping near the MINERALIZED SULFIDE LAYERS (OZZ), at the Kaindl Fork. They consist of sericite mica, biotite, quartz, graphite, and carbonates. Garnet is present in millimeter crystals. There are centimeter thick lenses containing sulfides and oxides.

QUARTZITES (OZQ)

Medium to fine grained layers predominantly composed of quartz are found within the BANDED PARAGNEISSES (OZP). The color varies from light gray to whitish with a massive to foliate texture. They consist of quartz, white mica and plagioclase. Biotite, chlorite, rutile, ilmenite, apatite and zircon appear locally in minor quantities.

HETEROGENEOUS BANDED GNEISSES (OZE)

Banded gneisses with heterogeneous chemical composition characterized by the widespread presence of garnet, amphibole and manganeseiferous clinozoisite. Mineralogy is given by: plagioclase, quartz, biotite, white mica, garnet. Amphibole, clinozoisite, carbonates and chlorite are present locally. Apatite and zircon commonly appear as accessory phases. Characteristic feature is the presence of lenses and nodules composed of calcium carbonates and silicates (calcite, quartz, diopside, clinozoisite, garnet, titanite) surrounded by Ca-rich gneisses (containing clinozoisite, amphibole, calcium plagioclase, ± garnet) of peculiar pink color.

Gneisses with pseudomorphs on staurolite (OZE_a): in the layers with pelitic composition, pseudomorph sericite aggregates form on staurolite porphyroblasts, up to 1-2 cm in size.

LEUCOCRATIC, WHITE MICA ORTHOGNEISSES (OZB)

Medium grained granite orthogneisses, equigranular. They rarely show an “*augen*” appearance due to the presence of K-feldspar porphyroclasts. They consist of quartz, plagioclase, white mica, K-feldspar, biotite, chlorite. Apatite, zircon, tourmaline and rare epidote are present in accessory quantities. They are abundant in Alta Val Ridanna and in Valle del Tumulo. Layers of orthogneisses, with aplitic texture and white color, are present near the Cima del Prete and in the valley between Il Bicchiere and Cresta Rossa.

AMPHIBOLITES (OZA)

Amphibolites with banded or massive texture, medium or medium-fine grained, with variable modal ratios between the mineral phases' constituents. Where present, the banded texture is identified by layers rich in amphibole-biotite or plagioclase.

Garnet amphibolites (OZA_a): amphibolites in which the garnet, although recognized in thin section in almost all amphibolites, is also macroscopically visible as porphyroblasts of millimeter size, and occasionally up to 1-2 cm.

Gneiss and amphibole schists (OZA_b): layers of amphibole gneisses characterized by static growth of prismatic amphiboles on the main foliation. They are frequent within HETEROGENEOUS BANDED GNEISSES (OZE) or at the contact of BANDED PARAGNEISSES (OZP) (mountain hut Cremona alla Stua).

AMPHIBOLITES BEARING MAGMATIC RELICS (OZJ)

Amphibolites with gneissic or banded texture given by the alternation of amphibole- or plagioclase-rich layers. We recognize elongated lenses with a mafic composition (Valle del Tumulo), probably derived from mafics enclaves.

FLERES METAGABBRO (OZG)

Composite intrusive body ("Gabbro di Fleres" Auct.) with an extension of about 2.5 km² made up of amphibolites, amphibole gneisses and banded amphibolites that preserve magmatic relics, including elongated mafic enclaves, pegmatoid pockets and grain size variations. Banded amphibolites constitute the prevalent lithofacies. They are composed of amphibole, plagioclase, garnet. Epidote, rutile, titanite and chlorite are locally recognized.

Biotite orthogneisses (OZG_a): layers and boudins with sub-euhedral garnet porphyroblasts with size ranging from a few millimeters to 2 centimeters. The texture is gneissic, rarely "*augen*". Quartz, plagioclase, biotite, epidote are commonly recognized. Chlorite, white mica and K-feldspar are present only locally and in accessory quantities. This lithology is associated to amphibolites (OZG). U-Pb dating on zircon indicate an age of intrusion of 470-480 Ma.

METADIORITES AND AMPHIBOLITES AT BICCHIERE (OZU)

Metadiorites form a homogeneous body at the hill close to the mountain hut G. Biasi al Bicchiere. The texture is gneissic. Relics of magmatic textures such as mafic enclaves inclusions, sometimes angular, are well recognizable. The grain size is medium. On the outcrop we can recognize amphibole, plagioclase, quartz and garnet.

Banded amphibolites and massive amphibolites (OZU_a): this facies, characterized by a banded or massive texture, appears at the boundaries of the main body of amphibolites, in layers up to 70-80 cm thick, composed almost entirely of hornblende.

MINERALIZED SULFIDE LAYERS (OZZ)

Layers and lenses, meter or decimeter thick, concordant with the main foliation of the BANDED PARAGNEISSES (OZP). They display a very variable lateral continuity. Both the gangue facies, consisting of tremolite-anthophyllite fels with biotite, garnet, plagioclase, white mica, cummingtonite, calcite and sulfides, and the actual mineralizations are grouped in this lithotype. The latter are mostly identified by massive, mineralized layers containing: galena, blende, pyrite, pyrrhotine, chalcopyrite, arsenopyrite, magnetite and other accessory phases.

*MONTENEVE (SCHNEEBERG) UNIT***SERICITIC MICASCHISTS (OSR)**

Medium to fine-grained sericite micaschists (phyllitic micaschists and "plumbei" micaschists" Auct.). Gray in color. Abundant garnet porphyroblasts, pre- to synkinematic with respect to the main foliation. Garnet commonly occurs in idiomorphic crystals (frequently with rhombododecahedral habit), sub-centimeter in size, rarely up to 2 cm (Belprato, Valle del Lago). Mineralogy consists of: white mica, biotite, quartz, plagioclase, garnet, staurolite and kyanite, plus accessory phases. In the Vall del Lago (Seebertal) sillimanite is also present.

MICASCHISTS WITH GARNET PORPHYROBLASTS (OSF)

Medium to coarse-grained micaschists, characterized by the ubiquitous presence of garnet porphyroblasts, from pre- to synkinematic with respect to the main foliation, with centimetric dimensions (up to 4-5 cm). Biotite is more abundant than in SERICITIC MICASCHISTS (OSR). Locally they fade into quartz schists, always with abundant garnet. Sometimes (San Martino in Monteneve, Corvara in Passiria) also dark green to black amphibole porphyroblasts appear as elongated prisms, statically grown on the planes of the main foliation.

BIOTITE MICASCHISTS WITH GARNET MEGACRYSTS (OSG)

Very coarse-grained micaschists, containing garnet porphyroblasts with rhombododecahedral habit and diameter up to 20 cm. The texture is locally mylonitic, with garnets syn-kinematic to the main foliation. They consist of biotite, garnet, white mica, quartz, plagioclase and staurolite. Kyanite, sillimanite, amphibole, titanite and rutile are commonly present as accessory phases. They crop out in a single band about 150 m thick at the head of the Valle del Lago (Seebertal). Lenses of smaller extension are also present on the hydrographic left side of the Valle del Lago.

CARBONATE MICASCHIST (OSH)

Gray to greenish micaschists, medium-fine grained, except for the presence of post-kinematic amphiboles in elongated prismatic crystals on the planes of

the main foliation. They gradually fade to the CALCSCHISTS (OSC) with the variation of the modal abundance of carbonates. Amphibole, biotite, white mica, quartz, calcite, plagioclase and garnet are macroscopically visible, the latter present in porphyroblasts of millimeter size, from pre- to syn-kinematic with respect to the main foliation.

QUARTZITES (OSQ)

White or gray quartzites, medium to fine grained, bearing 1-2 cm garnet porphyroblasts. They locally fade to quartz schists due to an increase in volume of white mica. The texture is schistose, with the foliation identified by white mica and quartz with preferential shape orientation. Biotite and plagioclase frequently occur. Plagioclase is present as poikiloblasts syn-kinematic to the main foliation.

Garnet Quartzites (OSQ_a): bands of quartzites characterized by the presence of ellipsoidal layers and lenses formed by aggregates of garnet with a maximum size of a few millimeters. They outcrop at Masseria, in Val Ridanna, and throughout the Val Lazzago near the tectonic contact between the unit of Tessa and the unit of Ötztal.

AMPHIBOLITES (OSA)

Dark green amphibolites, medium grained, with foliated texture, rarely with a compositional layering made by alternating amphibole-rich or quartz-feldspar rich layers. At the contact with the micaschists it is frequent the presence of elongated prismatic amphiboles arranged in “sheaves” on the schistosity planes (“Garbenschiefer” Auct.).

Garnet amphibolites (OSA_a): Medium-grained garnet amphibolites, characterized by the presence of cm-sized porphyroblasts of garnet, amphibole and biotite. Sometimes the porphyroblasts of amphibole and biotite form a well-developed mineralogical lineation.

Carbonate amphibolites (OSA_b): Banded amphibolites with carbonates (calcite and Mg-calcite) present in variable quantities. They typically show large cavities due to the partial dissolution of the carbonate component on the surface.

WHITE MICA AMPHIBOLITES (OSX)

Amphibolites of light green-gray color and banded texture. A characteristic feature is the presence in variable quantities of white mica (paragonite) in crystals a few millimeters in size, visible on the planes of the main foliation. The mineralogy is complex, given by: amphibole, plagioclase, quartz, biotite, white mica, ankerite and garnet plus accessory phases. They crop out in the Valle del Lago (Monte Scabro) only.

GARNET, AMPHIBOLE GNEISSES AND SCHISTS (OSD)

Gneisses and schists with centimeter sized porphyroblasts of garnet and amphibole, fading to common amphibolites where amphibole is more abundant. The texture varies from schistose to gneissic, where the quartz-feldspar

component is more abundant. A characteristic feature is the presence of prismatic amphiboles arranged in “sheaves” on the planes of the main foliation. The garnet porphyroblasts, with rhombododecahedral habit, occasionally reach dimensions larger than 10 cm (Valle del Lago, Monte dei Granati). The main minerals are garnet, amphibole, quartz, plagioclase, white mica, and biotite. Epidote, titanite and calcite are present as accessory phases.

BIOTITE, AMPHIBOLE GNEISSES (OSW)

Gneiss consisting of amphibole, plagioclase, biotite, quartz. Garnet, titanite, (clino) zoisite and epidote are sometimes present in accessory quantities. The color varies from dark green to gray-green, the grain size is fine, and the texture is gneissic. There are layers and lenses with a mafic composition (amphibole > 60% by volume), interpreted as mafic enclaves in the magmatic protolith.

SILICATE MARBLES (OSB)

Medium-grained impure calcite marbles, with a variable texture from massive to mylonitic. There are millimeter-thick layers composed of silicates, among which white mica, chlorite, (clino) zoisite and tremolite are macroscopically recognized. Locally, layers contain graphite (Plan Hutte).

CALCSCHISTS (OSC)

Calcschists varying in color from whitish to light brown, with silicates in layers ranging from millimeter to centimeter in thickness. Mineralogy is given by quartz, white mica, chlorite, titanite, plagioclase and locally epidote and amphibole. The presence of diopside and biotite is rare (Valle del Lago, Monte Scabro).

TESSA (TEXEL) UNIT

Polymetamorphic basement

BANDED PARAGNEISSES (OTP)

Paragneisses with a banded texture determined by the alternation of layers mainly composed of quartz-feldspar and phyllosilicates layers (white mica and biotite). The grain size is medium or fine. Common constituents are quartz, plagioclase, biotite, clear mica. Garnet, staurolite, kyanite, tourmaline and chlorite are present only locally. Paragneisses are more frequently dominated by biotite and only occasionally show two micas. The foliation is parallel to the compositional bands. Garnet, staurolite and kyanite are characteristic minerals observed in thin section, rarely in the outcrop.

MICASCHISTS (OTM)

Silvery micaschists, medium grained, composed of quartz, white micas (muscovite and subordinate paragonite), plagioclase and biotite in variable

quantities. The characteristic minerals are represented by garnet, staurolite and kyanite which, with some exceptions, are not evident macroscopically. Locally they show a plagioclase main post-foliation static growth, plurimillimetric in size. Sometimes the main foliation is intensely crenulated, giving the mica schists a characteristic appearance.

Quartz micaschists (OTM_a): they constitute a variety rich in quartz of the previous ones. There are tourmaline crystals with acicular habit and dimensions up to centimeters arranged on the planes of the main foliation.

QUARTZITES (OTQ)

Fine-grained, from white to gray in color. The texture is schistose, less frequently massive, depending on the abundance of micas (white mica, biotite) that mark the foliation. Plagioclase, chlorite and occasionally garnet are observed on the outcrop.

GRANITE ORTHOGNEISSES (OTL)

Granite orthogneiss with prevalent biotite associated with less frequent leucocratic muscovite orthogneiss. Occasionally cm-sized K-feldspar porphyroclasts are present (Plan Valley). The texture is typically gneissic, “*augen*” in places. The abundance of white mica is always lower than that of biotite and locally completely absent.

AMPHIBOLITES (OTF)

Dark green amphibolites, in places with gneissic texture given by the alternation of plagioclase- or amphibole-rich layers. Occasionally carbonate is present. Two distinct lithologies can be resolved:

Garnet amphibolites (OTF_a): in layers and boudins with sub-euhedral garnet porphyroblasts ranging in size from a few millimeters to 2 centimeters.

Biotite amphibolites (OTF_b): amphibolites with abundant biotite, both in the matrix and in the form of porphyroblasts.

GARNET AMPHIBOLITES WITH ECLOGITE RELICS (OTE)

Amphibolites with relics of mineralogical assemblages of eclogitic facies given by garnet, sodium clinopyroxene, zoisite, titanite, phengitic white mica, amphibole. They are present as layers or boudins of meter-size dimensions embedded in AMPHIBOLITES (OTF). Typical display a banded texture, given by the alternation of layers rich in clinopyroxene (partially replaced by symplectites of amphibole and plagioclase) and layers of garnet and amphibole, the latter inequigranular and associated to cm-sized porphyroblasts of sub-euhedral garnet, pre-kinematic with respect to the main foliation (Moso in Passiria, Gomion, Giogo Strizzon).

SILICATES MARBLES (OTB)

Calcite and dolomite marbles, white to yellowish in color, medium to fine

grained, rarely saccharoid. White mica, phlogopite, (clino)-zoisite, amphibole, quartz and chlorite may appear. The silicates are normally concentrated in layers of millimeter thickness or, more rarely, dispersed in the carbonate matrix.

CALCSCHISTS (OTC)

Calcschists and subordinate impure calcite marbles, fine grained, yellowish to light brown in color. They show easy parting along the planes of the schistosity. They are composed of calcite, white mica and chlorite, sometimes with macroscopically visible zoisite and amphibole. Diopside and biotite have only been observed occasionally (Monte Scabro in Valle del Lago).

S. LEONARDO (ST. LEONHARD) UNIT

Polymetamorphic basement with metamorphism of prevailing Variscan age

BANDED PARAGNEISSES (OJP)

Banded paragneisses, characterized by the alternation of quartz-feldspar layers rich in biotite (and/or white micas) and mica poor layers. They are mostly biotite rich, occasionally show two micas. The grain size is medium or fine. Common constituents are quartz, plagioclase, biotite, white mica, garnet, staurolite and chlorite. Kyanite and tourmaline are only rarely visible in outcrop. The main foliation is parallel to the compositional bands, and it is identified by biotite and white mica. Garnet and staurolite are in most cases retrogressed to chlorite and sericite.

MICASCHISTS (OJM)

Silvery gray micaschists, medium grain sized, consisting of quartz, biotite, white mica, plagioclase, garnet, staurolite, kyanite and tourmaline. The characteristic minerals are represented by garnet and staurolite and less often by kyanite; with some exceptions, they are not well visible macroscopically, especially kyanite. Locally they show a static growth of ocellar plagioclase. Locally they fade to quartz micaschists.

QUARTZITES (OJQ)

Light gray to whitish quartzites, medium-grain sized, characterized by planar schistose texture. They consist of quartz, white mica and chlorite. They crop out locally in layers of meter to decameter thickness.

ORTHOgneisses WITH FELDSPAR PORPHYROCLASTS (OJF)

Medium-coarse grained granite orthogneisses, characterized by feldspar (sometimes plagioclase) porphyroclasts of 3-5 cm. They are composed by quartz, plagioclase, K-feldspar, biotite, white mica and chlorite.

GRANITE ORTHOGNEISSES (OJO)

Medium grained orthogneisses, locally coarse, with a gneissic “*augen*” texture. They are composed by quartz, K-feldspar, plagioclase, biotite, white mica and chlorite. K-feldspar is preserved as porphyroclasts up to 2 cm in size.

MYLONITES OF THE GIOVO LINE (OJJ)

Mylonites, protomylonitic paragneisses and mylonitic quartzites are recovered along the shear zone of the Giovo line. Given the intense degree of deformation, the protolith is sometimes not recognizable. Typically, the mylonite texture is characterized by fine grain size, and the foliation is marked by white mica, chlorite and quartz. Chloritized garnet porphyroclasts are recognized in mica-rich layers.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (1971) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 04 "Merano"*. Servizio Geologico d'Italia.
- ABELE G. (1974) - *Bergstürze in den Alpen- ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen*. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, fasc. 25, 231 pp., 3 carte e 4 tabelle, Monaco.
- ADAMI C., JUSTIN VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1964) - *Ricerche petrografiche sulle formazioni scistoso-cristalline affioranti fra Val Ridanna e Val Racines (Alto Adige)*. Rend. Soc. Min. It., **20**: 3-23.
- AGLIARDI F., CROSTA G.B. & ZANCHI A. (2001) - *Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics*. Engineering Geology, **59**: 83-102.
- AGLIARDI F., CROSTA G.B., ZANCHI A. & RAVAZZI C. (2009a) - *Onset and timing of deep-seated gravitational slope deformations in the eastern Alps, Italy*. Geomorphology, **103/1**: 113-129. doi:10.1016/j.geomorph.2007.09.015
- AGLIARDI F., ZANCHI A., CROSTA G.B. & RAVAZZI C. (2009b) - *Tectonic vs. Gravitational morphostructures in the Central-Eastern Alps (Italy): constraints on the recent evolution of the belt*. Tectonophysics, **474**: 250-270. doi:10.1016/j.tecto.2009.02.019
- ALT H., PETRI K. & RUDEL E. (1903) - *Zungen-Ende des Übeltalferners 1902*, scala 1:10.000, Freytag & Berndt, Vienna. In: PENCK A. & RICHTER E. (1903) - *Glazialexkursion in die Ostalpen. IX Internationaler Geologen-Kongress. Führer für die Exkursionen, Nr. XII. Glazialexkursion in die Ostalpen*, 97 pp., 2 tav. f.t.
- AMPFERER O. (1923-1931) - *Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen*. Jb. Geol. Bundesanstalt Wien, **73, 76, 78, 30, 31**.
- AMSTUTZ A. (1955) - *Subductions successives dans l'Ossola*. C.R. Acad. Sci. Paris, **241**: 967-969.
- ANICH P. & HÜBER B. (1774) - *Atlas Tyrolensis in Maßstab 1:103.800*. In Kupfer gestochen von Johann Ernst Mansfeld, Wien.
- ARGAND E. (1909) - *L'exploration géologique des Alpes pennines centrales*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **45**: 217-276.
- ARGAND E. (1911a) - *Le nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte Géol. Suisse, **31**: 1-26.
- ARGAND E. (1911b) - *Le nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environants*. Essai de Carte Structurale. Mat. Carte Géol. Suisse, Carte Spec., **64**: 3 tav. profili.
- ARGAND E. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Ecol. Geol. Helv., **14**: 146-204.
- BAGGIO P., FRIZ C., GAITO G.O., GAITO P., GREGNANIN A., JUSTIN-VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E.M., SASSI F.P., ZANETTIN B., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZULIAN T. (1971). *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 4: "Merano"*. Serv. Geol. It., Nuova Tecnica Grafica, 164 pp., Roma.
- BARGOSSO G.M., BOVE G., CUCATO M., GREGNANIN A., MORELLI C., MORETTI A., POLI S., ZANCETTA S. & ZANCHI A. (2010) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, F. 013 "Merano"*. ISPRA, Servizio Geologico d'Italia, Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige, 320 pp., SystemCart, Roma.
- BARSCHE D. (1996) - *Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments*. Springer, Berlin.
- BARTH L. & PFAUNDLER L. (1865) - *Die Stubai-er Gebirgsgruppe. Hypsometrisch und orografisch bearbeitet*. Wagner, Innsbruck, 148 pp.

- BECKE F. (1892) - *Petrographische Studien am Tonalit der Riesenferner*. Thschemak. Mineral. Petrogr. Mitt., **13**: 379-430.
- BECKE F. (1912) - *Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen*. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, **75**: 153-229.
- BECKE F. (1923) - *Stoffwanderung bei der Metamorphose*. Thschemak. Mineral. Petrogr. Mitt., **36**: 25-41.
- BERGAMO DECARLI G. (1993) - *Analisi palinologiche e datazione assoluta del Radiocarbonio relative al giacimento torboso di Seemoos situato a 2150 m s.l.m. presso S. Martino Monteneve (Bolzano)*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol., **68**(1991): 189-207, Trento.
- BERGAMO DECARLI G. & RIGOTTI D. (1983) - *Analisi palinologiche e datazioni del Radiocarbonio relative alla torbiera dei Granati (m 2076 s.l.m.) nella Valle del Lago (Seewertal) presso il Passo del Rombo (Timmelsjoch) - Bolzano*. Studi Trent. Sci. Nat., Acta Biol., **60**: 9-24, Trento.
- BERNHARD F., KLÖTZLI U.S., THÖNI M. & HOINKES G. (1996) - *Age, origin and geodynamic significance of a polymetamorphic felsic intrusion in the Ötztal Crystalline Basement, Tirol, Austria*. Min. Petrol., **58**: 171-196.
- BERTRAND M. (1884) - *Rapports de structure des Alpes de Glarus et du bassin houllier du Nord*. Bull. Soc. géol. de France, **12**: 318-330.
- BESTMANN M, PENNACCHIONI G., FRANK G., GÖKEN M. & DE WALL H. (2011) - *Pseudotachylyte in muscovite-bearing quartzite: Coseismic friction-induced melting and plastic deformation in quartz*. J. Struct. Geol., **33**: 169-186.
- BEUST F.C. (1870) - *Über die Erzlagerstätte von Schneeberg bei Sterzing in Tirol*. Österreichische Zeitschrift für Berg-und Hüttenwesen, **20**: 505-510.
- BIANCHI A. (1934) - *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 240 pp.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy 1:500 000*. C.N.R. Geodynamic Project, Sheets 1 and 2, SELCA, Firenze.
- BINIA., BORSATO A., CARRARO F., CARTONA., 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, Italian Journal of Quaternary Sciences, **17**(1): 75-82.
- BLAAS J. (1892) - *Beiträge zur Geologie von Tirol. Glaziale Ablagerungen bei Meran und Bozen*. Verhandl. der geol. Reichsanstalt Wien, pp. 217-222.
- BLAAS J. (1902) - *Geologischer Führer durch die Tiroler und Voralbeger Alpen*. Vol. 5 Südtirol, pp. 709-845, Wagner, Innsbruck.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1980) - *New petrographic and radiometric data on the Ötztal and Stubai orthogneisses (Eastern Alps)*. N. Jb. Miner. Mh., Jg., 1980, 75-87.
- BOSSI G., FRIGERIO S., MANTOVANI M., SCHENATO L., PASUTO A. & MANTOVANI M. (2013) - *Hazard assessment of a potential rock avalanche in South Tirol, Italy: 3D modeling and risk scenarios*. Italian Journal of Engineering Geology and Environment - Book Series (6), 221-227. DOI: 10.4408/IJEGE.2013-06.B-19
- BOSSI G., MAIR V., MANTOVANI M., MARCATO G., NOSSING L., PASUTO A. & STEFANI M. (2012) - *The Ganderberg landslide (South Tyrol, Italy): Residual hazard assessment and risk scenarios*. Proceedings of the 11th International and 2nd North American Symposium on Landslides and Engineered Slopes, Banff, Canada, 3-8 June 2012. Landslides and Engineered Slopes: Protecting Society through Improved Understanding.

- BOWLES J.F.W. (1990) - *Age dating of individual grains of uraninite in rocks from electron microprobe analyses*. Chem. Geol., **83**: 47-53.
- BRIGO L. (1965) - *Il giacimento a Pb-Zn di S. Martino di Monteneve in Alto Adige*. L'Ind. Min. nel Trentino Alto Adige, **2**: 63-118.
- BRIGO L. & OMENETTO P. (1979) - *Metallogenese der italienischen Ostalpen*. Verh. Geol. B-A., **3**: 249-266. Wien.
- BRUNHES J. & GOBET L. (1903) - *L'excursion glaciaire du IX Congrès géologique internationale, synthèse des recherches et des idées de M. Penck*. La Géographie. Bull. de la Société de Géographie, t. VIII, pp. 357-376, Masson et Cie, Paris.
- BUCKEL J. & OTTO J.-C. (2018) - *The Austrian Glacier Inventory GI 4 (2015) in ArcGIS (shapefile) format*. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.887415>
- BURKHARD M. (1993) - *Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review*. J. Struct. Geol., **15**: 351-368.
- CAPORALI A., BRAITENBERG C. & MASSIRONI M. (2005) - *Geodetic and hydrological aspects of the Merano earthquake of 17 July 2001*. Journal of Geodynamics, **39**: 317-336.
- CAPORALI A., NEUBAUER F., OSTINI L., STANGL G. & ZULIANI D. (2013) - *Modeling surface GPS velocities in the Southern and Eastern Alps by finite dislocations at crustal depths*. Tectonophysics, **590**: 136-150.
- CARTON A. (2004) - *10. Laghi di sbarramento da frana*. In: AA.VV. - *Italia - Atlante dei Tipi Geografici*, I.G.M., 130-135.
- CASTIGLIONI B. (1928) - *Ghiacciai delle Venoste Orientali*. Boll. Comit. Glac., **8**: 91-165.
- CASTIGLIONI B. (1930a) - *Ghiacciai delle Breonie*. Bollettino Comitato Glaciologico It., s. I, N. 10, 141-191, 20 figg. in 6 Tavv. f.t.
- CASTIGLIONI B. (1930b) - *Ricerche glaciologiche in Alto Adige*. Atti XI Congr. Geogr. Ital., Napoli 22-29 Aprile 1930, **2**: 107-113, 2 tavv. f.t., 1 carta glaciologica alla scala 1:100.000.
- CASTIGLIONI B. (1930c) - *Studio del Ghiacciaio di Malavalle*. Boll. Comit. Naz. Geodetico-Geofisico, N. 21, 3-7, Arti Grafiche Nistri, Pisa.
- 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, Consociazione Turistica Italiana, Milano.
- CESARE B., CUCATO M., FURLANIS S., KEIM L., MAIR V., MAZZOLI C., MELI S., MORELLI C., MORETTI A., PERUZZO L., PICCIN G., SASSI R. & SPIESS R. (2020) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 009 "Anterselva"*. Serv. Geol. d'Italia, ISPRA, Prov. Aut. di Bolzano-Alto Adige, GlobalMap, 165 pp., Firenze. (<https://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/trentino.html>)
- CLAR E. (1931) - *Schneeberg in Tirol: einige Beobachtungen zur Kennzeichnung des Lagerstättentypus*. Zentralbl. Min. Geol. Pal., 105-124.
- C.N.R. & C.G.I. (CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE, COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO) (1962) - *Catasto dei ghiacciai italiani*. Vol IV: *Ghiacciai delle Tre Venezie (escluso Ortles-Cevedale) e dell'Appennino*, pp. XXVII-309, 1 carta schematica dei ghiacciai delle Alpi Venete, Torino.
- DAL PIAZ G. (1905) - *Sulla tettonica dei monti fra il Brenta e i dintorni del Lago di S. Croce*. Atti. Acc. Sci. Veneto-Trentina-Istriana, **2**: 31-36.
- DAL PIAZ G. (1912) - *Studi geotettonici sulle Alpi orientali*. Mem. Ist. Geol. Padova, **7**: 195 pp.

- DAL PIAZ GB. (1931) - *Su alcuni fenomeni geologici avvenuti durante il Paleozoico superiore nella zona pennidica della Tetide corrispondente al ricoprimento quinto (Gr. Paradiso e Gr. Veneziano - Alpi Aurine)*. Ass. Min. Piemonte, 1-3.
- DAL PIAZ GB. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 245 pp.
- DAL PIAZ GB. (1936) - *La struttura delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale*. Atti Acc. Sci. Torino, **71**: 1-29.
- DAL PIAZ GB. (1937) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austroalpino delle Alpi orientali*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., **25**: 392-398.
- DAL PIAZ GB. (1942) - *Geologia della bassa Val d'Ultimo e del massiccio di Monte Croce con considerazioni sull'età e la giacitura delle masse intrusive periadriatiche e sulla tettonica del bacino dell'Adige*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trident., **5**(2): 179-360.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972) - *La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne*. Mem. Soc. Geol. Ital., **11**: 433-466.
- DAMIAN J. (1894) - *Einzelne, wenig gewürdigte Hochgebirgsseen und erloschene Seebecken um Sterzing*. Mitteilungen der kais. königl. Geographischen Gesellschaft in Wien, Bd. **1-2**: pp.1-26, Vienna.
- DEJORI M. (2021) - *Untersuchung der Massenbewegung Ganderberg Geotechnisches-geologisches Modell unter Berücksichtigung der Wildbachverbauung Hahnebaum-Passer*. Tesi di Master in Ingegneria, 103 pp., 6 tavv. f.t., Innsbruck.
- DEL MORO A., SASSI F.P. & ZIRPOLI G. (1982) - *New radiometric data on the alpine thermal history in the Oetzal-Merano area (Eastern Alps)*. Mem. Sc. Geol., **35**: 319-325.
- DINALE R., MALLAUN C. & OBERSCHMIED C. (2005) - *Curiosità*. In: *Glacierreport Südtirol-Alto Adige*. N. 01/2005. Suppl. al Climareport n. 116, pp. 7-8, Prov. Aut. di Bolzano, Uff. Idrografico. Stampa: Tipografia provinciale, Bolzano.
- DOBlickA K. (1852) - *Tirols Mineralien*. Wien, 120 pp.
- EGGER H. (2001) - *Ingenieurgeologische Untersuchung des Ganderberger Talzuspruchs und der Seehofer Bergsturzmasse Schneeberg-Laas-Komplex (Ötztal Decke)/Südtirol*. Tesi di laurea, Univ. Friedrich-Alexander, 91 pp., 10 Tav. f.t., Erlangen.
- ERNST W.G. (1971) - *Metamorphic zonation of presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **34**: 2053-2078.
- FELLIN S., MARTIN S. & MASSIRONI M. (2002) - *Polyphase tertiary fault kinematics and quaternary reactivation in the central-eastern Alps (western Trentino)*. J. Geodyn., **34**: 31-46.
- FISCHER K. (1974) - *Das Passeiertal. Grundzüge einer geographischen Landeskunde*. Der Schlern, **48**: 344-380, Bolzano.
- FLÜGEL H.W. (1960) - *Die tektonische Stellung des "Alt-Kristallins" östlich der Hohen Tauern*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 267-291.
- FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987) - *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien.
- FÖRSTER H.J. (1967) - *Kristallization und Tektonik des Schneeberger Gesteinzuges*. Geol. Rundsch., **56**: 480-494.
- FRANCHI G. & DINALE R. (2015) - *I ghiacciai della Val Ridanna, ieri - oggi - domani*. Opuscolo informativo della mostra presso il Mondo delle Miniere Ridanna Monteneve, 15 pp.
- FRANK W. (1987) - *Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous*. In: FLUGEL H. & FAUPL P., *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379-406.

- FRECH F. (1893) - *Über Versteinerungen aus dem mittlerein oberdevon bei Elsteberg in Vogtlande.* Zeit. Deutsch. Geol. Gesell. Band, **45**: 332-333.
- FRECH F. (1903) - *Über das Anlitz der Tiroler Zentralalpen.* Zeitschrift der Deutsch und Österr. Alpenvereins, **34**: 1-31, Innsbruck.
- FRECH F. (1905) - *Über den Gebirgsbau der Tiroler Zentralalpen mit besonderer Rücksicht auf den Brenner.* Wiss. Erg.-Hefte der Deutsch und Österr. Alpenvereins, **2**: 98, Innsbruck.
- FRIZ C. (1967) - *Considerazioni stratigrafico-strutturali sulla zona ad occidente di Vipiteno (Alto Adige).* Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, **79**: 369-385.
- FRIZ C. (1970) - *Conglomerato della Val di Fleres.* Studi Ill. Carta Geol. d'It., Form. Geol., **4**: 1-8.
- FRIZZO P. (1974) - *L'antimonite della Cima del Tempo (Wetter Spitze) Alto Adige.* L'Ind. Min. nel Trentino Alto Adige, **4**: 70-76.
- FRIZZO P. (1976) - *La serie metallifera delle Breonie affiorante nelle valli Ridanna e Fleres.* Studi Trentini di Science Naturali, **53**: 75-106.
- FRIZZO P. (1983) - *Pre-metamorphic Paleozoic mineralizations of the Austroalpine and Southalpine Basements of the Eastern Alps. Relationships between paleogeodynamics, stratigraphy and metallogenesis.* IGCP No 5 Newsletter, **3**: 41-48.
- FRIZZO P. (2002) - *Geologisch Lagerstättenkundliche Karte des Verzugsdistrikts St.Martin am Schneeberg - Pferssch, Massstab 1:25.000.* Disegno G. Mezzacasa, Padova, Grafica V. Mair.
- FUCHS C.W.C. (1874) - *Studien aus der Umgebung von Meran.* Zeitschr. dt.-österreich. Alpenver, **5**: 162-192, Wien.
- FUCHS C.W.C. (1875a) - *Die Umgebung von Meran. Ein Beitrag zur Geologie der deutschen Alpen.* Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont., pp. 812-848, 1 geognost. Karte 1:36000 (in Farbe), Stuttgart.
- FUGENSCHÜH B., SEWARD D. & MANCKTELOW N. (1998) - *Exhumation in a convergent orogen the western Tauern Window.* Terra Nova, **9**: 213-218.
- FURLANIS S. (2000) - *Studio Geomorfologico applicato dell'Unità di frana del Monte Ganda - Ganderberg (Moso in Passiria, Bolzano).* Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Ferrara
- GALADINI F. & GALLI P. (1999) - *Palaeoseismology related to the displaced Roman archaeological remains at Egna (Adige Valley, northern Italy).* Tectonophysics, **308**: 171-191.
- GASSER G. (1913) - *Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern.* Wagnersche Universitätsbuchh., Innsbruck, 548 pp.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., MOLIN G.M., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976a) - *Le manifestazioni "andesitiche" polifasiche dell'Alto Adige occidentale nel quadro geodinamico alpino.* Studi Trent. Sci. Nat., **53**: 21-47.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1976b) - *The andesitic magmatism in the South- Western Tyrol and its geodynamic significance.* Geol. Rundschau Stuttgart, **65**: 691-700.
- GIANOLLA P., MORELLI C., CUCATO M. & STORPAES C. (2018) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 016 "Dobbiaco".* Serv. Geol. d'Italia, ISPRA, Prov. Aut. di Bolzano-Alto Adige, SystemCart, 288 pp., Roma.
- GÖTTLICH K. (1991) - *Catasto delle torbiere e delle zone umide dell'Alto Adige. Risultati delle operazioni di inventario.* Annali Lab. Prov. Aut. Bolzano, **6**: 1-74.
- GRANIGG B. (1908) - *Die Bauwürdigkeit der Schneeberger Lagerstätten.* Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. **56**. Jg. Wien 1908, S. 533, 554-560.

- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the Western Italian Tyrol*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36**(1): 49-64.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969a) - *Indagini preliminari geologico-petrografiche sulla zona compresa tra la Valle di Plan e la Val Clava (Alto Adige)*. Rend. Soc. It. Petr., **25**: 439-473.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969b) - *Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammitiche: evoluzione degli scisti austriatici affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige)*. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat., **18**: 1-56.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972) - *Litostratigrafia, tettonica e petrografia degli scisti austriatici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. Min. Un. Padova, **28**: 1-55.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1974) - *Hercynian metamorphism in the Austridic-crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 13-27.
- GREGNANIN A. & VALLE M. (1995) - *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): Early-Alpine evolution in Basement and Cover*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 393-409.
- GREGNANIN A., BARATTIERI M., CORONA P. & VALLE M. (1995) - *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): The Basement*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 373-392.
- GREGNANIN A., JUSTIN VISENTIN E. & SASSI F.P. (1969) - *Petrologia delle formazioni leucocratiche stratoidi nei paragneiss delle Alpi Breonie (Alto Adige) - Nota I: Gneiss del Tumulo*. Rend. Soc. Min. It., **25**: 166-167.
- GROß G. & PATZEL G. (2015) - *The Austrian Glacier Inventory for the Little Ice Age Maximum (GI LLA) in ArcGIS (shapefile) format*. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.844987>.
Supplemento a: FISCHER A., SEISER B., STOCKER-WALDHUBER M., MITTERER C. & ABERMANN J. (2015) - *Tracing glacier changes in Austria from the Little Ice Age to the present using a lidar-based high-resolution glacier inventory in Austria*. The Cryosphere, **9**(2): 753-766.
<https://doi.org/10.5194/tc-9-753-2015>.
- GRUBENMANN U. (1869) - *Über der tonalitkern def Iffinger bei Meran (Südtirol)*. Viert. Natur. Gesel., **41**: 340-353.
- GRUBENMANN U. (1896a) - *Über einige Ganggestein aus der Gefolgschaft der Tonalite*. Min. Petr. Mitt., **16**: 185-196.
- GRUBENMANN U. (1896b) - *Bericht über Aufnahmen im Gebiete nördlich von Meran*. Sitzber. d. k. Ak. d. Wiss. Mat. Nat., **33**, Vienna.
- GRUBENMANN U. (1897) - *Über einige Ganggesteine aus der Gefolgschaft der tonalite*. Tsch. Min. Petr. Mitt.
- GUIDOBONI E., COMASTRI A. & BOSCHI E. (2005) - *The "exceptional" earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. J. Geophys. Res., **110**. doi:10.1029/2005JB003683.
- 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>
- HABLER G., THÖNI M. & SÖLVA H. (2006) - *Tracing the high pressure stage in the polymetamorphic Texel Complex (Austroalpine basement unit): P-T-d-t constraints*. Mineral. Petrol., **88**: 269-296.

- HAEBERLI W. (1985) - *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*. Mitteilungen der Versuchsanstalt f.r Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie 77. Z.rich. Eidgen.ssische Technische Hochsch.le.
- HALLER H. & SCHÖLZHORN H. (2000) - *Schneeberg in Südtirol*. Sterzing 2000.
- HAMMER W. (1912) - *Geologische Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, 1:75.000, Blatt Glurns-Ortler und Erläuterungen*. Wien.
- HAMMER W. (1922) - *Geologischer Führer durch die Westtiroler Centralpen*. Belrin Verlag Bornträger.
- HAMMER W. (1938) - *Bemerkung zu R. Staub 'Geologische Probleme um die gebirge zwischen Engadin und Ortler'*. Verh. Geol. B.A., 227-237.
- HANDY M., SCHMID S., BOUSQUET R., KISSLING E. & BERNOULLI D. (2010) - *Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps*. Earth-Sci. Rev., **102**: 121-158.
- HANTKE R. (1983) - *Eiszeitalter: Die jungste Erdegesischte der Schweiz und ihre Nachbargebiete*. Ott-Verlag, Thun, **3**: 370 pp.
- HAUY R.J. (1822) - *Traité de minéralogie. Seconde édition, revue, corrigé e et considérablement augmenté par l'auteur*. Bachelier et Huzard, Paris, 4 Vols+atlas (t. II, p. 456; t. IV, p. 548).
- HAWKESWORTH C.J., WATERS D.J. & BICKLE M.J. (1975) - *Plate tectonics in the Eastern Alps*. Earth. Planet. Sci. Lett., **24**: 405-413.
- HELBIG P. & SCHMIDT K. (1978) - *Zur Tectonic und Petrogenese am W-Ende des Schneeberger Zuges*. Jahrb. Geol. Bundesanst, Austria, **121**(2): 177-217.
- HILLER O.K. (1973) - *Über den alten Wildsee im Hinterpasseier*. Der Schlern, **47**(6): 339-348, Bolzano.
- HOBBS B.E., WEAMS W.D. & WILLIAMS P.F. (1976) - *Outline of structural geology*. John Wiley & Sons, Inc.
- HOERNES S. & FRIEDRICHSEN H. (1978) - *Oxygen and hydrogen isotope study of the polymetamorphic area of the northern Oetztal-Stubai Alps (Tyrol)*. Contrib. Mineral. Petrol., **67**: 305-315.
- HOINKES G. (1973) - *Die Anatexis des Winnebachgranites (Öztaler Alpen, Österreich) am Beispiel eines Aufschlusses*. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., **20**: 225-239.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTITSCH G., DACHS E., HÖCK V., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. (1999) - *Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 155-181.
- HOINKES G., KOSTNER A. & THÖNI M. (1991) - *Petrologic constraints for eoalpine eclogite facies metamorphism in the Austroalpine Ötztal basement*. Mineral. Petrol., **43**: 237-254.
- HOINKES G., THÖNI M., LICHEM CH., BERNHARD F., KAINDL R., SCHWEIGL J., TROPPEP P. & COSCA M. (1997) - *Metagranitoids and associated metasediments as indicators for the pre-Alpine magmatic and metamorphic evolution of the western Ötztal Basement (Kaunertal, Tirol)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **77**: 299-314.
- HOLLZMANN H. (2014) - *Torbiere*. In: FELIZETTI SORG B. (a cura di), *Comune di Racines*. Comune di Racines, **1**: 112-141, Athesia Druck S.r.l., Bolzano.
- JANÁK M., FROITZHEIM N., LUPTÁK B., VRABEC M. & KROGH RAVNA E.J. (2004) - *First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: tracing deep continental subduction in the Eastern Alps*. Tectonics, **23**, TC5014. doi:10.1029/2004TC001641.
- JUSTIN VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1965) - *Gli scisti cristallini dell'Alta Val Passiria fra Moso e Passo del Rombo (Alto Adige)*. Rend. Soc. Min. It., **21**: 121-142.
- JUSTIN-VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1971) - *Considerazioni geologico-petrografiche sul "Tratto di Monteneve" (Schneeberger Gesteinzig) (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**: 1-40.

- JUSTIN-VISENTIN E. & ZANETTIN B. (1973) - *On the Age of white mica porphyroblasts in the Schneeberger schist*. Contr. Min. Petr., **39**: 341-342, Berlin.
- KAINDL R., HOINKES G., KNOLL P. & ABART R. (1999) - *Fluid inclusions related to Variscan and Alpine metamorphism in the Austroalpine Ötztal Basement, Eastern Alps*. Min. Petrol., **65**: 29-49.
- KLEBELSBERG R. VON (1926) - *Über die Verbreitung interglazialer Schotter in Südtirol*. Zeitschrift für Gletscherkunde, **14**: 266-285, Leipzig.
- KLEBELSBERG R. VON (1935) - *Geologie von Tirol*. I-XII + 876 pp., 1 carta geol. a scala 1:500.000 + 11 tavv. f.t., Gebrüder Borntraeger ed., Berlin.
- KLEBELSBERG R. VON (1953) - *Südtiroler geomorphologische Studien. Das obere Eisaktal*. Forschungen zur deutschen Landeskunde, vol. 80. Verlag des Amtes für Landeskunde, Remagen, 112 pp. Stampa: Tiroler Graphik, Innsbruck.
- KLIX V. (1976) - *Lagerungsverband und tektonische Prägung der Blei-Zinkerzlagerstätte Schneeberg/Monteneve in Südtirol/Alto Adige (N-Italien)*. Diss. FU Berlin, 165 pp., Berlin.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ E. (2001) - *Migmatite des Ötztalkristallins-Petrologie und Geochronologie*. PhD thesis, Univ. Vienna. 155 pp.
- KLÖTZLI-CHOWANETZ E., KLÖTZLI U.S. & 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. Petrograph. Mitt., **77**: 315-324.
- KLUG L. & FROITZHEIM N. (2022) - *Reuniting the Ötztal Nappe: the tectonic evolution of the Schneeberg Complex*. Int. J. Earth Sci., **111**(2): 525-542.
- KNOLL C. (2009) - *Glaciers in South Tyrol: 1850-2006. Application of Airborne Laser Scanner data, orthophotos and historical maps for the acquisition of recent and the reconstruction of past glacier extents*. Dissertation for the achievement of the degree Doctor of Natural Sciences (Dr. rer. nat.), XX+145 pp., Innsbruck.
- KNOLL C. & KERSCHNER H. (2009) - *A glacier inventory for South Tyrol, Italy, based on airborne laser-scanner data*. Annals of Glaciology, **50**(53): 46-52.
- KNOLL C., KERSCHNER H., HELLER A. & RASTNER P. (2009) - *A GIS-based Reconstruction of Little Ice Age Glacier Maximum Extents for South Tyrol, Italy*. Transactions in GIS, **13**(5-6): 449-463. 10.1111/j.1467-9671.2009.01173.x.
- KOBER L. (1912) - *Über Bau und Entstehung der Ostalpen*. Mitt. Geol. Ges. Wien, **5**: 368-481.
- KOBER L. (1923) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Borntraeger, Berlin.
- KOBER L. (1955) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Mitt. Geol. Ges., Wien.
- KONZETT J. & HOINKES G. (1996) - *Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: an example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy*. J. Metam. Geol., **14**: 85-101.
- KRENN K., KURZ W., FRITZ H. & HOINKES G. (2011) - *Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex)*. Swiss. J. Geol., **104**: 471-491.
- KÜBLER H. & MÜLLER W.E. (1962) - *Die Geologie des Brenner-Mesozoikum zwischen Stubai- und Pferschtal (Tirol)*. Jb. Geol. B. A., **105**: 173-242.
- LAGALLY M. (1913) - *Gletscherbeobachtungen im Stubai 1912*. Zeitschrift für Gletscherkunde, **VII**: 135-140.
- LANGHEINRICH H. (1965) - *Zur Tektonik und Metamorphose des zentralalpiner Permomesozoikum westlich der Brennersenke*. Nach. Akad. Wiss. Göttingen, Mat. Phys. Kl. 2, **10**: 133-149.

- LAUBSCHER H.P. (1974b) - *The tectonic of subduction in the Alpine system*. Mem. Soc. Geol. It., **13**(2): 275-283.
- LIEBENER L. & VORHAUSER J. (1852) - *Die Mineralien Tirols*. Wagner'sschne Buchhandl, Innsbruck.
- LUCHI R., BERTOLDI W., ZOLEZZI G. & TUBINO M. (2007) - *Monitoring and predicting channel change in a free-evolving, small Alpine river- Ridanna Creek (North East Italy)*. Earth Surf. Process. Landforms, **32**: 2104-2119 DOI: 10.1002/esp.1511.
- LUGEON M. (1901) - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. Géol. France, **1**: 723-825.
- LUGEON M. (1902) - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses*. Bull. Soc. Géol. France, **2**: 80-81.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) - *Sur le grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C.R. Acad. Sci. Paris, **140**: 723-825.
- LUTH S., WILLINGSHOFFER E., TER BORGH M., SOKOUTIS D., VAN OTTERLOO J. & VERSTEEG A. (2013) - *Kinematic analysis and analogue modelling of the Passeier- and Jaufen faults: implications for crustal indentation in the Eastern Alps*. Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **102**:1071-1090. DOI 10.1007/s00531-012-0846-4
- MAIR V., VAVTAR F., SCHÖLZHORN H. & SCHÖLZHORN D. (2007) - *Der Blei-Zink-Erzbergbau am Schneeberg, Südtirol*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **153**: 145-180.
- MANCKTELOW N.S., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. & VILLA I.M. (2001) - *The DAV and Periadriatic fault system in the Eastern Alps south of the Tauern window*. Int. J. Earth Sci., **90**: 593-622.
- MARAZZI S. (2005) - *Atlante orografico delle Alpi. SOIUSA. Suddivisione orografica internazionale unificata del Sistema Alpino*. Quad. di cultura alpina, 416 pp. Priuli & Verlucca.
- MAROTTA A.M. & SPLENDORE R. (2014) - *3D mechanical structure of the lithosphere below the Alps and the role of gravitational body forces in the regional present-day stress field*. Tectonophysics, **631**: 117-129.
- MARSCHALL I., DEICHMANN N. & MARONE F. (2013) - *Earthquake focal mechanisms and stress orientations in the eastern Swiss Alps*. Swiss J. Geosci., **106**: 79-90.
- MATTANA U. (1983) - *La recente evoluzione del glacialismo nel Gruppo di Tessa (Alpi Venoste)*. Materiali, Dipart. di Geogr., Univ. di Padova, **6**: 13 pp.
- MAURACHER J. (1981) - *Alpidische und voralpidische Metamorphose und Strukturprägung am Westende des Schneeberger Zuges (Öztaler Alpen)*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Oesterr., **27**: 244-245.
- MAYR O. (1927) - *Der Kummersee*. Der Schlern, **8**: 158-163, Bolzano.
- MICHELUZZI E. (1984) - *Landschaftsformen (Geomorphologie) des oberen Ratschingtales*. Der Schlern, **58**(11): 666-668, Bolzano.
- MICHELUZZI E. (1985) - *Geomorfologia della zona tra S. Leonardo in P. e il Monte Alta Croce (Alto Adige)*. Atti Acc. Agiati, 234, s. VI, **24**(B): 31-51, Rovereto.
- MILLER C. & THÖNI M. (1995) - *Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (tirol, Austria): geochemistry and sm-Nd vs. rb-sr isotope systematics*. Chem. Geol., **137**: 283-310.
- MILLER C., MUNDIL R., THÖNI M. & KONZETT J. (2005b) - *Refining the timing of eclogite facies metamorphism: a geochemical, petrological, Sm-Nd and U-Pb case study from the Pohorje Mountains, Slovenia (Eastern Alps)*. Contrib. Mineral. Petrol., **150**: 70-84.
- MILLER C., THÖNI M., KONZETT J., KURZ W. & SCHUSTER R. (2005a) - *Eclogites from the Koralpe and Saualpe type-localities, Eastern Alps, Austria*. Mitt. Österr. Miner. Ges., **150**: 227-263.

- MINELLI A. (a cura di) (2008) - *Le torbiere montane · Relitti di biodiversità in acque acide*. Quaderni Habitat, 160 pp. Museo Friulano di St. Naturale, Udine. 1 ristampa riveduta e corretta.
- MONTRASIO A., BERRA F., CARIBONI M., CERIANI M., 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.
- MOSNA E. (1924) - *Note sui ghiacciai delle Breonie*. Archivio per l'Alto Adige, A. 19, pp. 1-12, 9 tavv. f.t., Gleno.
- MÜLLER W. (1998) - *Isotopic dating of deformation using microsampling technique: the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Diss. ETH Zürich, **12.580**: 135 pp.
- MÜLLER W., KELLEY S.P., MANCKTELOW N., MEIER M., OBERLI F. & VILLA I. (1997) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system*. In: "Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies", Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, Quad. Geod. Alp. Quat., **4**: 83-84.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I.M., KELLEY P.S., 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.
- NANGERONI G. (1938) - *L'ambiente fisico di Ridanna*. Atti Quinto Conv. (Ridanna 17-24 agosto 1937) Assoc. "Ludovico Necchi.., Soc. Ed. Vita e pensiero, pp. 3-11.
- NEUBAUER F., GENSER J. & HANDLER R. (2000) - *The Eastern Alps: Result of a two sage collision process*. Mitt. Osterr. Geol. Ges., **92**: 117-134.
- NEUBAUER F., HOINKES G., SASSI F.P., HANDLER R., HÖCK V., KOLLER F. & FRANK W. (1999) - *Pre-Alpine metamorphism in the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral Petro. Mitt., **79**: 41-62.
- OROMBELLI G. (2007) - *Le variazioni dei ghiacciai alpini negli ultimi 10 mila anni*. Quad. SGI, **1**: 5-12.
- OSTERMANN & SANDERS (2017) - *The Benner pass rock avalanche cluster suggests a close relation between long-term slope deformation (DSGSDs and translational rock slides) and catastrophic failure*. Geomorphology, **289**: 44-59.
- OXBURGH E.R. & TURCOTTE D.L. (1974) - *Membrane tectonics and the East Africa Rift*. Earth. Planet. Sci. Lett., **22**: 133-140.
- PAGEL H. (1975) - *Zur Erzführung und Geochemie in den neuerschlossenen Teilen der Blei-Zinkerzlagertstätte Schneeberg/Monteve in Südtirol/Alto Adige (N. Italien)*. Diss. Erl. Dokt. der freien Universität Berlin, 166 pp.
- PALLA L. (2014) - *Catastrofi e sciagure*. In: FELIZETTI SORG B. (a cura di), *Comune di Racines*. Comune di Racines, vol. 1, pp. 268-295, Athesia Druck S.r.l., Bolzano.
- PENCK A. (1887) - *Der Brenner*. Zeitschrift des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins, pp. 1-22.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen in Eiszeitalter*. vol. III., Tauschnitz ed., Lipsia.
- PENCK A. & RICHTER E. (1903) - *Glazialexkursion in die Ostalpen. IX Internationaler Geologen-Kongress. Führer für die Exkursionen, Nr. XII. Glazialexkursion in die Ostalpen*. 97 pp., 2 tav. f.t.
- PFÄFF W. (1933) - *Die Eislöcher in Überetsch, ihre Vegetationsverhältnisse und ihre Flora*. Schlern-Schriften, n. 24, Wagner, 72 pp., Innsbruck.
- PFAUNDLER L. (1871) - *Der Uebblethalferner und seine Umgebung*. Zeitschrift des Deutschen Alpenvereins, **2**: 16-46, 6 Tavv. f.t., 1 carta glaciologica a scala 1:50.000.
- PICHLER A. (1868) - *Beiträge zur Geognosie Tirols*. Jb. Geol. R.A., **18**, Wien.
- PICHLER A. (1873) - *Geologisches aus Tirol*. N. Jb. f. Min.

- POLI S. (1989) - *Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Alps: the origin of metabasites from the Austroalpine basement*. Schw. Min. Petr. Mitt., **69**: 407-421.
- POLI S. (1991) - *Reaction spaces and P-T paths: from amphibole eclogite to greenschist facies in the Austroalpine domain (Ötztal Complex)*. Contrib. Mineral. Petrol., **106**: 399-416.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. Mem. Soc. Geol. France, **156**: 345-367.
- POMELLA H., FLOSS D., SPECKBACHER R., TROPPEL P. & FUGENSCHUH B. (2016) - *The western end of the Eoalpine High-Pressure Belt (Texel unit, South Tyrol/Italy)*. Terra Nova, **28**: 60-69.
- PORRO C. (1925) - *Elenco dei Ghiacciai Italiani*. Min. Lav. Pubbl., Serv. Idrografico, Uff. Idrogr. del Po di Parma. Parma, Stab. Tipografico Orsatti & Zinelli, XI+61 pp.
- POŠEPNÝ F. (1879) - *Über die Erzlagerstätte am Schneeberg in Tirol*. Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen.
- PRAGER C. (2003) - *Das Brenner-Mesozoikum nördlich des Pferschtals*. Geol. Bundesanstalt, Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal. Geologische Kartenblätter 148, Brenner, 175, Sterzing, 99-110.
- PURTSCHELLER F. (1967a) - *Mineralzone in Oetztaler-Stubaier Altkristallins*. Miner. Anz. Math. Naturw. Kl. Ost. Akad. Wiss. Ig., 66-70, Wien.
- PURTSCHELLER F. (1967b) - *Zur Gliederung der Metamorphose im Bereich des Oetztaler-Stubaier Altkristallins*. Miner. Mitt. B., 1-2, 80-85.
- PURTSCHELLER F. (1969) - *Petrographische Untersuchungen an Aluminosilikatgneisen des Ötztaler-Stubaier Altkristallins*. Tscherm. Min. Petr. Mitt., **13**: 35-54.
- PURTSCHELLER F. & RAMMLMAIR D. (1982) - *Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex*. Tsch. Min. Petr. Mitt., **29**: 205-221.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York.
- RAMSAY J.G. & HUBER M.H. (1987) - *The Techniques of Modern Structural Geology. Folds and Fractures*, vol. 2. Academic Press, London, 391pp.
- RATSCHBACHER L. (1986) - *Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: Changing translation path due to transpression*. Tectonophysics, **125**: 335-356.
- REIMER P.J., BAILLIE M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BERTRAND C.J.H., BLACKWELL P.G., BUCK C.E., BURR G.S., CUTLER K.B., DAMON P.E., EDWARDS R.L., FAIRBANKS R.G., FRIEDRICH M., GUILDERTSON T.P., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., MANNING S., RAMSEY C.B., REIMER R.W., REMMELE S., SOUTHON J.R., STUIVER M., TALAMO S., TAYLOR F.W., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E. (2004) - *IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP*. Radiocarbon, **46**: 1029-1058.
- REINECKER J., HEIDBACK O., TINGAY M., SPERNER B. & MÜLLER B. (2005) - *The 2005 release of the World Stress Map*. (available online at www.world-stress-map.org).
- 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.
- RICHTER (1888) - *Die Gletscher der Ostalpen*. Gebrüder Kröner, 306 pp.+4 Tavv. f.t., Stuttgart.
- ROSEMBAUM G., LISTER G.S. & DUBOZ C. (2002) - *Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny*. Tectonophysics, 359, 117-129.
- ROSENBERG C.L., BRUN J.P., CAGNARD F. & GAPAIS D. (2007) - *Oblique indentation in the Eastern Alps: Insights from laboratory experiments*. Tectonics, **26**: TC2003, doi:10.1029/2006TC001960.

- ROSENBERG C.L., SCHNEIDER S., SCHARF A., BERTRANDA A., HAMMERSCHMIDT K., RABAUTE A. & BRUN J.P. (2018) - *Relating collisional kinematics to exhumation processes in the Eastern Alps*. Earth-Science Reviews, **176**: 311-344.
- ROSSI G., FRANCHI G., DINALE R. & MALLAUN C. (2006) - *Ghiacciaio di Malavalle/Übeltalferner. Anno idrologico/Haushaltsjahr 2004/2005*. Galierrreport Südtirol-Alto Adige N. 03/2006. Suppl. al Climareport n. 130, 12 pp., Prov. Aut. di Bolzano, Uff. Idrografico. Stampa: Tipografia provinciale, Bolzano.
- ROSSI G., FRANCHI G., MUNARI M. & DINALE R. (2004) - *I ghiacciai della Val Ridanna. Ricostruzioni storiche e ricerche glaciologiche*. Neve e Valanghe, N. 53 (dicembre 2004), pp. 46-59.
- ROVIDA A., LOCATI M., CAMASSI R., LOLLI B. & GASPERINI P. (2019) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTII5), versione 2.0*. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).
- RUBATTO D., REGIS D., HERMANN J., BOSTON K., ENGI M., BELTRANDO M. & McALPINE S.R.B. (2011) - *Yo-Yo subduction recorded by accessory minerals in the Sesia Zone, Western Alps*. Nat. Geosci., **4**: 338-342.
- SANDER B. (1912) - *Über tektonische Gesteinsfazies*. Verh. Geol. Reichsanst., **1912**: 249-257.
- SANDER B. (1914a) - *Bemerkungen über tektonische Gesteinsfazies und Tektonik des Grundgebirges*. Verh. Geol. Reichsanst., **1914**: 220-240.
- SANDER B. (1914b) - *Beiträge aus der Zentralalpen zur Deutung der Gesteingefuge*. Jhar. Geol. Rechs., **64**: 567-634.
- SANDER B. (1920a) - *Tektonik der Schneeberger Gestinzuges zwischen Sterzing und Meran*. Jhar. Geol. Rechs., **70**: 257-318.
- SANDER B. (1920b) - *Geologischen Studien am Westende der Hohen Tauern (zweiter Bericht)*. Jhar. Geol. Rechs., **70**: 273-296.
- SANDER B. (1921) - *Zur Geologie der Zentralalpen*. Jhar. Geol. Rechs., **71**: 173-224.
- SANDER B. (1925a) - *Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Bressanone*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANDER B. (1925b) - *Note Illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio Bressanone*. Uff. Idr. R. Mag. Acque Sez. Geol. Venezia.
- SANDER B. (1929) - *Erläuterungen zur geologischen Karte Meran - Brixen*. Schlenmschriften, Nr. 16, 111 pp., Universitätsverlag Wagner, Innsbruck.
- SANDER B. & HAMMER W. (1926) - *Note Illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio 'Merano'*. Sez. Geol. Uff. Idrograf. del R. Magistrato alle Acque, 72 pp, Soc. Coop. Tip., Padova.
- SASSI F.P., BELLIENTI G., PECERILLO A. & POLI G. (1980) - *Some constraints on geodynamic models in the Eastern Alps*. Neu. Jar. Geol. Paleo., **9**: 541-548.
- SASSI F.P., SCHÖNLAUB H.P. & ZANFERRARI A. (1978) - *The pre-Variscian history of the eastern Alps*. In: *Ergebnisse der oesterreichischen Projekte des Internationalen Geologischen Korrelationsprogramms (IGCP) bis 1976*. Zapfe H (editor). Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **3**: 261-277.
- SATIR M. (1975) - *Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **30**: 41-84.
- SCHARDT H. (1884) - *Etude géologique sur le pays d'Enhaut vaudois*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **20**: 1-183.

- SCHARDT H. (1907) - *Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes*. Arch. Sc. Phis. Nat., **23**: 356-385, 483-496.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schling Thrust, Eastern Alps*. Tectonics, **8**: 697-718.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSINGL E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae Geol. Helv., **97**: 93-117.
- SCHMIDT K., JÄGER E., GRÜNENFELDER M. & GRÖGLER N. (1967) - *Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges*. Eclogae Geol. Helv., **60**: 529-536.
- SCHMIDEGG O. (1932) - *Geologische Spezialkarte der Republich Osterreich, Blatt Sölden und St. Leonhard*. Scala 1:75.000. Geol. Bund., Wien.
- SCHMIDEGG O. (1933a) - *Neue Ergebnisse in den Südlichen Oetztaler Alpen*. Verh. d. Geol. B.A., pp. 83-95.
- SCHMIDEGG O. (1933b) - *Der Bau der Oetztaler-Stubai Alpen*. Mitt. Döav.
- SCHMIDEGG O. (1936) - *Steilachsige Tektonik und schlingenbau an Sudseite der Tiroler Zentralalpen*. Jb. d. Geol. B.A., Wien.
- SCHMIDEGG O. (1955) - *Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflos am Nöflacher Joch (Brenner-Gebiet)*. Veröff. Museum Ferdinandeum, 26/29, Jahrgänge 1946-1949, (Klebels-berg-Festschrift), Innsbruck.
- SCHMIDEGG O. (1964) - *Die Oetztaler Schubmasse und ihre Umgebung*. Verh. Geol. Bund., **1**: 24-47.
- SCHMIDT K. (1965) - *Zum Bau der suedlichen Oetztaler und Stubai Alpen*.
- SCHMIDT K., JAEGER E., GRUNENFELDER M. & GRÖGLET N. (1967) - *Rb-Sr und U-Pb-Alterbestimmungen an Proben des Oetztalkristallins und des Schneeberger Zuges*. Rb/Sr and U/Pb age determinations on samples from the Oetztal crystalline complex and the Schneeberger zone. Eclogae Geol. Helv., **60**(2): 529-536.
- SCHMITZ N. (1974) - *Die Blei-Zinkerzlagerstätten des Pflerschals. Zur Genese eines metamorphen schicht-gebundenen Erzvorkommens aus den Ostalpen*. Geol. Rundsch. **63**: 148-165.
- SCHÖLZHORN H. (2014) - *Industria mineraria*. In: FELIZETTI SORG B. (a cura di), *Comune di Racines*. Comune di Racines, vol. 1, pp. 216-277, Athesia Druck S.r.l., Bolzano.
- SCHROTT F. (1947) - *Der Gletschergarten von Platt in Passeier*. Der Schlern, **21**: 261, Bolzano.
- SCHWEIGL J. (1995) - *Neue geochronologische und isotopengeologische Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte im Ötztalkristallin (Ostalpen)*. Jb. Geol. Bundesanstalt, **138**: 131-149.
- SCHUSTER R. & STÜWE K. (2008) - *Permian metamorphic event in the Alps*. Geology, **36**: 603-606.
- SILVERSTONE J. (1988) - *Evidence for east-west crustal extension in the Eastern Alps: Implications for the unroofing history of the Tauern Window*. Tectonics, **7**: 87-105.
- SERPELLONI E., ANZIDEI M., BALDI P., CASULA G. & GALVANI A. (2005) - *Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis of permanent and non-permanent GPS Networks*. Geophys. J. Int., **161**(3): 861-880.
- SERVIZIO GEOLOGICO (2007) - *Carta geologica d'italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni*. Quaderni - Serie III - Volume 7 - Fascicolo VII - Unità tradizionali (2)/2007.
- SHAKESBY R.A., MATTHEWS J.A., MCEWEN L.J. & BERRISFORD M.S. (1999) - *Snow-push processes in prornival (protalus) rampart formation: geomorphological evidence from Smorbotn, Romsdalsalpane, southern Norway*. Geogr. Ann., **81A**(1): 31-45.

- SLEJKO D., CARULLI G.B., NICOLICH R., REBEZ A., ZANFERRARI A., CAVALLIN A., DOGLIONI C., CARRARO F., CASTALDINI D., ILCETO E., SEMENZA E. & ZANOLLA C. (1989) - *Seismotectonics of the Eastern Southern-Alps: a review*. Boll. Geof. Teor. A., **31**(122): 109-136.
- SMIRAGLIA C. & DIOLAIUTI G. (a cura di) (2015) - *Il Nuovo Catasto dei Ghiacciai Italiani*. Ev-K2-CNR Ed., Bergamo, 400 pp.
- SOLDATI M., BORGATTI L., CAVALLIN A., DE AMICIS M., FRIGERIO S., GIARDINO M., MORTASA G., PELLEGRINI G.B., RAVAZZI C., SURIAN N., TELLINI C. & ZANCHI A. (2006) - *Geomorphological evolution of slopes and climate changes in northern Italy during the Late Quaternary: spatial and temporal distribution of landslides and landscape sensitivity implications*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **29**: 165-183.
- SOLLNER F. & HANSEN B.T. (1987) - 'Pan-afrikanisches' und 'kalcdonisches' Ereignis im Ötztal-Kristallin der Ostalpen: Rb-Sr und U-Pb- Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. Jahr. Geol. B.A., **130**: 529-569.
- SÖLVA H. (1999) - *Strukturgeologische, petrologische und geochronologische Bearbeitung der Hüllserien der eoalpinen Eklogite im südöstlichen Ötztal-Stubai-Kristallin, Südtirol, Italien*. Diploma thesis, Univ. Wien, Austria, 119 pp.
- SÖLVA H., GRASEMANN B., THONI M., THIEDER R. & HÄBLER G. (2005) - *The Schneeberg Normal Fault Zone: Normal faulting associated with Cretaceous SE-directed extrusion in the Eastern Alps (Italy/Austria)*. Tectonophysics, **401**: 143-166.
- SÖLVA H., THÖNI M., GRASEMANN B. & LINNER M. (2001) - *Emplacement of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Ötztal complex (Texel group, Italy/Austria)*. Geodynamica Acta, **14**: 345-360.
- SPALLA M.I. (1989) - *Percorsi P-T e tempi relativi della deformazione nella crosta austroalpina dell'Ötztal: l'ortogneiss di Parcines e le sue rocce incassanti*. Ph. D. Thesis, Univ. Milano, 268 pp.
- SPALLA M.I. (1990) - *Polyphased deformation during uplifting of metamorphic rocks: the example of the deformational history of the Texel Gruppe (Central-Western Austroalpine domain of the Italian Eastern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 125-134.
- SPALLA M.I. (1993) - *Microstructural control on the P-T-t path construction in metapelites from the Austroalpine crust (Texel Gruppe, Eastern Alps)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **73**: 259-275.
- SPERGES J.V. (1821) - *Tyrolische Bergwerksgeschichte, mit alten Urkunden, und einem Anhang worin das Bergwerk zu Schwaz beschrieben wird*. Wien.
- SPICHER A. (1980) - *Tektonische Karte der Schweiz, 1:500.000*. Schweiz. Geol. Komm. Ed.
- SPIESS R. (1995) - *The Pässeier-Jaufen line: a tectonic boundary between Variscan and eo-Alpine meran-mauls basement*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **75**: 413-425.
- SPIESS R., MARINI M., FRANK W., MARCOLOGO B. & CAVAZZINI, G. (2001a) - *The kinematics of the Southern Pässeier fault: radiometric and petrographic constraints*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **81**: 197-212.
- SPITZ A. (1918) - *Studien über die Stellung des Tarntaler und Tribulaunmesozoikums*. Jb., 171-204.
- STÄNDL A. (1974) - *Zur Geologie des Pässeiertales*. Der Schlern, **48**(7-9): 394-400, Bolzano.
- STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2002) - *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons*. Earth Planet. Sci. Lett., **196**: 17-33.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Geol. Karte. Schweiz (N.F.), **52**: 272 pp.

- STAUB R. (1937) - *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges., **72**: 1-115.
- STAUB R. (1964) - *Neuere geologische Studien zwischen Bunden und dem Oberem Veltlin-teil*. Jahresb. Naturf. Ges. Graubundens (N.F.), **90**: 110-216.
- STEFANI M., MANTOVANI M., MAIR V., MARCATO G., PASUTO A. & NÖSSING L. (2013) - *The Ganderberg Landslide (South Tyrol, Italy): Mitigation of Residual Risk by Real-Time Monitoring*. In: MARGOTTINI C., CANUTI P. & SASSA K. (eds) *Landslide Science and Practice*, **2**: 531-535. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31445-2_70.
- STINY J. (1911) - *Die Talstufe von Mareit*. Mitteilungen der K. K. Geographischen Gesellschaft in Wien, **54**: 114-126.
- STOTTER M. (1857) - *Die Oetztaler Masse*. Zsch. d. Ferdinandeums, Innsbruck.
- STUMBÖCK M. (2000) - *Natural Development and Anthropogenic Impacts on the Vegetation of the Pässeiertal, South Tyrol, during the Late-Glacial and Holocene*. Acta Universitatis Carolinae, 2000 Geographica, **35**(Supplementum): 99-110.
- STUIVER M. & REIMER P.J. (1993) - *Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program*. Radiocarbon **35**: 215-230.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MC CORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998) - *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000-0 cal BP*. Radiocarbon, **40**: 1041-1083.
- STUIVER M., REIMER P.J. & REIMER R.W. (2019) - *CALIB 7.1* [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2019-3-4.
- STÜWE K. & SCHUSTER R. (2010) - *Initiation of subduction in the Alps: continent or ocean?* *Geology*, **38**: 175-178.
- SUESS F.E. (1909) - *Das Antlitz der Erde III*. Bd. 2 Hälfte. Tempsky Vienna.
- TAGLIAVINI F., MANTOVANI M., MARCATO G., PASUTO A. & SILVANO S. (2009) - *Relazione di fine progetto: Frana del Monte Ganda, (Ricerche geologico-tecniche nei siti di frana di Trafoi, Monte Ganda e Barbiano (Provincia Autonoma di Bolzano - Alto Adige)*. Progetto INTERREG "MONITOR" cod. Procedura c12907, 98 pp.
- TASSER R. (1994) - *Guida attraverso l'area museale di Monteneve*. Museo Provinciale delle Miniere, Jöchlsthurn, Vipiteno, 104 pp., Pluristamp.
- TELLER F. (1877) - *Aufnahmen im oberen Ötz- und Passaieral*. Verh. geol. R. A. Wien, 231-235.
- TELLER F. (1878a) - *Über die Aufnahmen im unteren Vintschgau und im Ifingergergebiet*. Verh. geol. R. A. Wien, 392-396.
- TELLER F. (1878b) - *Geologische Mitteilungen aus der Oetztalergruppe. (Vorlage des Blattes Sölden-St. Leonhard. Vortr.)*. Verh. geol. R. A. Wien, 64-66.
- TERMIER P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **137**: 939-941.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtellina*. Bull. Soc. Geol. France, **5**: 209-289.
- TERMIER P. (1922) - *Sur la structure des Alpes orientales: rapport des Dinarides et des Alpes*. Comp. R. Acad. Sc. Paris, **175**: 1173-1178.
- THÖNI M. (1981) - *Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations in Micas*. Jahrb. Geol. B.-A., **124**(1): 111-174.

- THÖNI M. (1983) - *The thermal climax of the Early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. Some chronological and petrological considerations concerning age and grade of the "Schneeberger Kristallisation" in the southern Oetztal basement.* Mem. Sci. Geol., **43**: 319-329, Padova.
- THÖNI M. (1986) - *The Rb-Sr thin slab isochron method - an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains?* Mem. Sc. Geol., **38**: 283-352.
- THÖNI M. (1988) - *Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps.* Jb. Geol. B.-A., **131**: 169-201.
- THÖNI M. (1993) - *Neue isotopendaten zur voralpidischen Geschichte des Ötztalkristallins.* Arbeitstagung der geologischen Bundesanstalt, 10-112.
- THÖNI M. (1999) - *A review of geochronological data from the Eastern Alps.* Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **79**: 209-230.
- THÖNI M. (2003) - *Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry.* Chem. Geol., **194**(4): 353-379.
- THÖNI M. (2006) - *Dating the eclogite-facies metamorphism in the Eastern Alps - approaches, results, interpretations: a review.* Mineral. Petrol., **88**: 123-148.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1983) - *The thermal climax of the early Alpine metamorphism in the austroalpine thrust sheet; some geochronologic and petrologic considerations concerning age and grade of the "schneeberger kristallisation" in the southern Ötztal basement.* Mem. Sci. Geol., **36**: 211-238.
- THÖNI M. & HOINKES G. (1987) - *The southern Oetztal basement: geochronological and petrological consequences of Eo-alpine metamorphic overprinting.* In: FLUGEL H. & FAUPL P. (Eds): *Geodynamics of the Eastern Alps.* Deuticke, Vienna, 200-213.
- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis.* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 177-189.
- THÖNI M., MILLER C., Blichert-Toft J., Whitehouse M.J., Konzett J. & Zanetti A. (2008) - *Timing of high-pressure metamorphism and exhumation of the eclogite-type locality (Klupperbrunn-Prickler Halt, south-eastern Austria): constraints from the correlation of the Sm-Nd, Lu-Hf, U-Pb and Rb-Sr isotopic systems.* J. Metamorphic. Geol., **26**: 561-581.
- THÖNY W.F., TROPPER P., SCHENNACH F., KRENN E., FINGER F., KAINDL R., BERNHARD F. & HOINKES G. (2008) - *The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps.* Swiss. J. Geosci., **101**: 111-126.
- TOLLMANN M. (1963) - *Ostalpensynthese.* Deuticke, Wien, 256 pp.
- TOLLMANN M. (1975) - *The importance of the Mesozoic Stangalm in Carinthia for the subdivision of the upper Austroalpine nappe system in the Eastern Alps.* Neu. Jar. Geol. Paleont., **50**(1): 19-43.
- TOLLMANN M. (1977) - *Geologie von Österreich, I, Die Zentralalpen.* Deuticke Verlag, Vienna, 766 pp.
- TOLLMANN M. (1987) - *The Alpidic Evolution of the Eastern Alps.* In: FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987): *Geodynamics of the Eastern Alps.* Deuticke Verlag Vienna, 361-378.

- TROPPER P. & HOINKES G. (1996) - *Geothermobarometry of Al_2SiO_5 bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal basement*. Mineral. Petrol., **58**: 145-170.
- TRÜMPY R. (1980) - *Geology of Switzerland. A guide-book. Part A: An outline of the geology of Switzerland*. Schweiz. Geol. Komm., Wepf & Co. Publishers, Basel - New York, 104 pp.
- UNTERWURZACHER M. (2007) - *Tiroler Marmorbaue und bedeutende Vorkommen*. Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandum, **87**: 205-220, Innsbruck.
- VAN GOOL J.A.M., KEMME M.M.J. & SCHREURS G.M.M.F. (1987) - *The Austroalpine Unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal - Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. Structural investigation along an E-W cross-section in the southern Ötztal Alps*. In: FLÜGEL H. & FAUPL P. (Eds): *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Vienna, 103-111.
- 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., BRESSAN G., RANALLI G. & MARTIN S. (2008) - *Focal mechanism inversion in the Giudicarie-Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insights on tectonic stress and strain*. Tectonophysics, **460**: 106-115.
- 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.
- VIGANÒ A., ZAMPIERI D., ROSSATO S., MARTIN S., SELLI L., PROSSER G., IVY-OCHS S., CAMPEDEL P., FEDRIZZI F., FRANCESCHI M. & RIGO M. (2018) - *Past to present deformation of the central-eastern Southern Alps: from the foreland to the Giudicarie belt*. Geological Field Trips and Maps, **10**, doi:10.3301/GFT.2018.01.
- VIOLA G., MANCKTELOW N. & SEWARD D. (2001) - *The late Oligocene-Neogene evolution of the Europa-Adria collision: new structural and geochronological evidences from the Giudicarie fault system*. Tectonics, **20**: 999-1020.
- VON ELTERLEIN A. (1891) - *Beiträge zur Kenntniss der Erzlagerstätte des Schneebergs bei Mayrn in Südtirol: Mit Taf. IV und mehr*. Zinkotyp. im Texte. Diss. A. Hölder, kuk Hof-u. Univ.-Buchh.
- VON HAUER F. (1855) - *Über einige Fossilien aus dem Dolomite des Monte San Salvatore bei Lugano*. Sitzungsber. Math.-natw. Kl. k. Akad. Wiss. XV/3
- WEGENER A. (1912) - *Die Entstehung der Kontinente*. Geol. Rund., **3**: 276-292.
- WEGENER A. (1915) - *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. F. Viewig, Braunschweig.
- WHITNEY D.L. & EVANS B.W. (2010) - *Abbreviations for names of rock-forming minerals*. Am. Mineral., **95**: 185-187.
- ZANCHETTA S. (2005) - *Tectonometamorphic evolution of the Austroalpine basement in the Eastern Alps: insights from structural 3D modelling, metamorphic petrology and experimental modelling*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Milano.
- ZANCHETTA S. (2007) - *Evoluzione tettonometamorfica delle Unità di Texel e dello Schneeberg (Alpi centro-orientali)*. Rend. Soc. Geol. It., **4**: 312-314.
- ZANCHETTA S. (2010) - *The Texel-Schneeberg boundary in the Pfossen valley (South Tyrol, NE Italy): geological-structural map and explanatory notes*. It. J. Geosci., **129**: 395-407.
- ZANCHETTA S., GARZANTI E., DOGLIONI C. & ZANCHI A. (2012) - *The Alps in the Cretaceous: a doubly vergent pre-collisional orogen*. Terra Nova, **24**: 351-356.
- ZANCHETTA S., POLI S., RUBATTO D., ZANCHI A. & BOVE G.M. (2013) - *Evidence for deep subduction of Austroalpine crust (Texel Complex, NE Italy)*. Rendiconti Lincei, **24**: 163-176.

- ZANCHI A., SALVI F., ZANCHETTA S., STERLACCHINI S. & GUERRA G. (2009) - *3D reconstruction of complex geological bodies: examples from the Alps*. *Computer & Geosciences*, **35**: 49-69.
- ZANETTI B. & JUSTIN-VESENTIN E. (1980) - *Il problema di Monteneve: messa a punto alla luce delle nuove conoscenze*. *Rend. Soc. It. Min. Pet.*, **36**: 9-17.
- ZANTEDESCHI C. (1991) - *Geocronologia Rb-Sr sugli gneiss granitoidi del Complesso di Parcines (Alto Adige Orientale)*. *Mem. Sci. Geol.*, **43**: 319-329.
- ZORZI L. (2013) - *From Deep Seated Gravitational Movements to Rock Avalanches: the role of failure mechanism in sudden rock collapse*. Tesi di Dottorato di ricerca in Sc. della Terra, Univ. degli Studi di Padova, 152 pp.
- ZORZI L., MASSIRONI M., GENEVOIS R., SCHNEIDERBAUER S. & MAIR V. (2011) - *Inherited structures and slope evolution: the case of the left slope of the Ridnaun Valley*. *Geophysical Research Abstracts*, **13**, EGU2011-10865-1.

CARTOGRAFIA

- Franzsiszeische Militäraufnahme Karte von Tirol* (1820 ca.). Sezioni n. 58, 59, 68, 69, a scala 1:28.000. Archivio di Stato, Vienna.
- HENTZNER T. & HELLFARTH C. (1869) - *Gruppe des Oetz- und Stubai thals*. Scala 1:290.000. Tiroler Landesarchiv.
- Umgebungskarte von Meran* (1887). Scala 1:75.000. K.u.k. Militargeographisches Institut in Wien.
- Ötztal & Stubai. Blatt II. S. Sölden-Ranalt* (1896). Scala 1:50.000. Di S. Simon. Ist. Cartografico di Giesecke & Devrient, Leipzig u. Berlin. Herausgegeben v. Deutschen u. Oesterreichischen Alpen Verein.
- Ötztal & Stubai. Blatt III. S. Gurgl* (1897). Scala 1:50.000. Di S. Simon. Ist. Cartografico di Giesecke & Devrient, Leipzig. Herausgegeben v. Deutschen u. Oesterreichischen Alpen Verein.
- Karte des Brennergebietes* (1920). Kartogr. Anst. G. Freytag & Berndt, Ges.m.b.H., Wien. Herausgegeben v. Deutschen u. Oesterreichischen Alpenverein.
- Karte der Stubaier-Alpen, Südblatt (Hochstubai)* (1937). Scala 1:25.000. Herausgegeben v. Hauptausschuß des Deutschen u. Österreichischen Alpenvereins.
- HAUSHOFER K. & HOFFMANN C. (1876) - *Specialkarte der Ostalpen - Sect. Timbler Joch e Sect. Hoch Wilde*. Scala 1:50.000. Zeitschrift des Deutschen & Österreichischen Alpenvereins, vol. 7, Tavv. 2 e 3, Monaco.
- HAUSHOFER K. & HOFFMANN C. (1878) - *Specialkarte der Ostalpen - Sect. Feurstein*. Scala 1:50.000. Zeitschrift des Deutschen & Österreichischen Alpenvereins, vol. 9, Tavola 15, Monaco.
- Carta d'Italia alla scala 1:25.000: Tav. III NO L'Altissima* (ed. 1920, 1923); *Tav. III SO Parcines* (ed. 1920); *Tav. III SE Merano* (ed. 1920, 1938). I.G.M.
- Historische Kartenwerke Tirol, Dritte Landesaufnahme 1864/1887* (Datenstand 1870/1873). Maßstab 1:25.000. Historische Karten Tirol: <https://hik.tirol.gv.at/?basemap=bm0>

PROGETTO
CARG

PROGETTO

CARG

PROGETTO

CARG