

BOZZA



ISPRRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 024

BORMIO

a cura di:

A. Montrasio⁽¹⁾, F. Berra^(6,2), M. Cariboni⁽⁵⁾, M. Ceriani⁽⁶⁾, N. Deichmann⁽³⁾, C. Ferliga⁽⁶⁾, A. Gregnanin⁽²⁾, S. Guerra⁽⁴⁾, M. Gugliemin^(6,8), F. Jadoul⁽²⁾, M. Longhin⁽⁵⁾, V. Mair⁽⁷⁾, D. Mazzoccola⁽⁶⁾, E. Sciesa⁽⁶⁾, A. Zappone⁽¹⁾

⁽¹⁾ Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali (IDPA), Consiglio Nazionale delle Ricerche

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano

⁽³⁾ Politecnico Federale di Zurigo (ETH)

⁽⁴⁾ Libero Professionista

⁽⁵⁾ Consulente della Regione Lombardia

⁽⁶⁾ Regione Lombardia

⁽⁷⁾ Provincia Autonoma di Bolzano

⁽⁸⁾ Università degli studi dell'Insubria, DBSF

Ente realizzatore:



**Regione
Lombardia**

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia: **F. Galluzzo**

Direttori della Direzione Generale competente – Regione Lombardia: **R. Compiani, M. Presbitero, M. Rossetti, M. Nova, B. Mori**

Dirigenti della struttura competente – Regione Lombardia: **M. Presbitero, B. Mori, R. Laffi, A. De Luigi, M. Cassin, N. Padovan**

Responsabili del Progetto CARG per Regione Lombardia: **M. Presbitero, A. Piccin**

Coordinatore scientifico: **P.M. Rossi**

PER SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

E. Chiarini, L. Martarelli, R. M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec, S. Falcetti

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G. B. Siletto, M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

Coordinamento e direzione lavori: **G. B. Siletto, M. Credali**

Informatizzazione: **D. Airoidi, D. Guarneri, F. Mandozzi, S. Minella, F. Torri, S. Racchetti.**

Collaudo: a cura di Lombardia Informatica S.P.A

Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati

a cura di L.T.S. S.r.l. Treviso

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Servizio Geologico d'Italia - ISPRA)

G. Mannucci, N. Padovan, A. Piccin, G.B. Siletto, M. Credali (Regione Lombardia)

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

I - ..INTRODUZIONE.....	9
II - .STUDI PRECEDENTI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO ...	13
1. - INTRODUZIONE	13
2. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO	19
2.1 - L'ASSETTO STRUTTURALE	19
2.2 - L'EVOLUZIONE TETTONICO-METAMORFICA	27
2.3 - LE LINEE TETTONICHE	29
2.4 - IL PLUTONE BASICO DI SÒNDALO E LE MAGMATITI ACIDE DELL'ALTA VALTELLINA	32
2.5 - IL PLUTONE DEL GRAN ZEBRÙ	33
3. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	33
3.1 - INQUADRAMENTO FISIOGRAFICO	33
3.2 - AGENTI DEL MODELLAMENTO DEL TERRITORIO E FORME CORRELATE.	35
3.3 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	38
3.3.1. - <i>Bacino dell'Adda-Oglio</i>	39
3.3.1.1 L'ultimo massimo glaciale e le fasi di ritiro	39
3.3.1.2 Le fasi oloceniche	40
3.3.2 <i>Bacino dell'Adige-Sarca</i>	41
III -STRATIGRAFIA	44
1. - BASAMENTI CRISTALLINI PRE-PERMIANI	44
1.1 - AUSTRALPINO SUPERIORE	45
1.1.1. - <i>Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch</i>	45
1.1.1.1. - Ortogneiss granitici e granodioritici (COJ)	46
1.1.1.2. - Paragneiss biotitici o a due miche (CQP)	47
1.1.1.3. - Filloniti (COX)	47
1.1.1.4. - Quarziti e quarzoscisti (CQZ)	48
1.1.1.5. - Prasiniti (COW)	48
1.2 - AUSTRALPINO MEDIO	49
1.2.1. - <i>Falda Campo</i>	49
1.2.1.1. - Scaglia dello Zebbrù.....	50
1.2.1.1.1. - Ortogneiss (SZT).....	51
1.2.1.1.2. - Filladi (SZF).....	51
1.2.1.1.3. - Cloritoscisti (SZC).....	51
1.2.1.1.4. - Marmi (SZM).....	52
1.2.1.1.5. - Serpentiniti (SZS).....	52
1.2.1.2. - Unità tettonica di Peio	52
1.2.1.2.1. - Magmatismo da tardo-a post-varisico	54
1.2.1.2.1.1 - Plutone di Sòndalo	55
III.1.2.1.2.1.1.1 Gabbrì (ISG).....	56

III.1.2.1.2.1.1.2 Dioriti (ISD)	56
III.1.2.1.2.1.1.3 Quarzodioriti (ISQ)	56
1.2.1.2.1.2 - Magmatiti acide dell'Alta Valtellina	57
III.1.2.1.2.1.2.1 Granodioriti (ISR)	57
1.2.1.2.2. - Basamento Cristallino Pre-Permiano	58
1.2.1.2.2.1 - Ortogneiss (OOG)	58
1.2.1.2.2.2 - Metarioliti (OPO)	59
1.2.1.2.2.3 - Micascisti a clorite e sericite (OME)	59
1.2.1.2.2.4 - Micascisti a granato e staurolite (OMI)	62
1.2.1.2.2.5 - Paragneiss a bande (OMP)	63
1.2.1.2.2.6 - Quarziti (OQU)	64
1.2.1.2.2.7 - Anfiboliti (OAF)	65
1.2.1.2.2.8 - Prasiniti (OPS)	66
1.2.1.2.2.9 - Marmi (OMA)	66
1.2.1.3. - Unità tettonica di Lasa	68
1.2.1.3.1. - Metagraniti (LOM)	68
1.2.1.3.2. - Ortogneiss (ONO)	69
1.2.1.3.3. - Micascisti e paragneiss a bande (OPL)	69
1.2.1.3.4. - Quarziti (OLQ)	70
1.2.1.3.5. - Anfiboliti (OAL)	70
1.2.1.3.6. - Marmi (OML)	71
1.2.1.3.7. - Miloniti indifferenziate (TZL)	71
2. - COPERTURE SEDIMENTARIE PERMO-MESOZOICHE	71
2.1 - VERRUCANO ALPINO (VEA)	73
2.2 - DOLOMIA DI WETTERSTEIN (WET)	74
2.3 - FORMAZIONE DELLA VAL FORCOLA (FOR)	75
2.4 - DOLOMIA PRINCIPALE DELL' AUSTROALPINO (HDA)	76
2.5 - FORMAZIONE DI PRA GRATA (GAA)	78
2.6 - CALCARE DI QUATTEVALS (QUT)	78
2.7 - FORMAZIONE DI FRAELE (FRA)	80
2.8 - CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA SUCCESIONE SEDIMENTARIA	82
3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO	83
3.1 - PLUTONE DEL GRAN ZEBRÙ	83
3.1.1. - Granodioriti, dioriti quarzifere e tonaliti (PGZ)	84
3.1.2. - Andesiti e basalti (fz)	84
3.1.3. - <i>Le facies di contatto del plutone del Gran Zembrù e la mineralizzazione a magnetite di Cima della Miniera</i>	85
3.2 - QUARZODIORITE DEL TOF DI MALÉ: FACIES DI CONTATTO	86
4. - FILONI DI ETA' INCERTA	86
4.1 - ANDESITI E BASALTI (FB)	87

5. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO QUATERNARI.....	88
5.1 - CRITERI ADOTTATI	88
5.1.1. - <i>Unità distinte in base al bacino di appartenenza</i>	89
5.1.2. - <i>Unità non distinte in base al bacino di appartenenza</i>	91
5.2 - UNITÀ DEI BACINI SARCA E ADIGE.....	92
5.2.1. - <i>Sintema del Garda (SGD)</i>	92
5.2.1.1. - Subsintema di Bondo (SGD₂)	93
5.2.1.2. - Subsintema di Malga Fontana Bianca (SGD₈)	94
5.2.1.3. - Subsintema di Solda (SGD₂₁)	95
5.3 - UNITÀ DEI BACINI DELL'ADDA E DELL'OGLIO	96
5.3.1. - <i>Supersintema dei Laghi: sintema di Cantù (LCN)</i>	96
5.4 - UNITA' NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA.....	98
5.4.1. - <i>Supersintema della Colma del Piano (CM)</i>	98
5.4.2. - <i>Sintema del Po (POI)</i>	99
5.4.2.1. - Subsintema del Po antico (POI₆)	101
5.4.2.2. - Subsintema della Piccola Età Glaciale (POI₇).....	102
5.4.2.3. - Subsintema del Po recente (POI₈)	102
IV - TETTONICA E METAMORFISMO.....	103
1. - EVOLUZIONE METAMORFICA PRE-ALPINA.....	103
2. - EVOLUZIONE METAMORFICA ALPINA.....	106
3. - LE FAGLIE ALPINE.....	110
3.1 - SISTEMA DELLE FAGLIE DELLO ZEBRÙ	111
3.2 - LINEA DI ZUMPANELL-LASA	112
3.3 - LINEA DEL GALLO	113
3.4 - LINEA TRUPCHUN-BRAULIO.....	113
3.5 - MILONITI DELLA VAL VENOSTA E LINEA DI SLINGIA	113
3.6 - LINEA DEL M. MALA	114
4. - TETTONICA FRAGILE.....	115
5. - SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE	120
V - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA.....	122
1. - SISMICITÀ.....	122
2. - RISORSE IDRICHE	127
2.1 - SORGENTI E ACQUE MINERALI	129
2.2 - SORGENTI TERMOMINERALI: I BAGNI DI BORMIO	130
2.3 - RISORSE IDROELETTRICHE.....	132
3. - FENOMENI DI DISSESTO.....	132
3.1 - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE	132
3.1.1. - <i>La frana del Ruinòn</i>	133

3.1.2. - <i>La frana del Monte di Tarres</i>	135
3.2 - FRANE PER CROLLI IN ROCCIA.....	135
3.2.1. - <i>La frana della Punta Thurwieser</i>	135
3.2.2. - <i>La frana della Val Pola</i>	136
3.3 - FRANE DI SCIVOLAMENTO	137
3.4 - COLATE DETRITICHE E FANGOSE	137
4. - CAVE E MINIERE	137
4.1 - ROCCE E MINERALI PER L'INDUSTRIA	138
4.2 - MATERIALI INERTI DA COSTRUZIONE (GHIAIE, SABBIE E PIETRISCHI).	139
4.3 - ROCCE ORNAMENTALI (MARMI, PIETRE E GRANITI)	140
4.4 - MINERALI METALLICI	141
VI - ABSTRACT	146
VII - LEGEND	151

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 024-Bormio della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 inquadra un settore di territorio nazionale a cavallo tra la Provincia di Sondrio (Lombardia) e le Province Autonome di Trento e di Bolzano (Trentino-Alto Adige). La porzione nord-occidentale del foglio, che ricade in territorio svizzero, esula dal programma di rilevamento CARG. La parte rilevata ha un'estensione di 497 km² e comprende, nel settore lombardo, parte dell'alta Valtellina: Valle del Bràulio, Val Zebrù, bassa Valfurva e altre valli minori del Bormiese; in provincia di Bolzano: la Val Solda - Val Trafoi, una porzione del versante destro della media Val Venosta e l'alta Val Martello; in provincia di Trento: l'alta Val de la Mare, diramazione settentrionale della Val di Peio.

Il foglio è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 305/89): Responsabile del Progetto ANDREA PICCIN, Coordinamento scientifico ARRIGO GREGNANIN (Univ. di Milano) e PIETRO MARIO ROSSI (CNR), Direzione di rilevamento ATTILIO MONTRASIO, con il contributo di ALFREDO BINI e di MAURO GUGLIELMIN per il Quaternario. Il rilevamento geologico è stato eseguito alla scala 1:10.000, nel periodo 1998-2004, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Regionale (CTR) della Regione Lombardia, la Carta Tecnica Provinciale (CTP) della Provincia di Trento e ingrandimenti al 10.000 delle tavolette IGM 1:25.000 per la Provincia di Bolzano.

I rilevamenti geologici del substrato roccioso del Foglio 024-Bormio (formazioni sedimentarie permo-mesozoiche e basamenti cristallini pre-permiani) sono stati effettuati da geologi funzionari della Regione Lombardia: F. BERRA, M. GUGLIELMIN, D. MAZZOCCOLA, E. SCIESA, e dai

consulenti esterni R. MIGLIACCI BELLANTE e M. LONGHIN. Ai rilevamenti hanno partecipato F. JADOUL (per il Mesozoico) e A. MONTRASIO (per il basamento cristallino). I rilevamenti delle coperture quaternarie sono stati effettuati da: M. GUGLIELMIN, A. BINI, P. TOGNINI, M. CARIBONI. Con apposita convenzione tra la Regione Lombardia e la Provincia Autonoma di Bolzano, sono stati acquisiti rilevamenti geologici di V. MAIR che interessano un'area tra le alte valli Solda, Cedèc, Lasa e Martello. Sono stati altresì utilizzati i rilevamenti geologici delle Tesi di Laurea di: MESTRINER (1977), CORNAGGIA (1995), VOLONTIERI (2000), nonché i rilevamenti personali di CASSAMAGNAGHI *et alii* (1998) e di AMBROSI *et alii* (1998).

I criteri del rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali previste dal SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992), con i necessari adattamenti richiesti dalle formazioni cristalline, e in particolare da quelle metamorfiche, per le quali sono più adatti criteri litostratigrafici meno rigidi di quelli proposti dal Codice di Nomenclatura Stratigrafica.

La strutturazione della legenda, per quanto riguarda le unità litostratigrafiche del substrato, è stata concordata con il responsabile scientifico del Foglio 041-Ponte di Legno ed ha tenuto conto di quanto pubblicato per i fogli orientali (Foglio 025-Rabbi e Foglio 042-Malè).

A causa dell'uso difforme, praticato in Italia, dei termini tessitura e struttura, esponiamo concisamente la prassi qui adottata in accordo con GREGNANIN (2004). Per tessitura di una roccia si intende l'insieme dei caratteri penetrativi, perlopiù geometrico-spaziali, che definiscono l'organizzazione dei suoi elementi, quali granuli o piccoli aggregati, alla scala del campione a mano. Unico carattere non geometrico-spaziale incluso nella tessitura è il grado di cristallinità (roccia cristallina, vetrofirica, vetrosa). La penetratività implica il riferimento ad una popolazione di elementi del *fabric*. Viceversa, il termine struttura viene usato per descrivere quei caratteri geometrico-spaziali di elementi del *fabric* che non hanno la proprietà della penetratività alla scala del campione a mano, o che risultano penetrativi ad una scala superiore. Per esempio, un carattere strutturale spazia dal singolo granato elicatico fino alla piega coricata di una falda di ricoprimento. Strutture penetrative mesoscopiche sono le strutture a bande, stratificate, plissettate, fluidali, brecciosi.

Le unità superficiali neogenico-quaternarie sono state distinte utilizzando le unità stratigrafiche a limiti inconformi (Unconformity-Bounded Stratigraphic Units, UBSU): nel capitolo relativo alla stratigrafia vengono fornite le definizioni e i criteri adottati per il loro rilevamento.

La Sottocommissione di Stratigrafia del Quaternario della IUGS (*International Union of Geological Sciences*) ha recentemente ratificato la delibera di fissare la base del Sistema/Periodo alla base del Piano/Ètà Gelasiano (GIBBARD *et alii*, 2010). Su richiesta del Servizio Geologico

d'Italia – ISPRA la classificazione del Quaternario è stata adattata a tale delibera.

La stesura delle Note Illustrative del Foglio 024-Bormio è stata curata dagli Autori seguenti:

- Cordinamento e revisione generale del testo: A. GREGNANIN, A. MONTRASIO, M. LONGHIN e V. MAIR (Unità di substrato), M. GUGLIELMIN e A. BINI (Unità di Quaternario continentale);

- Introduzione (Cap. I): A. MONTRASIO;

- Studi precedenti e inquadramento geologico (Cap. II): F. BERRA, M. LONGHIN, V. MAIR e A. MONTRASIO (Unità di substrato); A. BINI, M. GUGLIELMIN, C. FERLIGA (Unità di Quaternario continentale);

- Stratigrafia (Cap. III): F. BERRA, C. FERLIGA, M. GUGLIELMIN, M. LONGHIN, V. MAIR, A. MONTRASIO;

- Tettonica (Cap. IV): F. BERRA, M. LONGHIN, V. MAIR, A. MONTRASIO, con contributi dei rilevatori;

- Cenni di geologia applicata (Cap. V): N. DEICHMANN e A. ZAPPONE (Sismicità); A. MONTRASIO (Risorse idriche); E. SCIESA e M. CERIANI (Fenomeni di dissesto); S. GUERRA, A. MONTRASIO, E. SCIESA (Cave e miniere).

BOZZA

II - STUDI PRECEDENTI E INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - INTRODUZIONE

I primi studi geologici sul *basamento cristallino*, riguardanti il territorio compreso nel Foglio 024-Bormio e le aree limitrofe, risalgono al XIX secolo. Ricordiamo, per ragioni storiche, quelli di Necker, Escher, Böse, Stache Stella: si tratta, in genere, di lavori sporadici su temi specifici, come ad esempio quello minerario. THEOBALD (1866) è il primo autore che s'interessa in modo sufficientemente organico della regione, con una carta geologica in scala 1:100.000 dei Grigioni sud-orientali e della limitrofa Valtellina, accompagnata da una voluminosa memoria descrittiva, ricca di dati e osservazioni.

Nei primi decenni del XX secolo, una grande fioritura di studi accompagnò le discussioni sulla struttura delle Alpi tra i propugnatori delle neonate teorie faldiste (come sviluppo delle idee di Bertrand di qualche decennio prima) e i difensori delle teorie autoctoniste. La nuova visione troverà un valido supporto nella teoria mobilista della Deriva dei Continenti di Wegener del 1929 e la definitiva consacrazione nella teoria della Tettonica delle placche, a cavallo tra gli anni '60 e '70. Nella teoria faldista, il Dominio Austroalpino costituisce la struttura geologica più elevata della catena alpina; ad essa appartengono tutte le unità presenti nel foglio.

Schematicamente, per limitarci alle personalità scientifiche più eminenti di quella fase "eroica" della geologia alpina, facevano parte della schiera dei

faldisti P. Termier, E. Argand, H. Schardt, M. Lugeon, R. Staub e Gb. Dal Piazz; della schiera degli autoctonisti W. Hammer, A. Spitz e G. Dyhrenfurth. A quest'ultimi va riconosciuto il grandissimo merito di aver effettuato i primi eccellenti rilevamenti geologici sistematici nell'area del Foglio 024-Bormio con i fogli "Bormio und Passo del Tonale" (HAMMER, 1908b) e "Glurns und Ortler" (HAMMER, 1912), in scala 1:75.000, e le carte geologiche in scala 1:50.000 delle Dolomiti Engadinesi tra Schuls, Scans e il Passo dello Stelvio (SPITZ & DYHRENFURTH, 1914). Gli stessi studiosi furono autori di altri importanti contributi (HAMMER, 1902-1938; SPITZ & DYHRENFURTH, 1914) sulla stratigrafia delle formazioni sedimentarie, sulla petrografia dei complessi metamorfici e sull'assetto strutturale della regione tra l'Engadina, il Bormiese, il Passo dello Stelvio, i Gruppi dell'Ortles e del Chavalatsch e il Passo del Tonale.

Nell'ambito del problema generale della struttura delle Alpi, si svilupparono, in quel periodo, vivaci discussioni intorno ai rapporti tra le varie unità tettoniche della regione e intorno al loro significato paleogeografico. TERMIER (1903, 1905), estendendo alle Alpi Centro-Orientali le concezioni faldiste che Argand aveva sviluppato nelle Alpi Occidentali, interpretò la massa dell'Ötztal come una falda alloctona, migrata nella posizione attuale partendo dalle sue radici, ch'egli collocava a S dell'Ortles a ridosso della Linea Insubrica. Al contrario, l'autoctonista HAMMER (1908a), interpretando la fascia sedimentaria dell'Ortles come una grande sinclinale chiusa a N, ne vedeva il basamento cristallino come una massa autoctona che faceva tutt'uno con il cristallino dell'Ötztal e con quello di Umbrail. I contatti superiore ("Linea di Trafoi") e inferiore ("Linea dello Zebrù") tra la massa sedimentaria e i suddetti basamenti furono interpretati da questo autore come scorrimenti d'importanza locale. SPITZ & DYHRENFURTH (1914) interpretarono le Dolomiti Engadinesi (di cui è parte il sedimentario dell'Ortles) come un sistema di anticlinali e sinclinali stirate e scagliate, per la cui formazione ipotizzarono spinte da E a O; al contrario, Hammer invocava spinte da S a N per la sinclinale di sedimentario dell'Ortles. Staub, divenuto un faldista convinto da autoctonista che era, interpretò le masse dell'Ortles e dell'Umbrail come falde di sovrascorrimento Austroalpine, con la "zona di radice" situata in una zona interna (meridionale) dell'arco alpino.

STAUB (1924, 1937, 1964) distinse le unità austroalpine in superiori, medie e inferiori. Per limitarci al Foglio 024-Bormio e dintorni (tralasciando quindi le unità Austroalpine inferiori), egli attribuì all'Austroalpino superiore le falde Ötztal, Quattervals e Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch, all'Austroalpino medio i Sistemi di Campo/Ortles e di Languard.

Questa interpretazione fu criticata sotto vari punti di vista da importanti autori (SANDER, 1929; WENK, 1934, ecc.). DAL PIAZ (1936a,b, 1937) attribuì alla Linea di Slingia, che per Staub rappresentava la separazione tra l'Austroalpino superiore e il medio, un significato più locale, sostenendo invece stretti legami fra i basamenti cristallini dell'Ötztal e di Campo. Di conseguenza, egli negò l'esistenza dell'Austroalpino medio di Staub, aggregandolo all'Austroalpino superiore. TOLLMANN (1963, 1987) attribuì all'Austroalpino superiore le sole Alpi Calcaree Settentrionali (Northern Calcareous Alps - NCA), mentre accorpò nell'Austroalpino medio tutte le unità sottostanti, dalla Languard all'Ötztal incluse. TRÜMPY (1980), TRÜMPY & HACCARD (1969) e FURRER (1985), evitano il termine "Austroalpino medio", compromesso da troppe interpretazioni contrastanti, introducendo un termine più geografico che paleogeografico - "Austroalpino Centrale" - che include tutte le unità comprese tra le Alpi Calcaree Settentrionali e l'Austroalpino inferiore.

La complessità nel definire univocamente la suddivisione in sottodomini dell'Austroalpino ha portato all'uso di diverse classificazioni adottate in lavori scientifici e in fogli CARG pubblicati o in corso di pubblicazione. Il confronto tra queste classificazioni (Tab. 1) evidenzia come sia sempre possibile il confronto tra i diversi autori: mentre infatti le attribuzioni ad Austroalpino medio o superiore delle diverse unità tettoniche possono essere differenti, l'individuazione delle singole falde è sempre condivisa, cosicché risulta agevole un confronto tra le diverse suddivisioni adottate. Il criterio utilizzato nel Foglio 024-Bormio riflette quello introdotto da STAUB (1924, 1964) ed utilizzato nel Foglio 041-Ponte di Legno, mentre si discosta da quello utilizzato nei Fogli adiacenti ad E 025-Rabbi, 026 Appiano e 013 Merano. In questi ultimi fogli la scelta è stata quella di non introdurre la suddivisione tra Austroalpino medio e superiore per due motivi (MARTIN *et alii*, 2009):

1. la posizione delle varie falde prima o all'inizio dell'orogenesi alpina è poco conosciuta e la direzione dei vari thrust è cambiata varie volte durante l'orogenesi alpina;

2. l'analisi dettagliata dell'evoluzione tettonometamorfica alpina e specialmente eoalpina delle varie unità ha rivelato differenze notevoli. Mentre l'applicazione di questi criteri ha portato nei fogli 025-Rabbi, 026-Appiano e 013-Merano alla eliminazione della distinzione tra Austroalpino medio e superiore, questa suddivisione viene invece mantenuta nei Fogli 024-Bormio e 041-Ponte di Legno, dove le suddivisioni proposte da STAUB (1924, 1964) permettono di raggruppare le unità tettoniche affioranti in questi fogli in complessi internamente coerenti.

Tab.1 – Schema riassuntivo delle falde Austroalpine secondo quanto riportato in letteratura.

		A.SUPERIORE Serie delle coperture Paleozoiche, Zona delle Grovacche		A.SUPERIORE Falda Grosina Falda Tonale (unità del Tonale)	A.SUPERIORE Zona a scaglie Umbrail - Chavalatsch
A. SUPERIORE Ötztal Silvretta	A.SUPERIORE Ötztal Silvretta, Ortles Campo Languard	A.MEDIO Ötztal Silvretta Ortles Campo Languard	AUSTROALPINO Ortles-Campo (scaglia dello Zebrù, unità di Peio, unità di Lasa) Falda del Tonale (unità d'Ultimo, unità del Tonale)	A.MEDIO Ortles-Campo (unità di Peio)	A.MEDIO Quattervals Ortles Campo (scaglia dello Zebrù, unità di Peio, unità di Lasa)
<i>Linea di Slingia</i>					
A.MEDIO Ortles Campo Languard					
A.INFERIORE Err-Bernina	A.INFERIORE Err-Bernina	A.INFERIORE Err-Bernina	NON PRESENTE	NON PRESENTE	NON PRESENTE
STAUB (1924, 1964)	DAL PIAZ (1931-1936a,b), SPICHER (1980), TRÜMPY (1980)	TOLLMANN (1987)	MARTIN <i>et alii</i> (2009)	CHIESA <i>et alii</i> (in stampa)	Foglio 024- Bormio

ANDREATTA (1939-1954) illustrò in numerosi lavori i caratteri petrografici e strutturali di gran parte dell'area compresa nel Foglio 024-Bormio, che culminarono nella pubblicazione del Foglio geologico 9-M. Cevedale in scala 1:100.000 (ANDREATTA, 1951), a cura del Magistrato delle Acque, e nella monografia sulla Val di Peio e la Catena Vioz-Cevedale (ANDREATTA, 1954).

Negli anni '60, dopo alcuni decenni di stasi quasi totale nella produzione di fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, un nuovo slancio venne impresso alle ricerche geologiche in ambito italiano dalla Legge "3 gennaio 1960 N. 15", che affiancò al Servizio Geologico d'Italia vari Istituti Universitari e altre istituzioni di ricerca, per il completamento e l'aggiornamento della Carta Geologica d'Italia. In quell'occasione furono realizzati, ad opera degli Istituti di Mineralogia e di Geologia delle Università di Milano e di Padova, i rilevamenti sistematici nell'area alpina centrale che culminarono nella pubblicazione dei fogli geologici in scala 1:100.000 7-18 Pizzo Bernina-Sondrio (1970), 8-Bormio (1970) e 19-Tirano (1970) e altri, da parte del Servizio Geologico d'Italia. In particolare, il Foglio 8-Bormio 1:100.000 (BONSIGNORE *et alii*, 1969, 1970) interessa un'ampia fascia occidentale del Foglio 024-Bormio in scala 1:50.000, oggetto delle presenti Note illustrative. Tra i lavori, di carattere stratigrafico, peleoontologico, petrografico e tettonico, che hanno preceduto, accompagnato e seguito la pubblicazione del Foglio 8-Bormio 1:100.000, ne ricordiamo alcuni che verranno in parte ripresi nel titolo successivo: POZZI (1957-1967), GELATI (1966a,b), GELATI & ALLASINAZ (1964), PAREA (1960), MARTINA (1958, 1960), GIORCELLI (1957), BONSIGNORE & RAGNI (1966), CAMPIGLIO & POTENZA (1964, 1966), DEL MORO & NOTARPIETRO (1987).

Per quanto riguarda le unità strutturali costituite da *successioni sedimentarie*, la bibliografia esistente comprende lavori di carattere prevalentemente stratigrafico (relative sia all'area compresa nel Foglio 024-Bormio che ad aree limitrofe con caratteristiche sedimentarie analoghe) risalenti fino alla prima metà del secolo (tra i principali si possono ricordare HAMMER, 1908a, b; SPITZ & DYHRENFURTH, 1914; DAL PIAZ, 1936a,b; KAPPELER, 1938). Negli anni '50-60 si ebbe un nuovo impulso allo studio della stratigrafia e dei rapporti strutturali tra le diverse unità: è in questo periodo che si ebbero le definitive datazioni delle successioni triassiche (tra i lavori più significativi si ricordano HESS, 1953; POZZI, 1959, 1960b, c, 1965; POZZI & GIORCELLI, 1960; SOMM, 1965). Lavori più recenti completano la bibliografia disponibile dell'area, affrontando sia tematiche

strutturali sia stratigrafiche (FURRER, 1985, lavoro di sintesi stratigrafica che copre tutto il territorio dell'Engadina; CONTI, 1992, 1997; BERRA, 1994; BERRA & CIRILLI, 1996, 1997; FROITZHEIM *et alii*, 1994; SCHMID, 1973; BERRA, 1999; BERRA & JADOUL, 1999). Per quanto riguarda la Cartografia geologica delle aree di affioramento delle coperture sedimentarie, oltre al Foglio 8-Bormio della Carta Geologica d'Italia (BONSIGNORE *et alii*, 1970) ed alla Carta geologica 1:100.000 delle Tre Venezie, Foglio 9-Monte Cevedale (ANDREATTA, 1951), si segnalano le carte di POZZI & GIORCELLI (1960) e DÖSSEGGER (1986), quest'ultima prevalentemente in territorio Svizzero ad O del Foglio 024-Bormio.

La letteratura precedente relativa ai *depositi quaternari* dell'area del Foglio 024-Bormio è piuttosto scarsa. La maggior parte dei lavori sono infatti a carattere geomorfologico con alcuni cenni relativi ai depositi quaternari (PELFINI, 1994a; GNFG, 1986). Nonostante ciò, alcuni lavori sono comunque utili per la ricostruzione degli apparati glaciali olocenici (PELFINI, 1992, 1994b; OROMBELLI & PELFINI, 1985) e per fornire informazioni relative all'evoluzione dinamica dell'area (FORCELLA & OROMBELLI, 1984).

Un utile lavoro è rappresentato dallo Studio Geomorfologico e Geologico Applicato dell'Alta Valtellina di POZZI *et alii* (1990a) in cui, oltre ad una cartografia geomorfologica a scala 1:50.000 di tutto il settore lombardo del foglio, si trovano alcune indicazioni di carattere litologico-tecnico dei depositi presenti.

Limitatamente alla porzione più occidentale del foglio, alcune indicazioni di carattere geomorfologico e soprattutto paleoclimatico sono rintracciabili in BURGA (1987). Interessanti anche le informazioni di carattere prevalentemente geomorfologico riscontrabili nel lavoro del GNFG (1986) relativamente all'Alta Val di Peio.

Numerosi sono i lavori relativi al censimento e descrizione degli eventi franosi dell'area che spesso non sono però corredati di informazioni inerenti i depositi quaternari.

Recentemente GUGLIELMIN & DEI CAS (2000) hanno fornito utili informazioni relativamente alla deglaciazione della Valle dell'Adda dopo l'ultimo massimo glaciale. Utili informazioni relativamente all'evoluzione storica degli apparati glaciali sono contenute nel Catasto dei Ghiacciai Italiani (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, C.N.R., 1961), nel lavoro "Ghiacciai in Lombardia" di GALLUCCIO & CATASTA (1992) e nella tesi di Dottorato di PELFINI (1992).

Sicuramente utile anche il “Catasto dei Rock Glacier delle Alpi italiane” (GUGLIELMIN & SMIRAGLIA, 1997) e il lavoro di GUGLIELMIN & TELLINI (1992) come base per l’individuazione dei *rock glaciers* dell’area.

Di grande interesse per l’evoluzione plio-quadernaria e per l’interpretazione di alcuni tratti morfologici salienti e di processi di deformazione gravitativa profonda che interessano la Valle dell’Adda sono i dati relativi ai profili sismici realizzati nell’ambito di una collaborazione Regione Lombardia-CNR nella zona di Bormio-Valdisotto, trasversalmente alla valle dell’Adda (BIELLA *et alii*, 2001).

La *cartografia geologica* dell’area, oltre alle già citate carte storiche difficilmente reperibili di HAMMER (1908b, 1912) e di SPITZ & DYHRENFURTH, 1914), include i fogli della Carta Geologica d’Italia 8-Bormio (BONSIGNORE *et alii*, 1969) e 9-Monte Cevedale (ANDREATTA, 1951) alla scala 1:100.000, la “Carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio alla scala 1:35.000” (POZZI & GIORCELLI, 1960), la “Carta geomorfologica e geologico-applicativa dell’Alta Valtellina” alla scala 1:50.000 (POZZI *et alii*, 1990a); e inoltre, stralci di carte geologiche a diversa scala presenti in alcuni lavori citati in bibliografia.

Segnaliamo altre carte geologiche, generalmente a piccola scala, utili per inquadrare problemi geologico-strutturali o temi speciali: “Structural Model of Italy”, 1:1.000.000, Foglio nord (OGNIBEN *et alii*, 1975); “Structural Model of Italy” 1:500.000, sheet n.1 (BIGI *et alii*, 1990); “Carta Geologica della Provincia di Sondrio” 1:200.000 (BONSIGNORE *et alii*, 1970); “Geologische Karte der Schweiz” e “Tektonische Karte der Schweiz” 1:500.000 (SPICHER, 1980); “Carta Geologica della Lombardia” 1:250.000 (MONTRASIO, 1990); “Neotectonic Map of Italy” 1:500.000, sheet n. 1, Prog. Finalizzato Geodinamica (C.N.R., 1983); Carte Neotettoniche dei Fogli 8-Bormio e 9-Tirano (FORCELLA *et alii*, 1982); “The new metamorphic map of the Alps: Pre-Alpine metamorphism 1:1.000.000, Alpine metamorphism 1:500.000” (FREY *et alii*, 1999).

2. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO

2.1 - L’ASSETTO STRUTTURALE

Il Foglio geologico 024-Bormio è ubicato in un settore delle Alpi Centro-Orientali dove numerose unità tettoniche del Dominio Austroalpino formano un *puzzle* tridimensionale che fa discutere gli studiosi, ormai da più

di un secolo, sulla identificazione e sul significato stesso dei "pezzi" (falde, scaglie), sul loro raggruppamento in unità tettoniche di ordine superiore, sulla loro restaurazione paleogeografica.

Queste unità tettoniche austroalpine occupano un'ampia depressione dell'asse longitudinale delle Alpi, delimitata: a O, dal fronte Pennidico (scaglie ofiolitiche di Arosa-Platta-Lizun-Forno); a E, dalla finestra pennidica dei Tauri e dall'*indenter* sudalpino delle Giudicarie; a S, dal Dominio Sudalpino; a N, dalle Alpi Calcareae Settentrionali (NCA) (Fig. 1).

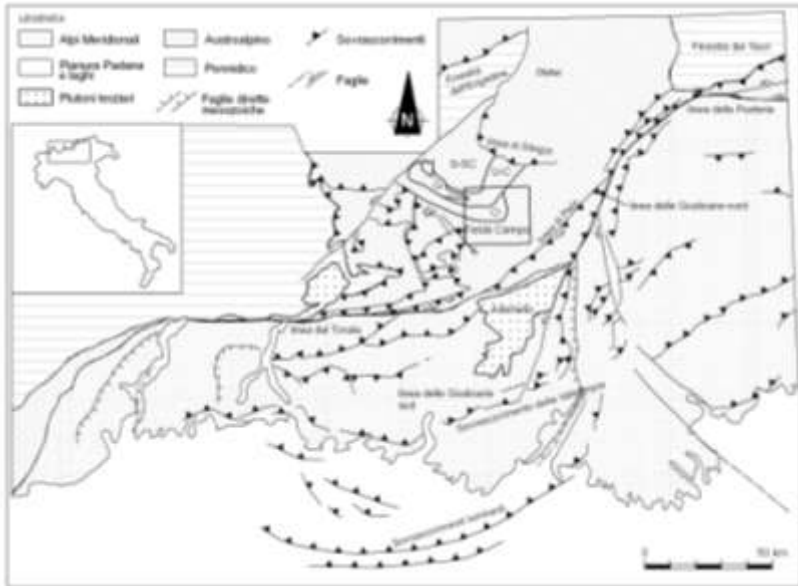


Fig. 1 – Schema delle Alpi centro-orientali (PROSSER G. in DAL PIAZ, 2007, modif.). L'area nel riquadro corrisponde al Foglio 024 – Bormio alla scala 1:50.000. C = Falda Campo, Gr = Falda Grosina, L = Falda Languard, S-SC = Complesso Sesvenna – S-charl, U-C = Zona a scaglie Umbriatic Cavalatsch, Q = Falda Quattervals, O = Falda Ortles.

Si deve a STAUB (1924, 1964) la più importante suddivisione strutturale del dominio austroalpino in falde, raggruppate a loro volta in tre complessi - Austroalpino inferiore, medio e superiore - separati da importanti superfici tettoniche. L'Austroalpino inferiore affiora nella Valle di Poschiavo e lungo i bordi delle finestre tettoniche dell'Alta Engadina e dei Tauri, ben al di fuori dell'area compresa nel Foglio 024-Bormio. Staub ha collocato la separazione tra l'Austroalpino medio e il superiore in corrispondenza della Linea di Slingia. Questa è accompagnata da una potente serie di miloniti

("Miloniti della Val Venosta", *Auct.*), affioranti lungo il versante settentrionale della Val Venosta; alcune propaggini di queste miloniti interessano anche il versante meridionale della valle (filloniti – **COX**), penetrando profondamente nel Foglio 024-Bormio. DAL PIAZ (1936a,b; 1937) negò l'importanza della linea di Slingia e conglobò in un unico complesso Austroalpino superiore le unità degli Austroalpini medio e superiore di Staub. Indagini successive (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972,1974; SCHMID & HAAS, 1989) hanno confermato l'ipotesi di Staub della tripartizione dell'Austroalpino, che viene adottata in questo foglio.

Le analisi eseguite invece nei fogli limitrofi nell'ambito del progetto CARG (025 "Rabbi", 026 "Appiano" e 013 "Merano") hanno rivelato una storia tettonometamorfica complicata e diversa per ogni falda cosicché un raggruppamento in diversi complessi - Austroalpino medio/superiore – per questi fogli non è stato ritenuto opportuno.

A N della Linea di Slingia, STAUB (1964) attribuì all'Austroalpino superiore la falda Ötztal (oltre che la falda Silvretta, a NO della Linea dell'Engadina). A S della Linea di Slingia, egli attribuì all'Austroalpino superiore, ma con una posizione strutturale inferiore rispetto all'Ötztal, la falda Grosina e numerose altre unità, che egli definì Elementi Subsilsivrettidi. In particolare, appartenerebbero agli Elementi Subsilsivrettidi di Staub le unità che nel Foglio 024-Bormio sono denominate Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e Quatervals: la prima di queste viene da noi equiparata alla falda Ötztal, mentre la seconda viene attribuita all'Austroalpino medio.

In accordo con STAUB (1964), POZZI (1965) attribuì alla falda Languard, intesa come digitazione inferiore della falda Campo ("Cristallino dell'Ortles"), l'unità di Lasa del nostro Foglio 024-Bormio, nonché i lembi mesozoici del Costone di Gomagoi, di Zumpanell e di Testa del Toro; il tutto emergerebbe grazie a una culminazione strutturale posta sul prolungamento di una analoga culminazione più occidentale della falda Languard, nelle valli di Livigno e di Federia. Questo autore ipotizza inoltre che la falda Languard riappaia a S di Bormio, in alta Valtellina e nella catena Vioz-Cevedale. Quest'ultima affermazione venne ripresa ed enfatizzata da Bonsignore e Ragni (in: BONSIGNORE *et alii*, 1969). In queste note illustrative, l'unità di Lasa, insieme all'unità di Peio e alla Scaglia dello Zebrù, viene al contrario inclusa nella falda Campo. CONTI (1997) individua il contatto tra la Languard e la Campo nella Linea della Blesaccia, tra la Val Federia e la Forcola di Livigno, 20 km circa a O del foglio.

Per una discussione più approfondita e territorialmente più ampia sui problemi connessi con le attribuzioni strutturali delle unità dell'Austroalpino

medio e superiore, si rimanda alle Note illustrative del Foglio 041-Ponte di Legno (CHIESA *et alii*, in stampa, Cap. III).

Nel foglio affiorano le seguenti unità strutturali del Dominio Austroalpino: Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (Austroalpino superiore), falda Quattervals, falda Ortles e falda Campo (Austroalpino medio).

Nelle presenti Note si è preferito adottare la definizione di "Falda Campo" (già adottata da molti autori anche recenti), anziché di "Falda Ortles-Campo" dei contigui Fogli 025-Rabbi (MARTIN *et alii*, 2009) e 041 - Ponte di Legno (CHIESA *et alii*, in stampa), per evitare possibili confusioni con la "Falda Ortles".

La *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* ("Umbrail-Chavalatsch Schuppenzone" di SCHMID, 1973), è l'unità più elevata dell'edificio a falde delle Dolomiti Engadinesi; essa viene interpretata (CONTI, 1997) come un pacco di scaglie basali della falda austroalpina superiore dell'Ötztal, da cui è separata solo geograficamente dalla Val Venosta. Mentre la falda Ötztal è troncata inferiormente dal sovrascorrimento di Slingia (SCHMID & HAAS, 1989), la zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch è separata dalle unità tettoniche sottostanti - Ortles, Lasa (falda Campo) e Sesvenna - S-charl - dalle miloniti della Val Venosta (filloniti COX). La strutturazione interna estremamente complicata di questa unità si è formata durante i movimenti di trasporto verso O della fase Trupchun (FROITZHEIM *et alii*, 1994).

Verso O (M. Forcola, estremo nord-occidentale del foglio), la zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch viene in contatto in modo complesso con *la falda Quattervals*, costituita quasi esclusivamente da Dolomia Principale dell'Austroalpino: questa termina a cuneo tra due pacchi di scaglie della prima (scaglie del M. Solena, sotto, e scaglie del M. Forcola, sopra) tramite la linea Döss Radond (CONTI, 1997). Verso O la falda Quattervals poggia direttamente sulla falda Ortles (Linea Trupchun-Braulio; BERRA, 1999), mentre nel breve tratto in cui affiora nel Foglio 024-Bormio ne è separata dalla scaglia del M. Solena e altre (CONTI, 1997). La falda Quattervals si è messa in posto sulla falda Ortles con movimenti verso OSO.

La *Falda Ortles* nella sua metà orientale (affiorante nel Foglio 024-Bormio) giace in contatto tettonico su rocce di basamento della falda Campo tramite la linea dello Zebrù (v. avanti); questa rappresenta contemporaneamente la base e l'attuale limite meridionale del Triassico della falda Ortles e può essere considerata complessivamente come una trascorrente sinistra (MAIR & PURCHELLER, 1996; FROITZHEIM *et alii*, 1994; CONTI, 1992, 1994b, 1997). La falda è costituita da una sequenza localmente completa dal Permiano superiore al Turoniano (DÖSSEGGER *et alii*, 1982;

CARON *et alii*, 1982); nel Foglio 024-Bormio essa è formata quasi esclusivamente da Dolomia Principale dell'Austroalpino, con poche scaglie basali in cui appaiono miloniti (rocce di basamento?) e sedimenti del Permo-Triassico inf. ("Verrucano"), del Ladinico (calcarei e dolomie stratificati) e del Carnico (carniole, gessi, argilliti) (CONTI, 1997).

La *Falda Campo* ("F. Ortles-Campo" di MARTIN *et alii*, 2009) copre una larga fascia meridionale e orientale del foglio e rappresenta un frammento di crosta superiore adriatica (o africana), costituito da varie unità di basamento cristallino di medio e basso grado. Queste unità tettono-metamorfiche sono, dall'alto in basso: la "scaglia dello Zebrù", l'"unità di Peio" e l'"unità di Lasa" (MARTIN *et alii*, 2009). La Falda Campo nel suo insieme ha come limite tettonico superiore la linea dello Zebrù nell'area del foglio, mentre, a S di questo, tale limite è rappresentato dalla linea di Peio (CHIESA *et alii*, in stampa).

La *scaglia dello Zebrù* (MARTIN *et alii*, 2009) affiora nel settore centro-orientale del foglio, racchiusa a lente tra la linea dello Zebrù e la linea del Madriccio. Essa giace in una struttura sinforme al tetto dell'unità di Peio e s'insinua alla base della falda Ortles. È costituita da filladi quarzifere con un metamorfismo varisico in facies scisti verdi con sovraimpronta alpina dello stesso grado. L'*unità di Peio* occupa un'ampia fascia meridionale del Foglio 024-Bormio, tra l'alta Valtellina e il Gruppo del Cevedale, e riappare a N della scaglia dello Zebrù, tra la Val Solda e la Cima Vertana. La linea tettonica che separa l'*unità di Peio* dall'*unità di Lasa* (Linea di Zumpanell) prolunga verso O la *linea di Lasa* del Foglio 025 - Rabbi (MARTIN *et alii*, 2009) fino nelle valli di Solda e di Trafoi. Pertanto verrà di seguito indicata come Linea di Zumpanell-Lasa. L'*unità di Peio* ("Scisti di Peio" di HAMMER, 1908b; "basamento di mesozona" di ANDREATTA, 1951), è costituita prevalentemente da rocce metamorfiche in facies anfibolitica di età varisica, con sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, che nella porzione superiore dell'unità è molto penetrativa ed estesa (MARTIN *et alii*, 2009). L'*unità di Lasa*, elemento più profondo della falda Campo, emerge nell'estremo settore nord-orientale del foglio a E della Val Solda, limitata a S dalla linea di Zumpanell-Lasa. Essa è formata da alternanze di gneiss e micascisti, anfiboliti e marmi, con metamorfismo varisico in facies anfibolitica e sovraimpronta alpina in facies scisti verdi di "alto grado" (MARTIN *et alii*, 2009).

La *falda Languard* emerge una ventina di chilometri a O del Foglio 024-Bormio come base tettonica della falda Campo lungo la Linea della Blesaccia (CONTI, 1997). La falda Languard viene inclusa a titolo informativo nello schema tettonico proposto qui di seguito, in quanto STAUB

(1964) attribuisce ad essa le unità qui definite di Peio (*p.p.*) e di Lasa, unità che nel presente foglio vengono invece assegnate alla falda Campo.

Per quanto riguarda il *complesso Sesvenna - S-charl* esso affiora nell'inquadratura del foglio ma in territorio svizzero. Alcuni autori mettono in relazione questo complesso con la falda Campo al di sotto della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e della falda Ortles.

Nello schema che segue, adottato nella legenda del foglio e in queste note, le unità strutturali sono indicate in **neretto**, le superfici tettoniche che le separano in *corsivo*. L'assetto strutturale del Foglio 024-Bormio è illustrato anche nelle Figg. 2 e 3.

AUSTROALPINO SUPERIORE

Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (falda Ötztal)

Linea del Gallo (su complesso Sesvenna - S-charl e su f. Quattervals)

Linea Trupchun-Braulio (a O, su f. Ortles) -

- *Miloniti della Val Venosta* (a E, su f. Ortles e su f. Campo)

AUSTROALPINO MEDIO

Falda Quattervals

Linea Trupchun-Braulio (su f. Ortles)

Falda Ortles

Linea dello Zebrù

Falda Campo

Scaglia dello Zebrù

Linea del Madriccio

Unità tettonica di Peio

Linea di Zumpanell-Lasa

Unità tettonica di Lasa

*Linea della Blesaccia**

Falda Languard*

*fuori dal Foglio – 024 Bormio

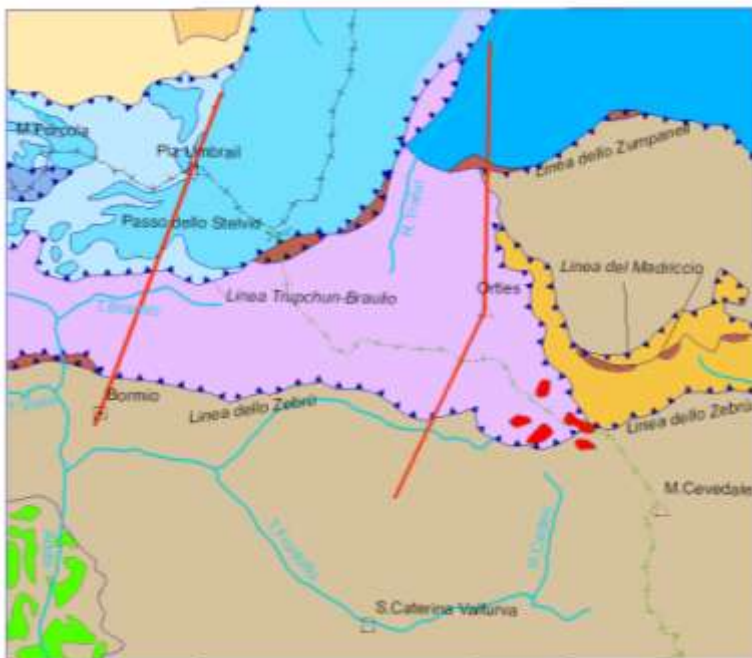


Fig. 2 - Schema tettonico del Foglio 024 – Bormio (in rosso, tracce dei profili di Fig. 3).

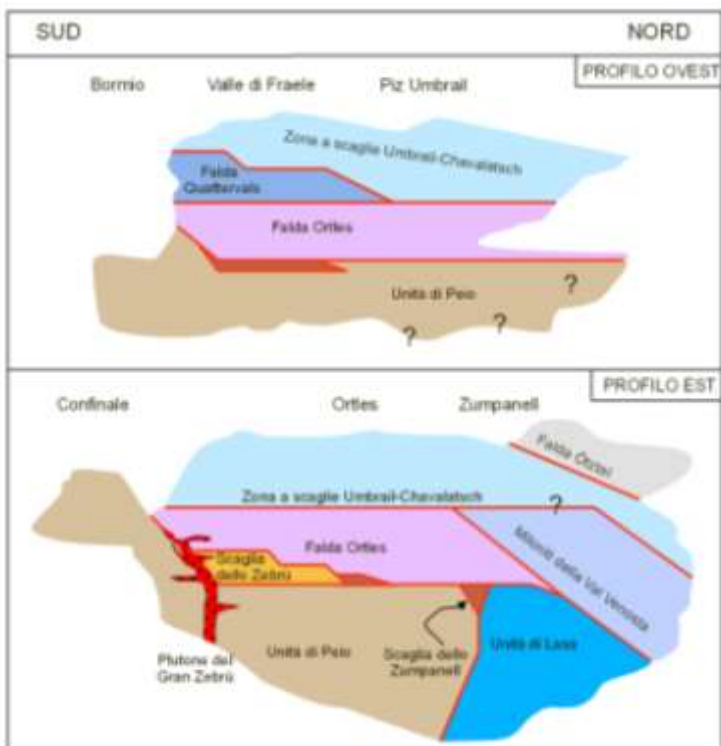


Fig. 3 - Schema tettonico semplificato attraverso due sezioni ideali ubicate nel settore centro-orientale del foglio (in basso) e nel settore occidentale (in alto).



Fig.4 - Legenda delle Figg. 2 e 3

2.2 - L'EVOLUZIONE TETTONICO-METAMORFICA

Nelle unità Austroalpine affioranti nel Foglio 024-Bormio sono presenti tracce di una storia evolutiva paleozoica antica e addirittura pre-paleozoica (FRISCH *et alii*, 1990). Tuttavia, l'impronta metamorfico-deformativa e l'assetto strutturale più evidenti sono dovuti alle orogenesi varisica e alpina.

ARGENTON *et alii* (1980), a proposito della contiguità di un complesso filladico *s.l.* in facies scisti verdi e di un complesso di micascisti in facies anfibolitica nell'Austroalpino della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori, propendono per un metamorfismo progrado all'interno di una sequenza unitaria (GREGNANIN & PICCIRILLO, 1972, 1974), con impronta metamorfica fondamentale varisica e retrocessione alpina discontinua, parziale e di basso grado, non riconoscendo l'esistenza di una significativa interruzione tettonica all'interno del complesso filladi-micascisti. La presenza di abbondanti intercalazioni concordanti di porfiroidi escluderebbe (ARGENTON *et alii*, 1980; DAL PIAZ & MARTIN, 1980) che le filladi possano corrispondere a filloniti e blastomiloniti di originari parascisti di alto grado di età pre-ercinica (ANDREATTA, 1951, 1952, 1954).

GREGNANIN *et alii* (1990, ined.) propongono che per i complessi di basamento dell'Austroalpino si possa ragionevolmente ipotizzare una fase eo-varisica di alta pressione e alta temperatura, seguita da una fase meso-varisica, eventualmente non sincrona nei vari settori dell'orogeno ercinico, responsabile della formazione della scistosità principale e della parziale continuazione della blastesi di pressione medio-alta precedenti (fase barroviana). Ad esse seguirebbe infine una fase neo-varisica, non necessariamente separata dalla precedente e caratterizzata in generale da bassa pressione e da temperature molto variabili.

FRISCH *et alii* (1990) individuano nei complessi di basamento austroalpini tre successioni litostratigrafiche molto simili ma con un'evoluzione geotettonica varisica differenziata: (i) le sequenze fossilifere debolmente metamorfosate delle falde alpine più elevate, (ii) le aree di filladi quarzifere di basso grado metamorfico e (iii) i complessi a micascisti e marmi in facies anfibolitica. La sequenza fossilifera serve da riferimento litostratigrafico alle altre due, che costituiscono anche i complessi di basamento austroalpini del Foglio 024-Bormio.

Per HOINKES & THÖNI (1993), il cristallino di Campo (che forma la base del Mesozoico dell'Ortles) è formato da una sequenza metamorfica continua che va da un grado medio dei micascisti e paragneiss (con intercalazioni di pegmatiti, gneiss granitici e anfiboliti) a un grado più basso delle filladi quarzifere che formano un sinclinorio sopra i primi.

GREGNANIN *et alii* (1995) e GREGNANIN & VALLE (1995) riconoscono nella unità austroalpina Ötztal-Stubai, affiorante appena a N del Foglio 024-Bormio, quattro fasi deformative principali, le prime due (D_1 e D_2) riconducibili all'orogenesi ercinica, le altre due (D_3 e D_4) all'orogenesi alpina. La sequenza D_1 - D_2 è caratterizzata da temperature da medie ad alte ed è responsabile della scistosità regionale S_{1+2} : la foliazione S_1 è fortemente trasposta dalla deformazione D_2 , che ha prodotto la foliazione dominante S_2 . La fase deformativa alpina D_3 , con temperature da basse a molto basse, comprende due eventi deformativi, il primo duttile (piegamenti), il secondo più fragile. Questa ricostruzione viene ripresa anche in CHIESA *et alii*, (in stampa).

FROITZHEIM *et alii* (1994), propongono un modello di evoluzione strutturale alpina articolata in 5 fasi, osservata nelle falde Silvretta, Ela e Err-Carungas, e lo estendono alle Dolomiti dell'Engadina. Questo modello viene ripreso, per quanto riguarda in parte l'area del Foglio 024-Bormio, da CONTI *et alii* (1994a,b), CONTI (1997) e MAIR & PURTSCHELLER (1996).

Per quel che riguarda più specificamente il foglio in questione, MAIR & PURTSCHELLER (1996) forniscono una sintesi dei caratteri litostratigrafici, metamorfico-deformativi e dell'evoluzione strutturale del Cristallino dell'Ortles (falda Campo) e della sua copertura triassica (falda Ortles). La storia deformativa pre-alpina del basamento antico, che è la responsabile della struttura principale, è caratterizzata da pieghe isoclinali a grande scala, con assi suborizzontali a direzione ENE-OSO, e una scistosità immergente a SSE di 30-40°. La deformazione alpina è difficilmente ricostruibile nel cristallino, mentre nel sedimentario triassico si possono riconoscere fasi successive con diverse direzioni. Per quanto riguarda il modello proposto da FROITZHEIM *et alii* (1994), MAIR & PURTSCHELLER (1996) riconoscono il sovrascorrimento eo-alpino verso occidente (D_1 -“Fase Trupchun”) della falda sedimentaria dell'Ortles sul basamento, e un correlato forte ripiegamento interno dell'intera falda; l'espressione più significativa di questo sovrascorrimento si manifesta nell'orizzonte milonitico basale della falda dell'Ortles, come anche in grandi pieghe vergenti a O, tra il M. Zebrù e l'Ortles. In questa zona non si è potuta riscontrare la fase distensiva cretacea superiore (D_2 -“Ducan/Ela”), mentre le fasi compressive dell'Eocene e dell'Oligocene inferiore-medio (fasi D_3 -“Blaisun”, e D_4 -“Turba” di FROITZHEIM *et alii*, 1994) possono considerarsi come una compressione monofasica continua tra 50 e 32 Ma. Essa ha prodotto un coinvolgimento molto forte che ha comportato un ripiegamento molto intenso del Triassico con grandi pieghe nord-vergenti a direzione OSO-ENE (grande sinclinale complessa del Gran Zebrù, delle Pale Rosse e di Cima

della Miniera), come pure sovrascorrimenti verso N. Quest'ultima fase compressiva è anche responsabile della formazione di sistemi di fratture che furono in parte utilizzate da alcuni sistemi di filoni Oligocenici, mentre la linea dello Zebrù servì da guida per le intrusioni principali del plutone dello Zebrù.

Per GAZZOLA *et alii* (2000), le tre generazioni di strutture duttili sinmetamorfiche Alpine, che essi riconoscono in rocce intrusive permiane della falda Campo-Languard e della Serie del Tonale, permettono di ricostruire una traiettoria tettonica Alpina coerente con una subduzione eo-Alpina, e quindi incompatibile con una inversione tettonica cretacea lungo faglie distensive giurassiche (FROITZHEIM *et alii*, 1994).

Per MARTIN *et alii*, (2009), che si rifanno al modello di FROITZHEIM *et alii* (1994), l'assetto tettonico del sistema Austroalpino è principalmente dovuto a due eventi deformativi eo-alpini cretacei e a due eventi neoalpini terziari. Il primo evento eo-alpino consiste in sovrascorrimenti con vergenza tra O e ONO del basamento Austroalpino orientale (sovrapposizione di porzioni di crosta profonda su crosta di grado inferiore e deformazione progrediente da E verso O); esso si riconosce nel Foglio 024-Bormio nell'orizzonte milonitico basale della falda dell'Ortles (*thrust* dello Zebrù) e nel forte ripiegamento interno della falda. Il secondo evento eo-alpino consiste in una successiva distensione generalizzata con sviluppo di faglie normali E- e ESE-vergenti e senso di trasporto verso E, che tagliano le strutture duttili della fase precedente. I due eventi terziari connessi con la formazione della catena neo-alpina sono rappresentati da sovrascorrimenti nord-vergenti e grandi pieghe con asse ENE-OSO (pieghe dell'Ortles-Gran Zebrù) che riattivarono strutture eo-alpine (linee dello Zebrù e di Zumpanell-Lasa) e da estensione nel basamento Austroalpino, seguita da intrusioni di apofisi e filoni (plutone del Gran Zebrù, MAIR, 1998a,b), che tagliano tutte le strutture duttili e fragili precedenti; fra le altre, nel Foglio 024-Bormio, la linea dello Zebrù e le grandi pieghe terziarie del Gran Zebrù.

2.3 - LE LINEE TETTONICHE

Le principali linee tettoniche che separano le varie unità e subunità strutturali presenti nel foglio sono: il sistema delle faglie di Zebrù, la linea di Zumpanell-Lasa, la linea del Gallo, la linea Truchun-Braulio, la linea di Slingia e quella individuata dalla fascia di miloniti della Val Venosta (filloniti). Per le linee di Peio e del Mortirolo, che interessano le falde Campo (Austroalpino medio) e Tonale (Austroalpino superiore), e che affiorano nei fogli contigui Rabbi, Malé e Ponte di Legno ma non nel Foglio

024-Bormio, si rimanda alle Note illustrative di quei fogli (MARTIN *et alii*, 2009; CHIESA *et alii*, in stampa; MARTIN *et alii*, 2009), nonché a MEIER (2003).

Il *sistema delle faglie di Zebrù* (MARTIN *et alii*, 2009) comprende la linea dello Zebrù *s.s.* e la faglia del Madriccio che racchiudono a lente la scaglia dello Zebrù nella fascia centro-orientale del foglio, per chiudersi verso E al lago di Giovaretto, nel Foglio 025-Rabbi. Entrambe le faglie si svilupparono inizialmente in condizioni duttili, presumibilmente durante i sovrascorrimenti eo-alpini, e vennero riattivate successivamente come zone di deformazione fragile. La *linea di Zebrù* separa la scaglia dello Zebrù dalla falda dell'Ortles; il suo assetto suborizzontale è stato successivamente raddrizzato, lungo la valle dello Zebrù, da piani di faglia e frattura che sono tuttora sismogenici (MARTIN *et alii*, 2009). Per BERRA & JADOUL (1999), invece, la parte raddrizzata meridionale della linea dello Zebrù rappresenterebbe la rampa laterale del sovrascorrimento cretacico verso O della falda dell'Ortles, che ha il suo *sole thrust* nel tratto suborizzontale della stessa linea che affiora in Val Solda. Secondo questi autori tale ipotesi è supportata dal rapporto tra stratificazione nella Falda Ortles e geometria della Linea dello Zebrù. Nel settore della Val Solda esse sono infatti parallele suggerendo un significato di scollamento per la Linea dello Zebrù, lungo la quale sono presenti con significativa continuità scaglie tettoniche di unità Carniche, mentre in Val Zebrù la stratificazione è decisamente meno inclinata della Linea dello Zebrù suggerendo una originaria chiusura verso S della successione sedimentaria per la verticalizzazione della Linea dello Zebrù.

La *linea del Madriccio* rappresenta il contatto settentrionale della scaglia dello Zebrù (filladi) sull'unità di Peio (micascisti) e affiora lungo l'alta Val Solda (Rifugio Città di Milano) e le valli di Madriccio e di Peder, fino al lago di Giovaretto nel Foglio 025-Rabbi, con un'inclinazione a S di circa 40° (MARTIN *et alii*, 2009). Essa viene considerata come prosecuzione orientale della linea di Zebrù, e come questa è stata piegata e ripresa come sovrascorrimento nell'Eocene (MARTIN *et alii*, 2009).

La *linea di Zumpanell-Lasa* separa l'unità di Lasa a letto dall'unità di Peio a tetto. Le strutture deformative presenti nella fascia milonitica potrebbero essersi formate durante il raccorciamento crostale eocenico (MARTIN *et alii*, 2009).

La *linea Trupchun-Braulio* (o linea dell'Alpisella) è l'espressione del sovrascorrimento eo-alpino della falda Quattervals e della zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch sulla falda Ortles, eventualmente ripresa da movimenti estensionali (CONTI, 1997; BERRA, 1999). La linea Trupchun-

Braulio è responsabile dell'accavallamento di una unità sottoposta a temperature più elevate (Falda Quattervals) al di sopra di una unità che registra temperature più basse (Falda Ortles, BERRA & CIRILLI, 1997). Tra il M. Forcola e il Piz Umbrail, la *linea normale Döss Radond* divide in due parti la porzione più occidentale della zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (lasciando a tetto le scaglie del M. Forcola, a letto quelle dello Stelvio, del M. Solena, del Piz Umbrail e il cristallino del Braulio), per poi raccordarsi verso O con la linea Trupchun-Braulio, della quale è ritenuta contemporanea (CONTI, 1997). Lungo la linea Trupchun-Braulio, la *scaglia mesozoica dello Stelvio* (Dolomia Principale dell'Austroalpino) viene interpretata da CONTI (1997) come un prolungamento verso E del sedimentario dell'Umbrail, mentre BERRA & JADOU (1999) la ritengono una scaglia superiore dell'Ortles.

La *linea del Gallo* rappresenta il contatto tettonico al tetto del complesso Sesvenna - S-charl immergente verso S al di sotto della falda Quattervals (a O del foglio, in Val Mora - Ponte del Gallo) e della zona a Scaglie Umbrail-Chavalatsch (Val Monastero / Münstertal) (CONTI, 1997). Verso NE, essa si esaurisce nelle miloniti della Val Venosta (filloniti). La linea del Gallo si sarebbe originata (CONTI, 1997) durante la fase D₂ (FROITZHEIM *et alii*, 1994) come faglia normale e/o trascorrente, troncando le linee Zebrù *s.s.*, Trupchun-Braulio e Slingia.

Le *miloniti della Val Venosta* (*intra-basement shear zone* di SCHMID & HAAS, 1989) si sviluppano estesamente sul versante sinistro della valle omonima nonché su quello destro, tra Prato allo Stelvio e la Val Monastero/Münstertal. Si tratta di uno spesso livello in cui sono stati riconosciuti resti di paragneiss e ortogneiss, nonché filladi sericitiche (metavulcaniti permiane *p.p.*) e livelli carbonatici eventualmente del Trias inf.-med. (CONTI, 1997). Nelle miloniti della Val Venosta confluiscono, mimetizzandosi, le linee di Slingia, del Gallo e di Trupchun-Braulio (CONTI, 1997). Nel Foglio 024-Bormio a S di Stelvio / Stilfs, esse separano la falda Campo e la falda Ortles dalla soprastante zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch.

La *faglia normale di Glorenza*, marginale rispetto al Foglio 024-Bormio tra la Val Monastero e la Val Venosta, taglia le miloniti della Val Venosta e la linea di Slingia ed è posteriore alle fasi deformative cretatiche (CONTI, 1997).

La *linea del M. Mala* rappresenta un caso a parte rispetto ai lineamenti di età alpina sopra descritti. Essa tronca superiormente il plutone basico di Sòndalo (300±12 Ma, TRIBUZIO *et alii*, 1999) e le sue rocce incassanti, mentre facies più acide (282-259 Ma, DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987)

intersecano sia le facies basiche sia le miloniti della linea, che pertanto deve essere considerata varisica (presenti note), anche se non si escludono riattivazioni alpine.

2.4 - IL PLUTONE BASICO DI SÒNDALO E LE MAGMATITI ACIDE DELL'ALTA VALTELLINA

Nel Foglio 024-Bormio affiora la porzione settentrionale dell'importante *plutone basico di Sòndalo*, più estesamente rappresentato nel contiguo Foglio 041 - Ponte di Legno. CAMPIGLIO & POTENZA (1964, 1966), BONSIGNORE & RAGNI (in: BONSIGNORE *et alii*, 1969, 1970; BELTRAMI *et alii*, 1971) e KÖNIG (1964, 1965) hanno descritto i caratteri petrografici e chimici delle varie facies (gabbri anfibolici, noriti, gabbri olivinici, dioriti, anortositi) del plutone, attribuito dubitativamente a un magmatismo alpino precoce. Recentemente, la Scuola di Pavia ha affrontato lo studio del plutone di Sòndalo dal punto di vista petrogenetico e geocronologico (TRIBUZIO *et alii*, 1997, 1999; BRAGA *et alii*, 2001, 2003a,b): esso viene fatto derivare da un magma basico a chimismo tholeiitico di età tardo- post-varisica (300 ± 12 Ma) e la sua messa in posto collegata al collasso della catena ercìnica e alla fase geodinamica estensiva susseguente.

Masserelle e filoni di *magmatiti acide* (granodioriti, graniti), che accompagnano gabbri e dioriti e le loro rocce incassanti, intersecano le miloniti e cataclasiti della linea tettonica varisica del M. Mala e inducono nelle rocce affioranti al di sopra di questa (micascisti e paragneiss retrocessi) fenomeni di contatto. Queste osservazioni, segnalate anche in BONSIGNORE *et alii* (1969, p. 41-42), hanno probabilmente indotto questi autori a optare per un'età alpina dell'intrusione, ritenendo alpina detta dislocazione, come si può arguire dalla individuazione del *klippe* di falda Grosina del Monteur (BONSIGNORE *et alii*, 1970). Noi riteniamo che queste facies più acide, non circoscritte all'area del plutone basico (es. Bei Laghetti), siano da riferire non al plutone stesso ma al ciclo magmatico delle masserelle granitoidi che DEL MORO & NOTARPIETRO (1987) hanno datato 282-259 Ma. Nei fogli limitrofi 025-Rabbi e 026-Appiano questi filoni sono stati attribuiti al "Magmatismo Permiano" (datazioni circa 276 ± 2 Ma) e definiti *marker* strutturali di primo ordine perché tagliano le strutture varisiche e mostrano un'impronta alpina di diverso grado. Per questa ragione, nella legenda del foglio geologico, sono state gerarchicamente separate dalle unità tettoniche dell'Austroalpino.

2.5 - IL PLUTONE DEL GRAN ZEBRÙ

ARGENTON *et alii* (1980), DAL PIAZ *et alii* (1988), MAIR (1991, 1998a,b) e MARTIN *et alii* (2009) hanno illustrato alcune manifestazioni del magmatismo post-collisionale alpino, fra cui le apofisi epiplutoniche del Gran Zebrù, con relativi filoni andesitici, e di Pala della Donzella-Tof di Malé, riferite al magmatismo periadriatico, a carattere calcalalino, con età di 32-31 Ma.

3. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

3.1 - INQUADRAMENTO FISIOGRAFICO

L'area cartografata è suddivisa fra due grandi bacini idrografici, quello dell'Adda nel settore sud-occidentale e quello dell'Adige nella porzione nord-orientale, separati in gran parte dai contrafforti del massiccio dell'Ortles-Cevedale che domina il centro del foglio. La porzione nord-occidentale - di pertinenza svizzera e quindi non cartografata nel Foglio geologico - comprende inoltre una minima porzione del bacino idrografico dell'Inn, affluente del Danubio (Fig. 5).



Fig. 5 - Inquadramento geografico del foglio, con evidenziati i principali corsi d'acqua e lo spartiacque dei bacini idrografici considerati; in azzurro e ghiacciai locali che si individuano durante le fasi tardoglaciali, i cui depositi sono stati distinti in singoli subsistemi; numerati, gli apparati glaciali del settore lombardo tutt'oggi presenti e riportati in Tab.1.

Lo spartiacque fra il bacino dell'Adda e quello dell'Adige decorre da O a E fra il M. Forcola (2906 m s.l.m.) e il Piz Umbrail (3031 m s.l.m.), per poi abbassarsi in corrispondenza dei gioghi di Santa Maria (2503 m s.l.m.) e dello Stelvio (2758 m s.l.m.). Risale quindi verso S sino alla cima del M. Cristallo (3434 m s.l.m.), per riprendere direzione E-O da qui sino al M. Zebbrù; da qui assume decorso circa da NO a SE sino al M. Cevedale (3769 m s.l.m.) e al Palon de la Mare (3685 m s.l.m.).

Si tratta - come evidenziato dalle quote citate - di un'area prevalentemente di alta montagna, posta in gran parte al di sopra dei 2000 m; essa è caratterizzata da versanti ad elevata acclività, culminanti in creste

aguzze e solcati da valloni brevi e ripidi, che si aprono alla testata in ampie conche d'alta quota.

Fa eccezione nel settore sud-occidentale l'alta valle dell'Adda (Valtellina), che risale dai 1024 m circa presso Aquilone sino ai 1457 m presso Dosso della Fornace, ove riceve le acque del Torrente Braulio. Presso Bormio la valle, inizialmente stretta e dai versanti acclivi, si allarga in un'ampia conca, entro cui confluisce la valle del Torrente Frodolfo (Valfurva), che risale verso SO sino a Santa Caterina Valfurva (1734 m s.l.m.).

Analogamente, nel settore settentrionale, spicca la stretta vallata del rio Solda/*Sulden*, affluente di destra dell'Adige, che risale dai 1107 m s.l.m. presso Stelvio/*Stilfs* sino ai 1850 m circa presso Santa Gertrude, ricevendo sulla sinistra idrografica le acque del Rio Trafoi.

3.2 - AGENTI DEL MODELLAMENTO DEL TERRITORIO E FORME CORRELATE

L'area esaminata è caratterizzata da tre grandi ambienti morfogenetici, entro i quali hanno agito i vari agenti del modellamento: l'ambiente glaciale, l'ambiente periglaciale e l'ambiente dei versanti.

Il paesaggio risulta innanzitutto condizionato dall'azione dei ghiacciai, tutt'oggi presenti nella fascia altimetricamente più elevata ove costituiscono quasi il 50% delle aree glacializzate di tutto l'arco alpino italiano (Tab. 2).

Nell'intervallo di tempo compreso tra l'ultimo massimo glaciale (LGM) e l'attuale, tutti questi apparati hanno risentito della deglaciazione in atto, andando incontro ad una generalizzata regressione delle fronti, intervallata però a fasi di momentanea ripresa ed avanzata. Tali fasi appaiono ben documentate attraverso i depositi che le singole lingue hanno accumulato nella zona di ablazione, e sono ben ricostruibili a scala locale attraverso l'analisi delle forme di accumulo - principalmente cordoni morenici latero-frontali o frontali - e dei loro rapporti geometrici.

Le evidenze di terreno, agganciate ad alcune datazioni assolute di singoli corpi, mostrano che le pulsazioni delle singole fronti non sono state isocrone; in particolare si può notare come in alcune testate di valle l'unica avanzata documentata sia anteriore alla cosiddetta Piccola Età Glaciale (PEG), mentre in altre quest'ultimo evento sia stato il più esteso arealmente, tanto da obliterare qualsiasi documentazione di fasi oloceniche precedenti. In alcune valli esposte verso i quadranti meridionali, infine, non sono documentati episodi di avanzata glaciale durante l'Olocene.

Tab.2 - Ghiacciai del settore lombardo parzialmente o interamente compresi nel Foglio 024-Bormio secondo il Catasto dei Ghiacciai Italiani (CNR, 1961), loro stato nel 1990 (Galluccio & Catasta, 1992) e nel 2003, e variazione assoluta e percentuale. In corsivo i ghiacciai estinti, in grassetto le variazioni superiori al 50%.

n. catasto	nome	rilevo 1990 (Galluccio & Catasta, 1992)		rilevo 2003		variazione			
		tipo	ha	stato	ha	ha	%		
1	480.0	Scorzuzzo	—	estinto (anni '50)	—	—	—		
2	481.0	Platiglole	montano	27	ritiro moderato	16,0	-11	-40,7	
3	482.0	Viteili	valivo	228	ritiro lieve	197,5	-30,5	-13,3	
4	483.0	Crapiellin	montano	9	ritiro lieve	4,0	-5	-55,5	
5	484.0	Cristallo Est	montano	49	stazionario	16,7	-32,3	-65,9	
6	485.0	Cristallo Centrale	montano	14	stazionario	10,0	-4	-28,5	
7	486.0	Cristallo Ovest	montano	27,5	stazionario	13,0	-14,5	-52,7	
8	487.0	Il Vedretino	—	estinto (1958)	—	—	—	—	
9	488.0	Campo	montano	100	ritiro lieve	85,0	-15	-15,0	
10	489.0	Camosci	—	estinto (1958)	—	—	—	—	
11	490.0	Zetù	montano	236,5	ritiro lieve	101,5	-133,9	-56,8	
12	491.0	Cima della Miniera	—	estinto (< anni '50)	—	—	—	—	
13	492.0	Miniera	montano	64,5	ritiro moderato	58,4	-6,1	-9,4	
14	493.0	Castelli Est	montano	38,5	ritiro lieve	30,9	-7,6	-19,7	
15	494.0	Castelli Ovest	montano	64	ritiro lieve	46,4	-17,6	-27,5	
16	495 separato anni '30-'50	495.0	Montagna Vecchia I	montano	3,5	ritiro lieve	3,5	—	0,0
		495.1	Montagna Vecchia II	montano	21	stazionario	7,5	-13,5	-64,2
		495.2	Montagna Vecchia III	montano	7	stazionario	5,2	-1,8	-25,7
		495.3	Montagna Vecchia IV	giacconeato	8	ritiro moderato	1,3	-6,7	-83,7
17	496.0	Forà	montano	56	incerto	456	-10,4	-18,5	
18	497.0	Confinale Ovest	montano	12	ritiro lieve	8,6	-2,4	-20,0	
19	498.0	Lago del Confinale	—	estinto (anni '80)	—	—	—	—	
20	499.0	Confinale Sud	montano	6	ritiro lieve	2,2	-3,8	-63,3	
21	500	500.0	Confinale Sud-Est	—	estinto (anni '70)	—	—	—	
		500.1	Cima della Marcina	giacconeato	1	ritiro forte	2,5	+1,5	+2,5
22	501	501.0	Cima dei Forni Sud	—	estinto (anni '80)	—	—	—	
		501.1	Cima dei Forni Est	giacconeato	1,5	stazionario	estinto	-1,5	-100,0
23	502	502.0	Gran Zetù	montano	127	ritiro moderato	76,0	-51	-40,1
		502.1	Cima di Solida SW	giacconeato	3	ritiro lieve	0,1	-2,9	-3,3
24	503.0	Cedòc	valivo	263	ritiro lieve	206,2	-54,8	-20,8	
25	504.0	Pasquale Nord	montano	26	stazionario	9,3	-16,7	-64,2	
26	505.0	Pasquale Sud	montano	8,5	ritiro lieve	5,2	-2,3	-27,0	
27	506 separato anni '50	506.0	Valle delle Posole	montano	90	ritiro moderato	60,5	-29,5	-32,7
		506.1	Col de la Mare I	montano	104	ritiro lieve	67,6	-36,4	-35,0
		506.2	Col de la Mare II	montano	15	stazionario	10,6	-4,4	-29,3
28	507 separato anni '50	507.0	Palon de la Mare	montano	131	ritiro lieve	104,4	-26,6	-20,3
		507.1	Forni	valivo	1290	ritiro lieve	1162,1	127,9	+9,9
		507.2	San Giacomo Sud	montano	8	ritiro lieve	4,2	-3,8	-47,5
29	508.0	San Giacomo Est	montano	21	ritiro lieve	11,6	-9,4	-44,7	
30	509.0	San Giacomo Ovest	montano	23,5	ritiro lieve	15,3	-8,1	-34,4	
31	510.0	Cerena	montano	82	incerto	61,6	-20,4	-24,8	

Contrariamente a quanto ritenuto in passato, l'azione erosiva dei ghiacciai appare invece di ridotta importanza nel modellamento del territorio ed in particolare nella formazione delle valli. Indagini sismiche svolte nella conca di Bormio, ad esempio (BIELLA et alii, 2001), evidenziano come la forma del *bedrock* sia più ascrivibile all'azione erosiva fluviale nonché ad una intensa dinamica di versante, piuttosto che a quella di esarazione glaciale.

Date le quote elevate, l'area cartografata entro il Foglio 024-Bormio è soggetta ai processi morfogenetici tipici dell'ambiente periglaciale.

Nei settori esposti a N, le aree al di sopra dei 2700 m sono caratterizzate dalla presenza di *permafrost*; tale quota si innalza di circa 200 m per i versanti esposti a S; in corrispondenza di accumuli di grossi blocchi con scarsa matrice (*rock glacier*, argini detritici di nevaio, depositi di frana), questi limiti possono scendere anche di 200-300 m. Scarsi sono i dati puntuali relativi allo spessore del *permafrost*, nonostante questo settore delle Alpi sia in Italia quello maggiormente studiato (GUGLIELMIN, 1997, 2003; CANNONE *et alii*, 2003, GUGLIELMIN *et alii*, 2001); il suo spessore può comunque essere stimato tra i 10-15 m sino ad oltre 200 m (GUGLIELMIN, 2003), in funzione di quota, esposizione del versante e caratteristiche del materiale interessato dal fenomeno, sia esso roccia coerente più o meno fratturata piuttosto che depositi clastici non coerenti. Il *permafrost* analizzato nei depositi incoerenti contiene in genere un'elevata percentuale di ghiaccio - sino oltre il 100% quando siano presenti corpi massivi - e si colloca a profondità superiori a 2 m (strato attivo); solo molto raramente esso affiora alla superficie, in seguito ad eventi franosi. Esso è per lo più di età olocenica, anche se non si può escludere *permafrost* pleistocenico e, per alcune aree di recente deglaciazione, una sua aggradazione in età storica, *post* Piccola Età Glaciale.

Tutte le aree di alta quota sono particolarmente ricche di forme quali *rock glacier* e argini detritici di nevaio (*protales rampart*), modellati su depositi di facies ed età varia, ma sempre successiva all'ultimo Massimo Glaciale (LGM). Frequenti sono inoltre le forme legate al geliflusso o al soliflusso, quali i lobi di pietre o di terra e le terrazzette. Tra i suoli strutturati sono molto diffusi i cuscinetti erbosi (*thufur*), mentre i suoli poligonali selezionati sono perlopiù rappresentati o da grandi cerchi di pietre relitti, con diametri di oltre 10 m, o da forme di ridotte dimensioni (30-70 cm), nonché da suoli striati centimetrico-decimetrici.

Lungo tutti i versanti si è esplicita e si esplica tutt'oggi l'azione della gravità.

In gran parte dell'area sono attivi fenomeni di rilascio legati a deformazione gravitativa profonda del versante (DGPV), evidenziati dalla presenza di scarpate, contropendenze, trincee più o meno beanti, terrazzi strutturali, frane accessorie.

Numerosi sono gli accumuli di frana messi in posto dopo la deglaciazione, con morfologie ben conservate e riconoscibili; frequenti sono inoltre le colate e i coni legati a trasporto in massa tipo *debris-flow*. Data l'importanza strategica dell'individuazione e catalogazione di questi

fenomeni, essi saranno oggetto di una trattazione dettagliata in un capitolo successivo. Quale esempio eclatante del fenomeno, ricordiamo qui l'evento del 28 luglio 1987 in Val Pola, in cui il corpo di frana - compreso in gran parte nel Foglio 041 - Ponte di Legno - provocò lo sbarramento della valle dell'Adda, la distruzione di diverse abitazioni e ben 27 vittime (COSTA, 1991). Tra i più recenti e successivo ai rilevamenti per questo foglio, spicca inoltre la frana della Punta Thurwieser, avvenuta il 18 settembre 2004 e attribuibile anche alla degradazione del *permafrost* (GUGLIELMIN, 2006; DRAMIS & GUGLIELMIN, 2008).

L'azione fluviale è oggi limitata, con sviluppo di piccole piane alluvionali, spesso reinceise. Le principali forme a cono presenti allo sbocco delle valli laterali in quelle principali sono invece state edificate da *debris flow* o dalla combinazione di diversi processi di sedimentazione sia per gravità che per trasporto in massa. Nel modellamento del territorio non va però sottovalutata l'azione erosiva fluviale anteriormente alle glaciazioni pleistoceniche, la quale, a partire dall'emersione della catena, è stata uno dei principali fattori del modellamento dell'attuale assetto fisiografico.

Da segnalare infine la presenza di fenomeni carsici sia di tipo superficiale - particolarmente diffusi nella Valle dell'Alpe e in Val Sobretta - sia di tipo profondo, sviluppati sia entro la successione sedimentaria carbonatica che nei marmi intercalati entro la successione metamorfica.

3.3 - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

Durante il Pleistocene l'area del Foglio è stata più volte coperta quasi totalmente dai grandi apparati glaciali del Danubio (parte svizzera), dell'Adda-Oglio e dell'Adige-Garda. La *trimline*, corrispondente alla quota massima raggiunta dal ghiaccio, non è sempre ben riconoscibile; essa comunque si attesta a quote elevate, comprese tra i 2700 e i 3000 m s.l.m., indicando quindi che durante la massima estensione dei ghiacciai (MEG) l'intera area doveva essere caratterizzata da numerosi piccoli *nunatak* emergenti isolati da una coltre di ghiaccio pressoché continua.

Scarsi sono quindi i depositi conservati anteriori all'LGM: si tratta di singoli lembi residuali risparmiati dall'erosione perché in posizione protetta, e privi di rapporti stratigrafici reciproci; sono pertanto stati cartografati entro il supersintema della Colma del Piano, senza alcuna distinzione ulteriore.

Durante l'Ultimo Massimo Glaciale (LGM), nella parte alta delle valli gli apparati glaciali presenti nel foglio erano in contatto fra loro, costituendo una superficie continua, interrotta dai grandi *nunatak* costituiti dalle creste più alte (BINI *et alii*, 2009).

Le singole lingue che si incanalavano nelle valli principali, ricevendo quelle delle valli tributarie, mantenevano comunque una propria individualità, sviluppando evoluzione propria sino ai tempi più recenti; i corpi sedimentari che permettono di ricostruirne la storia, nonché le forme ad essi correlate, saranno quindi esaminati separatamente per ogni bacino.

3.3.1. - *Bacino dell'Adda-Oglio*

3.3.1.1 L'ultimo massimo glaciale e le fasi di ritiro

Durante l'ultimo massimo glaciale il ghiacciaio dell'Adda-Oglio si accumulava entro le valli del Braulio e del Frodolfo, nonché nella valle del T. Viola - affluente di destra dell'Adda, in cui si immette all'altezza di Premadio, ed in gran parte compreso nel limitrofo Foglio 023-Livigno - per poi fluire attraverso l'asse principale della valle, ricevendo gli apporti dei valloni laterali. Nel tratto di valle compreso fra Aquilone e Premadio le sue tracce sono completamente obliterate da successivi fenomeni di mobilitazione lungo il versante ad opera della gravità. Scendendo verso S, nel limitrofo Foglio 041 - Ponte di Legno, i primi depositi sicuramente attribuibili all'LGM raggiungono quota 2100 a circa 5 km dal margine dei due fogli; tale dato pone un limite minimo per interpretare le quote raggiunte dalla superficie del ghiacciaio all'altezza della conca di Bormio, 7 km più a N.

Successivamente, in seguito al ritiro del ghiacciaio nell'alta valle, esso si suddivise in più lingue indipendenti, legate ai singoli bacini locali. In particolare divennero indipendenti le tre grandi lingue della Val Viola, della valle del Braulio e della Valfurva, che si spingeva sino a Bormio, nonché una serie di apparati minori relativi a singoli valloni laterali. Le uniche datazioni relative alle fasi precoci di ritiro documentano l'avvenuta deglaciazione della conca di Bormio attorno a circa 13.000 anni dal presente (GUGLIELMIN & DEI CAS 2000); a tale data, le lingue glaciali del Braulio, del Frodolfo e della Val Viola erano ormai indipendenti e libere di espandersi nella conca non più occupata dal ghiacciaio principale.

La storia dei ghiacciai locali, a loro volta segmentatisi durante il ritiro in più lingue autonome, è ben ricostruibile per la parte finale del Pleistocene attraverso le geometrie degli abbondanti depositi, caratterizzate da un'ottima conservazione delle forme.

Entro il bacino del Braulio, molto evidenti sono i cordoni morenici latero-frontali lasciati dai ghiacciai della valle dello Scorzuzzo e delle Foppe della Mogenaccia, nonché le morene in prossimità del Giogo di Santa Maria.

Entro il bacino del Frodolfo sistemi di morene ben conservate permettono di ricostruire un'estesa lingua costituita dalle colate della Val Cedèc e della Valle di Rosòle nonché della Valle dei Forni, le cui testate si sviluppano nel limitrofo Foglio 041 - Ponte di Legno. Ben riconoscibile è ad esempio il lungo cordone morenico laterale presente sopra l'Albergo dei Forni da quota 2330 circa sino a quota 2450, ove sbarra il Laghetto dei Forni, e che prosegue, segmentato dall'erosione sino a q. 2600 entro la Val Cedèc; a profilo arrotondato e talora con più creste parallele, esso si presenta rilevato sul lato esterno da 2 a 10 m. Molto evidenti sono anche, in destra idrografica, i due apparati morenici della Valle della Manzina e della Val Pisella, le cui lingue glaciali scendevano rispettivamente sino a quote fra i 2600 e i 2700 m.

Tutti i depositi relativi alle fasi di ritiro del Pleistocene superiore posteriori all'ultimo massimo glaciale sono stati cartografati entro il sintema di Cantù (LCN), senza ulteriori distinzioni per le singole unità locali.

3.3.1.2 Le fasi oloceniche

Ben evidenti e diffusi sono i depositi legati alle fasi oloceniche, in particolare quelli relativi alla Piccola Età Glaciale, in genere datata tra il 1500 e il 1850 AD (es. PELFINI, 1992). Esistono inoltre evidenze di episodi di avanzata anteriori a tale fase, ma la loro età è meno documentata, o lo è in modo indiretto attraverso diagrammi pollinici; in particolare si riconoscono bene due episodi principali, uno attorno a 2300-2700 anni BP e un secondo attorno a 3000-3300 anni BP: PELFINI 1992, 1994b; OROMBELLI & PELFINI 1985; BURGA 1987, GUGLIELMIN *et alii* 2001; CALDERONI *et alii* 1998; GUGLIELMIN *et alii* 2004).

Entro il bacino del Braulio, lungo il versante settentrionale della Cresta di Reit, le varie lingue del ghiacciaio del Monte Cristallo, oggi indipendenti, confluivano in un'unica lingua valliva, assieme al ghiacciaio dei Vitelli; sviluppato era inoltre il ghiacciaio dello Scorluzzo, oggi estinto, mentre il ghiacciaio delle Platigliole si estendeva a quasi tutto il ripiano, sospeso sulla valle principale. In Val Zebrù dal M. Confinale una lingua scendeva in Val Rinec, mentre il ghiacciaio del Forà si arrestava sopra il gradino morfologico affacciato sulla valle principale; le vedrette dei Castelli, oggi disgiunte, e quelle di Montagna Vecchia costituivano due singoli apparati, spingendosi sino quasi al fondovalle, così come le grandi lingue del ghiacciaio della Miniera e del ghiacciaio dello Zebrù, che occupava gran parte della valle del Rio Marè.

Nel bacino del Frodolfo, spiccavano i tre apparati del Gran Zebrù, del Col de la Mare e dei Forni. In Val Cedèc, il ghiacciaio del Gran Zebrù si

spingeva sino quasi al rifugio Pizzini; nella valle delle Rosòle, l'imponente morena laterale del ghiacciaio del Col de la Mare si estende per oltre un chilometro, rilevata rispetto al fondovalle, nella sua parte esterna, sino a 100 m e sospesa rispetto all'apparato dei Forni, al quale non si congiungeva. Da q. 2830 sotto il ghiaccio del Palon de la Mare, scende invece la grande morena laterale destra del ghiacciaio dei Forni, che in prossimità del rifugio Branca sbarra il laghetto delle Rosòle (q. 2450), per poi costituire la morena frontale in prossimità del ponte sul Frodolfo, attorno a q. 2160. All'esterno di essa sono riconoscibili limitati lembi con minore conservazione della forma e copertura vegetale più evoluta, datati ad una fase olocenica anteriore alla PEG, attorno a 2660-2880 anni BP (OROMBELLI & PELFINI, 1985).

3.3.2 *Bacino dell'Adige-Sarca*

Durante l'ultimo massimo glaciale i bacini dell'Adige, del Sarca, del Chiese e in parte del Brenta - delimitati da spartiacque che si abbassano notevolmente in corrispondenza di alcuni valichi o selle - hanno dato luogo a situazioni molto complesse: un'unica grande calotta glaciale infatti occupava l'intero settore altoatesino, diramandosi verso meridione in più lingue, di cui una si incanalava nella valle dell'Adige *s.s.*, mentre altre trasfluivano nella valle del Sarca e nella valle del Chiese ad O di Trento e nell'alta valle del Brenta ad E. In ciascuna di queste confluivano poi i ghiacciai delle valli laterali.

Quando iniziò la deglaciazione, man mano che la fronte principale si ritirava con successive avanzate minori, le valli confluenti venivano "liberate" dallo sbarramento glaciale, e le lingue glaciali che ospitavano potevano assumere individualità propria, costruendo apparati morenici locali articolati; tale fenomeno non era ovviamente isocrono, cosicché le età di individuazione delle singole lingue decrescono da valle verso monte, rendendo complessa qualsiasi correlazione. Analoga situazione si è verificata in corrispondenza delle grandi transfluenze, con disattivazione della lingua glaciale locale precoce rispetto alla lingua principale, ancora presenta nell'alto bacino dell'Adige.

Per tale motivo si è scelto di istituire un unico sintema - sintema del Garda (SGD) - comprensivo dei sedimenti depositi in *"tutte le fasi di crescita e massimo sviluppo del ghiacciaio atesino, nonché per le brevi avanzate durante la prima fase di deglaciazione ("tardoglaciale" Auct.) fintantoché la calotta glaciale è rimasta sostanzialmente unitaria"* (AVANZINI *et alii*, 2010), separando poi singoli subsintemi locali, non correlabili tra loro in assenza di datazioni assolute, a partire *"dal momento*

in cui il ghiacciaio atesino si andava frammentando in bacini locali ad evoluzione indipendente".

Nell'area del Foglio sono presenti un ridotto settore del bacino idrografico del Torrente Noce - corrispondente alle pendici sud-orientali del M. Cevedale - che confluisce nella valle dell'Adige poco a monte di Trento (Mezzolombardo), nonché la testata della Val Martello/*Martelltal* e gran parte della valle di Solda/*Sulden*, che confluiscono nell'Adige in Val Venosta/*Vinschgau*.

Entro il sistema del Garda vengono quindi distinti i seguenti subsistemi:

- subsistema di Bondo (SGD₂), già introdotto nei limitrofi Fogli 025-Rabbi e 042-Malè, per i depositi dei ghiacciai locali presenti entro il bacino del Noce;

- subsistema di Malga Fontana Bianca (SGD₈), introdotto nel Foglio 025-Rabbi; nelle note illustrative relative viene introdotto per i depositi presenti nel sottobacino del Rio Valsura ovvero valle d'Ultimo/*Ulden*, mentre cartograficamente viene esteso anche a depositi di analoga posizione e geometria della limitrofa Val Martello/*Martelltal*. Nel presente foglio viene esteso, per analogia al Foglio 025-Rabbi e per evitare la proliferazione di unità minori, anche ai depositi dei ghiacciai locali dei valloni laterali che confluiscono direttamente nell'Adige nel tratto ad E della valle di Solda/*Sulden*.

- subsistema di Solda (SGD₂₁), introdotto per i sedimenti presenti entro il bacino del Rio Solda e depositi a partire da quando la fronte del ghiacciaio locale - ormai indipendente dal ghiacciaio dell'Adige - stazionava in corrispondenza del fondovalle atesino (ARZUFFI, tesi di laurea). Nelle successive fasi di ritiro, il ghiacciaio della valle di Solda si separò in una serie di lingue locali, la cui storia è ricostruibile attraverso i singoli apparati morenici, spesso molto ben conservati. In particolare, ben evidenti sono in sinistra idrografica gli apparati delle valli del Torrente Tramentan e del Rio Mareccia, che arrivano sino quasi a lambire il fondovalle principale, nonché quelli dei due valloni che scendono dal versante nord-orientale dell'Ortles; nella confluyente valle di Trafoi quelli del versante orientale del Pizzo Forcola, quelli fra l'Alpe di Tarres e l'Alpe di Glorenza, nonché sul versante destro quello del vallone a N del Dosso di Tabaretta.

Durante l'Olocene, quasi tutti i valloni lungo lo spartiacque trentino e atesino ospitavano ghiacciai locali, spesso di una certa importanza; in particolare risultano molto evidenti gli apparati relativi alla Piccola Età Glaciale, anche se localmente sono ben riconoscibili le tracce di pulsazioni positive più antiche, sottolineate da cordoni morenici in posizione più

esterna rispetto a quelli della PEG e con copertura di suolo e/o di vegetazione più sviluppata

BOZZA

III - STRATIGRAFIA

Le rocce affioranti nel Foglio 024-Bormio sono raggruppate nei seguenti complessi litostratigrafici:

1) **Basamenti cristallini pre-permiani** della *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* e della *Falda Campo*. Nel foglio essi rappresentano circa 4/5 del substrato roccioso.

2) **Coperture sedimentarie permo-mesozoiche** della *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch*, della *Falda Quattervals*, della *Falda Ortles*, lungo la *Linea di Zumpanell-Lasa* e, in minima parte, della *Falda Campo*. Le rocce permo-mesozoiche rappresentano circa 1/5 del substrato roccioso del foglio.

3) **Rocce magmatiche da tardo- a post-alpine.**

4) **Rocce filoniane di età incerta.**

5) **Depositi quaternari**, che rivestono vaste porzioni del substrato roccioso, specie lungo i fondivalle e sui medi e bassi versanti.

1. - BASAMENTI CRISTALLINI PRE-PERMIANI

Le unità austroalpine del Foglio 024-Bormio dotate di un basamento cristallino pre-permiano (con o senza copertura sedimentaria permo-mesozoica) sono la *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* (Austroalpino superiore) e la *Falda Campo* (Austroalpino medio); quest'ultima comprende i tre elementi *Scaglia dello Zebrù*, *Unità di Peio* e *Unità di Lasa*. Le falde

Ortles e Quattervals (Austroalpino medio) sono prive di basamento cristallino.

I basamenti cristallini delle unità austroalpine mostrano una impronta metamorfica di età varisca con facies da anfibolitica a scisti verdi, e una sovraimpronta di età alpina in facies scisti verdi; quest'ultima si manifesta con un'intensità variabile, ma che mediamente appare sempre più diffusa e di grado più elevato man mano che si passa dalle unità strutturalmente più superficiali a quelle più profonde.

Nella legenda della carta geologica e nelle note del Foglio 024-Bormio, diversamente dai contigui Fogli 025 - Rabbi e 041 - Ponte di Legno, le rocce del "Magmatismo da tardo- a post-varisco" sono state collocate all'interno dell'Unità di Peio perché sono presenti solo in questa unità. Nella legenda della carta geologica e nelle Note illustrative viene seguito, per i basamenti, un criterio approssimativamente stratigrafico, con le litologie più giovani sopra le più vecchie.

1.1 - AUSTRALPINO SUPERIORE

1.1.1. - Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch

Nel Foglio geologico Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et alii*, 1969, 1970), questa unità corrisponde al "Cristallino del Passo dei Pastori" e al "Cristallino di Grosina, del Bràulio e della Val d'Avigna" *p.p.* ("Sistema Scarl-Umbrail", Austroalpino superiore).

La Zona a Scaglie Umbrail-Chavalatsch (*Umbrail-Chavalatsch Schuppenzone* di SCHMID, 1973), è l'unità più elevata dell'edificio a falde delle Dolomiti Engadinesi ed è costituita dalle scaglie basali della falda Ötztal (CONTI, 1997). Essa copre gran parte del settore nord-occidentale del foglio, a cavallo del confine italo-svizzero. Al di qua del confine, essa affiora tra la valle di Trafoi-Solda, il Passo dello Stelvio, la Valle del Bràulio e la Valle Forcola.

Sui suoi lati meridionale e orientale, l'unità giace in contatto tettonico sul Mesozoico della falda Ortles e sugli ultimi resti settentrionali di questa (scaglia del Costone di Gomagoi o di Malga di Campo Piccolo), mentre sul lato settentrionale (in Val Monastero/*Münstertal*, in territorio svizzero) essa giace sulle formazioni mesozoiche e di basamento cristallino del complesso Sesvenna - S-charl. Nella bassa Val Solda, a valle di Gomagoi, la Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch si sovrappone (presso Prato allo Stelvio) per un breve tratto alla falda Campo, tramite le *miloniti della Val Venosta* (filloniti). I suoi rapporti geometrici con la soprastante falda Quattervals (M. Sumbraila, lato occidentale del foglio) sono molto complessi: con le *scaglie*

del *M. Forcola*, la zona a scaglie sormonta la falda Quattervals lungo la Linea del Gallo (testata della Valle Forcola), mentre con le *scaglie del M. Solena* essa s'incunea parzialmente sotto la stessa falda (versante occidentale della Valle Forcola) (CONTI, 1997).

Nella parte occidentale dell'unità (all'incirca tra la Bocchetta di Pedenolo e il margine O del foglio) prevalgono nettamente i sedimenti mesozoici, costituiti dalla Dolomia Principale dell'Austroalpino (**HDA**) e dalla Formazione di Val Forcola (**FOR**), con piccole scaglie di basamento cristallino al M. Pedenolo, al Passo dei Pastori e poche altre. Al contrario, la parte orientale della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (dal M. Braulio-M. Radisca al M. Scorzuzzo, fino al Passo dello Stelvio e sul versante sinistro della Valle di Trafoi) è costituita da rocce di basamento, se si eccettuano esigue scaglie di Mesozoico localizzate a monte del km 129 della S.S. dello Stelvio, sul Dosso delle Pecore a N di Trafoi e poche altre.

Le formazioni sedimentarie della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (**HDA** e **FOR**) sono descritte al capitolo "IV.2 - Coperture sedimentarie permo-mesozoiche".

1.1.1.1. - Ortogneiss granitici e granodioritici (COJ)

Corrispondono al "Membro delle migmatiti di Vernuga" del Foglio geologico Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et alii*, 1969, 1970).

Si tratta di ortogneiss granitici talora occhiadini, a due miche oppure a sola biotite o muscovite. Le masse di ortogneiss sono intercalate nei paragneiss (**CQP**) in genere sotto forma di livelli da metrici a decametrici o più raramente in masse dello spessore apparente di oltre un centinaio di metri. Gli ortogneiss affiorano diffusamente sui crinali che si dipartono dal M. Braulio, alle Rese di Scorzuzzo, al Filone del Mot e dal Passo dello Stelvio (presso Cima Garibaldi) lungo le pendici occidentali della Valle di Trafoi. I contatti sono sempre concordanti e netti, salvo in una ristretta area della Valle del Braulio, dove si osservano vistosi fenomeni di mescolamento tra gli ortogneiss e i paragneiss, con passaggi graduali e con fenomeni di iniezione magmatica; è possibile che si tratti di strutture intrusive marginali alla massa granitica originaria, ancora parzialmente conservate seppur molto deformate. La tessitura può passare da debolmente deformata a fortemente foliata, come lungo le principali linee di movimento, e in particolare a contatto con le rocce sedimentarie. Talora è pressoché integralmente conservata la tessitura massiccia primaria, con solo una debole orientazione delle miche. Livelli fortemente cataclastici e milonitici compaiono localmente, come nei pressi della Cima Garibaldi. Facies occhiadine a

grossi noduli a prevalente K-feldspato, fino a 10 cm di lunghezza, affiorano tra il Dosso delle Pecore e il Piz Minschuns, in Valle di Trafoi. La roccia, di colore grigio-chiaro, presenta a volte una tonalità più scura per un aumento dei letti micacei. A questo litotipo sono associati filoni meta-aplitici concordanti.

La roccia è composta essenzialmente da K-feldspato, plagioclasio (oligoclasio-andesina) e quarzo, con minori quantità di biotite e di mica bianca. Accessori sono apatite, zircone, allanite e ossidi di ferro. Locali deboli retrocessioni metamorfiche portano alla formazione di clorite, epidoto e calcite.

Da segnalare in alcune zone una relativa abbondanza di ematite entro la massa di ortogneiss, ciò che fa assumere alla roccia un colore rossastro o bruciccio per alterazione; sottili livelli di ematite scagliosa sono presenti negli ortogneiss in Valle del Braulio.

1.1.1.2. - Paragneiss biotitici o a due miche (CQP)

Nel Foglio geologico Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et alii*, 1969, 1970) queste rocce sono state descritte come “Membro delle filladi del Monte Radisca” ed attribuite al “Cristallino di Grosina, del Braulio e della Val d’Avigna”.

Sul versante valtellinese esse affiorano principalmente tra il Passo dello Stelvio e la Valle del Braulio, sul versante alto-atesino lungo il versante sinistro della Valle di Trafoi. Si tratta di paragneiss scuri, grigio-nerastri, biotitici o a due miche, talora a bande quarzoso-feldspatiche e micacee, a grana da media a fine, spesso marcatamente laminati, passanti a filloniti scure e con fasce verdastre ricche in clorite. Le porzioni che presentano un aspetto più grossolano mostrano patine di ossidi di ferro che danno un colore grigio-marroncino; le zone più fini, di colore grigio-verde, presentano ossidazioni maggiormente evidenti, rosso-brunastre. Localmente sono frequenti vene e lenti di quarzo concordanti con la scistosità. Le deformazioni sono estese e a tratti intense, con forte riduzione della grana e sviluppo di livelletti milonitici pressoché concordanti con la scistosità; in talune porzioni la milonisi è accompagnata da una retrocessione spinta in facies scisti verdi, con sviluppo di clorite, albite, epidoto e calcite.

1.1.1.3. - Filloniti (COX)

Corrispondono alle "Miloniti della Val Venosta" (CONTI, 1997) o alle "Filladi di Stelvio" o alle "Filladi di Oris" di vari autori. Esse coprono gran parte del versante settentrionale della Val Venosta; su quello meridionale affiorano estesamente tra Glorenza e Prato allo Stelvio, dove ricoprono il

basamento della falda Campo. Un brandello di queste rocce si prolunga nel Foglio 024-Bormio lungo la bassa valle di Solda, all'altezza del villaggio di Stelvio, per poi insinuarsi tra la zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e la scaglia mesozoica di Malga di Campo Piccolo (o del Costone di Gomagoi). Altri lembi sono presenti tra Fraches e il Rifugio Forcola.

Si tratta di rocce di aspetto filladico, a grana fine o medio-fine, di colore grigio-argenteo o verdiccio, friabili, con talora noduli di quarzo. Sono fortemente foliate, localmente con un clivaggio di crenulazione successivo alla scistosità principale. Sono composte in gran parte da quarzo, mica bianca e clorite, cui si associano svariati minerali accessori. Esse sono state interpretate come filloniti derivate in buona parte da una milonitizzazione molto spinta di ortogneiss occhiadini (ANDREATTA, 1939, 1954). Secondo GREGNANIN (1980) e ARGENTON *et alii* (1980), esistono sia "filladi" prodotte da deformazione nel senso di ANDREATTA (Filladi di Oris) sia porzioni di filladi appartenenti alla "formazione delle filladi" (Filladi dell'Ortles). Questi affioramenti sono una propaggine meridionale delle miloniti della Val Venosta, che coprono estesamente l'opposto versante sinistro della valle omonima. Su tale versante esse sono costituite da un *mélange* di litologie sia di copertura che di basamento: filladi sericitiche e rocce carbonatiche di una sequenza permo-triassica, insieme a paragneiss e ortogneiss (CONTI, 1997).

La posizione di queste miloniti alla base della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e della falda Ötztal è uno degli argomenti a favore di una equiparazione strutturale di queste due unità, affioranti sui due versanti opposti della Val Venosta.

1.1.1.4. - Quarziti e quarzoscisti (CQZ)

Sono intercalati in banchi isolati nei paragneiss (CQP), come sopra l'abitato di Gomagoi o lungo la strada che collega Trafoi a Gomagoi e nel torrente Solda. Presentano in genere una tessitura massiccia, compatta, aspetto talora saccaroide, colore bianco-crema; la grana è generalmente minuta. A questi livelli se ne alternano di più scuri (verde-scuro o grigio-nerastro), caratterizzati dalla presenza di miche e grafite. A volte compare una scistosità poco definita, sottolineata da bande di colore differente. Sono composte essenzialmente da quarzo, con scarsa mica bianca e albite.

1.1.1.5. - Prasiniti (COW)

Entro i paragneiss (CQP) affiorano localmente esigui lembi di rocce prasinitiche di colore verde chiaro, grana fine e spessori in genere inferiori al metro; i principali affioramenti sul versante sinistro della Valle di Trafoi

sono situati tra Stelvio e Fraches, sulla vetta del Piz Minschuns e tra Stelvio e Gomagoi. Le prasiniti sono composte da clorite, albite, epidoto e actinolite, cui si associano pochi altri accessori.

1.2 - AUSTROALPINO MEDIO

Come già accennato, nelle presenti Note si è preferito adottare la definizione di "Falda Campo" (già adottata da molti autori anche recenti), anziché di "Falda Ortles-Campo" dei contigui Fogli 025-Rabbi (MARTIN *et alii*, 2009) e 041 - Ponte di Legno (CHIESA *et alii*, in stampa), per evitare possibili confusioni con la "Falda Ortles".

1.2.1. - Falda Campo

Nel Foglio geologico 8-Bormio 1:100.000 (BONSIGNORE *et alii*, 1969, 1970) la Falda Campo corrisponde in parte al "Cristallino dell'Ortles", in parte al "Cristallino del Tonale" e in parte al "Cristallino di Languard e della Pietra Rossa".

La falda copre circa 2/3 della superficie del foglio, lungo le sue fasce meridionale e orientale, tra Aquilone e Bormio (alta Valtellina), in Val Furva-Val Zebrù, nell'alta Val de la Mare, nelle valli di Solda e Trafoi, sulle pendici meridionali della Val Venosta e alla sommità della Val Martello. L'unità è qui rappresentata esclusivamente da rocce del basamento cristallino, ad eccezione di poche e sottili scaglie di sedimenti permomesozoici incuneate lungo le linee tettoniche alpine di Zumpanell-Lasa e del Madriccio; in quest'ultima località sono presenti anche brandelli di rocce basiche e ultrabasiche di probabile origine ofiolitica.

Tra la Val Camonica e la Val d'Ultimo (nei Fogli 041-Ponte di Legno e 042-Malé), il limite superiore della falda Campo è rappresentato dalla Linea di Peio che la separa dalla soprastante falda Tonale. Nel Foglio 024-Bormio, invece, la Linea dello Zebrù (tra la conca di Bormio, l'alta Val Zebrù e il versante sinistro della media Val di Solda) separa la falda Campo dalla soprastante falda dell'Ortles; più a N (bassa Val Solda), la falda Campo soggiace alle filloniti (COX) di pertinenza della zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch.

Il limite inferiore riconosciuto della falda Campo è la falda Languard, tramite la Linea della Blesaccia (CONTI, 1997), affiorante una ventina di chilometri a O del foglio, tra la Valle di Livigno e l'Alta Engadina. Nell'ambito del foglio, e più in generale nella regione compresa tra la Valtellina, la Val Camonica e la Val di Peio, il problema dell'emergenza o meno di una base strutturale della falda Campo - la falda Languard o un suo eventuale equivalente - rimane tuttora insoluto. E' interessante notare che

STAUB (1964) mette in correlazione con la Falda Languard le unità di Peio *p.p.* e di Lasa, che noi attribuiamo alla Falda Campo.

La Falda Campo è costituita da una sequenza metasedimentaria psammítico-pelitica pre-permiana, con intercalazioni di marmi, livelli di rocce basiche e masse di ortogneiss. Due lineamenti tettonici alpini, le linee di Madriccio e di Zumpanell-Lasa, suddividono la falda Campo in tre complessi di rocce metamorfiche che sono, dall'alto in basso: la Scaglia dello Zebrù, l'Unità di Peio e l'Unità di Lasa. Essi derivano da protoliti simili ma mostrano una differente evoluzione tettono-metamorfica.

1.2.1.1. - Scaglia dello Zebrù

La Scaglia dello Zebrù non ha corrispondenti nel Foglio geologico 8-Bormio 1:100.000 (BONSIGNORE *et alii*, 1969, 1970), in quanto essa si esaurisce verso O all'incirca alla base orientale del massiccio Ortles-Gran Zebrù.

Dei tre elementi tettonici che formano la falda Campo, la Scaglia dello Zebrù occupa la posizione più elevata. Essa affiora nel settore centro-orientale del foglio, tra l'alta Val Solda e l'alta Val Martello. La scaglia s'inserisce tra il tetto dell'unità di Peio e la base della falda sedimentaria dell'Ortles, delimitata da due faglie inverse (sovrascorrimenti) di età alpina: a letto la linea del Madriccio, a tetto la linea dello Zebrù. Le due linee convergono verso E chiudendosi a lente sotto le acque del Lago di Gioveretto, nel contiguo Foglio 025-Rabbi. Il contatto tettonico eo-alpino inferiore (linea del Madriccio) è stato a sua volta ripiegato nella fase meso-alpina, cosicché l'assetto strutturale della scaglia appare come una sinforme con piano assiale immergente a S, involupata nell'unità di Peio.

Il limite settentrionale della scaglia (fianco inferiore della sinforme) viene fatto corrispondere all'incirca al contatto con i sottostanti ortogneiss del gruppo Vertana-Angelo, dove le filladi si distinguono facilmente dai micascisti a granato e staurolite (più o meno retrocessi) dell'Unità di Peio. Il limite superiore (meridionale) è dato dalla Linea di Zebrù, che separa le filladi dai micascisti dell'Unità di Peio, che qui hanno subito una retrocessione più marcata e diffusa. Poiché questi litotipi spesso non differiscono molto macroscopicamente, è spesso difficile riconoscerne il limite, che viene individuato in una fascia milonitica in prossimità dei marmi appartenenti all'unità di Peio, in base alla presenza di porfiroblasti di biotite visibili in campagna, ma soprattutto in sezione sottile.

La Scaglia dello Zebrù è costituita da rocce di basamento in cui prevalgono le *filladi*, con esigue intercalazioni di *quarziti*, *ortogneiss*, *cloritoscisti*, *marmi*. Lungo la linea del Madriccio, a queste rocce si

affiancano anche esigue lenti e scaglie di *gessi, carnirole e dolomie* (Rif. Città di Milano, P.so del Madriccio, alta Val Madriccio e alta Val Peder) e di *serpentiniti* (tra le alte valli di Madriccio e di Peder) (HAMMER, 1908a; MARTIN & PROSSER, 1993). Quest'ultime potrebbero derivare da unità ofiolitiche engadinesi riferibili all'oceano nord-pennidico (FROITZHEIM, 1988), mentre i lembi di rocce sedimentarie potrebbero appartenere alla copertura della stessa scaglia dello Zebrù o, alternativamente, risultare dal trascinarsi di lembi della falda Ortles (MARTIN *et alii*, 2009).

Tutte le rocce di questa unità sono caratterizzate da un metamorfismo varisco in facies scisti verdi e da una sovraimpronta alpina parimenti di basso grado.

1.2.1.1.1. - Ortogneiss (SZT)

Si tratta di ortogneiss granitici, a protolite pre-varisco, a grana media-grossa, spesso con evidenti cristalli feldspatici bianchi in una matrice grigia a tessitura occhiadina o *flaser*. Essi formano lenti e bande di spessore da metrico a decametrico intercalate alle filladi e affiorano in alta Val Madriccio e in Val Solda. L'associazione mineralogica è composta da porfiroclasti di feldspato potassico inglobati in una matrice costituita da quarzo, feldspato, mica bianca e clorite (biotite cloritizzata ?).

1.2.1.1.2. - Filladi (SZF)

Si tratta di filladi e filladi quarzifere di color grigio argenteo fino a grigio scuro. Affiorano in Val Solda, sul versante sinistro e verso la testata fino al M. Madriccio, per poi svilupparsi verso E in alta Val Madriccio e Valle Peder. L'associazione mineralogica delle filladi e filladi quarzifere è costituita da quarzo (>55%), mica bianca (~25 %), clorite (~ 15%), \pm albite, \pm granato \pm carbonato. Il quarzo, in genere piuttosto abbondante, è presente sia distribuito uniformemente nella roccia che in lenti e cerniere di piega. Il contenuto di quarzo varia dando origine a termini più o meno quarzosi (filladi – filladi quarzifere – quarziti micacee). Il granato non è ubiquitario, ma presente in individui minuti (massimo alcuni mm) concentrati in fasce e lenti decametriche. La clorite è ubiquitaria, più concentrata nelle fasce di deformazione. Le filladi sono caratterizzate da una tessitura finemente crenulata, con pieghe a scala da millimetrica a decametrica, riferibili a più fasi deformative.

1.2.1.1.3. - Cloritoscisti (SZC)

Sono rocce verdastre a grana fine, scistose e finemente pieghettate e crenulate. Sono costituite da dominante clorite, tremolite/actinolite, epidoto,

mica bianca fine, feldspato in proporzione variabile, carbonato \pm quarzo \pm magnetite. Non mostrano relitti mineralogici di facies metamorfiche più alte come per esempio orneblenda o plagioclasio, per cui si distinguono dalle rocce metabasiche delle altre unità della Falda Campo. Gli affioramenti più importanti si trovano nella Valle del Pozzo, alla Punta del Lago gelato ed in alta Val Solda.

1.2.1.1.4. - Marmi (SZM)

La Scaglia dello Zebrù contiene solo poche bande e lenti di marmi calcitici impuri giallastri, trasposti all'interno delle filladi sotto forma di bande centimetrico–metriche di estensione molto ridotta. Affiorano in una fascia milonitica all'imbocco della Val Peder (destra orografica) e al Passo Madriccio, nonché in alta Val Solda lunga la Linea di Madriccio. Oltre alla calcite si nota la presenza di abbondante mica bianca, tremolite, quarzo \pm plagioclasio \pm epidoto.

1.2.1.1.5. - Serpentiniti (SZS)

Le scaglie e lenti di serpentiniti si ritrovano esclusivamente nelle zone di taglio della Linea di Madriccio. L'affioramento più grande si trova in prossimità del limite orientale del foglio, sulla cresta che separa la Val Peder dalla Val Madriccio. Si tratta di serpentiniti a grana fine senza strutture o minerali relitti; al taglio fresco presentano un colore verde scuro, mentre sono tipicamente giallastre o color rosso di Siena sulle superfici alterate. Si tratta di rocce basiche/ultrabasiche a grana finissima, a protolite di età incerta, composte da antigorite \pm clorite \pm magnetite, minerali secondari; attribuibili alla deformazione alpina con circolazione di fluidi ricchi di CO₂ sono la magnesite ("breunnerite"), il talco e la magnetite (secondaria) che si ritrovano dispersi ma soprattutto in vene metasomatiche che tagliano la roccia compatta. Il bordo con le filladi incassanti è formato da *fels* di tremolite o di tremolite + talco.

1.2.1.2. - Unità tettonica di Peio

Questa unità corrisponde, nel Foglio geologico Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et alii*, 1969, 1970), alle "Filladi di Bormio" ("Cristallino dell'Ortles" del "Sistema Ortles-Quattervals").

E' un'unità di basamento costituita in gran parte da metamorfiti a protolite pre-varisico, e rappresenta uno degli elementi della falda Campo. Fanno parte integrante dell'unità di Peio anche importanti masse di rocce intrusive tardo- post-varisiche, sia basiche che acide, descritte in questo

capitolo. L'unità è stata intrusa da minori manifestazioni magmatiche tardo-post-alpine (v. cap. IV.3).

Nel Foglio 024-Bormio, l'unità di Peio affiora in due aree distinte, corrispondenti ai fianchi di una struttura sinforme il cui nucleo è occupato dalla soprastante Scaglia dello Zebrù: a N di questa scaglia, l'unità si sviluppa dalla Val Solda fino al margine orientale del foglio (alte valli di Lasa e Martello); a S, essa occupa quasi per intero il terzo meridionale del foglio.

Il limite superiore dell'unità è costituito dalla falda Ortles, tra la conca di Bormio e le pendici meridionali del Gran Zebrù, mentre a E del massiccio Ortles-Gran Zebrù (Val Solda) l'unità giace sotto le filladi della Scaglia dello Zebrù, anch'essa elemento della falda Campo. Infine, verso S, nel contiguo Foglio 041 - Ponte di Legno, alla sommità dell'Unità di Peio si trova il cristallino della falda del Tonale, dal quale è separata dalla Linea di Peio. Il limite inferiore dell'Unità di Peio, affiorante nel settore nord-orientale del foglio, è rappresentato dall'Unità di Lasa, elemento inferiore sempre della falda Campo: la linea di Zumpanell-Lasa separa le due unità.

L'unità di Peio si caratterizza per un'impronta metamorfica varisica in facies anfibolitica e una sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, quest'ultima molto penetrativa e con intensità variabile che, mediamente ma con discontinuità, aumenta dal basso verso l'alto (da N a S del foglio).

Nella prima area d'affioramento (tra la Val Solda e le alte valli di Martello e di Lasa), l'unità è costituita da *micascisti* e *paragneiss* di grado metamorfico medio di età varisica e scarsa retrocessione alpina, accompagnati da grandi masse di *ortogneiss* e da cospicue intercalazioni di *anfiboliti*.

Nella seconda area d'affioramento, l'unità di Peio copre tutta la fascia inferiore del foglio per una larghezza di 8-10 chilometri, tra l'alta Valtellina e il gruppo M. Cevedale-M. Vioz. Qui sono preponderanti *micascisti* con metamorfismo varisico medio, intensamente, anche se non uniformemente, interessati da una retrocessione alpina molto penetrativa in facies scisti verdi, che per larghi tratti conferisce alla roccia un aspetto filladico. I *micascisti* sono intercalati da corpi estesi di *paragneiss*, i più importanti dei quali affiorano a E del M. Vallecetta, al Monte S. Giacomo, sulle creste S e SE del M. Cevedale e sulla cresta E del M. Vioz. Sono presenti masse e lenti di *ortogneiss* che sono state interpretate, almeno in parte, come metarioliti (**OPO**, porfiroidi *Auct.*). Numerose intercalazioni di *marmi* e *marmi a silicati di calcio*, localmente spesse fino a qualche decina di metri e caratterizzate al loro interno da fitte pieghe isoclinali, formano nel loro insieme una fascia di larghezza diseguale che può raggiungere qualche

centinaio di metri e che si sviluppa con continuità per alcune decine di chilometri, dal Bormiese fino al margine orientale del foglio (alta Val Martello), per proseguire poi verso E attraverso quasi tutto il Foglio 025 - Rabbi. Lo sviluppo planimetrico della fascia a marmi simula dei piegamenti a grande scala che sono in realtà effetto della morfologia. Le intercalazioni di *prasiniti*, presenti in po' ovunque, diventano abbondanti e di maggior spessore nell'area di cresta del gruppo della Manzina, tra l'Alpe Cavallaro e la Val Cedèc.

1.2.1.2.1. - Magmatismo da tardo-a post-varisico

Queste rocce comprendono il *Plutone di Sòndalo*, prevalentemente basico, e le *Magmatiti acide dell'alta Valtellina*. Queste due manifestazioni intrusive sono caratterizzate da un diverso chimismo, rispettivamente tholeiitico e calcocalino, e sono intervallate temporalmente da un significativo evento tettonico pre-alpino. E' interessante notare, a quest'ultimo proposito, che le dioriti e i gabbri (300±12 Ma, TRIBUZIO *et alii*, 1999) sono troncati superiormente da un importante livello di miloniti e cataclasi, la Linea del M. Mala, mentre le facies più acide (282-259 Ma, DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987) intersecano sia le facies basiche che le miloniti. Inoltre, sono state osservate in più località vistose facies di contatto su marmi e micascisti (**OME**), soprastanti i paragneiss e micascisti (**OMP**) e le facies basiche del plutone. Queste facies di contatto sono state prodotte dalle stesse rocce intrusive acide (per es., nella zona dei Bei Laghetti in alta Val Sobretta, sul versante orientale del Monteur). La linea del M. Mala, che ha un assetto da suborizzontale a debolmente inclinato a N, ha i caratteri di un piano di movimento varisico, eventualmente rimaneggiato in età alpina. Il significato geodinamico di questa linea tettonica è ancora da chiarire: esso potrebbe rappresentare la traccia di un piano di movimento a basso angolo tra due scaglie listriche, la cui formazione risalirebbe alle fasi distensive che nel Permiano Inferiore hanno provocato l'assottigliamento della crosta continentale e il collasso della catena varisica. Tale interpretazione porta a concludere che il plutone di Sòndalo e le sue rocce incassanti fanno parte della stessa unità tettonica alpina (Unità di Peio della falda Campo) alla quale appartengono anche le rocce soprastanti. In subordine, si può ipotizzare che esse formino un'altra sub-unità tettonometamorfica della falda Campo ("Unità di Morignone?") distinta dall'Unità di Peio.

Nel Foglio 024-Bormio le rocce del magmatismo da tardo- a post-varisico sono presenti solamente nell'unità di Peio, e pertanto vengono descritte sotto il titolo di questa unità, sia nelle Note illustrative che nella Legenda della carta geologica. Ci si discosta, in questo, dai Fogli 025-Rabbi

e 041-Ponte di Legno, dove queste rocce sono presenti in svariate unità tettoniche e sono state pertanto raggruppate sotto un unico titolo, indipendentemente dalle unità di appartenenza, per evitare ripetizioni.

1.2.1.2.1.1 - Plutone di Sòndalo

Questo complesso prevalentemente gabbriico-dioritico affiora per una decina di chilometri, tra Sòndalo e Cepina, sul fondovalle e sui ripidi pendii lungo l'alta Valtellina fino a 2500-3000 metri di quota, coprendo un'area di quasi 50 km². Nel Foglio 024-Bormio affiora solo la propaggine più settentrionale del plutone, mentre la maggior parte di esso è compresa nel contiguo Foglio 041-Ponte di Legno. Le sue rocce furono già descritte, seppure in modo approssimativo, da NECKER (1832); in seguito THEOBALD (1866) ne illustrò le varie litologie e gli effetti di contatto nelle rocce incassanti. La litologia del plutone (KÖNIG, 1965; CAMPIGLIO & POTENZA, 1964, 1966, 1967; BONSIGNORE *et alii*, 1969) presenta vari differenziati, a partire da un magma basico a chimismo tholeiitico (TRIBUZIO *et alii*, 1999).

La massa principale è composta da gabbri anfibolici e dioriti, cui si associano noriti e, in minor misura, ortopirosseniti, anortositi e gabbri olivinici. Nelle porzioni marginali del plutone sono presenti dioriti quarzifere e subordinati graniti e granodioriti, spesso granatiferi per contaminazione con le rocce incassanti. Nelle rocce basiche si osserva, localmente, una sequenza di livelli a differente composizione, dai più melanocrati ai più leucocrati - in successione: gabbri olivinici, ortopirosseniti, gabbri, noriti, anortositi - che permette di interpretare questa massa gabbroide come un plutone basico stratificato.

Le datazioni radiometriche con i metodi Sm-Nd e Rb-Sr del complesso gabbriico di Sòndalo hanno fornito isocrone di 300-270 Ma; si tratta di una intrusione di magmi tholeiitici derivati dal mantello, in età da tardo-carbonifera a eo-permiana, avvenuta a diversi livelli della crosta continentale, durante le fasi di tettonica distensiva tardo- post-varisiche (TRIBUZIO & THIRLWALL, 1997; TRIBUZIO *et alii*, 1999).

Le rocce incassanti del plutone di Sòndalo sono costituite da metapeliti in facies anfibolitica; si tratta di paragneiss e micascisti a due miche e granatiferi, a cui sono associate rare intercalazioni di anfiboliti, marmi e metapegmatiti. Sillimanite, talora macroscopica, ercinite, cordierite, corindone, prismatina e tracce di anatessi rivelano un intenso metamorfismo di contatto.

Nel Foglio 024-Bormio, le rocce del plutone di Sòndalo coprono un'area limitata nel settore sud-occidentale, tra Cepina e le Alpi Oultoir; le facies

dioritiche prevalgono su quelle gabbriche, che sono più abbondanti e differenziate nel contiguo Foglio 041-Ponte di Legno.

III.1.2.1.2.1.1.1 Gabbri (ISG)

Nel Plutone di Sòndalo sono presenti gabbri anfibolici, gabbri noritici, gabbri olivinici, gabbri a pirosseno in grandi cristalli e poveri in plagioclasio, anortositi. I gabbri anfibolici sono il litotipo prevalente nel Foglio 024-Bormio. Si tratta di rocce piuttosto scure, verdastre o nerastre, di aspetto vario per composizione mineralogica e grana; la grana maggiore è comune in prossimità del fondovalle della Valtellina (verso il nucleo del plutone), quella più fine nelle zone più elevate. I gabbri anfibolici sono costituiti principalmente da plagioclasio labradoritico (intorno al 65% di anortite) e da anfibolo (magnesio-orneblenda titanifera); in misura minore sono presenti augite, enstatite, biotite, rara forsterite e ilmenite.

III.1.2.1.2.1.1.2 Dioriti (ISD)

Nel Foglio 024-Bormio queste rocce affiorano, sul versante orientale della Valtellina, tra il Rez della Piscia e la Ruina Rossa, e tra la Valle di Novalena e il bordo meridionale del foglio, mentre sul versante occidentale della valle esse sono circoscritte a una piccola area a O di Tirindré. Macroscopicamente si presentano come rocce granulari massicce a grana generalmente da media a fine (da plurimillimetrica a submillimetrica); più rare le facies a grana più grossa. Il colore è grigio o grigio-verdastro, talora violaceo; frequenti i tipi pepe e sale, dove i minerali melanocrati sono più sviluppati. Le dioriti sono composte da plagioclasio zonato (andesina-labradolite) per il 50% e oltre, da orneblenda generalmente verde e da biotite, più raramente pirosseni; accessori il quarzo, l'ilmenite, l'apatite e lo zircone. In prossimità dei *roof pendants* di roccia incassante, sono frequenti fenomeni di endometamorfismo con formazione di granato fino a centimetrico e di biotite.

III.1.2.1.2.1.1.3 Quarzodioriti (ISQ)

Le quarzodioriti affiorano estesamente sul versante destro (occidentale) della Valtellina, a S di Pedemonte. Sono rocce massicce, a grana media, biotitico-anfiboliche, di colore grigio più o meno scuro, talora con tonalità violacee. Facies lineate per isoorientazione di anfiboli e biotite sono frequenti soprattutto nei pressi delle Baite Suena; come già osservato da CAMPIGLIO & POTENZA (1964), si tratta di orientazioni legate alla

cristallizzazione del magma in un campo di *stress*. Gli inclusi di rocce incassanti sono scarsi.

Le quarzodioriti mostrano una leggera prevalenza dei minerali leucocrati su quelli melanocrati. I minerali più abbondanti sono: un plagioclasio zonato (An da 30% a 60%), che forma circa il 40-50% della roccia, un anfibolo verde-scuro spesso idiomorfo (magnesio-orneblenda) e la biotite in larghe lamine brune. Molto subordinato, ma con percentuali abbastanza variabili da campione a campione, è il quarzo. Accessori sono titanite, apatite, ilmenite, zircone, pirrotina e talora microclino. Clorite, calcite ed epidoto sono prodotti di retrocessione dei componenti primari.

1.2.1.2.1.2 - Magmatiti acide dell'Alta Valtellina

Nelle stesse aree delle rocce basiche del Plutone di Sòndalo, ma anche a una certa distanza, affiorano masserelle e filoni granitici e granodioritici. Queste magmatiti acide attraversano le rocce del plutone, tagliano le miloniti della Linea del M. Mala (che a loro volta trancano superiormente il plutone) e infine si intrudono nelle metamorfiti soprastanti (Micascisti a clorite e sericite, **OME**), producendovi effetti termometamorfici. Esse si devono far risalire, con ogni probabilità, al medesimo ciclo magmatico di alcune manifestazioni (analoghe per caratteri litologici e collocazione tettonica) comprese nel foglio o ai suoi margini (Bei Laghetti, Valcepina, M. Masucco) e di altre più lontane (Pizzo Bianco, Val Viola, Val Ferrata, ecc.), delle quali è nota l'età d'intrusione: 282-259 Ma (DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987).

III.1.2.1.2.1.2.1 Granodioriti (ISR)

Queste rocce formano cospicue masse sul versante occidentale dell'alta Valtellina (settore sud-occidentale del foglio), tra Tiola-Tirindré e il torrente Massaniga e intorno alle Sorgenti Pozzaccio (Valcepina). Sul versante orientale della valle, masserelle e filoni affiorano tra Cepina, Baita Boerio e Valle del Solco. Analoghe masserelle e sacche granitiche si trovano nell'area del Bei Laghetti (alta Val Sobretta), dove sono accompagnate da manifestazioni migmatitiche (agmatiti) e da vistosi fenomeni di contatto, sia sulle metapeliti che sui marmi. Si tratta di rocce chiare, grigiastre, a grana da media a grossa, con una tessitura che varia da molto orientata a quasi massiccia. Le facies granitiche sono costituite da quarzo, biotite, muscovite, albite e K-feldspato talora in fenocristalli; accessori sono apatite, titanite, clorite e zircone. Le facies granitiche passano localmente a leucograniti e a granodioriti, queste ultime caratterizzate da un plagioclasio oligoclasico-

andesinico, con o senza orneblenda. Caratteristico è talora il granato almandino che compare in quantità molto variabili, fino a 40-50% della roccia, e testimonia processi di contaminazione del magma; la crescita di questo granato avviene sia nella roccia intrusiva, sia nei lembi di roccia incassante. Nelle zone marginali la granodiorite si presenta in sciami di filoni di spessore da centimetrico a metrico che attraversano in modo disordinato l'incassante, non di rado ridotto a piccoli brandelli. Lembi di scisti incassanti più o meno riassorbiti sono comuni presso Aquilone e Tirindré.

1.2.1.2.2. - Basamento Cristallino Pre-Permiano

1.2.1.2.2.1 - Ortogneiss (**OOG**)

Gli ortogneiss formano masse di notevole spessore oppure lenti molto allungate ma di limitato spessore, intercalate nei micascisti a clorite e sericite (**OME**) e nei micascisti e paragneiss a granato e staurolite (**OMI**). La massa principale degli ortogneiss forma un enorme piastrone che, dalla Cima delle Pecore (Val Solda), si sviluppa lungo le tre creste che si diramano verso O (Cresta di Cengles-Testa del Toro), verso SO (Dossobello) e verso S (Angelo Piccolo-Angelo Grande-Cima Vertana). Questo corpo trova la sua continuità sul versante occidentale della Valle Solda, sotto il sedimentario della falda dell'Ortles e sotto le filladi della Scaglia dello Zembrù. Corpi minori e sottili intercalazioni si rinvencono alla P.ta Peder di dentro e dintorni, sulle pendici del M. Confinale e tra il M. Vallecetta e il M. Oultoir. Si tratta generalmente di ortogneiss da occhiadini a listati, a due miche, di composizione da granitica a granitico-granodioritica. Subordinate sono le facies a sola muscovite o quelle a biotite, di colore più scuro. La foliazione è sempre planare, talora milonitica, con superfici irregolari dovute agli occhi di feldspato. In talune aree si osservano facies scarsamente deformate con tessiture intrusive primarie quasi integralmente conservate. In particolare nella zona della Valle Ardof e presso il M. Oultoir, sono presenti facies granitoidi a grana media o medio-fine, poco deformate, a prevalente muscovite, talora con abbondanti porfiroblasti di K-feldspato di dimensioni fino a 2 cm. Gli ortogneiss sono composti da quarzo, plagioclasio e K-feldspato, biotite e/o muscovite. Il K-feldspato (microclino) si presenta in genere in porfiroclasti di dimensioni anche centimetriche, raramente perititici; il plagioclasio è quasi interamente costituito da albite, sovente a scacchiera, con tracce di retrocessione (sericite, epidoto, calcite); la biotite è spesso cloritizzata. Accessori sono apatite, zirconio, titanite, ortite e ossidi di ferro.

Nelle alte valli di Zai e di Razoi, alla Punta dello Scudo e alla Punta Peder di Mezzo affiorano ortogneiss granitici e aplitici chiari, da listati a occhiadini in bancate da metriche a plurimetriche, costituiti da quarzo, K-feldspato, albite e mica chiara (**OOG_c**).

1.2.1.2.2.2 - Metarioliti (**OPO**)

Questi corpi stratoidi che corrispondono ai “Porfiroidi” *Auct.* sono intercalati nei micascisti retrocessi a clorite e sericite (**OME**) dell’Unità di Peio, lungo la fascia meridionale del Foglio 024-Bormio. I maggiori affioramenti compaiono sulle pendici del crinale tra la Valfurva e la Val Zebrù (Cima della Manzina – Cime dei Forni), mentre livelli più modesti si trovano in Val Cedec e presso l’Alpe Campec (Valle dei Forni). Corpi analoghi sono intercalati nei paragneiss a bande (**OMP**) della stessa unità in alta Val Sobretta, tra il M. Vallecetta e il M. Mala (al confine col Foglio 041-Ponte di Legno).

Questi corpi sono per lo più concordanti con la scistosità delle rocce incassanti, tuttavia la loro lineazione è localmente discordante di 5-20° rispetto alla scistosità. Essi hanno in genere spessore metrico, ma possono raggiungere anche 30 m (Valle della Manzina).

Le metarioliti sono rocce da grigio chiare a verdine, caratterizzate da porfiroclasti feldspatici di alcuni millimetri di diametro, con laminazione evidenziata da letti di biotite verde e mica bianca. Nelle facies meno deformate sono ancora visibili alcune strutture primarie; secondo ARGENTON *et alii* (1980), la presenza di strutture micropegmatitiche fa supporre si tratti, in qualche caso, di originari granofiri. La composizione è data da microclino, plagioclasti, quarzo e miche; il microclino è porfiroclastico, ridotto a frammenti cementati da venette di albite e quarzo, debolmente pertitico, spesso con inclusa albite a scacchiera. Il plagioclasio originario è generalmente trasformato in albite, con formazione di sericite e calcite. Il quarzo è in genere ricristallizzato in aggregati poligonali, ma non mancano livelli con fenocristalli di quarzo magmatico, arrotondati e con fenomeni di corrosione. La biotite è in buona parte ricristallizzata e sostituita talora da clorite. Accessori comuni sono l’apatite, il rutilo, lo zirconio e ossidi di ferro.

Queste rocce magmatiche si possono far risalire ipoteticamente alle manifestazioni vulcaniche calcocaline dell’Ordoviciano superiore segnalate da vari autori nei basamenti austroalpini (FRISCH *et alii*, 1990).

1.2.1.2.2.3 - Micascisti a clorite e sericite (**OME**)

Queste rocce affiorano estesamente nel Foglio 024-Bormio, di cui occupano quasi per intero il terzo meridionale: a partire dalla conca di Bormio (alta Valtellina), esse affiorano verso E in Valfurva, in Val Zebrù e nelle alte valli di Solda, Martello e de la Mare, formando i massicci montuosi di Vallecetta, Confinale-Manzina e Vioz-Cevedale. Questa formazione si estende ampiamente a E e a S, rispettivamente nei Fogli 025-Rabbi e 041-Ponte di Legno.

In queste Note illustrative, questi micascisti corrispondono alla formazione delle Filladi di Bormio del Foglio geologico 8-Bormio in scala 1:100.000 (BONSIGNORE *et alii*, 1969; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970). Il termine "Filladi di Bormio" viene qui abbandonato in quanto ritenuto inadeguato a rappresentare i caratteri petrografici della formazione: si tratta, infatti, di micascisti e paragneiss con metamorfismo varisco in facies anfibolitica, ai quali una sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, molto penetrativa e pressoché ubiquitaria, ha impartito un aspetto filladico ("filloniti"). D'altra parte, questi caratteri emergono chiaramente anche dalla descrizione che ne hanno fatto ANDREATTA (1952) e gli stessi Autori delle "Filladi di Bormio" nelle Note illustrative del Foglio geologico sopra citato (BONSIGNORE *et alii*, 1969, p.29). Questi caratteri concordano con quelli illustrati nei contigui Fogli 025-Rabbi (MARTIN *et alii*, 2009) e 041-Ponte di Legno (CHIESA *et alii*, in stampa).

La roccia ha un colore che varia da grigio-argenteo lucente fino a grigio-plumbeo, spesso con chiazze superficiali bruno-rossastre per idrossidi di ferro. La facies prevalente è data da rocce con struttura e aspetto filladici, spesso a bande alterne scure e chiare, formate rispettivamente da fasce di sericite e clorite ricche in grafite e da bande più ricche di quarzo. Il quarzo è presente anche in vene o lenti biancastre o grigio-nerastre; spesso si notano alternanze ripetute di livelletti ricchi in miche e livelli più massicci con abbondante quarzo, che talora fanno transizione a quarziti o quarzoscisti. Talvolta si osservano, intercalate dentro queste rocce retrocesse, delle bande di micascisti non retrocessi con mica chiara e biotite visibili a occhio nudo (ad es., nella zona del Tovo, dove le alternanze sono molto fitte, o nella fascia compresa tra il M. Cevedale, il Palòn de la Mare e più a S nel Foglio Ponte di Legno).

Localmente compaiono facies micascistose a larghe lamine di mica bianca, con biotite e granati porfiroclastici fino a 3 cm di diametro. Queste facies sono presenti soprattutto in alta Valfurva (in particolare in Val Cedec) e in Val Zebrù. Sporadicamente compaiono lembi di micascisti retrocessi granatiferi anche attorno al Monte Confinale. Il granato è un almandino ricco in calcio e manganese, talora con relitti della scistosità primaria (S_1),

che ingloba frequentemente quarzo e minerali opachi che delineano una foliazione debolmente deformata.

Sono anche frequenti intercalazioni e alternanze di paragneiss di cui sono stati cartografati e descritti separatamente i corpi più estesi (**OMP**). Localmente (Val Zebrù e baite Cerena in Valfurva), nei micascisti retrocessi sono presenti facies fortemente cataclastiche, con la porzione micacea quasi argillificata e la porzione quarzosa fortemente laminata. Diffuse sono anche le facies milonitiche (filloniti), soprattutto lungo il versante sinistro della Valfurva, in particolare sulle pendici della Cima Bianca (non cartografate). Queste filloniti sono composte principalmente da quarzo, mica bianca e clorite che determinano la scistosità principale della roccia (S_2), non di rado ondulata a causa di deformazioni plicative (D_3). Accessoria è l'albite, talora in piccoli peciloblasti, che conservano relitti microstrutturali; localmente è molto abbondante, fino a determinare facies albitizzate. Le facies più biotitiche mostrano una grana maggiore e una foliazione ben delineata; sono caratterizzate dalla presenza di biotite, parzialmente o totalmente sostituita da clorite, di piccoli individui di granato e di albite che sostituisce precedenti plagioclasti, formando piccole plaghe assieme ad epidoto. Lungo i piani di clivaggio della S_3 , cristallizza essenzialmente la clorite, mentre la mica bianca si riallinea con la scistosità principale; l'albite è posteriore all'allineamento dei livelli micacei. Grafite, apatite, tormalina, titanite, zircone, ilmenite e pirite sono i principali minerali accessori.

In sezione sottile, i micascisti appaiono come rocce lepidoblastiche a grana da fine a media, localmente con struttura eteroblastica per la presenza di granati di dimensioni talora centimetriche. Spesso si presentano con bande di sericite e clorite alternate a bande più ricche in quarzo. La composizione mineralogica è costituita da mica bianca, quarzo, clorite, biotite, plagioclasio, staurolite, granato, raramente cloritoide, stilpnomelano e sillimanite fibrolitica; tra gli accessori rutilo, tormalina, grafite e solfuri. Sia il granato che la staurolite sono fortemente retrocessi (tessitura a corona, relitti di forma).

L'associazione mineralogica può essere suddivisa in tre paragenesi attribuibili a tre fasi diverse: la prima paragenesi, presumibilmente varisica (prealpina) è caratterizzata dalla presenza di muscovite, biotite, quarzo, plagioclasio(I), granato(I) a setaccio sin-postdeformativo talora centimetrico, e staurolite postdeformativa alla S_n . La seconda paragenesi, attribuibile al metamorfismo eoalpino delle rocce, è caratterizzata dalla cristallizzazione statica di granati(II) millimetrici e limpidi e bordi di granato sui granati varisici, dalla formazione di plagioclasio(II), dalla formazione di cloritoide su staurolite e dalla cloritizzazione della biotite

come pure dalla crescita di clorite statica che talora taglia la scistosità S_{n+1} . Una terza fase, legata forse ad una forte circolazione di fluidi durante la deformazione neoalpina, è evidenziata dalla cloritizzazione e sericitizzazione dei granati sia di prima che di seconda generazione, dalla sostituzione quasi totale di biotite da clorite e dalla neoformazione di clorite, sericite e stilpnomelano. Mentre le prime due fasi si riconoscono anche nei micascisti e paragneiss “normali”, la terza ed ultima fase è riconoscibile solo nei micascisti retrocessi.

Facies di contatto: queste facies di contatto dei micascisti a clorite e sericite affiorano lungo i costoni orientali del M. Vioz, nell'angolo SE del foglio; esse sono dovute alle apofisi quarzodioritiche terziarie di Pala della Donzella – Tof di Malé affioranti a poche centinaia di metri di distanza, nel contiguo Foglio 025-Rabbi (DAL PIAZ *et alii*, 1988; MARTIN *et alii*, 2009). Rocce analoghe affiorano anche tra l'alte valli Zebrù, Cedech e Solda (Cima Graglia e parte della Cima Pale Rosse) al contatto con le masserelle e i filoni del plutone del Gran Zebrù. Queste rocce sono caratterizzate dalla perdita della struttura foliata e acquisizione di una struttura più massiccia, colore rossastro, cristallizzazione statica di biotite, andalusite, \pm sillimanite, \pm cordierite, \pm spinello verde, granato, clorite, \pm corindone, pirite e calcopirite (FERRETTI TORRICELLI, 1987).

1.2.1.2.2.4 - Micascisti a granato e staurolite (OMI)

Affiorano nella valle Rosim di Solda, nella valle di Zai e nella valle Peder, interposti tra le filladi (SZF) della Scaglia dello Zebrù, a S, e i paragneiss e micascisti e paragneiss a bande (OPL) dell'Unità di Lasa, a N. Verso E (Valle Peder) si differenziano dalle facies più retrocesse grazie alla grana che è medio-grossa, mentre verso O (Rio Rosim) mostrano tessitura filladica e colore grigio-argenteo. Generalmente le miche sono ben riconoscibili a occhio nudo, i granati sono millimetrici ed occasionalmente centimetrici. Sul terreno talora si osserva una tipica struttura a bande, data dall'alternanza di livelli a muscovite e biotite con livelli quarzoso-feldspatici mediamente di spessore centimetrico. Sono presenti intercalazioni di paragneiss più massicci e di quarziti.

In sezione sottile si presentano come rocce a grana media, con microstruttura scistosa da eteroblastica a lepidoblastica. I minerali principali osservati sono: granato, biotite, muscovite, clorite, staurolite, sillimanite, feldspato, quarzo, tormalina, titanite, epidoto (la cui presenza indica la vicinanza con anfiboliti), apatite, zircone, solfuri e ossidi.

La staurolite, importante indicatore della facies anfibolitica varisca è quasi onnipresente nell'alta Val Solda, in Valle di Zai e in Valle Peder. Qui,

nei micascisti grigio-argentei a struttura filladica, le stauroliti sono molto ben cristallizzate e frequentemente prive di segni di alterazione o retrocessione. I cristalli, talora pluricentimetrici, tipicamente associati a biotite e granato, sono spesso geminati e sempre sin-postdeformativi alla S_n . Nelle altre zone, ma soprattutto sulle creste alte, le stauroliti dimostrano una forte retrocessione metamorfica.

La composizione mineralogica della roccia può essere suddivisa in due paragenesi attribuibili a fasi metamorfiche diverse: la paragenesi varisica, caratterizzata da muscovite, quarzo, biotite(I) plagioclasio(I), granato(I), staurolite, è tipica di un metamorfismo di facies anfibolitica con temperature $> 550^\circ\text{C}$ e pressioni medie. La paragenesi quarzo, biotite(II) granato(II), plagioclasio(II), clorite (che sostituisce soprattutto la biotite e parzialmente i granati e cloritoide che cresce staticamente sulla staurolite), è attribuibile al metamorfismo eoalpino, come implicano le strutture e le datazioni eseguite da MAIR & SCHUSTER (2003). Questa impronta eoalpina di facies scisti verdi alta diminuisce notevolmente da NE (Cima di Lasa, circa 530°C , 7-9 kbar) verso SO, per raggiungere la facies scisti verdi media ($380-430^\circ\text{C}$, 4-7 kbar) nella Val Madriccio (MAIR *et alii*, 2003). In corrispondenza delle zone di taglio, i micascisti assumono un aspetto argenteo dovuto alla trasformazione della mica bianca pre-alpina, della biotite e del granato in diffusa fine sericite e in clorite, su cui spiccano talora i cristalli di staurolite prealpina retrocessi.

Le intercalazioni più frequenti e di maggiori dimensioni sono costituite da ortogneiss, anfiboliti e marmi. In valle Rosim di Solda si trovano, intercalate ai micascisti a granato e staurolite talora al limite con le intercalazioni anfibolitiche, bande decimetriche costituite da concentrazioni di tormalina che si ripetono in modo discontinuo.

1.2.1.2.2.5 - Paragneiss a bande (OMP)

Queste rocce appaiono intercalate un po' ovunque nei micascisti retrocessi, in livelli di spessore variabile, in genere di diverse decine di metri. Esse sono state distinte cartograficamente laddove sono più abbondanti rispetto alla componente pelitica, come ad esempio attorno al Monte Vallecetta e lungo il crinale tra il Monte Cevedale e il Monte S. Giacomo. Si tratta di paragneiss a bande, poco foliati, di colore grigio o grigio-bruno, a grana medio-fine, a biotite o a due miche, con granato generalmente in piccoli individui non rilevabili a occhio e raramente in porfiroblasti plurimillimetrici. I paragneiss sono composti in gran parte da quarzo, che costituisce la porzione granoblastica della roccia, assieme a granato e a subordinati granuli di plagioclasio; tra le miche prevale

generalmente la mica bianca mentre è subordinata la biotite in sottili lamelle brune. Talora la biotite è parzialmente sostituita dalla clorite. Come minerali accessori compaiono tormalina, apatite, zircono e ossidi di ferro.

Facies di contatto: si tratta di una facies di contatto dei paragneiss a bande. Queste rocce mostrano effetti termometamorfici dovuti all'intrusione delle rocce basiche del plutone di Sòndalo. Tali effetti sono più vistosi in prossimità del contatto, nei *roof pendants* e nei lembi inclusi, ma sono diffusi, più sfumati, anche a distanza, cosicché non è sempre facile discriminarli dalle facies non coinvolte. Gli effetti termometamorfici consistono in: grande sviluppo locale di sillimanite in aghi fino a due centimetri irregolarmente distribuiti, sviluppo di granato almandino brunastro plurimillimetrico, concentrazioni di biotite, diffusi fenomeni di anatessi con fusi leucocrati concordanti e filoncelli granitico-granodioritici anche discordanti, filoni pegmatitici. Si passa gradualmente a facies intrusive con abbondanti lembi di varia dimensione di scisti incassanti ricchi di sillimanite; nelle facies intrusive sono talora visibili granuli di cordierite. meno diffusi negli gneiss attraversati dai filoni di rocce intrusive.

Nel Foglio geologico 8-Bormio in scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) questi paragneiss sono stati descritti come "Gneiss del Monte Tonale" e assegnati tettonicamente al "Sistema di Languard-Tonale", in base a un criterio esclusivamente litologico-metamorfico.

I paragneiss cornubianitici affiorano sui bassi versanti dell'alta Valtellina, tra Cepina e Aquilone, e rappresentano le rocce incassanti del Plutone di Sòndalo, nel quale formano spesso degli inclusi o dei *roof pendants*. Sono presenti (p.es., appena a monte di Massaniga) rari livelli da decimetrici a metrici di ortogneiss massicci, per lo più occhiadini, di colore grigio-chiaro. Gli affioramenti più estesi di paragneiss cornubianitici si trovano tra il torrente Massaniga e Tiola sul versante occidentale della Valtellina, e tra Ruina Rossa e la Valle il Solco sul versante opposto. Si tratta di rocce scure, brunastre o grigio-violacee, a grana media, caratterizzate da letti quarzoso-feldspatici, con idioblasti di granato, alternati a livelli prevalentemente biotitici, con lamine di muscovite e aghetti di sillimanite. Tra gli accessori è frequente la tormalina, anche in distinti porfiroblasti neri lucenti, lo zircono, l'apatite e minerali opachi. Sovente i paragneiss sono attraversati da vene di quarzo e da filoncelli di metapegmatiti a grana media, talora a tormalina e cordierite.

1.2.1.2.2.6 - Quarziti (OQU)

Sono rocce relativamente diffuse nei micascisti retrocessi, per lo più sotto forma di livelli da decimetrici a decametrici o più, di color grigio, con tessitura da massiccia a planare, talora milonitica. Solo i livelli di maggior spessore sono stati cartografati. Le principali intercalazioni lenticolari di quarziti e quarzoscisti si trovano sul versante destro della Val Cedec, tra questa e la Val Pisella, e sulle creste del Palòn de la Mare, a S del M. Cevedale. Si tratta per lo più di quarzoscisti micaceo-cloritici, passanti a paragneiss e micascisti muscovitici o a due miche. L'associazione mineralogica è costituita da quarzo e mica bianca, con albite, biotite, granato, grafite e tormalina come componenti accessori, clorite, sericite ed epidoto come secondari. Nelle quarziti sono presenti qua e là sottili livelli di carbonati leggermente feriferi, di colore bruno.

1.2.1.2.2.7 - Anfiboliti (OAF)

Si tratta di anfiboliti e gneiss anfibolici talora a bande, in lenti e masse discontinue di spessore da metrico a decametrico, spesso boudinate. Affiorano soprattutto al margine centro-orientale del foglio a cavallo tra le valli Solda, Martello e Lasa, entro i micascisti a granato e staurolite, al di sotto degli ortogneiss del Massiccio Vertana-Angelo. Si tratta di anfiboliti di colore verde scuro, con intercalazioni di sottili bande leucocratiche millimetrico-centimetriche di quarzo e feldspato. Sono caratterizzate da una foliazione definita da un'alternanza millimetrica di letti scuri ricchi in anfibolo e livelli chiari in cui si concentrano le componenti leucocratiche. Più raramente sono state osservate anfiboliti con plagioclasio abbondante, che preservano parzialmente l'originaria struttura magmatica. Sono raramente fratturate e più spesso intensamente ripiegate rispetto agli scisti incassanti, con pieghe sia centimetrico-decimetriche che metriche e plurimetriche. Talvolta presentano una grana grossolana, talvolta fine. Alla sommità della Val Peder, le anfiboliti formano corpi estesi che si trovano sempre nei nuclei delle pieghe alpine.

L'associazione mineralogica delle anfiboliti è caratterizzata da anfibolo (orneblenda?), biotite, muscovite, plagioclasio, quarzo \pm granato \pm epidoto \pm clinozoisite \pm clorite \pm magnetite \pm titanite. In sezione sottile presentano una microstruttura scistosa (talvolta gneissica) lepidoblastica (data dalla presenza delle miche) e talvolta eteroblastica (granati).

Si tratta di rocce di composizione basaltica con affinità tholeiitica che derivano da un evento magmatico basico pre-varisico (CANALE, 1987). Sono rocce a dominante anfibolo, plagioclasio, biotite, \pm granato e rutilo, prive di relitti di alta pressione. L'associazione mineralogica delle anfiboliti registra un evento metamorfico pre-alpino in facies anfibolitica con

temperature dell'ordine di 550-650°C; tuttavia nessun relitto mineralogico o strutturale significativo é stato osservato nei granati oltre al rutilo. Il bordo con i micascisti e paragneiss incassanti spesso è dato da un orizzonte di gneiss anfibolici a grana grossa caratterizzati dalla presenza di cristalli di anfibolo e biotite grande.

1.2.1.2.2.8 - Prasinita (OPS)

Tra le rocce basiche intercalate nei micascisti a clorite e sericite (OME) prevalgono di gran lunga i termini prasinitici; essi affiorano un po' ovunque, ma in particolare sembrano concentrarsi nella fascia settentrionale dei micascisti retrocessi. Abbondano particolarmente nella zona sommitale del massiccio Confinale-Manzina tra la Val Zebrù e la Valfurva-Val Cedèc, sul medio e basso versante meridionale della cresta di Reit e appena a N di Oga.

Si possono distinguere (ARGENTON *et alii*, 1980) tre tipi principali di prasinita: a) scisti prasinitici verde-chiaro, finemente scistosi e spesso fittamente pieghettati, costituiti da prevalente clorite, con epidoto, actinolite, albite, e con scarso quarzo, carbonato e miche; b) prasinita verdi con ocelli albitici bianchi, a actinolite, epidoto, clorite e albite in porfiroblasti di alcuni millimetri di diametro; c) prasinita micacee (ovarditiche), ad albite ocellare, con clorite, epidoto, mica bianca, quarzo e carbonati. In tutte e tre le litologie sono presenti quantità accessorie di titanite, apatite, tormalina, biotite, pirite e ossidi di ferro.

Localmente (per es., nelle vicinanze dei Passi Zebrù, tra la Val Cedèc e la Val Zebrù, nella zona dei reticolati di filo spinato della Grande Guerra), nelle prasinita si rinvengono nuclei lentiformi pluridecimetrici costituiti da relitti di metagabbri a grana da media a grossolana, spesso con netta struttura *flaser*, trasformati ai bordi in scisti verdi a grana fine. Il minerale principale dei relitti metagabbri è un plagioclasio completamente saussuritizzato, con formazione di epidoto, mica, albite e calcite, cui si associa anfibolo, in genere in grossi cristalli verde scuri o neri, fino a 2 cm di lunghezza, distribuiti in modo irregolare e quasi mai allineati. Presenti sono anche clorite, quarzo e biotite parzialmente cloritizzata.

Non si può escludere (ARGENTON *et alii*, 1980) che alcuni livelli prasinitici derivino da rocce basaltiche o da tufi, mentre è ovvia l'origine intrusiva per i livelli con relitti di metagabbri.

1.2.1.2.2.9 - Marmi (OMA)

Si tratta di marmi biancastri, giallastri, talora rosati, a bande grigie, impuri per la presenza di quarzo, mica bianca, tremolite, clinozoisite, grafite e raro plagioclasio. Mostrano un'intensa deformazione milonitica con

evidenti pieghe isoclinali a scala da millimetrica a decametrica. I marmi formano intercalazioni da metriche a decametriche nei micascisti retrocessi, dove si concentrano in una fascia che può essere seguita con una certa continuità sul terreno, nel terzo meridionale del foglio; data la giacitura da suborizzontale a poco inclinata, la fascia di marmi mostra un andamento planimetrico sinuoso passando da una valle all'altra; precisamente, da E a O: alte valli Martello, Solda, Cedèc e Zebrù, Val Furva, Valle dell'Alpe e Val di Rèzzalo (Foglio 025-Ponte di Legno), Val Sobretta, Bormio. I contatti con i micascisti incassanti (**OME**) sono sia netti, sia transizionali, con fitte alternanze di sottili livelli di marmi e di micascisti. Sul terreno appaiono come marmi impuri di color giallastro-rossastro, talvolta saccaroidi, con presenza di bande melanocratiche centimetriche, molto fratturati e talvolta intensamente ripiegati. Le intercalazioni di marmi, localmente abbondanti, formano ripetute alternanze che complessivamente possono raggiungere varie centinaia di metri in affioramento. L'analisi strutturale delle bande rivela che si tratta di diversi livelli piegati e ripiegati isoclinamente, dando così origine a spessori molto diversi delle diverse bande ma anche a variazioni laterali di spessore delle singole bande. Queste variazioni sono causate dalla sovrapposizione di due sistemi di piega con andamento degli assi di circa 240/25 e circa 070/40. Considerando che i marmi calcitici sono duttili fino a temperature di 200°C, si deve dedurre che questa deformazione sia certamente di età alpina.

Da E a O, i maggiori affioramenti di marmi si trovano: tra le alte valli Martello, Solda e Cedèc; nella Valle dei Forni (tra Cerena e Campec); sul versante destro della bassa Valfurva (tra le baite Cavallaro e la Corna Rossa); nella media Valle di Sobretta (sopra la Baita del Pastore); a SE di Bormio (tra le località S. Pietro e il Ciuk).

In sezione sottile presentano una grana grossa e una microstruttura omeoblastica. La composizione mineralogica consiste prevalentemente di calcite, quarzo, clorite e muscovite; inoltre si trovano epidoto, zoisite, titanite, rutilo e zircono \pm stilpnomelano. È da notare che gli epidoti e le muscoviti sono sempre zonati e dimostrano due fasi di cristallizzazione. Così, analogamente ai micascisti retrocessi in cui si trovano intercalati, si possono distinguere due paragenesi diverse: una paragenesi prealpina o eoalpina non discriminabile, caratterizzata da calcite, quarzo, muscovite(I), epidoto(I), zoisite, titanite, rutilo e zircono, e una fase di retrocessione marcata dalla ricristallizzazione dei minerali principali e dalla crescita di muscovite(II) ed epidoto(II) e la neoformazione di clorite e stilpnomelano.

1.2.1.3. - Unità tettonica di Lasa

Questa unità, elemento inferiore della falda Campo, viene fatta corrispondere con varie denominazioni al cristallino della falda Languard da STAUB (1964), POZZI (1965) e BONSIGNORE *et alii* (1969).

L'Unità di Lasa è un'unità di basamento costituita in gran parte da metamorfiti a protolite pre-varisico, caratterizzata da un metamorfismo varisico in facies anfibolitica e da una diffusa sovrainpronta alpina in facies scisti verdi di "alto grado". Inoltre, essa è stata interessata da un'intensa deformazione con milonizzazione di larghe fasce dell'intero ammasso e ricristallizzazione alpina molto pervasiva. L'unità affiora nel settore nord-orientale del Foglio 024-Bormio, sulle pendici medio-alte del versante destro della Val Venosta, tra la Val Solda e l'alta Val di Lasa. Verso S, l'unità di Lasa è sovrascorsa dall'unità di Peio tramite la linea Zumpanell-Lasa; localmente (Malga delle Pecore, Testa del Toro), questa linea è sottolineata da scaglie di sedimenti mesozoici. Verso O, l'unità in questione s'incunea sotto la scaglia mesozoica di Malga di Campo Piccolo, da Trafoi a Gomagoi, e sotto le Miloniti della Val Venosta e la zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch a valle di Gomagoi. Il limite inferiore, ipoteticamente rappresentato dalla falda Languard (o unità equivalente), emerge alcune decine di chilometri più a O, nella Valle di Livigno, come base tettonica della falda Campo (CONTI, 1997).

Nell'area in questione, l'unità di Lasa è costituita da *paragneiss e micascisti*; ad essi si alternano estesi corpi e sottili livelli di *ortogneiss*. Nei paragneiss e micascisti si intercalano sottili bande concordanti di *marmi, anfiboliti e quarziti*. Sulle pendici a S di Gomagoi affiorano anche metagraniti probabilmente tardo-varisici, molto laminati in prossimità della linea di Zumpanell-Lasa.

1.2.1.3.1. - Metagraniti (LOM)

I corpi più estesi e spessi affiorano sopra Gomagoi, sul promontorio che divide la Valle di Trafoi dalla Val Solda. Localmente, nei dintorni del vallone di Grunestal a SO di Gomagoi, la roccia ha un aspetto decisamente massiccio, ma in genere è alquanto scistosa, fino a milonitica in prossimità della linea di Zumpanell-Lasa. Si tratta di metagraniti a due miche, a grana da media a grossa. L'associazione mineralogica consiste di porfiroclasti di microclino e plagioclasio saussuritizzato, in una matrice di quarzo, mica bianca e biotite \pm epidoto \pm zirconio \pm granato \pm clorite.

1.2.1.3.2. - Ortogneiss (ONO)

Affiorano sulle medio-alte valli laterali della Val Venosta, tra la Val Solda e la Val di Lasa. Si tratta di ortogneiss granitici a protolite pre-varisico, a grana grossa con struttura da planare a occhiadina o *flaser*, e vistosi fenocristalli feldspatici chiari in una matrice grigia. L'associazione mineralogica comprende: quarzo, albite e microclino, mica bianca, biotite \pm epidoto \pm zirconio \pm granato \pm clorite.

1.2.1.3.3. - Micascisti e paragneiss a bande (OPL)

Affiorano nel settore nord-orientale del foglio sulle pendici medio-alte della Val Venosta, tra le valli di Solda e Trafoi e la Valle di Lasa. I micascisti e paragneiss sono caratterizzati da una tipica struttura a bande, data dall'alternanza di livelli molto micacei e livelli quarzoso-feldspatici. Il litotipo principale è rappresentato da un paragneiss a due miche, prevalentemente muscovitico a grana medio-fine, che verso E e verso S (alta Valle di Cengles e Valle di Lasa) sfuma a micascisti a due miche. L'associazione mineralogica comprende: quarzo, muscovite, biotite, plagioclasio, \pm granato, \pm staurolite, \pm anfibolo, \pm cloritoide, \pm calcite, \pm clorite, \pm tormalina \pm ilmenite, \pm titanite. Localmente sono state distinte le facies più scistose micaceo-cloritiche, a prevalenti micascisti (OPL_a) e quelle più massicce quarzoso-feldspatiche, a prevalenti paragneiss (OPL_b).

Il *layering* mineralogico è caratterizzato dalla predominanza di un minerale sugli altri (plagioclasio, mica bianca o quarzo). Le bande sono talora a bordi sfumati, talora netti. In prossimità di intercalazioni anfibolitiche, nei paragneiss appare un anfibolo verde fino ad assumere l'aspetto di gneiss anfibolici. In vicinanza dei marmi, i micascisti diventano più carbonatici, fino ad assumere la composizione di calcescisti veri e propri.

Le analisi petrologiche (MARTIN *et alii*, 2009) indicano due associazioni; quella prealpina comprende granato(I) + biotite + plagioclasio(I) + muscovite(I) + quarzo. La paragenesi alpina consiste di granato(II) + plagioclasio(II) + biotite + clorite + muscovite(II, sericite) \pm cloritoide \pm rutilo \pm zirconio. È da notare che il cloritoide nella maggior parte dei casi è ricristallizzato staticamente sostituendo la staurolite, mentre la clorite sostituisce la biotite, talora anche il granato. I granati alpini si trovano in piccoli cristalli limpidi o come bordo di seconda generazione su granati prealpini. Il plagioclasio(II) si trova come piccoli cristalli singoli ma anche come bordo attorno al plagioclasio(I). Mentre le condizioni metamorfiche della fase eo-alpina sono state calcolate e danno temperature di 490-530°C e pressioni di 6-8 kbar, le condizioni metamorfiche prealpine possono solo

essere stimate. La presenza di staurolite indica temperature superiori a 550°C; l'assenza di allumosilicati e di paragenesi prealpine critiche non consentono una stima delle pressioni.

1.2.1.3.4. - Quarziti (**OLQ**)

Nei micascisti e paragneiss (**OPL**) sono presenti quarziti sotto forma di numerose intercalazioni da metriche a plurimetriche, nell'alta Valle di Cengles e dintorni. Macroscopicamente appaiono di colore grigio-scuro, talora con sfumature diverse e/o chiazze brunicce a seconda del contenuto di idrossidi di ferro.

L'associazione mineralogica più comune è data da quarzo prevalente, raro plagioclasio (spesso sericitizzato), muscovite, biotite e clorite. Accessori sono tormalina (talora zonata), clinozoisite, zircone, apatite, grafite e magnetite. Le quarziti sfumano verso paragneiss molto quarzosi con struttura da milonitica a protomilonitica, talora anche massiccia; le microstrutture rivelano una ricristallizzazione posteriore alla deformazione milonitica (biotite e muscovite statica).

1.2.1.3.5. - Anfiboliti (**OAL**)

Nei micascisti e paragneiss sono frequenti lenti e *boudin* di anfiboliti, talora associate alle quarziti (media Valle di Cengles) o ai marmi (tra Cima Tedesca e M. delle Pecore). Si tratta di anfiboliti generalmente massicce, a grana media o fine, a tessitura irregolare quasi felsica, talora a bande, caratterizzate da una foliazione planare con un'alternanza millimetrica di letti verdi scuri più anfibolici e livelli chiari più ricchi in plagioclasio. L'associazione mineralogica è data da anfibolo, biotite, muscovite, plagioclasio, quarzo ± granato ± epidoto ± clinozoisite. Calcopirite e pirite sono presenti in granuli diffusi.

Anche in questa roccia, l'analisi petrologica (MARTIN *et alii*, 2009) ha rivelato due associazioni mineralogiche, attribuibili a due eventi metamorfici: la prima, prealpina, probabilmente varisica, consiste di anfibolo(I) + plagioclasio(I) + biotite + muscovite + quarzo ± granato(I) ± zoisite(I) ± titanite ± calcite; la seconda, certamente alpina è data da anfibolo(II) + plagioclasio(II) + biotite + clorite ± zoisite(II) ± granato(II) ± titanite ± calcite. Come nei micascisti/paragneiss, anche la paragenesi eoalpina delle anfiboliti si è formata a temperature di 500-600°C e pressioni di 0,5-0,88 GPa.

1.2.1.3.6. - Marmi (OML)

Nel Foglio 024-Bormio, questi marmi sono poco rappresentati, limitandosi agli estremi brandelli occidentali dei ben noti marmi di Lasa; essi sono intercalati nei micascisti tra Cima Tedesca e M. delle Pecore (Val di Cengles-Valle di Lasa), hanno spessore fino a qualche metro e direzione circa E-O. Macroscopicamente i marmi sono rocce compatte, ad elevata cristallinità, marcata orientazione e colorazione che varia dal bianco-giallastro al marroncino.

Nei marmi ricchi in silicati sono presenti paragenesi a calcite, plagioclasio, muscovite, quarzo, zoisite, titanite, clinopirosseno, anfibolo, biotite, clorite, tremolite. La calcite è normalmente superiore a 85% in volume e può raggiungere il 98%. Questa associazione mineralogica è prodotto di due fasi metamorfiche, con clinopirosseno e anfibolo riferibili a una fase pre-alpina e clorite, biotite, tremolite a una fase alpina perché cresciute staticamente e postdeformative (MARTIN *et alii*, 2009).

1.2.1.3.7. - Miloniti indifferenziate (TZL)

Si tratta una fascia di miloniti nere a grana estremamente minuta, con rari frammenti di quarzo, affioranti in una fascia di circa 4 km con uno spessore di circa 10 metri lungo la Linea di Zumpanell-Lasa tra la Valle di Trafoi e la Valle di Solda (versante destro) fino alla località Testa del Toro.

2. - COPERTURE SEDIMENTARIE PERMO-MESOZOICHE

Nella descrizione delle unità sedimentarie del Foglio 024-Bormio saranno utilizzati sia termini formalizzati che suddivisioni in litofacies per corpi geologici cartografabili ma non formalizzati. Problemi di attribuzione litostratigrafica sono legati a unità che affiorano soprattutto come scaglie tettoniche lungo i lineamenti principali, soprattutto quando le unità si presentano intensamente deformate e prive di elementi diagnostici sicuri. Quando possibile, insieme al nome informale provvisoriamente utilizzato, vengono riportati i termini equivalenti provenienti sia dalla nomenclatura utilizzata da autori italiani (derivata principalmente dalla Carta Geologica d'Italia scala 1:100.000 – Foglio 8-Bormio, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) sia da quella utilizzata dalla scuola svizzera e basata su successioni sedimentarie affioranti in maniera estesa in territorio elvetico. Nella cartografia geologica si è privilegiato l'aspetto litostratigrafico a quello tettonico e pertanto litologie identiche appartenenti ad unità strutturali

diverse sono state cartografate nello stesso modo. La descrizione delle unità sedimentarie qui presentata è quindi effettuata su base strettamente litostratigrafica e non tettonica, in quanto rocce riferibili alla stessa unità litostratigrafica possono essere presenti in unità tettoniche differenti. Per l'attribuzione delle litologie di una stessa unità litostratigrafica a unità tettoniche differenti si deve fare riferimento allo schema tettonico del foglio. Per quanto riguarda la nomenclatura delle unità litostratigrafiche, si è optato per una classificazione delle unità svincolata da quella utilizzata in altri domini paleogeografici a sviluppo confrontabile, quali le Alpi Meridionali. Questa scelta si è resa necessaria per evitare forzature nell'attribuire lo stesso nome ad unità comparabili, ma differenti per alcuni aspetti, nei domini Sudalpino ed Austroalpino, soprattutto per quanto riguarda la successione Permo-Triassica. Le analogie litologiche tra alcune unità (Verrucano Lombardo con il verrucano alpino o *Chazforà Formation*; Dolomia Principale con le coeve successioni dell'Austroalpino) potrebbero effettivamente indurre a portare in sinonimia queste unità, ma vanno comunque evidenziate differenze litologiche che ne giustificano la distinzione. Onde evitare forzature (es: chiamare Argillite di Riva di Solto o Calcere di Zu la Formazione di Fraele-Kössen *Formation*) ci si è attenuti pertanto al verbale del Comitato d'area per le Alpi centrali, orientali e occidentali - gruppo di lavoro per il sedimentario del 11 dicembre 2001 che stabilisce la possibilità di definire successioni litostratigrafiche differenti in domini paleogeografici diversi, al fine di evitare forzature nella semplificazione nomenclaturale a scapito del rispetto di effettive differenze litologiche in unità deposti in contesti analoghi ma in parti molto distanti dello stesso bacino sedimentario.

In alcuni limitati casi l'attribuzione di affioramenti ad unità litologicamente simili ma di età differenti (è questo il caso delle dolomie ladiniche e noriche, che spesso costituiscono scaglie tettoniche molto fratturate e con una pessima conservazione delle strutture sedimentarie originarie e prive di elementi che possano consentire una datazione) è stata effettuata in maniera interpretativa e non può essere basata, a causa delle condizioni di preservazione, su documentazioni paleontologiche. Va comunque segnalato che eventuali cambiamenti di attribuzione di affioramenti dubbi non avrebbero significative implicazioni stratigrafiche né tettoniche, in quanto si tratta di lembi sradicati e senza rapporti stratigrafici con le unità adiacenti.

L'analisi stratigrafica ha permesso di cartografare unità distinte nella successione norica ed in precedenza attribuite genericamente alla Dolomia del Cristallo o *Hauptdolomit*. Alcune unità sono state riferite, sulla base

dell'analisi del materiale bibliografico, a successioni descritte soprattutto in territorio svizzero, dove sono meglio preservate. Il riferimento a unità già descritte è stato necessario soprattutto per inquadrare in una successione nota le varie scaglie tettoniche presenti alla base della Falda Ortles: in assenza di riferimenti, sarebbe stato necessario introdurre una nuova nomenclatura stratigrafica, in condizioni però non idonee per l'istituzione di unità stratigrafiche. Inoltre l'introduzione di nuovi nomi avrebbe ulteriormente complicato la definizione della stratigrafia in un'area dove nomi stratigrafici diversi sono spesso stati usati per sedimenti analoghi ma appartenenti ad unità strutturali diverse, con conseguenti complicazioni.

Nel Foglio 024-Bormio, le rocce sedimentarie permo-mesozoiche formano per intero le falde Ortles e Quattervals, mentre si alternano lungo piani di scollamento di importanza secondaria a scaglie costituite da un basamento pre-permiano nella Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch. Nella *Falda Ortles* è presente una successione discontinua (per motivi tettonici) che va da vulcaniti e arenarie vulcanoclastiche (Permiano, cartografate unitariamente come verrucano alpino) fino alla Formazione di Fraele (Norico superiore-Retico) ed è caratterizzata da una significativa differenziazione di facies durante il Norico. La *Falda Quattervals* è costituita nel Foglio 024-Bormio dalla sola Dolomia Principale dell'Austroalpino (Norico), mentre unità eteropiche (Formazione di Pra Grata e Calcare di Quattervals) sono presenti in questa falda solamente più ad O (Foglio 023-Livigno). Nella copertura della *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* sono presenti la formazione della Val Forcola (Carnico) e la Dolomia Principale dell'Austroalpino (Norico). La situazione è infine più complessa nella zona della Linea Zumpanell-Lasa, dove sono presenti limitate scaglie tettoniche di unità mesozoiche non più giovani del Carnico.

Gli esigui lembi di sedimentario intensamente tettonizzati e di problematica identificazione formazionale, pizzicati nella linea del Madriccio, sono descritti nel paragrafo 1.2.1.1- *Scaglia dello Zebrù*. *L'Unità di Peio* è priva di copertura mesozoica.

2.1 - VERRUCANO ALPINO (VEA)

Sinonimi: *Chazforà Formation*.

Il verrucano alpino affiora in scaglie tettoniche di spessore variabile da pochi decimetri a 30-50 metri (versante sud-orientale del Monte delle Scale, alta Valle dei Gessi) lungo la Linea dello Zebrù. E' costituito da arenarie e conglomerati a clasti prevalentemente di vulcaniti e quarzo, con subordinati clasti litici di provenienza dal basamento ercinico, alternati con peliti. L'aspetto è massiccio ed i diversi livelli presentano geometrie lenticolari. Il

colore è generalmente rosso, ma dove l'unità è più intensamente tettonizzata si osservano intensi fenomeni di decolorazione che portano l'unità ad assumere un colore più chiaro (dal grigio al verde chiaro). Alcuni ridotti affioramenti sono costituiti da prevalenti peliti di colore tendente al giallastro: si tratta di affioramenti di pochi metri, che potrebbero essere già di età triassica (*Bündsandstein*, Arenarie Variegata *p.p.*) ed equivalenti al Servino sudalpino: per problemi di effettiva attribuzione di queste lenti (spesso associate a facies sicuramente riferibili al verrucano alpino) e di difficoltà di rappresentazione cartografica, questi affioramenti sono stati attribuiti al verrucano alpino. Anche quest'unità è conservata solo in scaglie tettoniche e pertanto non è stato possibile osservarne i limiti stratigrafici; l'unità inoltre non è fossilifera. Sono state riferite cartograficamente al verrucano alpino anche litologie spesso intensamente deformate preservate in scaglie tettoniche (di spessore variabile da pochi metri a qualche decina di metri) in prossimità della Linea dello Zebrù (Baita del Pastore). Si tratta prevalentemente di vulcaniti da acide (rioliti) a sature (daciti), alternate ad arenarie vulcanoclastiche in banchi di aspetto generalmente massiccio. Il colore è generalmente sui toni del marrone- scuro. Dal punto di vista litostratigrafico, questi limitati affioramenti potrebbero essere riferibili alla Ruina *Formation* (Permiano inferiore), localmente distinta a livello cartografico in territorio svizzero dove si presenta spesso meno tettonizzata.

Età: Permiano Superiore.

2.2 - DOLOMIA DI WETTERSTEIN (WET)

Sinonimi: *Vallatscha Formation*.

Dolomie di probabile età ladinica affiorano in scaglie lungo la Linea dello Zebrù. Il corpo più esteso è quello affiorante in prossimità dei Bagni Vecchi di Bormio (dove lo spessore raggiunge alcuni metri); altri affioramenti significativi sono presenti nel settore di Zumpanell-Lasa (Val Solda-Val di Trafoi). Si tratta di dolomie generalmente scure, dall'aspetto massiccio, a stratificazione da indistinta ad amalgamata. Sono localmente presenti livelli stromatolitici. La tettonizzazione è spesso distruttiva e l'unità si può presentare come una breccia tettonica.

Sulla base delle poche indicazioni a disposizione si può dedurre che l'unità si sia deposta in condizioni di piattaforma carbonatica interna, in un regime ad energia medio-bassa, con scarsa circolazione delle acque. L'unità è conservata solo in scaglie tettoniche e pertanto non è stato possibile osservarne i limiti stratigrafici. Nell'unità non sono stati riconosciuti fossili significativi e non sono segnalati ritrovamenti precedenti. L'attribuzione al Triassico medio di queste scaglie è esclusivamente basata su criteri

litologici, che però non permettono di escludere con certezza che non possa almeno in parte trattarsi anche di dolomie noriche.

Età: Ladinico.

2.3 - FORMAZIONE DELLA VAL FORCOLA (**FOR**)

Sinonimi: Dolomia di Valle Lunga, *Raibl Group*.

Lembi di unità carniche affiorano in maniera discontinua lungo la Linea dello Zebrù, sia in territorio lombardo (Val Zebrù) che in Alto Adige (Val Solda). Lo spessore originario non è valutabile in quanto base e tetto non sono mai conservati. Le scaglie raggiungono spessori massimi di poche decine di metri.

All'interno della formazione della Val Forcola è possibile la distinzione di alcune litofacies (a causa della sovraimpronta tettonica, non è stato possibile risalire, nella zona rilevata, ad un eventuale significato stratigrafico delle unità riconosciute), delle quali solamente i gessi sono stati distinti cartograficamente. La facies più diffusa della formazione della Val Forcola è rappresentata da dolomie stratificate a giunti pelitici (*Minger Formation* nella nomenclatura svizzera): dolomie di colore generalmente grigio, biancastre all'alterazione, con laminazioni anche stromatolitiche, in strati mediamente di spessore compreso tra 3 e 10 cm, con sottili giunti pelitici neri. Le caratteristiche litologiche indicano una deposizione in condizioni di mare basso (condizioni da subtidali a peritidali), con limitati apporti terrigeni fini (peliti).

Brecce dolomitiche (*Valbella Member, Fanez Formation* nella nomenclatura svizzera): brecce a clasti intraformazionali dolomitici, di dimensioni comprese tra pochi decimetri e 20-30 cm, sia a supporto di clasti sia di matrice. La matrice è generalmente costituita da materiale ibrido (peliti ed arenarie a matrice carbonatica). Localmente sono presenti corpi arenacei di spessore ridotto (pochi metri). Il colore d'alterazione è generalmente tendente al giallastro-ocra. La deposizione di questa litofacies è avvenuta probabilmente durante fasi di emersione, a spese di facies già litificate, con un apporto extrabacinale. Queste facies sono poco diffuse: sono ben osservabili lungo la Linea dello Zebrù a S del Rifugio V Alpini.

Gessi (**FOR_g**): gessi cristallini bianchi, con aspetto massiccio, contenenti nuclei di anidrite. Localmente sono ancora riconoscibili originarie laminazioni parallele, ma l'intensa trasposizione tettonica ha quasi ovunque obliterato le originarie strutture sedimentarie. Non è chiaro se i nuclei di anidrite provengano dal metamorfismo alpino o siano di natura sedimentaria, mentre la presenza di zolfo è attribuibile alla disgregazione delle rocce legata ad acque e fluidi circolanti ricchi di CO₂. Nelle aree

rilevate i gessi costituiscono cinque corpi principali di spessore plurimetrico, uno ubicato in alta Valle Uzza, sul versante S della Cresta di Reit, uno ubicato presso il Piz Umbrail, un terzo nel settore orientale della Val Trafoi (*Patlei Graben*), il quarto al di sopra delle dolomie del Costone di Gomagoi e il quinto in alta Val Peder. La deposizione dell'unità è legata a condizioni di forte evaporazione in aree marine marginali.

Carniole intensamente tettonizzate di color giallastro-marrone chiaro con tessitura a cellette: contengono clasti di varia grandezza delle filladi incassanti, dolomie, gessi e raramente di serpentiniti. Spesso sono piuttosto disgregate formando delle sabbie grigio-marroni. Questi litotipi affiorano nella zona a SO del Piz Umbrail, in prossimità della lente di gessi presente alla base. Localmente le carniole tettoniche comprendono anche litotipi del basamento che sono stati coinvolti insieme alle carniole durante la messa in posto delle diverse scaglie che costituiscono la Falda Umbrail. Carniole associate a gessi sono presenti come scaglia tettonica all'interno del basamento nella zona del Rifugio Città di Milano, al Passo del Madriccio ed alla base dei gessi in alta Val Peder ma anche nel Patlai Graben presso Trafoi. Le uniche località in cui sono osservabili i rapporti stratigrafici tra le unità della Formazione di Val Forcola è il settore dello Zumpanell, dove la successione, seppur molto tettonizzata, consente di riconoscere la posizione relativa delle diverse unità. Non sono segnalati fossili all'interno delle unità carniole nell'area rilevata: la loro datazione si basa sulla posizione stratigrafica, sul contenuto fossilifero di queste litofacies in zone meno tettonizzate (ubicate in territorio svizzero) e sulle analisi isotopiche dello zolfo (USTASZEWSKI, 2000).

Età: Carnico.

2.4 - DOLOMIA PRINCIPALE DELL'AUSTROALPINO (HDA)

Sinonimi: *Hauptdolomit*, Dolomia del Cristallo *p.p.* o Formazione di Plator-Cristallo (Falda Ortles), Dolomia di Umbrail (Falda Umbrail), Dolomia dello Stelvio (Scaglia dello Stelvio).

L'unità affiora diffusamente nell'area a N della Linea dello Zembrù, costituendo in gran parte il Massiccio dell'Ortles (la Dolomia Principale – dell'Austroalpino costituisce soprattutto la parte occidentale della Falda Ortles nel Foglio 024-Bormio, mentre verso E compaiono unità differenti), la Scaglia dello Stelvio e il Piz Umbrail. Lo spessore dell'unità è valutabile in oltre 1000-1200 metri, anche se l'intensa tettonizzazione rende difficile fornire valutazioni più precise.

Si tratta prevalentemente di dolomie in strati decimetrici, spesso amalgamati. Il colore è generalmente grigio-grigio scuro su frattura, mentre

tende al grigio-chiaro in alterazione. Sono frequenti livelli microbialitici, laminazioni parallele e gradazioni dirette. Le facies sono generalmente fini, anche se non mancano livelli doloarenitici talora bioclastici (bivalvi, gasteropodi, alghe dasycladaceae). Sono frequenti intercalazioni metriche più scure, costituite da dolomie generalmente fini in strati sottili. Spesso le facies scure più massicce sono interessate da caratteristiche bioturbazioni, riempite da materiale di colore più chiaro.

Non sono state effettuate distinzioni nell'unità all'interno della Scaglia dello Stelvio *Auct.*, mentre sono state riconosciute a livello cartografico, nella Dolomia Principale dell'Austroalpino della Falda Ortles (Dolomia del Cristallo *Auct.*), le litofacies di seguito riportate. Questi corpi nel presente Foglio 024-Bormio sono stati distinti a livello cartografico dove raggiungono spessori significativi.

Facies di piattaforma interna (HDA_c): dolomie da grige a grigio-chiare, da stratificate a massicce, con frequenti intercalazioni stromatolitiche spesso organizzate in cicli *shallowing upward* con porzioni inferiori spesso bioclastiche di colore più scuro.

Facies di rampa carbonatica (HDA_b): dolomie di colore grigio/grigio-scuro, generalmente stratificate, di ambiente subtidale, costituite prevalentemente da doloareniti intra-bioclastiche e dolomie fini.

Brecce di pendio (HDA_a): corpi lentiformi plurimetrici di brecce dolomitiche intraformazionali, spesso con base erosionale. I clasti, di dimensioni fino a plurimetriche (mediamente decimetriche), sono generalmente spigolosi.

La deposizione della Dolomia Principale dell'Austroalpino è avvenuta in un contesto di piattaforma carbonatica prevalentemente in condizioni subtidali, localmente con aree più profonde ed a circolazione ristretta (lagune). La presenza di brecce denota fenomeni di instabilità dei pendii sottomarini, con distacco di blocchi da livelli già litificati. Lo sviluppo di corpi di brecce è verosimilmente legato a fenomeni tettonici sindeposizionali.

Il limite superiore della Dolomia Principale dell'Austroalpino è con le facies della Formazione di Pra Grata: si tratta di un limite graduale e non ben definito, indicato dal prevalere di facies più francamente subtidali con frequenti fenomeni di risedimentazione in massa.

Nella successione della Falda Ortles sono segnalati numerosi macrofossili (*Worthenia contabulata* COSTA, *Isognomon exilis* STOPPANI, *Mytilus eduliformis* D'ORBIGNY) e megalodontidi, oltre ad alghe dasycladaceae) che permettono di attribuire l'unità al Norico.

2.5 - FORMAZIONE DI PRA GRATA (**GAA**)

Questa unità è stata istituita e riconosciuta fino ad oggi solamente nell'ambito della Falda Quattervals. Nel Foglio 024-Bormio sono riferite a questa unità litologie, affioranti nella Falda Ortles che presentano caratteristiche analoghe a quelle della formazione di Pra Grata della Falda Quattervals (FURRER, 1985; BERRA, 1994, 1995).

La formazione di Pra Grata è stata rilevata nel settore compreso tra la zona del Monte Cristallo ad O ed il settore del Gran Zebrù ad E. Verso N questa unità si chiude stratigraficamente all'altezza dell'Ortles. Lo spessore è variabile, anche se mediamente sembra attestarsi attorno ai 100 metri nelle zone più orientali (zona del Rifugio V Alpini) e superare i 150 metri nelle zone ad occidente (Monte Cristallo).

Si tratta principalmente di alternanze di dolomie subtidali scure, in strati sottili, con laminazioni e gradazioni dirette, breccie a clasti dolomitici (sia intraformazionali che provenienti dalla Dolomia Principale dell'Austroalpino) e calcari scuri in strati sottili. Il carattere peculiare è comunque l'abbondanza di breccie (in corpi di spessore anche plurimetrico) alternate con facies subtidali risedimentate.

La deposizione della formazione di Pra Grata è avvenuta in condizioni subtidali su pendii di raccordo con una piattaforma carbonatica eteropica (Dolomia Principale dell'Austroalpino), caratterizzati da risedimentazione per trasporto in massa di materiale grossolano (breccie) o fine (doloareniti e calcareniti), in un contesto interessato da tettonica sinsedimentaria (verosimilmente con una importante componente distensiva).

Il limite superiore con il calcare di Quattervals è un limite transizionale, caratterizzato dal passaggio a prevalenti calcari neri stratificati ed una diminuzione delle facies dolomitiche e delle breccie. Localmente al di sopra della formazione di Pra Grata si osserva un ritorno con limite graduale a facies della Dolomia Principale dell'Austroalpino.

Nell'area rilevata sono stati osservati orizzonti bioclastici con bivalvi e gasteropodi, ma non è stato possibile alcuna determinazione. L'età norica è stata attribuita in base alla posizione stratigrafica.

2.6 - CALCARE DI QUATTERVALS (**QUT**)

Litologie riferibili al calcare di Quattervals (unità istituita e riconosciuta in precedenza solamente nell'ambito della Falda Quattervals) sono state riconosciute nel Foglio 024-Bormio nella Falda Ortles. In particolare il calcare di Quattervals affiora diffusamente nella zona che dalla Valle dei Camosci arriva, verso E, fino al Gran Zebrù, costituendo parte della zona

della Cima Thurwieser. Sono stati riferiti a questa unità anche delle lenti calcaree scure presenti all'interno della Dolomia Principale dell'Austroalpino (lenti calcaree presenti alla Bocca dell'Adda nella porzione media della Dolomia Principale dell'Austroalpino sul versante settentrionale del Monte delle Scale e nella zona del Campo dei Fiori sul versante S delle creste di Pedenolo nella parte alta della Dolomia Principale dell'Austroalpino). Nella zona del Campo dei Fiori la falda Quaternals presenta alcune intercalazioni di argilliti nere dello spessore compreso tra 30 e 120 cm: la presenza di queste argilliti potrebbe deporre a favore di una correlazione di questo livello calcareo con il "Crappa Mala Mergel" riconosciuto all'interno del calcare di Quaternals della Falda Quaternals in territorio svizzero. Lo spessore dell'unità è variabile: le lenti calcaree intercalate nella Dolomia Principale dell'Austroalpino raggiungono qualche decina di metri di spessore, mentre verso oriente il calcare di Quaternals supera i 200-250 metri.

L'unità è costituita da calcari neri, in strati generalmente sottili (5-20 cm) e raramente più spessi (fino a 80-100 cm). Sono localmente riconoscibili livelli calcarenitici sia intraclastici che bioclastici e orizzonti più grossolani (calciruditi). Le calcareniti e calciruditi presentano frequentemente gradazioni normali e laminazioni da corrente, sia parallele che, più raramente, incrociate. In alcune aree (in tutta l'area compresa tra il versante S della Cima Thurwieser ed il versante S del Gran Zebrù) sono presenti anche delle facies silicizzate: si tratta generalmente di calcareniti che presentano noduli di selce incipiente.

Le caratteristiche litologiche indicano che il calcare di Quaternals si è depositato in un bacino intrapiattaforma con scarsa circolazione sui fondali e con una messa in posto dei sedimenti soprattutto per trasporto in massa dalle zone meno profonde del bacino.

Il limite superiore del calcare di Quaternals è in gran parte mancante a causa dell'erosione. Localmente questo limite è con la formazione di Pra Grata, che tende in alcuni settori (Passo dello Stelvio) a progradare al di sopra delle facies bacinali del calcare di Quaternals. Il limite è di tipo graduale e segnato dal ritorno a facies prevalentemente dolomitiche subtidali. In altri settori (Madriccio) il limite superiore del calcare di Quaternals (come avviene nella Falda Quaternals; FURRER, 1985) è netto e con la Formazione di Fraele: il limite è dato dalla comparsa di argilliti e calcari scuri. Questa importante e rapida variazione litologica sembra registrare un importante cambiamento paleambientale tracciabile in diversi settori della Tetide occidentale (BERRA *et alii*, 2010).

Nell'area rilevata non sono stati riconosciuti fossili significativi: in alcune delle sezioni sottili ricavate dai campioni raccolti è stato possibile riconoscere degli esemplari alquanto ricristallizzati di foraminiferi (*Involutinidae*). Sulla base della posizione stratigrafica, l'unità è riferita al Norico.

2.7 - FORMAZIONE DI FRAELE (FRA)

Sinonimi: *Kössen Formation*.

La Formazione di Fraele è stata formalizzata da POZZI & GELATI nel 1968, sugli Studi Illustrativi della carta Geologica d'Italia scala 1:100.000. Nell'area studiata è al tetto della successione della Falda Ortles e strutturalmente al di sotto del sovrascorrimento basale delle scaglie riferibili alla Falda Umbrail: in particolare, nella zona rilevata la Formazione di Fraele è direttamente sovrascorsa da un'unità strutturalmente nota in letteratura come "Scaglia dello Stelvio" o "*Gefaltetes zwischen element der Ortlerzone*" costituita da dolomie di probabile età norica. A causa di questa situazione strutturale l'unità si presenta intensamente trasposta dal punto di vista tettonico e le originarie strutture sedimentarie sono state quasi interamente distrutte dalle deformazioni alpine: nell'area rilevata gli affioramenti nei quali sono riconoscibili strutture sedimentarie originali sono pochissimi. Sono pertanto cartografati come Formazioni di Fraele anche litotipi che sono descrivibili come miloniti calcaree (Valle dei Vitelli, Valle del Braulio): resta il dubbio che alcune di queste facies non fossero originariamente riferibili alla Formazione di Fraele ma a facies calcaree al tetto della Dolomia Principale dell'Austroalpino (Calcarea di Quattervals o "*Plattenkalk*" degli autori di lingua tedesca).

La Formazione di Fraele così definita affiora in una fascia orientata circa E-O che dalla Valle di Fraele arriva fino alla Valle dei Vitelli, attraversando la Valle del Braulio all'altezza della II Cantoniera. Lo spessore originario della formazione non è osservabile a causa delle elisioni e duplicazioni tettoniche che hanno interessato l'unità: lo spessore varia da poche decine di metri a oltre 250-300 metri.

Nelle porzioni in cui l'unità è meno deformata (Valle dei Vitelli, Madaccio di Mezzo), si possono riconoscere alternanze di calcari scuri in strati decimetrici e argilliti scure (rossastre all'alterazione, a causa del contenuto in prodotti di ossidazione della pirite). Localmente è riconoscibile una natura particellare dei calcari ed in rari casi è stato possibile osservare bioclasti (soprattutto bivalvi) molto deformati. Nelle zone in cui l'unità è più intensamente deformata (versante SE del Monte Braulio, fondovalle della Valle del Braulio) essa è costituita da calcari scuri ricristallizzati, con

pieghe sradicate e amigdali centimetriche costituite da calcari più massicci o da rare lenti di materiale originariamente argilloso.

La deposizione della Formazione di Fraele è avvenuta, sulla base di dati provenienti da aree limitrofe (FURRER, 1985; BERRA & CIRILLI, 1996), in condizioni subtidali, in un bacino caratterizzato da un apporto intrabacinale (carbonati) ed extrabacinale (argilliti e, nella parte bassa, siltiti), in un contesto di graduale diminuzione della profondità, documentato tra l'altro dalla comparsa di strutture (barre oolitiche) e forme (soprattutto coralli) di acque basse nella parte alta dell'unità.

Il limite superiore, di tipo netto, con la formazione del Monte Motto (o *Allgäu Formation*), non è preservato nella zona rilevata.

Nell'area rilevata non sono stati rinvenuti fossili significativi (se si escludono i rari livelli bioclastici con prevalenti bivalvi). Nelle aree meno deformate, l'unità è riccamente fossilifera (coralli, bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, crinoidi, *etc.*). La presenza di *Triasina hantkeni* Majzon nella parte alta della formazione documenta l'età retica dell'unità. In base al contenuto palinologico è stato possibile datare al Norico superiore l'inizio della sedimentazione della Formazione di Fraele (BERRA & CIRILLI, 1996).

2.8 - FACIES DI CONTATTO DELLA DOLOMIA PRINCIPALE DELL'AUSTROALPINO, DEL CALCARE DI QUATTEVALS E DELLA FORMAZIONE DI PRA GRATA

Per la composizione chimica simile, le facies di contatto della Dolomia Principale dell'Austroalpino, della formazione di Pra Grata e del calcare di Quattervals presentano caratteristiche simili nelle zone interessate dal metamorfismo di contatto nel settore della parete nord e sud del Gran Zebrù e Cima Pale Rosse. Le facies di contatto sono rappresentate da calcefiri di notevole estensione composti di fassaite, vesuvianite e granato (grossularia/andradite) riconoscibili già da lontano per i colori bruni e verde chiaro. Nei punti di contatto diretto si osservano, accanto al granato e alla fassaite, anche wollastonite, spinello e scapolite.

Ad una maggiore distanza dal contatto si riscontrano clinozoisite, vesuvianite, epidoto, tremolite, clorite, olivina, ortopirosseno e altro. Nella zona marginale esterna, soprattutto nelle fessure e vene in cui circolarono le soluzioni calde, si ebbe invece la formazione di serpentino (antigorite in prevalenza). In una fase posteriore si assistette, nelle cavità rocciose, alla cristallizzazione di calcite celeste, gesso, solfuri e diverse zeoliti. Dove la temperatura non era più sufficiente a consentire la formazione di nuovi minerali, infine, la dolomia grigio chiara ricristallizzò dando origine ad un

marmo dolomitico bianco, mentre i calcari furono trasformati in marmi biancastri.

Nelle zone di contatto diversi minerali metallici (magnetite, pirrotina, pirite e ematite) subirono un certo arricchimento nelle tre formazioni interessate dal metamorfismo di contatto (**HDA, PGA, QUT**). In particolare, nel calcare di Quattervals sono osservabili arricchimenti in diversi minerali metallici (magnetite, ematite e pirite) nelle zone di contatto presso il Passo della Bottiglia). In maniera analoga, diversi minerali metallici subirono un certo arricchimento nelle zone di contatto della formazione di Pra Grata: si segnalano alcune vene e strati dello spessore fino a 80 cm, costituiti quasi esclusivamente da magnetite, sfruttati per un certo periodo a scopo minerario sulla Cima della Miniera (da cui il nome).

2.9 - CONSIDERAZIONI SULL'EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA SUCCESIONE SEDIMENTARIA

L'intensa impronta tettonica alpina e la mancanza di porzioni della successione sedimentaria a causa di elisioni tettoniche non consente in generale di effettuare considerazioni stratigrafiche dettagliate per quanto riguarda la successione di età pre-norica. L'estesa presenza di unità noriche, anche se intensamente deformate e fagliate, consente invece di effettuare alcune considerazioni paleogeografiche, ricostruite in gran parte grazie al dettaglio del lavoro di terreno, durante il quale sono state effettuate distinzioni delle facies presenti nella Dolomia Principale dell'Austroalpino della Falda Ortles. All'interno di questa unità è stato possibile riconoscere e cartografare tre litofacies differenti. In precedenza la successione di questa falda era considerata una semplice alternanza di orizzonti dolomitici e subordinati livelli calcarei. Le litofacies riconosciute hanno un chiaro significato paleoambientale e la loro distinzione ha permesso di ricostruire l'evoluzione stratigrafica della successione norica (BERRA & JADOUL, 1999).

Le intense deformazioni subite durante l'orogenesi alpina hanno localmente disarticolato la successione sedimentaria e portato a fenomeni diffusi di dolomitizzazione legata a diagenesi tardiva. Le litofacies riconosciute (riferite, in questa fase preliminare, alle seguenti unità stratigrafiche: Dolomia Principale dell'Austroalpino, Formazione di Pra Grata e Calcare di Quattervals) denotano una evoluzione da piattaforma interna subtidale a bacino intrapiattaforma (sede di deposizione di calcari scuri risedimentati da vicine aree di alto) attraverso una fascia di transizione che è costituita in gran parte da brecce intraformazionali (BERRA & JADOUL, 1999). Questo tipo di evoluzione si inquadra in un modello che è stato

ricosciuto in gran parte delle successioni noriche sudalpine e nella sovrastante Falda Quattervals. Un tentativo di progradazione delle facies di piattaforma interna al di sopra della successione bacinale è documentato nella parte alta della successione osservabile nella zona della Cima Thurwieser-Ortles. La distribuzione delle facies permette di riconoscere lo sviluppo del bacino da O verso E, dove la successione calcarea bacinale raggiunge i massimi spessori. La chiusura occidentale del bacino è stata identificata nella zona del Monte delle Scale. In aree di transizione tra bacino e piattaforma (versante destro della bassa Valle del Braulio) è stato riconosciuto un livello *marker* costituito da calcari scuri con intercalazioni di livelli potenti da 30 a 100 cm costituiti da argille nere: questo livello potrebbe corrispondere al Crappa Mala Mergel, riconosciuto in Svizzera nella successione della Falda Quattervals.

3. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

Nel Foglio 024-Bormio il magmatismo tardo-alpino è rappresentato dal piccolo plutone del Gran Zebrù, che sigilla il contatto tettonico alpino (Linea dello Zebrù) tra la falda Campo e la falda Ortles; esso è costituito da masserelle intrusive, apofisi e filoni affioranti nelle alte valli di Zebrù, Cedec e Solda.

Questo magmatismo è presente anche nelle apofisi quarzodioritiche di Pala della Donzella-Tof di Malé, affioranti immediatamente a E, nel Foglio 025-Rabbi. Nel Foglio 024-Bormio esso si manifesta soltanto attraverso le sue *facies* di contatto, sulle pendici di Pala della Donzella (Monte Vioz), nell'estremo settore sud-orientale.

3.1 - PLUTONE DEL GRAN ZEBRÙ

Il Plutone del Gran Zebrù è, con ogni probabilità, una manifestazione epiplutonica, formata cioè dall'affiorare delle porzioni sommitali di un corpo intrusivo in gran parte sommerso. Esso comprende svariati corpi magmatici di dimensioni modeste, da pochi metri a qualche centinaio di metri al massimo, costituiti da masserelle di granodioriti e dioriti quarzifere e da filoni andesitici e basaltici, affioranti intorno al Massiccio del Gran Zebrù, tra il Passo della Bottiglia, la Cima di Pale Rosse e la Vedretta della Miniera. Queste rocce sono intruse nei sedimenti permo-mesozoici della falda dell'Ortles e nelle rocce metamorfiche della falda Campo, e sigillano il contatto tettonico (Linea dello Zebrù) tra queste due unità strutturali.

3.1.1. - *Granodioriti, dioriti quarzifere e tonaliti (PGZ)*

Le facies più diffuse del Plutone del Gran Zebrù sono costituite da quarzodioriti grigio-scure e da granodioriti di colore più chiaro, da equigranulari a porfiriche per fenocristalli di plagioclasio e/o anfibolo; subordinate le tonaliti, scarsi i dicchi microgranitici. Esse contengono frequentemente inclusi di rocce incassanti, fortemente metamorfosati per contatto, nonché aggregati ovoidali in cui si concentrano i minerali femici. Localmente compaiono anche brecce intrusive, di colore scuro, con frammenti di rocce incassanti e di dioriti.

Quarzodioriti e granodioriti sono composte da plagioclasio zonato, anfibolo, biotite e quarzo. Il plagioclasio ha nucleo labradoritico e bordo oligoclasico, e presenta talora relitti di una fase più calcica; diffuse sono le alterazioni in epidoto, calcite e miche bianche. L'anfibolo, anch'esso zonato, è costituito da magnesio-hastingsite bordata da termini actinolitici (DAL PIAZ *et alii*, 1988), con locale alterazione in clorite. Presenti sono anche K-feldspato (granodioriti) e un ortopirosseno a composizione enstatitica (quarzodioriti). Come minerali accessori si hanno apatite, epidoto, zirconio, magnetite, rutilo e titanite.

Le quarzodioriti hanno affinità geochimica di tipo calcalcalino. In base agli elementi in traccia, i magmi vengono interpretati come prodotti di fusione parziale di mantello terrestre e di materiali derivati da lembi litosferici subdotti. Il magma è stato poi contaminato in modo differenziato da materiale crostale (DAL PIAZ *et alii*, 1988; MAIR, 1998a,b). I magmi si sono messi in posto a circa 6-7 km di profondità (2,5 kbar) e a temperature attorno ai 760°C, in base ai dati geotermobarometrici ricavati dagli anfiboli, dati confermati dalle paragenesi delle rocce di contatto, con temperature valutabili a circa 730°C (MAIR, 1998a,b). Le datazioni con il metodo Rb-Sr effettuate su biotite hanno fornito età di raffreddamento delle quarzodioriti di 32,1 – 32,4 ± 0,6 Ma (Oligocene; DAL PIAZ *et alii*, 1988).

3.1.2. - *Andesiti e basalti (fz)*

Le masserelle e apofisi intrusive del plutone del Gran Zebrù sono accompagnate da uno sciame di filoni di composizione basica e intermedia, dispersi su un areale più vasto, anche a oltre 10 chilometri dal nucleo del plutone: essi affiorano sulle pendici del Gran Zebrù, nelle alte valli di Zebrù e Cedèc, sul crinale della Punta del Lago Gelato, nella valle della Manzina e al M. Confinale, in Valle di Gavia, ecc. I filoni, di spessore da centimetrico a metrico (solo di rado plurimetrico), hanno una tessitura massiccia e tagliano tutte le strutture deformative, sia duttili che fragili. Questi filoni

non sono tutti riferibili con certezza al plutone del Gran Zebrù, ma appartengono con ogni probabilità allo stesso ciclo magmatico tardo-alpino.

Gran parte dei filoni sono orientati intorno a ENE-OSO, quindi con un andamento grosso modo parallelo alla scistosità regionale; in numero minore essi riempiono fratture orientate NNE-SSO.

I filoni e sacche andesitiche e basaltiche, sia monofasiche che bifasiche, si dispongono spesso secondo lineamenti strutturali per lo più discordanti rispetto agli scisti incassanti (MAIR, 1998a,b). In qualche caso sono profondamente alterati. Le tessiture cambiano spesso da un corpo all'altro e sono quindi di difficile caratterizzazione. Si tratta di rocce scure, generalmente massicce, spesso porfiriche per fenocristalli di anfibolo, di plagioclasio e anche di biotite, oppure microgranulari. Frequenti sono i frammenti inclusi delle rocce incassanti, come pure le concentrazioni di minerali femici (anfiboli e pirosseni).

La composizione dei filoni è data principalmente da plagioclasio, anfibolo, clinopirosseno e biotite; localmente compare anche granato. Il plagioclasio è fortemente zonato, quasi sempre retrocesso in aggregati di niche, calcite ed epidoto. L'anfibolo è in genere pargasitico, talora con nucleo brunastro di alumino-tschermakite, oppure si tratta di pargasite con bordo di hastingsite, in particolare nelle concentrazioni più femiche (DAL PIAZ *et alii*, 1988). Il clinopirosseno è un diopside più o meno ferrifero, non di rado presente al nucleo degli anfiboli. Minerali accessori sono apatite e ossidi di ferro.

I filoni e i dicchi della Valle dei Forni – Val Cedec hanno un'affinità calcalcina, a differenza di quelli simili di Peio, della Valle de la Mare e del Lago Verde (*Grünsee*, in Val d'Ultimo) che hanno affinità da calcalcina alta in potassio a shoshonitica (DAL PIAZ *et alii*, 1988). Il magma è derivato anche in questo caso da fusione parziale del mantello e di lembi litosferici, con minore contaminazione da parte di materiale crostale rispetto alle quarzodioriti.

Datazioni sulle analoghe rocce andesitico-basaltiche della Valle di Peio e del Lago Verde (metodo Rb-Sr su biotite), hanno fornito età di raffreddamento da 30,8 a $31,4 \pm 1,3-0,5$ Ma (DAL PIAZ *et alii*, 1988).

3.1.3. - *Le facies di contatto del plutone del Gran Zebrù e la mineralizzazione a magnetite di Cima della Miniera*

Il fitto intreccio di masserelle intrusive (principalmente quarzodioriti) e di filoni andesitico-basaltici del plutone del Gran Zebrù ha provocato intense e diffuse trasformazioni nelle rocce incassanti. Il fenomeno non è stato rappresentato nella carta geologica per la sua limitata estensione. Sul

versante meridionale del Gran Zebrù, le macchie scure delle rocce magmatiche spiccano sulle rocce carbonatiche più chiare, anche per effetto di una decolorazione di quest'ultime dovuto alla ricristallizzazione termometamorfica. Questa si manifesta quasi sempre, al bordo tra le due rocce, con un orlo verdastro formato da un *fels* a silicati di calcio, magnesio e ferro; i minerali più comuni sono idrogrossularia, plagioclasio, vesuviana, diopside, scapolite, olivina (serpentinizzata), epidoto e, localmente, spinello, "fassaite", brucite, clinohumite, periclasio e altri minerali.

Lungo il bordo a silicati si sono formate impregnazioni, noduli e lenti massicce di magnetite per uno spessore da centimetrico a decimetrico e oltre. Localmente, la magnetite sostituisce quasi completamente il bordo a silicati, come avviene nella zona mineralizzata principale, a S di Cima della Miniera, formata da una lente spessa da 3,5 a 5,5 metri e lunga poche decine di metri.

I micascisti retrocessi che affiorano attorno alle masse intrusive del plutone del Gran Zebrù hanno subito trasformazioni termometamorfiche meno vistose delle rocce calcareo-dolomitiche ma in ogni caso profonde: la struttura tende ad essere più marcatamente massiccia e la composizione mineralogica comprende plagioclasio, biotite, andalusite, cordierite, spinello e corindone. I brandelli di rocce di basamento inclusi nelle masserelle intrusive sono parzialmente riassorbiti e ricchi di andalusite, cordierite e K-feldspato.

3.2 - QUARZODIORITE DEL TOF DI MALÉ: FACIES DI CONTATTO

Questa manifestazione magmatica terziaria non figura nel Foglio 024-Bormio perché affiora esclusivamente nel vicino Foglio 025-Rabbi, tra gli speroni rocciosi del Tof di Malé e le pareti di Pala della Donzella, a poche centinaia di metri dall'angolo sud-orientale del nostro foglio. Si tratta di una quarzodiorite talora a struttura porfirica, con subordinate facies leucocratiche (MARTIN *et alii*, 2009), di età oligocenica superiore (DAL PIAZ *et alii*, 1988). Nel Foglio 024-Bormio affiorano soltanto le rocce incassanti (OME) della quarzodiorite coinvolte nella sua aureola di contatto; esse sono costituite da micascisti e paragneiss ricristallizzati e a tessitura massiccia di colore grigio scuro verdastro, grana da media a grossa. Sono composti da plagioclasio, biotite, anfibolo, quarzo \pm K-feldspato. La notevole ampiezza dell'aureola di contatto intorno alle apofisi intrusive fa supporre che queste siano piuttosto estese in profondità (MARTIN *et alii*, 2009).

4. - FILONI DI ETA' INCERTA

Nei basamenti cristallini della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e della Falda Campo sono presenti corpi filoniani basici (andesiti e basalti) che non sono in evidente relazione genetica o spaziale con manifestazioni del magmatismo tardo-alpino; inoltre, essi intersecano strutture deformative antiche, con ogni probabilità varisiche, ma sono deformati da eventi più recenti (alpini?).

4.1 - ANDESITI E BASALTI (fb)

La più cospicua di queste manifestazioni affiora nel basamento cristallino della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch, circa 700 metri a O del M. Scorluzzo, in corrispondenza di un ampio dosso, con uno spessore complessivo di una sessantina di metri. Più che di un filone sembra trattarsi di un piccolo ammasso formato da un esteso nucleo massiccio di colore chiaro, avvolto in una massa molto deformata, grigio-verdastra, che ingloba sciami di brandelli di paragneiss incassanti. La porzione massiccia del filone è di colore nocciola chiaro, grana piuttosto fine con fenocristalli di plagioclasio di pochi millimetri e più rari e piccoli fenocristalli scuri di minerali femici. I fenocristalli di plagioclasio, spesso alterati in sericite, calcite ed epidoto, hanno mediamente una composizione andesinica con forti zonature locali. Sono presenti scarsi relitti di fenocristalli di clinopirosseno e talora di biotite bruno scura. La massa di fondo è costituita da un fitto intreccio di plagioclasio e di anfibolo feltrato che sostituisce il pirosseno primario. Nella porzione deformata, la roccia ha una tessitura fortemente laminata fino a milonitica e un colore verde uniforme, talora punteggiato da ocelli biancastri di albite e da plaghe brunicce di carbonato secondario; la sua composizione comprende epidoto, albite, clorite e calcite. Altri filoni dello stesso tipo, ma di dimensioni più ridotte e interamente laminati, affiorano nella stessa conca dello Scorluzzo.

Filoni andesitico-basaltici sono presenti anche nel basamento cristallino dell'Unità di Peio (Falda Campo), sul versante N della Valfurva (tra la Corna Rossa e la Val Pisella), nella Valle dei Forni (Monte S. Giacomo) e nella Valle del Braulio. Da segnalare, in particolare, un filone di almeno 600 m di lunghezza e spesso da una trentina di metri a pochi metri, affiorante nella Valle della Manzina, a monte del lago omonimo. Esso taglia in discordanza la scistosità principale "S₁" (varisica) dei micascisti a clorite e sericite (**OME**) e un livello di spessore plurimetrico a ortogneiss e prasiniti, pieghettato a scala metrico/decametrica ("S₂??") intercalato negli stessi micascisti. A sua volta, il filone è affetto da due fasi plicative (probabilmente alpine). L'età di questo filone è compresa probabilmente tra il Triassico e il Cretacico inferiore.

In linea generale l'età di queste manifestazioni filoniane si ritiene compresa tra il tardo Varisico e il Terziario.

5. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO QUATERNARI

5.1 - CRITERI ADOTTATI

I depositi continentali neogenico-quaternari sono stati rilevati *ex-novo* alla scala 1:10.000; in particolare essi sono stati:

- caratterizzati dal punto di vista sedimentologico, stratigrafico, petrografico e dell'alterazione;
- gerarchizzati in supersintemi/sintemi, gruppi/formazioni e unità informali, a seconda dei caratteri dei sedimenti di volta in volta cartografati e delle problematiche affrontate;
- suddivisi sulla base dei bacini di appartenenza, laddove tale distinzione risulti significativa per la ricostruzione della storia geologica, oppure distinti sulla base dei processi e delle dinamiche di formazione, indipendentemente dal bacino di appartenenza.

Nella cartografia sono state adottate sia unità litostratigrafiche sia unità a limiti inconformi (UBSU), come prescritto in SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992, e successive circolari integrative).

UBSU Sono state usate tutte le volte che i corpi geologici presentavano superfici limite caratteristiche, riconoscibili e tracciabili, con caratteristiche interne insignificanti al fine della caratterizzazione dell'unità. Dato l'alto numero di superfici di erosione presenti nei depositi del Quaternario continentale, è necessario che la superficie limite del corpo corrisponda al limite di un ciclo sedimentario e abbia delle caratteristiche tali da distinguerla da tutte le altre, a esempio la presenza di un suolo intero o troncato, ossia di un determinato tipo di alterazione, che sia però oggettivamente identificabile sul terreno (profondità del fronte di decarbonatazione, percentuale di clasti alterati a seconda della petrografia, colore della matrice, copertura di *loess*, contenuto in argilla della matrice, orizzonti calcici...).

Si ritiene opportuno precisare, tuttavia, che le UBSU non corrispondono in pieno alle caratteristiche delle unità del Quaternario continentale. Infatti le discontinuità che delimitano superiormente e inferiormente tali unità:

- non corrispondono necessariamente a *unconformity*;
- non sono quasi mai entrambe identificabili, ma sono più frequentemente solo tracciabili per interpolazione;

- solo raramente hanno estensione regionale, come invece è previsto "preferibilmente" per le UBSU.

Si sottolinea che i corpi geologici così cartografati rispondono comunque alle stesse caratteristiche di quelli indicati come "allunità" nella cartografia geologica alla scala 1:10.000 realizzata da Regione Lombardia, fatto salvo per le differenze connesse alla diversa scala di rappresentazione.

Unità litostratigrafiche. Sono state usate quando non siano identificabili superfici limite caratteristiche, ma i corpi geologici siano riconoscibili per le caratteristiche interne, quali a esempio la cementazione, la completa alterazione del corpo geologico o la composizione petrografica dei clasti che lo costituiscono.

L'utilizzo di questo approccio ha consentito sia la classificazione sia la ricostruzione della cronologia relativa, dell'evoluzione e della paleogeografia delle successioni sedimentarie esaminate. Inoltre, relativamente ai depositi glaciali, tale impostazione ha reso possibile il superamento del "modello alpino classico" delle quattro glaciazioni introdotto da PENCK & BRÜCKNER (1909): essa infatti permette di cartografare "corpi sedimentari sia sulla base delle caratteristiche deposizionali, sia sulla base delle caratteristiche del profilo di alterazione", secondo un approccio in cui "l'oggetto della cartografia non è più il clima, ma sono corpi geologici, caratterizzati da precise evidenze oggettive, che devono essere trattati in modo analogo ai corpi geologici dei periodi precedenti" (BINI *et alii*, 1999).

5.1.1. - *Unità distinte in base al bacino di appartenenza*

Si tratta di corpi sedimentari la cui formazione è strettamente correlata ai processi sedimentari avvenuti in un dato bacino idrografico e/o glaciale e alla sua evoluzione, e che pertanto vengono discretizzati in unità proprio su tale base. Per alcune di queste unità è stato possibile stabilire una continuità fisica con altre presenti in bacini diversi e quindi sono state considerate sinonime. Analogamente è avvenuto per unità che mostrano una sostanziale concordanza di significato e definizioni, sebbene siano collocate in differenti bacini e non abbiano continuità fisica tra di loro. In particolare, relativamente al contesto alpino e prealpino, si sono operate le seguenti distinzioni e/o accorpamenti.

Depositi LGM. Si tratta dei depositi corrispondenti all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*; LGM nel seguito del testo). In anfiteatro e nell'ambito vallivo è sempre riconoscibile l'unità relativa allo LGM che, per conservazione delle forme, geometria, alterazione e posizione, si differenzia rispetto ai depositi legati alle precedenti fasi

glaciali. All'interno di ogni bacino principale glacializzato è stato quindi istituito un sintema o un supersintema che racchiuda tutti i depositi legati allo LGM, suddiviso poi in unità di rango inferiore.

Entro il bacino dell'Adda-Oglio (Lombardia), i depositi dell'LGM sono riuniti entro il supersintema dei Laghi, entro il quale vengono distinti:

- un sintema relativo ai sedimenti glaciali del ghiacciaio vallivo principale e dei ghiacciai delle valli laterali a esso connessi (sintema di Cantù);

- singoli sintemi o subsintemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate durante la massima avanzata da ghiacciai non in continuità con il ghiacciaio vallivo principale.

Il supersintema indistinto viene utilizzato per la cartografia dei depositi non riferibili con certezza a un dato sintema (es. nel *sandur* dell'asse vallivo principale possono trovarsi miscelati i depositi fluvioglaciali di tutti i sintemi).

Per il complesso ghiacciaio del bacino dell'Adige (province di Trento e Bolzano), che durante l'ultima glaciazione transfluiva anche nelle valli del Caffaro, del Sarca e del Brenta, vengono invece distinti:

- un sintema relativo alle fasi di massima espansione, in cui tutte le lingue laterali confluivano in un unico apparato (sintema del Garda);

- singoli subsintemi, per i depositi relativi alle fasi di avanzata successive a quella massima, durante l'ultima deglaciazione; essi registrano le variazioni positive sia della lingua principale che delle numerose lingue laterali indipendenti che andavano individuandosi via via che la fronte del ghiacciaio principale arretrava. Tali fasi di avanzata, seppur riconoscibili a scala locale sulla base di depositi e/o forme, sono non solo eterocrone a scala di bacino principale, ma spesso costituiscono, entro ciascun bacino secondario, successioni di eventi locali significativi per ricostruire la storia della deglaciazione in ciascuno di essi. Allo stato attuale delle conoscenze, e data la scarsità di datazioni assolute, esse restano non correlabili fra loro, tanto da giustificare la suddivisione dei relativi sedimenti in singoli subsintemi.

Depositi pre-LGM degli anfiteatri. Negli anfiteatri, come nelle aree a essi assimilabili, e nella porzione bassa delle valli a ridosso degli anfiteatri, a differenza di quanto avviene nelle valli, i depositi glacialigenici corrispondenti alle glaciazioni pre-LGM sono solitamente ben riconoscibili e cartografabili; pertanto per i differenti bacini sono stati istituiti specifici sintemi o supersintemi.

Depositi pre-LGM delle valli. Nelle valli le distinzioni dei depositi pre-LGM operate negli anfiteatri non sono più possibili a causa di vari fattori,

tra cui la complessità dei processi sedimentari e erosivi e la conseguente frammentarietà dei depositi. Per semplificare e risolvere i problemi di cartografia di tali depositi, si è scelto di riunirli all'interno di un'unica unità: il supersistema della Colma del Piano. Questo è stato cartografato come "indistinto" laddove non erano presenti elementi sufficienti per tipizzare una particolare area.

Nell'ambito del supersistema sono state poi istituite unità informali a limiti inconformi (es.: sistema di Rosòle, non distinto cartograficamente) o litostratigrafiche (es.: conglomerato di Trafoi, non distinto cartograficamente), per descrivere singoli lembi di depositi, sufficientemente ampi da essere cartografati e significativi per la ricostruzione della storia geologica locale. Tali unità testimoniano alcune fasi degli eventi sedimentari avvenuti all'interno dell'arco temporale abbracciato dal supersistema, ma allo stato attuale delle conoscenze e delle metodiche di studio la mancanza di continuità geometrica fra questi corpi non ne consente la correlazione. Si sottolinea come tali unità, pur rappresentando un singolo evento sedimentario valido a livello bacinale, siano di significato strettamente locale.

Dato che il supersistema della Colma del Piano comprende i depositi glacialigenici precedenti allo LGM presenti in tutte le valli glacializzate, esso - considerato nel suo complesso - assume la valenza di una unità non distinta in base al bacino di appartenenza, e come tale viene quindi cartografata. All'interno di un dato bacino, però, le singole unità locali presentano connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentirne una precisa caratterizzazione e quindi la ricostruzione di una stratigrafia relativa a scala bacinale; pertanto esse di fatto restano unità distinte in base al bacino di appartenenza, anche se in una sintesi a scala minore quale la presente carta in scala 1:50.000 esse vengono rappresentate entro il supersistema indistinto.

Singole unità litostratigrafiche. Depositi cementati antichi, dei quali spesso è difficile determinare in dettaglio la facies, e che si presentano completamente isolati dall'erosione e/o alterati, nonché spesso carsificati, non rientrando nelle definizioni precedenti, sono stati cartografati come singole unità litostratigrafiche di significato locale. Nel Foglio 024-Bormio non sono state individuate unità di questo tipo.

5.1.2. - Unità non distinte in base al bacino di appartenenza

Sotto questa dicitura - oltre al supersistema della Colma del Piano relativo ad unità prevalentemente glacialigeniche - sono stati raggruppati tutti i depositi la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo

omogeneo su tutto il territorio. La loro eventuale suddivisione con criteri bacinali avrebbe comportato un inutile appesantimento della carta senza peraltro aggiungere dati realmente significativi, sia relativamente al quadro stratigrafico sia per la comprensione dell'evoluzione del territorio. Tale raggruppamento comprende sia depositi pre-LGM legati prevalentemente alla dinamica di versante (es. falde detritiche, coltri colluviali, frane etc...), sia tutti i depositi formatisi posteriormente all'ultimo evento glaciale pleistocenico.

Entro l'area del Foglio 024-Bormio non sono conservati depositi di versante pre-LGM di questo tipo, non vengono quindi utilizzate le relative unità introdotte per i fogli più a meridione (gruppo di Prato Grande, gruppo del Culmine, gruppo di Palazzago, gruppo di Valle dei Tetti). Per i depositi post-glaciali viene invece istituito il sintema del Po, sinonimo del sintema Postglaciale alpino, distinto e cartografato nei limitrofi fogli delle Province Autonome di Trento e di Bolzano:

Sintema del Po. Racchiude tutti i depositi (indipendentemente dall'agente deposizionale) formatisi posteriormente all'ultimo evento glaciale pleistocenico; è diacrono su tutta la sua estensione e abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene. Nelle aree di alta quota glacializzate nel corso dell'Olocene, entro esso viene distinto un subsintema che raggruppa tutti i depositi glacigenici relativi all'avanzata della Piccola Età Glaciale (PEG), un subsintema relativo ai sedimenti delle avanzate oloceniche anteriori alla PEG, ove presenti, e un terzo comprendente i depositi della fase successiva alla PEG.

5.2 - UNITÀ DEI BACINI SARCA E ADIGE

5.2.1. - Sintema del Garda (SGD)

DEFINIZIONE. Diamicton massivi a supporto di matrice con blocchi sino a metrici (depositi glaciali). Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, assenza di copertura loessica, profilo di alterazione poco evoluto, di spessore massimo 1,5 m. Depositati legati all'ultima massima espansione glaciale.

SINONIMI. Corrisponde al Würm *pro parte* degli autori precedenti.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Limite superiore caratterizzato da copertura loessica assente, profondità massima dell'alterazione 1,5-2 m; profilo di alterazione poco evoluto, con evidente ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in Fe e parziale arenizzazione dei clasti scistosi; morfologie ben riconoscibili, ma

spesso in erosione o interessate da movimenti di versante, con buon grado di inerbimento anche alle quote più elevate e copertura arborea d'alto fusto al di sotto del limite del bosco. Limite superiore discontinuo e discordante con il sovrastante subsintema di Solda o col sintema del Po; limite inferiore discordante sulla successione pre-pleistocenica.

LITOLOGIA. Nel Foglio 024-Bormio il sintema del Garda è costituito quasi esclusivamente da depositi glaciali.

Till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, con clasti e blocchi sino a metrici, da arrotondati a subangolosi.

Till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limosa molto abbondante, generalmente sovraconsolidata, e sparsi clasti di dimensioni al massimo decimetriche, arrotondati.

AREE DI AFFIORAMENTO. Il sintema del Garda affiora presso il margine settentrionale del foglio, lungo il versante destro della Val Venosta, sino a quote attorno a 2100 m.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Lungo il tratto di versante compreso nel foglio, i depositi si presentano come una copertura continua e priva di forma propria, spesso soggetta a locali fenomeni di parziale mobilizzazione per gravità.

Nel Foglio 024-Bormio, il sintema del Garda comprende tutti i sedimenti depositi nel corso dell'ultima grande avanzata glaciale dal complesso ghiacciaio delle valli del Sarca e dell'Adige, nonché dagli apparati minori in esso confluenti.

ETÀ: Pleistocene superiore *p.p.*

5.2.1.1. - Subsintema di Bondo (SGD₂)

DEFINIZIONE. Diamicton massivi con blocchi sino a metrici, da arrotondati a subangolosi (depositi glaciali); clasti di alimentazione locale. Superficie limite superiore caratterizzata da profilo di alterazione poco evoluto e suolo di spessore massimo decimetrico.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie localmente ben conservate, spesso in erosione o interessate da movimenti di versante, profilo di alterazione poco evoluto, sviluppo di suoli con spessore massimo di alcune decine di cm.

Limite superiore coincidente con la superficie topografica o localmente con depositi del sintema del Po; limite inferiore erosionale, non osservato.

LITOLOGIA. Depositati glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa con clasti sino a metrici da arrotondati a

subangolosi; diamicton a supporto clastico e matrice prevalentemente sabbioso-limosa; diamicton a grossi blocchi con scarsa matrice limoso-sabbiosa. Petrografia dei clasti che rispecchia le unità presenti nel bacino locale.

AREE DI AFFIORAMENTO. Lungo i versanti delle valli del Rio Plima e del Rio Madriccio.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Morfologia ben conservata, con netti cordoni morenici laterali. L'unità riunisce i depositi di singoli apparati glaciali annidati localmente nelle valli laterali, in un momento successivo alla massima espansione glaciale.

ETÀ. Pleistocene superiore *p.p.*

5.2.1.2. - Subsintema di Malga Fontana Bianca (SGD_g)

DEFINIZIONE. Diamicton massivi con blocchi sino a metri, da arrotondati a subangolosi (depositi glaciali); clasti di alimentazione locale. Superficie limite superiore caratterizzata da profilo di alterazione poco evoluto e suolo di spessore massimo decimetrico.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica, caratterizzata da morfologie localmente ben conservate, spesso in erosione o interessate da movimenti di versante; profilo di alterazione poco evoluto, sviluppo di suoli con spessore massimo di alcune decine di cm. Limite inferiore erosionale su metamorfiti.

LITOLOGIA. Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa con clasti sino a metri da arrotondati a subangolosi; diamicton a supporto clastico e matrice prevalentemente sabbioso-limosa; diamicton a grossi blocchi con scarsa matrice limoso-sabbiosa. Petrografia dei clasti che rispecchia le unità presenti nel bacino locale.

AREE DI AFFIORAMENTO. Lungo i versanti delle valli del Rio Plima e del Rio Madriccio.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Morfologia ben conservata, con netti cordoni morenici laterali. L'unità riunisce i depositi di singoli apparati glaciali annidati localmente nelle valli laterali confluenti in Val Martello, in un momento successivo alla massima espansione glaciale.

ETÀ. Pleistocene superiore *p.p.*

5.2.1.3. - Subsistema di Solda (SGD₂₁)

DEFINIZIONE. Diamicton massivi con blocchi sino a metrici, da arrotondati a subangolosi (depositi glaciali); clasti di alimentazione locale. Superficie limite superiore caratterizzata da profilo di alterazione poco evoluto e suolo di spessore massimo decimetrico.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie localmente ben conservate, spesso in erosione o interessate da movimenti di versante, profilo di alterazione poco evoluto, sviluppo di suoli con spessore massimo di alcune decine di cm.

Limite superiore coincidente con la superficie topografica o localmente con depositi del sistema del Po; limite inferiore erosionale sulle metamorfite o sul sistema del Garda.

LITOLOGIA. Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa con clasti sino a metrici da arrotondati a subangolosi; diamicton a supporto clastico e matrice prevalentemente sabbioso-limosa; diamicton a grossi blocchi con scarsa matrice limoso-sabbiosa. Petrografia dei clasti che rispecchia le unità presenti nel bacino locale.

AREE DI AFFIORAMENTO. Bacino della Val Solda.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Morfologia ben conservata, con netti cordoni morenici legati alle fasi di ritiro. L'unità riunisce i depositi del ghiacciaio locale della Val Solda durante una fase di espansione successiva alla massima avanzata, rappresentata dal sistema del Garda. Durante tale fase, la Val Venosta doveva ormai essere libera dal ghiaccio, mentre la fronte del ghiacciaio della Val Solda si spingeva sino a sfociare in essa presso Prato allo Stelvio.

I depositi del ghiacciaio di Solda ammantano i versanti della valle di Solda e della valle di Trafoi con una coltre pressoché continua, priva di forma propria e spesso soggetta a locali fenomeni di rimobilizzazione.

Vengono riuniti nel subsistema anche i successivi depositi delle singole lingue locali individuatesi dallo smembramento della lingua principale della Val Solda durante il ritiro, e che appoggiano in discordanza sui depositi della lingua principale.

In particolare, in Val Solda, successivamente al ritiro e allo smembramento della lingua principale, si individuano i depositi delle lingue glaciali locali delle valli del Rio Tramentan e del Rio Mareccia, con morene che scendono sino quasi a Stelvio, nonché della Vedretta del Marlet e della Vedretta Fine del Mondo, sottolineati da evidenti morene laterofrontali che

presso Santa Geltrude scendono sino al fondovalle; in valle di Trafoi, si distinguono invece i ghiacciai locali dei valloni orientali del Pizzo di Forcola, dell'Alpe di Tarres, della valle del Lago d'Oro, dell'Alpe di Glorenza e dei valloni a N del Dosso di Tabaretta, ciascuno con un proprio apparato laterofrontale ben conservato e riconoscibile, annidato entro le rispettive testate.

ETÀ. Pleistocene superiore *p.p.*

5.3 - UNITÀ DEI BACINI DELL'ADDA E DELL'OGGIO

5.3.1. - *Supersintema dei Laghi: sintema di Cantù (LCN)*

DEFINIZIONE. Diamicton massivi a supporto di matrice con blocchi sino a metrici (depositi glaciali); ghiaie stratificate a supporto di matrice sabbiosa, da medie a grossolane (depositi alluvionali); diamicton, ghiaie, sabbie, limi, in genere stratificati (depositi di contatto glaciale); limi e argille laminate (depositi lacustri). Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, assenza di copertura loessica, profilo di alterazione poco evoluto, di spessore massimo 1 m.

SINONIMI. Corrisponde al Würm *pro parte* degli autori precedenti. E' stato definito da BINI dapprima come Complesso Glaciale del Piano del Tivano (BINI, 1983, 1987) e come Complesso Glaciale di Cantù (BINI, 1987), poi divenuto Alloformazione di Cantù (BINI *et alii*, 1992; ROSSI *et alii*, 1991; FELBER, 1993) con l'introduzione delle unità allostratigrafiche.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Superficie limite superiore caratterizzata da assenza di copertura loessica, profilo di alterazione poco evoluto, di spessore massimo 1 m, con evidente ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in Fe e parziale arenizzazione dei clasti scistosi. Il profilo di alterazione risulta spesso troncato e/o sepolto da depositi del sintema del Po. Limite inferiore discordante sul basamento metamorfico o sulla successione sedimentaria mesozoica.

LITOLOGIA. Nel Foglio 024-Bormio il sintema di Cantù è costituito quasi esclusivamente da depositi glaciali, alluvionali e di contatto glaciale.

Till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, con clasti e blocchi sino a metrici, da arrotondati a subangolosi.

Till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limosa molto abbondante, generalmente sovraconsolidata, con sparsi clasti di dimensioni al massimo decimetriche, arrotondati e spesso striati e sagomati a ferro da stiro.

Depositi di contatto glaciale: diamicton massivi a supporto di matrice con clasti mal selezionati ed arrotondati, in corpi lenticolari; ghiaie a supporto clastico o di matrice sabbiosa, con clasti arrotondati, a selezione variabile; intercalazioni di sabbie in strati decimetrici o in lenti, e di limi massivi o più comunemente stratificati.

Depositi alluvionali: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa, con clasti a selezione variabile, di dimensioni da medie a grossolane, con intercalate sabbie stratificate o in lenti.

La litologia dei clasti rispecchia le formazioni del bacino di alimentazione, con una grande variabilità locale in corrispondenza degli apparati confluenti dalle valli laterali.

AREE DI AFFIORAMENTO. Affiora estesamente nella porzione meridionale del foglio, entro il bacino dell'Adda. In particolare il sintema di Cantù è presente su entrambi i versanti della Valtellina fino a quote di circa 2200 m, mentre raggiunge quote più alte nelle grandi valli laterali del Braulio e del Frodolfo, nonché nei valloni in sinistra idrografica a valle della conca di Bormio.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Lungo i versanti della Valtellina morfologie non conservate, a causa del rimaneggiamento subito ad opera di processi gravitativi di versante. Molto ben conservate risultano invece le morfologie dei depositi nelle valli laterali, con cordoni morenici frontali concentrici molto netti, ad esempio nella Valle di Rosole, in Val Cedèc, al Piano di Socrluzzo e presso il Giogo di Santa Maria.

Il sintema di Cantù comprende tutti i sedimenti deposti nel corso dell'ultima grande avanzata glaciale e durante le fasi di ritiro dai grandi ghiacciai vallivi dell'Adda e dell'Oglio, nonché dagli apparati minori affluenti. Al termine dell'ultimo massimo di avanzata glaciale (LGM), al ritirarsi dei ghiacciai principali dalla valle dell'Adda, si assiste all'avanzare, con varie fasi di oscillazione, degli apparati glaciali affluenti, i quali, venendo a mancare il sostegno del ghiacciaio della valle principale, possono avanzare liberamente, ricoprendone i depositi. Partendo da questo presupposto, sulla base dei dati relativi a petrografia dei depositi - rispecchiante i diversi bacini di alimentazione - morfologia e geometria, è possibile individuare diversi subsintemi, a loro volta suddivisi in unità di rango inferiore, che rappresentano fasi di avanzata e ritiro di altrettanti apparati glaciali locali al termine della fase LGM (Fig. 5). Queste unità non vengono tuttavia distinte in carta.

ETÀ. Pleistocene superiore *p.p.*

5.4 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

5.4.1. - *Supersintema della Colma del Piano (CM)*

DEFINIZIONE. Diamictiti massive a supporto di matrice con clasti da subangolosi ad arrotondati, diamicton pedogenizzato con clasti alterati (*till* e tilliti di ablazione); ghiaie e conglomerati a supporto clastico o di matrice (depositi alluvionali). Superficie limite superiore erosionale, poligenica e polifasica.

SINONIMI. Unità definita da BINI (1983, 1987) alla Colma del Piano (Sormano, CO), come Complesso Glaciale della Colma, poi sostituito con il nome di Allogruppo della Colma (BINI, 1994; FELBER, 1993; BINI *et alii*, 1996) con l'introduzione delle unità allostratigrafiche ed infine come supersintema della Colma del Piano.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. I depositi del supersintema della Colma del Piano sono troncati da una superficie erosionale poligenica e polifasica, entro la quale si sono sedimentati i depositi del supersintema dei Laghi, del sintema del Garda e del sintema del Po; essi appoggiano con limite erosionale sul basamento metamorfico e sulla successione mesozoica.

LITOLOGIA, MORFOLOGIA E AREE DI AFFIORAMENTO. Entro il Foglio 024-Bormio, il supersintema comprende quattro litosomi con caratteristiche molto diverse fra loro, non distinti cartograficamente ma ben individuabili per l'ubicazione.

Conglomerato della II Cantoniera: sopra il km 116 della strada che sale al Gogo di Santa Maria, in corrispondenza della II Cantoniera, è conservata una placca plurimetrica di diamictiti massive a supporto di matrice con clasti da subarrotondati ad arrotondati alimentati dal bacino a monte, interpretabile come tillite.

Sintema di Rosòle: diamicton massivi di origine glaciale, profondamente alterati, sono conservati in Val di Rosòle in corrispondenza di un dosso risparmiato dall'azione erosiva del ghiacciaio, che ivi doveva essere minima.

Conglomerato di Trafoi: depositi di origine alluvionale affiorano lungo il Rio Trafoi fra q. 1460 e q. 1510 m s.l.m., costituendo l'ossatura della superficie su cui sorge l'omonimo abitato. Si tratta di conglomerati con rozza bancatura suborizzontale, a supporto di matrice fine litificata, con clasti prevalentemente carbonatici mal selezionati, di dimensioni da centimetriche sino a pluridecimetriche, ben arrotondati. Il limite inferiore, presumibilmente con il basamento o con le dolomie noriche, non affiora; il limite superiore erosionale è sepolto da depositi del subsintema di Solda.

Conglomerato di Teregua: presso Teregua, infine, affiorano in limitate placche depositi alluvionali costituiti da conglomerati con clasti alterati, sospesi sulla valle attuale.

Età. Pleistocene.

5.4.2. - Sintema del Po (POI)

DEFINIZIONE. Diamicton e ghiaie con clasti spigolosi (depositi di versante, di frana e di *debris-flow*). Ghiaie e sabbie stratificate (depositi alluvionali). Limi laminati, argille, torbe (depositi lacustri e di torbiera). Diamicton massivi a blocchi (depositi glaciali) Superficie limite superiore caratterizzata da alterazione assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, caratterizzato da suoli poco evoluti, alterazione dei clasti da assente a poco sviluppata (sino a una profondità massima di 30-40 cm), morfologie ben conservate o ancora in evoluzione. Limite inferiore erosionale discordante su basamento metamorfico, successione sedimentaria mesozoica o unità continentali pleistoceniche.

LITOLOGIA, MORFOLOGIA E AREE DI AFFIORAMENTO. L'unità comprende tutti i depositi continentali formatisi dopo le fasi di ritiro dell'ultima avanzata glaciale. Essa appare diffusa su tutta l'area del foglio in corpi di varia estensione, con genesi, caratteristiche litologiche e morfologiche nonché ubicazione strettamente omogenee entro ogni singola facies, oltreché strettamente correlate fra loro.

Si preferisce quindi descrivere l'unità suddividendola primariamente per facies/ambienti genetici, entro ciascuno dei quali verranno poi indicate le caratteristiche litologiche, morfologiche e la relazione geometrica dei corpi rispetto alla fisiografia circostante.

Depositi messi in posto per gravità.

Detriti di versante: diamicton e ghiaie massive o clinostatificate, eterometriche, a supporto clastico o di matrice, con clasti spigolosi alimentati dal versante soprastante sono presenti nelle aree a quote più elevate e a scarsa copertura vegetale, localizzati ai piedi di pareti in rocce competenti fratturate, ove formano falde detritiche spesso costituite da coni coalescenti.

Depositi di frana: diamicton massivi a blocchi o accumuli caotici di blocchi da metrici a plurimetrici, messi in posto durante singoli eventi catastrofici (frane *s.l.*) sono diffusi su tutta l'area, con volumi ed estensioni areali varie. Si distinguono corpi con superficie a dossi e depressioni, spesso

in relazione con nicchie di distacco ben individuabili, legati a franamenti per scivolamento rotazionale in roccia; talora i fenomeni interessano intere porzioni di versante, con debole dislocazione rotazionale alla base, passante verso l'alto a fratturazione pervasiva della compagine rocciosa, con disarticolazione crescente, sino ad accumulo caotico di blocchi della medesima litologia non derivati da pareti soprastanti, bensì dalla diretta messa in posto del corpo dislocato. Nel dettaglio si osservano spesso situazioni complesse, con eventi successivi di ordine minore parassiti sul corpo di frana principale.

I diffusi fenomeni franosi presenti lungo gli assi vallivi principali sono in connessione con estese deformazioni gravitative profonde; spesso inoltre DGPV (*Sackungen*) del substrato lapideo sembrano innescare scivolamenti e colamenti dei depositi quaternari che le ammantano, con denudamento della sottostanti magmatiti e metamorfiti.

Depositi da trasporto in massa: diamicton massivi a supporto di matrice limoso-argillosa, con clasti da arrotondati a subangolosi provenienti dal rimaneggiamento di precedenti depositi glaciali, sono diffusi in tutta l'area, assumendo spessori degni di nota in alcune vallecole a fondo piatto o in depressioni in corrispondenza di contropendenze. Essi appaiono generati da trasporto in massa (*debrisflow, mudflow*), con geni di corpi lobati lungo i versanti o allo sbocco di canali, oppure da movimento dell'intera copertura lungo il versante stesso (*colluvium*).

Depositi alluvionali.

Sono costituiti in genere da ghiaie massive o grossolanamente stratificate, a supporto clastico, matrice sabbiosa da assente ad abbondante, clasti da subangolosi ad arrotondati, a selezione variabile da scarsa a buona, spesso embricati; ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa in lenti clinostratificate, con ciottoli arrotondati e ben selezionati; intercalazioni sabbiose stratoidi o lenticolari, con laminazioni oblique a basso angolo o laminazioni incrociate. Particolare importanza, sia come distribuzione areale che come volumi, assumono i depositi localizzati nella valle dell'Adda, ove i sedimenti raggiungono presumibilmente spessori plurimetrici, in sovrapposizione continua su depositi glaciali e fluvioglaciali pleistocenici.

Limitate placche di depositi alluvionali, non cartografabili a questa scala, sono presenti discontinuamente entro l'alveo di gran parte dei corsi d'acqua a carattere torrentizio; localmente i materiali appaiono organizzati in più fasi di deposito e successiva erosione, sottolineate da orli di scarpata erosionale spesso netti e terrazzamento delle superfici, di entità però non rappresentabile alla scala della carta. Ad essi si intercalano in rapporto di

eteropia gli apporti dei canali confluenti, dominati da trasporto in massa e spesso modellati a forma di cono con elevata pendenza della superficie.

Depositi lacustri e di torbiera.

Alternanze di limi e sabbie fini laminati in sequenze decimetriche, con intercalati livelli di torba, sono presenti in alta quota in bacini di limitata estensione areale ed esigua profondità, sviluppati in depressioni intermoreniche o a ridosso di dossi montonati. Quando non in corso di formazione, essi si distinguono comunque, dando origine a superfici pianeggianti suborizzontali, interdigitate entro i dossi che le contengono, e scarsamente drenate, con tendenza all'impaludamento.

Depositi glaciali.

Diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, con blocchi sino a plurimetrici, subarrotondati o arrotondati, talora striati, nonché accumuli caotici di blocchi eterometrici privi o quasi di matrice, sono presenti alla testata delle valli minori, soprattutto sui versanti esposti verso i quadranti settentrionali. Essi sono stati cartografati entro unità distinte, in base a conservazione delle forme, alterazione, geometrie nonché dati storici, di seguito descritte.

ETÀ. Il sintema del Po inizia a depositarsi al ritiro dei ghiacciai pleistocenici al termine della fase di massima avanzata (LGM), ed è quindi di deposizione diacrona sia a scala regionale che nell'ambito di settori diversi dei singoli bacini idrografici, in funzione dell'inizio del ritiro locale degli apparati glaciali. Pleistocene superiore – Olocene.

5.4.2.1. - Subsintema del Po antico (POI₆)

DEFINIZIONE. Depositi glaciali con suolo poco evoluto ma continuo, alterazione dei clasti sino a 40 cm di profondità, morfologie poco conservate.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Limite superiore coincidente con la superficie topografica o localmente troncato da depositi del soprastante subsintema della Piccola Età Glaciale, caratterizzato da suoli poco evoluti ma continui, con alterazione dei clasti sino ad una profondità tra 20 e 40 cm entro il bacino dell'Adda e 15-30 cm entro il bacino dell'Adige; morfologie scarsamente conservate. Limite inferiore erosionale, discordante sulle metamorfiti, sulla successione mesozoica o sui depositi dei sintemi di Cantù e del Garda.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Morfologia poco conservata a causa del rimaneggiamento subito ad opera dei processi gravitativi di versante.

ETÀ. Pleistocene superiore – Olocene.

5.4.2.2. - Subsistema della Piccola Età Glaciale (POI₇)

DEFINIZIONE. Depositi glaciali con suolo poco evoluto e discontinuo, alterazione dei clasti sino a 20 cm di profondità, morfologie ben conservate.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Limite superiore coincidente con la superficie topografica o localmente troncato da depositi del subsistema del Po recente, caratterizzato da suoli poco evoluti, spesso discontinui, profondità dell'alterazione sino a 20 cm nel Bacino dell'Adda e a 15 cm in quello dell'Adige; morfologie ben conservate. Limite inferiore erosionale discordante sulle metamorfiti, sulla successione mesozoica o sui depositi dei sistemi di Cantù e del Garda e del subsistema del Po antico.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Nel Foglio 024-Bormio i depositi della PEG sono molto evidenti nelle alte valli in vicinanza dei ghiacciai attuali o di quelli di più recente estinzione. Sono caratterizzati da morfologie ben conservate, rappresentate da archi e cordoni morenici terminali concentrici, in genere ben rilevati ed evidenti. Si distinguono dai depositi glaciali del subsistema del Po Recente, oltre che sulla base di dati storici, per la presenza di un suolo ben sviluppato anche se di spessore esiguo.

ETÀ. Il subsistema riunisce i depositi relativi alle fasi di avanzata glaciale nel corso del periodo freddo denominato Piccola Età Glaciale, sviluppatasi dal 1500 circa al 1860 AD. Come in gran parte delle Alpi, nell'area in esame, l'avanzata glaciale nel corso della PEG è stata probabilmente di estensione maggiore, o almeno pari, alla precedente avanzata olocenica, i cui depositi risultano quindi elisi e rimaneggiati.

5.4.2.3. - Subsistema del Po recente (POI₈)

DEFINIZIONE. Depositi glaciali privi di suolo, clasti non alterati, morfologie da ben conservate ad ancora in evoluzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, caratterizzato da assenza di suolo sviluppato e di alterazione dei clasti, nonché da morfologie ben conservate o ancora in evoluzione; limite inferiore erosionale discordante su metamorfiti e successione mesozoica o sui depositi del subsistema della PEG.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Morfologie ben conservate, con archi e cordoni morenici terminali nonché di sponda laterale. Si distinguono dai depositi glaciali del subsistema della PEG per l'assenza di vegetazione sia arborea che erbacea nonché sviluppo di vegetazione pioniera.

ETÀ. Il subsistema del Po recente comprende i depositi relativi alle fasi di avanzata e ritiro dei ghiacciai dalla fine del XIX secolo; la sua deposizione inizia dal termine della PEG (1860 AD) e continua attualmente.

IV - TETTONICA E METAMORFISMO

Il substrato roccioso del Foglio geologico 024-Bormio è costituito da unità del dominio austroalpino delle Alpi centro-orientali; queste unità rappresentano dei frammenti di crosta continentale del margine meridionale della Tetide (placca apula o promontorio adriatico) che per accrezione hanno dato origine al prisma orogenico alpino. Nell'area considerata, tali frammenti sono rappresentati dalla Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (falda Ötztal, Austroalpino superiore) e dalle falde Quattervals, Ortles e Campo (Austroalpino medio); esse sono costituite da basamenti cristallini pre-permiani e/o da coperture sedimentarie permo-mesozoiche.

Le unità di basamento cristallino - zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch e falda Campo - mostrano di essere state coinvolte, in diverso grado, negli eventi tettonico-metamorfici sia pre-alpini (soprattutto varisici), che hanno conferito alle rocce l'impronta metamorfica principale, sia alpini, responsabili dell'assetto strutturale attuale. Le rocce (permo-)mesozoiche delle falde Quattervals e Ortles, invece, registrano solo le tracce dell'orogenesi alpina.

1. - EVOLUZIONE METAMORFICA PRE-ALPINA

Le considerazioni relative alla *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch* si basano, oltre che sulle osservazioni dei rilevatori del Foglio 024-Bormio,

anche sui lavori di CASSAMAGNAGHI *et alii* (1998), di GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974), GREGNANIN (1980) e GREGNANIN *et alii* (1995).

La Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch occupa, come già detto, una posizione equivalente alla Falda Ötztal, di cui rappresenta le scaglie basali formatesi durante il suo sovrascorrimento eo-alpino verso O.

Nella zona a scaglie sono riconoscibili due associazioni mineralogiche pre-alpine: la prima (M_1), ad almandino, biotite, mica bianca, quarzo, plagioclasio (10-30% An), rutilo, \pm ilmenite, \pm cloritoide, \pm staurolite, \pm cianite; la seconda (M_2), a biotite, mica bianca, quarzo, plagioclasio (0-35% An), granato, staurolite, cianite, ilmenite, \pm tormalina, \pm andalusite, \pm sillimanite (\pm pseudomorfo su granato). Anche se non c'è unanimità di consenso sulle relazioni esistenti tra la comparsa dei minerali e le deformazioni, tuttavia i vari autori riconoscono concordemente:

- una sequenza D_1 - D_2 caratterizzata da T intermedia fino ad alta e verosimilmente alta P, con cristallizzazione di minerali di grado fino a medio-alto (cianite, staurolite, plagioclasio) collegata con la D_2 ;

- un evento di bassa pressione successivo alla deformazione D_2 e precedente la deformazione D_3 , con blastesi di sillimanite, di andalusite e, più diffusamente, con pseudomorfo di biotite su granato (a T più bassa), e di sillimanite+biotite su granato (a T più alta).

Le maggiori differenze interpretative riguardano il ruolo dei minerali di alta pressione (cianite):

- cristallizzazione della cianite legata solo alla prima fase di alta pressione ($M_1 \equiv D_1$);

- cristallizzazione della cianite associata principalmente all'evento $M_2 \equiv D_2$, seguita da una successiva blastesi post-cinematica di sillimanite e/o da andalusite;

- una cristallizzazione $M_2 \equiv D_2$ articolata in zone a cianite e in zone a andalusite; in questo caso cianite e andalusite avrebbero una differente distribuzione areale all'interno di una stessa fase blastica.

Circa l'età del metamorfismo pre-alpino (M_1+M_2), GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974) e GREGNANIN (1980), sulla base di considerazioni strutturali hanno sostenuto che esso è successivo alla messa in posto dei graniti di 450 Ma. Anche studi strutturali di SPALLA (1989) e studi petrologici microstrutturali di POLI (1989) avvalorano questa ipotesi. Altri autori, al contrario, hanno ritenuto di suddividere la storia metamorfica del basamento in una porzione caledoniana ("basamento pre-filladi") e in una porzione alpina (Passiria) (SASSI & ZANFERRARI, 1972; PURTSCHELLER, 1969; HOERNES, 1971; PURTSCHELLER & SASSI, 1975; ZANETTIN & JUSTIN VISENTIN, 1980; TOLLMANN, 1987; HOINKES *et alii*, 1993).

I tre elementi che insieme formano la *falda Campo*, vale a dire la Scaglia dello Zebrù, l'unità di Peio e l'unità di Lasa, furono accrete alla Falda del Tonale durante l'orogenesi alpina, come suggerito dalla presenza di rocce triassiche lungo le zone di faglia di Peio (Foglio 041-Ponte di Legno), del Madriccio e di Zumpanell-Lasa.

La *Scaglia dello Zebrù* mostra un'impronta mono-metamorfica pre-alpina in facies scisti verdi nelle filladi e rocce intercalate; significativamente, mancano relitti di facies metamorfiche di grado più elevato, contrariamente alle altre due unità della falda Campo. Una stima affidabile delle condizioni di pressione/temperatura di formazione non è stata possibile a causa dell'assenza di associazioni critiche. Comunque, dato che l'impronta alpina diminuisce verso O e che i micascisti a staurolite e granato della sottostante unità di Peio sono perfettamente conservati, si esclude che la sovrainpronta alpina sia stata così penetrativa e intensa nella scaglia dello Zebrù da cancellarvi tutti i relitti delle associazioni pre-alpine. Infine, la zona di faglia del Madriccio che delimita la scaglia dello Zebrù, contiene cunei di sedimenti triassici della falda dell'Ortles con un'impronta alpina di basso grado.

L'unità di Peio ha subito un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica di temperatura e pressione intermedie prima dell'orogenesi alpina. I micascisti di Peio sono caratterizzati da associazioni a staurolite e granato, con o senza sillimanite fibrolitica; le anfiboliti, da paragenesi a granato, orneblenda verde, plagioclasio e rutilo; i marmi, da mica bianca, tremolite, epidoto e titanite (unità di Peio: $T \approx 550-600^\circ\text{C}$, $P \approx 0,3-0,6$ Gpa, WERLING, 1992).

Le datazioni Rb-Sr sulle miche bianche in micascisti di Peio in Val de la Mare (presso il confine sud-orientale del foglio) hanno fornito età di raffreddamento di 317 ± 13 Ma (DEL MORO, in FERRETTI TORRICELLI, 1987) ed età di 315 ± 5 Ma sulle miche bianche degli ortogneiss di Pra di Saent (Val di Rabbi) (dati inediti, DEL MORO). La datazione Ar-Ar su blasti di biotite associati alle stauroliti della Val Peder (a cavallo tra i fogli Bormio e Rabbi) ha dato età di raffreddamento di 138 ± 2 Ma; sulle muscoviti, invece, di 196 ± 3 Ma e 176 ± 3 Ma (MAIR & SCHUSTER, 2003) rispettivamente, e indicano che si tratta di età di raffreddamento di minerali pre-alpini.

L'unità di Lasa ha subito anch'essa un metamorfismo pre-alpino in facies anfibolitica. I calcoli petrologici hanno dato temperatura del picco metamorfico intorno a $550-650^\circ\text{C}$ per le associazioni mineralogiche a granato(I), \pm staurolite, biotite, muscovite(I) e plagioclasio(I) nei micascisti; ad anfiblo(I), granato(I), plagioclasio(I), biotite, muscovite, quarzo, \pm zoisite(I), \pm titanite \pm calcite nelle anfiboliti; a calcite, quarzo, mica

bianca(I), epidoto(I), \pm titanite, \pm rutilo, \pm zircono nei marmi, ma non hanno permesso un calcolo preciso della pressione. In alcune aree dell'unità di Lasa, la staurolite, il granato e la biotite pre-alpini sono molto ben conservati (Val Livi, Val Peder). La cristallizzazione di questi minerali appare sin-post-deformativa rispetto alla scistosità regionale varisica.

2. - EVOLUZIONE METAMORFICA ALPINA

La scuola austriaca (FRANK, 1987; PURTSCHELLER *et alii*, 1987a, 1987b; HOINKES & THÖNI, 1987), nonché ZANETTIN & JUSTIN VISENTIN (1971, 1980) hanno basato la ricostruzione e le considerazioni sul metamorfismo alpino nella falda Ötztal, che possono essere estese anche alla *Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch*, essenzialmente sullo studio delle coperture permo-mesozoiche e più recentemente sulle strutture correlate alla fase deformativa D₃, sulle evidenze presenti nei corpi magmatici tardo-ercinici, su evidenze suggerite da pseudomorfofosi di bassa temperatura, su minerali di alta temperatura ritenuti più vecchi, e su riassetamenti isotopici dei minerali. I dati radiometrici, in particolare, delineano una zona pseudo-concentrica nella quale la mica bianca è completamente resettata (Alpine Mica Age zone, AMA) e forniscono un'età di 95-75 Ma, rappresentativa del *cooling* della fase orogenetica cretacea, con apice intorno a 85-90 Ma. Pertanto gli autori suddetti ipotizzano ampie ricristallizzazioni e neocristallizzazioni, con formazione in età alpina addirittura di staurolite e cianite e, secondo THÖNI, anche di sillimanite.

Sulla base di nostre osservazioni e dei lavori di CASSAMAGNAGHI *et alii* (1998) e di GREGNANIN & VALLE (1995), invece, la fase deformativa D₃ (alpina) interessa scarsamente dal punto di vista blastico la scistosità, le strutture interne e le associazioni mineralogiche del basamento; interessa però profondamente il basamento dal punto di vista meccanico a scala meso- megascopica, producendo la maggior parte dei sovrascorrimenti e delle pieghe. Tale deformazione avrebbe prodotto solo meso- e micropiegamenti, prevalentemente post-cristallini, e un clivaggio non pervasivo. Qualche effetto blastico di minore importanza è talvolta presente lungo il nuovo clivaggio e nelle zone di cerniera delle micropieghe, caratterizzato da quarzo + albite + muscovite + biotite, nonché sericitizzazione di staurolite e di Al₂SiO₅; manca l'evidenza di una ricristallizzazione di nuovo granato durante la fase D₃ nel basamento, mentre il granato è presente nei dicchi mafici tardo-ercinici e nel conglomerato basale. Questo contrasto può essere correlato con le differenti

caratteristiche mineralogiche e strutturali della copertura e del basamento all'inizio della fase tettonico-metamorfica della fase D₃. Secondo GREGNANIN & VALLE (1995), pertanto, l'età radiometrica di 90 Ma delle miche dell'AMA è legata semplicemente ad un riassetto isotopico successivo alla formazione o ricristallizzazione principale pre-alpina e non implica necessariamente cambiamenti del *fabric* e delle associazioni del basamento.

La successione sedimentaria affiorante nel Foglio 024-Bormio registra esclusivamente le fasi alpine. Dal punto di vista stratigrafico è da notare come le unità presenti siano costituite esclusivamente da una successione pre-carnica (es. Scaglia dello Zumpanell) o da successioni post-carniche (Falde Ortles, Quattervals e Umbrail). Questa situazione è attribuibile al ruolo di orizzonte di debolezza costituito dalla successione del Carnico (formazione della Val Forcola) che è spesso conservata come scaglie tettoniche lungo le superfici tettoniche principali (Linea dello Zebrù, sovrascorrimento di base della Falda Umbrail). Lungo gli scollamenti principali possono essere localmente presenti anche piccole scaglie tettoniche costituite da basamento metamorfico varisico. Scaglie di evaporiti carniche sono presenti anche strutturalmente al di sopra delle falde Ortles e Quattervals (settore del Piz Umbrail, Costone di Gomagoi). Secondo CONTI (1992) l'assenza di una successione pre-carnica alla base della Falda Ortles potrebbe essere legata all'attività di faglie distensive giurassiche che avrebbero abbassato alcuni settori favorendo durante la compressione alpina lo sviluppo di geometrie non strettamente compatibili con un regime compressivo, come la presenza di unità più giovani (Dolomia Principale dell'Austroalpino) su unità più vecchie (basamento metamorfico) lungo la Linea dello Zebrù. Lungo tale linea, soprattutto nel settore della Val Solda, è presente un orizzonte dolomitico milonitizzato immediatamente al contatto tra copertura sedimentaria e basamento metamorfico.

Nella successione sedimentaria del Foglio 024-Bormio non sono disponibili datazioni sull'età del principale evento tettonico che verosimilmente può essere riferito alla fase cretacica dell'orogenesi alpina (Eoalpino), datata in sedimenti (di probabile età carnica) della Falda Ortles in territorio svizzero a 86 ± 6 e 86 ± 4 Ma (età K/Ar su miche, THÖNI, 1983). Secondo THÖNI (1983) l'età più probabile di questo evento è attorno a 90 ± 5 Ma, anche se non è da escludere una età leggermente più giovane, tra 90 e 85 Ma. È da segnalare come i sedimenti più giovani presenti nella Falda Ortles (*Chanel Formation*, affiorante in territorio svizzero) siano di età Aptiano-Turoniano medio (CARON *et alii*, 1982): secondo la scala tempi il

Turoniano dura tra circa 93 e circa 88 Ma, molto vicino quindi all'età della fase tettonica ealpina documentata nella Falda Ortles.

La fase ealpina documentata nella successione sedimentaria del Foglio 024-Bormio è caratterizzata da temperature che raggiungono circa i 300°C. I dati che suggeriscono questa temperatura sono di diversa natura, sia di carattere qualitativo (es. presenza di miloniti dolomitiche lungo la Linea dello Zebrù), sia quantitativo (cristallinità dell'illite e riflettanza della vitrinite). HENRICH (1993) misura temperature attorno ai 250°C nella successione retica (Formazione di Fraele) della parte occidentale della Falda Ortles utilizzando sia l'indice di Kubler, sia la riflettanza della vitrinite. CONTI (1997) evidenzia una diminuzione della temperatura all'interno della successione sedimentaria della Falda Ortles da E (dove è valutata una temperatura di circa 300°C) ad O (fino a 200°C), sulla base della cristallinità dell'illite. Una situazione simile è evidenziata nella Falda Scarl (KÜRMAN, 1993) che presenta temperature più elevate rispetto alla Falda Ortles. L'analisi semiquantitativa del colore di alterazione di fosfati e pollini (TAI, Thermal Alteration Index) ha confermato (BERRA & CIRILLI, 1997) temperature attorno ai 300°C sia per la falda Ortles che per la Falda Quattervals, evidenziando però condizioni di temperature più elevate (verosimilmente alcune decine di gradi) nell'unità tettonicamente superiore (Falda Quattervals) rispetto alla sottostante (Falda Ortles). Questa situazione documenta come la fase di riscaldamento (responsabile anche del metamorfismo ealpino registrato nelle coperture e datato da THÖNI, 1983, a circa 85-90 Ma) sia precedente alla fase di messa in posto delle falde.

Nella *falda Campo*, la distribuzione del metamorfismo alpino decresce strutturalmente dal basso verso l'alto e da E verso O. Le temperature diminuiscono da 490-530°C nelle rocce delle *unità di Lasa e di Peio* in Val Venosta (Foglio 025-Rabbi), fino a circa 380-430°C nei micascisti dell'unità di Peio nell'area della Val Madriccio, per raggiungere temperature di 300°C nei sedimenti triassici della falda dell'Ortles in alta Val Solda (KÜRMAN & RICHTER, 1989; FERREIRO *et alii*, 1991). Datazioni su mica bianca e biotite su rocce della Val Martello (MAIR & SCHUSTER, 2003) hanno dato età di 90-80 Ma che sono attribuite alla fase eo-alpina, mentre i micascisti e gli ortogneiss dell'unità di Peio in bassa Val de la Mare e in Val di Rabbi hanno dato età di 70-80 Ma su biotite (metodo Rb-Sr; DEL MORO, dati inediti) nelle zone più deformate.

Lungo la cresta che separa la Val Martello dalla Val d'Ultimo, immediatamente a E del Foglio 024-Bormio, è stata osservata una seconda fase di ricristallizzazione alpina che dà origine ai micascisti retrocessi (**OME**), caratterizzati da cloritizzazione e sericitizzazione dei granati sia

varisici che alpini, la sostituzione quasi totale della biotite da parte della clorite, la cristallizzazione di clorite, di sericite e di stilpnomelano. Nei marmi associati ai micascisti retrocessi è stata osservata la ricristallizzazione di calcite, sericite, clorite e stilpnomelano. Altre zone retrocesse si trovano lungo zone di taglio e piccole fasce non cartografabili dell'unità di Peio.

Questa deformazione non è databile con precisione, ma è post-alpina, dato che ha indotto retrocessione della paragenesi cretacica, ed è antecedente all'intrusione delle apofisi e dei filoni oligocenici (≈ 32 Ma), che non sono stati coinvolti nel processo di retrocessione né di ricristallizzazione. L'attribuzione della deformazione all'Eocene potrebbe essere verosimile.

Le associazioni mineralogiche critiche osservate, su cui sono stati fatti i calcoli petrologici sono: granato(II), biotite, plagioclasio(II), clorite(I) \pm cloritoide per i micascisti e paragneiss, eclorite(II), sericite, stilpnomelano per i micascisti/paragneiss retrocessi; anfibolo(II), plagioclasio(II) \pm granato(II), biotite, clorite, quarzo, \pm clinozoisite(II) \pm titanite \pm calcite nelle anfiboliti; calcite, quarzo, mica bianca(II), epidoto(II) \pm clinozoisite \pm titanite \pm rutile \pm zircone nei marmi; clorite, stilpnomelano nei marmi retrocessi.

Il metamorfismo alpino delle rocce dell'unità di Peio in Val Martello mostra una zonazione con condizioni di temperatura e pressioni che vanno da 490-530°C e 0,6-0,8 Gpa nella fascia a contatto con l'unità di Lasa, al bordo orientale del foglio, fino a raggiungere valori di circa 380-430°C e 0,4-0,7 Gpa nell'area della Val Madriccio verso O (TROPPEL & MAIR, 1998; NOCKER *et alii*, 1998).

La paragenesi eo-alpina dei micascisti è caratterizzata dalla ricristallizzazione statica di granati alpini millimetrici limpidi e da bordi di granato alpino su granati varisici, dalla ricristallizzazione di cloritoide su staurolite, di clorite su biotite e dalla crescita di clorite statica che talora taglia la scistosità generale. I minerali della prima fase di ricristallizzazione sono presenti in tutti i micascisti di questa unità, i minerali di retrocessione sono riconoscibili solo nelle rocce dove è avvenuta una circolazione di fluidi durante la deformazione tardo-alpina.

Le datazioni Rb-Sr su biotite-roccia totale lungo le zone di taglio di Belvedere (Peio), della Val di Rabbi e della Verdignana dell'unità di Peio hanno dato un'età cretacica superiore (70-80 Ma; THÖNI, 1981; MARTIN *et alii*, 1998; DEL MORO, dati inediti). In Val Martello le paragenesi alpine hanno dato età del Cretacico superiore (88 ± 1 Ma; datazioni Ar-Ar su mica bianca e 86 ± 3 Ma; Rb-Sr su biotite, MAIR & SCHUSTER, 2003).

Nell'unità di Lasa, l'evento alpino è stato pervasivo, determinando l'assetto a bande e la ricristallizzazione di minerali alpini in facies scisti verdi su preesistenti minerali pre-alpini (biotite, granato e staurolite nei micascisti).

Le condizioni metamorfiche alpine sono state determinate intorno a 0,4-0,8 Gpa e 490-600°C (MAIR *et alii*, 2003) sulle seguenti associazioni mineralogiche:

- nei micascisti e paragneiss: granato(II), biotite(II), mica bianca(II), plagioclasio(II), clorite ± cloritoide ± rutilo ± zirconio;
- nelle anfiboliti: anfibolo(II), plagioclasio(II) ± granato(II), biotite, clorite, quarzo ± clinozoisite(II) ± titanite ± calcite;
- nei marmi: calcite, mica bianca(II), anfibolo(II) ± plagioclasio(II), biotite, clorite, tremolite ± clinozoisite(II).

Nelle anfiboliti, i relitti di orneblenda sono parzialmente o totalmente sostituiti da anfibolo di generazione (II). Nei marmi, la clorite, la biotite e la tremolite sono attribuiti esclusivamente all'evento metamorfico eo-alpino, essendo statici e posteriori alla deformazione.

Nelle rocce della *Scaglia dello Zembrù*, le associazioni metamorfiche alpine hanno dato temperature di 380-420°C e pressioni di 0,4-0,7 Gpa. Le associazioni mineralogiche caratteristiche sono: mica bianca, clorite, ± albite, ± granato, ± calcite nelle filladi/filladi quarzifere; clorite, tremolite, epidoto, mica bianca, ± microclino, ± calcite, ± magnetite negli scisti verdi/cloritoscisti; calcite, quarzo, mica bianca, tremolite, ± plagioclasio, ± epidoto nei marmi. Tutti i minerali presenti appartengono alla facies scisti verdi e non sono zonati; relitti di minerali di più alto grado non sono mai stati riscontrati. Le datazioni Ar-Ar (MAIR & SCHUSTER, 2003) hanno dato età di 87±1 Ma su miche bianche delle filladi.

3. - LE FAGLIE ALPINE

Le principali faglie alpine del Foglio 024-Bormio corrispondono generalmente a quelle che fanno da limite alle unità strutturali alpine, talora riattivate più volte durante le varie fasi dell'orogenesi alpina. In particolare, la Linea dello Zembrù, che attraversa la parte mediana del foglio con direzione circa O-E (con una diramazione S-N in Val Solda), è morfologicamente ben riconoscibile e tuttora sismogenicamente attiva.

3.1 - SISTEMA DELLE FAGLIE DELLO ZEBRÙ

Nel Foglio 024-Bormio, il sistema di faglie più importante è il sistema dello Zebrù che comprende la faglia dello Zebrù *s.s.* e la faglia del Madriccio che racchiudono a lente la Scaglia dello Zebrù. Entrambe le faglie si svilupparono inizialmente in condizioni duttili, presumibilmente durante i sovrascorrimenti eo-alpini, e vennero riattivate successivamente come zone di deformazione fragile. Nel suo complesso la zona di faglia è caratterizzata da un'ampia fascia di miloniti in facies scisti verdi che affiorano tra il Lago di Giovaretto a E (Foglio 025-Rabbi) e il settore orientale del Foglio 024-Bormio a O, riferibili alla fase di deformazione cretacea o fase Trupchun (MAIR, 1998 a,b), come suggerito dall'età di cristallizzazione della biotite sin- post-deformativa nelle miloniti (THÖNI, 1981; MAIR & SCHUSTER, 2003). Durante questa fase le rocce mesozoiche della Falda dell'Ortles e le filladi della Scaglia dello Zebrù vennero trasportate verso O sovrascorrendo i micascisti della sottostante unità di Peio. La vergenza del sovrascorrimento è indicata dalle strutture nelle miloniti, quali lineazioni di allungamento \approx E-O, *kink-bands* orientati \approx N-S (alta Val Zebrù) e pieghe centimetriche con vergenza verso O.

Il piano di sovrascorrimento è stato successivamente raddrizzato nel settore occidentale (Passo della Bottiglia) e riattivato come un nuovo piano di sovrascorrimento nord-vergente ad angolo medio che ha trasportato l'unità di Peio sulla Scaglia dello Zebrù durante la fase di Blaisun nell'Eocene. Questo movimento è indicato dalle geometrie in campagna e dalle strutture nelle miloniti (lineazioni \approx NNO-SSE, pieghe centimetriche con assi \approx OSO-ENE).

La *Linea di Zebrù* rappresenta il limite meridionale della Scaglia dello Zebrù e, verso O, della Falda dell'Ortles *Auct.* Da O verso E, si estende lungo il versante destro della Val Zebrù, fino al Passo della Bottiglia, continua attraverso il Passo del Lago Gelato, fino a terminare nella valle del Plima al Lago Giovaretto (appena a E del Foglio 024-Bormio), dove si unisce alla Linea del Madriccio.

Dal Passo della Bottiglia verso N, la Linea di Zebrù separa la Scaglia dello Zebrù dalla Falda dell'Ortles. Essa rappresenta un contatto tettonico importante di età alpina che giustappone le rocce mesozoiche alle filladi della Scaglia dello Zebrù con metamorfismo in facies scisti verdi di età varisica. Il contatto tettonico è stato successivamente riattivato da piani di faglia e frattura subverticali recenti, orientati circa E-O, evidenti soprattutto lungo la Val Zebrù, che sono sismogenetici anche attualmente (Fig. 9).

La *Faglia del Madriccio* rappresenta il limite settentrionale della Scaglia dello Zebrù. Si segue dal Rifugio Città di Milano in alta Val Solda fino al

Lago di Giovaretto, attraverso le valli di Madriccio e di Peder, lungo il Dosso Peder. Essa è caratterizzata dalla presenza di lenti di gesso e carniole del Carnico, e scaglie di serpentiniti di provenienza ed età sconosciute. La linea rappresenta anche un contatto tettonico importante che giustappone rocce in facies anfibolitica (varisica) a letto (unità di Peio) con rocce in facies scisti verdi a tetto (Scaglia dello Zebrù).

La zona di faglia è di spessore limitato, caratterizzata da miloniti e cataclasi di facies scisti verdi di basso grado, con strutture di deformazione duttile-fragile. Le strutture osservate (lineazioni) hanno confermato una deformazione alpina con senso di movimento verso O della sovrastante Scaglia dello Zebrù. Le datazioni su biotite e muscovite campionate a letto e a tetto della Linea di Madriccio, presso il Lago di Giovaretto, hanno dato età cretache superiori (MAIR & SCHUSTER, 2003).

Durante la fase deformativa eocenica di Blaisun, anche la Linea di Madriccio è stata riattivata. Il piano di faglia è stato ripiegato (assi OSO-ENE) e ripreso come sovrascorrimento nord-vergente della Scaglia dello Zebrù sull'unità di Peio, come indicano le geometrie e le strutture osservate in campagna.

3.2 - LINEA DI ZUMPANELL-LASA

La *Linea di Zumpnell-Lasa* separa l'unità di Lasa a letto dall'unità di Peio a tetto. A Malga delle Giovenche (Zumpnell) e a Testa del Toro essa è sottolineata da scaglie di dolomie ladiniche (mineralizzate a magnesite) e carniole carniche. Verso E la linea continua, come fascia milonitico-cataclastica, lungo l'alta valle di Cengles (base della parete della Croda di Cengles) per proseguire poi, attraverso la sella di quota 2989 m e l'alta Val di Lasa, nel contiguo Foglio 025-Rabbi (Linea di Lasa). Non si tratta di un orizzonte di deformazione netto ma di un'ampia fascia di miloniti che deforma micascisti e paragneiss a bande dell'unità di Lasa. Nei micascisti dell'unità di Peio posti a tetto della linea, la milonitizzazione è meno evidente.

Tutte le strutture plicative e le lineazioni (assi di piega OSO-ENE, lineazioni NNO, presenti in prossimità della faglia in ambedue le unità coinvolte, potrebbero essere attribuite alla fase di deformazione eocenica Blaisun, nell'ambito della quale è avvenuto il massimo raccorciamento della falda Campo e il sovrascorrimento dell'unità di Peio sull'unità di Lasa. Nel quadro di deformazione regionale, non si può escludere tuttavia un'attivazione tettonica precoce (cretacea) di questa faglia.

3.3 - LINEA DEL GALLO

La Linea del Gallo affiora nella porzione svizzera del Foglio 024-Bormio (Val Müstair), appena al di fuori dell'area rilevata, fino poco a S di S. Maria. Da qui verso NE, dapprima in territorio svizzero poi in Alto Adige, essa si esaurisce nelle miloniti della Val Venosta. Questa linea rappresenta il limite verso N della Zona a Scaglie Umbrail-Chavalatsch (Austroalpino superiore) e della falda Quattervals (Austroalpino medio) sul complesso Sesvenna - S-charl (Austroalpino medio). La Linea del Gallo viene interpretata come una faglia normale, scivolata verso S durante la fase D₂ ("fase Ducan-Ela" di FROITZHEIM *et alii*, 1994), eventualmente ripresa da spinte verso N durante la fase D₃ ("fase Blaisun" di FROITZHEIM *et alii*, 1994). Anche se non affiora nell'area rilevata del Foglio 024-Bormio, questa linea è importante per comprendere i rapporti tra la falda Campo e il Sistema S-charl-Umbrail, affioranti rispettivamente a S e a N delle falde Ortles/Quattervals/Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch (v. discussione in CONTI, 1997, p. 83-84).

3.4 - LINEA TRUPCHUN-BRAULIO

Nel Foglio 024-Bormio, la Linea Trupchun-Braulio affiora con direzione circa O-E tra la Valle Forcola e l'albergo Rocca Bianca (Trafoi), dove piega verso NNE prima di fondersi nelle miloniti della Val Venosta, sopra Gomagoi. Essa rappresenta il limite meridionale della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch sulla falda dell'Ortles; a O del foglio essa mette in contatto tettonico la falda Quattervals sempre sulla falda dell'Ortles. La linea Trupchun-Braulio rappresenta l'accavallamento che porta la falda Quattervals (affiorante sul margine occidentale del foglio) e la Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch sopra la falda Ortles, durante il raccorciamento crostale cretaceo superiore ("fase Trupchun" di FROITZHEIM *et alii*, 1994).

La "Scaglia dello Stelvio", affiorante a cavallo del passo omonimo, viene interpretata alternativamente come un lembo di trascinamento del sedimentario dell'Umbrail-Chavalatsch (CONTI, 1997) o come una scaglia superiore della falda Ortles (BERRA & JADOUL, 1999): nel primo caso, la linea Trupchun-Braulio passerebbe alla base della scaglia, nel secondo alla sua sommità.

3.5 - MILONITI DELLA VAL VENOSTA E LINEA DI SLINGIA

Le Miloniti della Val Venosta formano un complesso di rocce cataclastiche e milonitiche molto potente sul versante sinistro della Val Venosta (appena a N del foglio); vi si riconoscono resti di paragneiss, di

ortogneiss, livelli carbonatici e filladi sericitiche, quest'ultime derivate probabilmente da una sequenza permo-triassica (GATTO & SCOLARI, 1974a; THÖNI, 1980b; SCHMID & HAAS, 1989). CONTI (1997) segnala, in filladi sericitiche presso Schmelz (Val Solda), il ritrovamento di granuli di quarzo riassorbito, a conferma dell'origine vulcanoclastica di queste rocce. Le miloniti della Val Venosta sono il risultato del sovrascorrimento della falda Ötztal sul complesso Sesvenna - S-charl e sulla falda Campo (accavallamento di Slingia) prodottosi, come la linea Trupchun-Braulio, durante il raccorciamento crostale cretaceo superiore ("fase Trupchun" di FROITZHEIM *et alii*, 1994). La presenza di queste miloniti alla base sia della falda Ötztal sia della zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch, affioranti sui versanti opposti della Val Venosta, viene considerata una prova importante della correlazione strutturale di queste due unità tettoniche. Nel Foglio 024-Bormio, le miloniti della Val Venosta affiorano sul versante sinistro della Val Solda, tra le località di Stelvio e di Malga di Campo Piccolo, dove sovrascorrono gli ultimi resti settentrionali della falda Ortles (scaglia di Dolomia Principale dell'Austroalpino di Gomagoi o di Campo Piccolo) e separano le rocce di basamento dell'unità di Lasa (Falda Campo) dalla Zona a scaglie Umbrail Chavalatsch (Falda Ötztal).

Le Miloniti della Val Venosta sono uno degli effetti della Linea di Slingia, un lineamento complesso che passa alla base della falda Ötztal, affiorante appena a N del Foglio 024-Bormio. FROITZHEIM (1995) distingue l'accavallamento di Slingia (fase compressiva D₁, con movimento "*top-to-the-W*") dalla faglia normale di Slingia (fase distensiva D₂ con movimento verso "*top-to-the-E*") che taglia l'accavallamento stesso e le miloniti della Val Venosta (CONTI, 1997). Un'ampia e approfondita discussione sulla Linea di Slingia, con considerazioni critiche e contestazioni su quanto detto sopra, si trova in GREGNANIN *et alii* (1990).

3.6 - LINEA DEL M. MALA

In alta Valtellina, l'unità di Peio è interessata da una fascia milonitica di qualche decina di metri, che in queste Note chiamiamo *Linea (o thrust) del M. Mala*. Sul versante sinistro (orientale) della conca di Bormio essa è visibile in alcuni affioramenti a N di Baita Boero, sullo sperone occidentale del M. Oultoir e sul versante occidentale del M. Monteur. Da qui, la linea si sviluppa estesamente nel Foglio 041-Ponte di Legno aggirando a S il M. Mala fino alla Bocca di Profa. La milonite tronca superiormente il plutone basico di Sòndalo datato 300±12 Ma (TRIBUZIO *et alii*, 1999), mentre è intersecata (v. Cap. IV.1.2) dalle magmatiti acide dell'alta Valtellina datate 282-259 Ma (DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987): si tratta quindi di una

linea varisica, interna al basamento cristallino della falda Campo. L'età e l'assetto suborizzontale o debolmente inclinato a N fanno pensare a un piano di movimento a basso angolo (tra due scaglie listriche?), la cui formazione potrebbe risalire alle fasi distensive che nel Permiano hanno provocato l'assottigliamento della crosta continentale e il collasso della catena varisica. Sono comunque presenti tracce evidenti di una riattivazione alpina, sotto forma di cataclasiti.

4. - TETTONICA FRAGILE

Lineamenti di tettonica fragile, sotto forma di fratture e faglie rettilinee, con piani verticali o molto inclinati sono presenti ovunque nelle Alpi centro-orientali. Questi lineamenti, spesso organizzati in poche direzioni preferenziali, sono legati al rapido sollevamento delle aree assiali della catena alpina in tempi geologicamente recenti, ivi compresi in qualche caso accertato fenomeni quaternari (FORCELLA *et alii*, 1982; BISTACCHI & MASSIRONI, 2001).

L'area del Foglio 024-Bormio è interessata da vari sistemi di fratture e faglie tardive che hanno frammentato in blocchi il territorio; i principali sistemi di questi lineamenti sono quelli intorno NO-SE, NE-SO, N-S e E-O (CORRADINI *et alii*, 1973; GATTO & SCOLARI, 1974b; POZZI *et alii*, 1990a). Essi hanno provocato sfasamenti irregolari tra i limiti originari delle unità tettoniche che formano la struttura dell'edificio alpino, mascherandone gli originari rapporti di sovrapposizione e complicando una situazione geologica già complessa. Oltre a ciò, queste fratture e faglie prevalentemente verticali hanno condizionato alcuni tratti morfologici del territorio sotto diversi aspetti: esse sono le principali responsabili dell'elevata energia di rilievo del territorio (versanti ripidi e con grandi dislivelli) e, inoltre, hanno impostato la direzione dei solchi vallivi, predisponendo in tal modo la via seguita dagli agenti geomorfogeni come le acque correnti e i ghiacciai. Per es., l'andamento N-S della bassa Valle del Braulio e dell'alta Valtellina (rispettivamente a N e a S di Bormio) è connesso con un vistoso sistema di fratture con quella direzione; l'andamento da E-O a ESE-ONO della Valfurva, è condizionato da fratture ugualmente orientate; e la stessa cosa vale per molte valli e vallecole. Queste deformazioni meccaniche hanno anche dato origine a ingenti accumuli di rocce sbloccate, dotate di pessime caratteristiche geomeccaniche (fratturazione, permeabilità secondaria) e pertanto in equilibrio instabile su versanti ripidi. Sollecitate dalla gravità e dai fattori

climatici e morfologici, molte di queste masse sono già franate a valle in tempi preistorici e storici, altre sono destinate a seguire la stessa sorte in tempi più o meno lontani (v. per es., Fig.6 e 7, modif. da: MONTRASIO *et alii*, 2001).

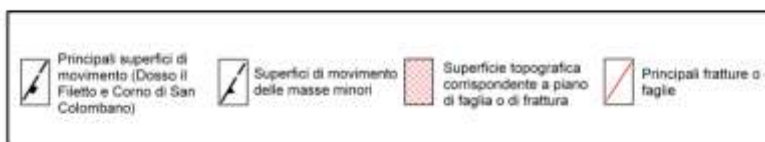
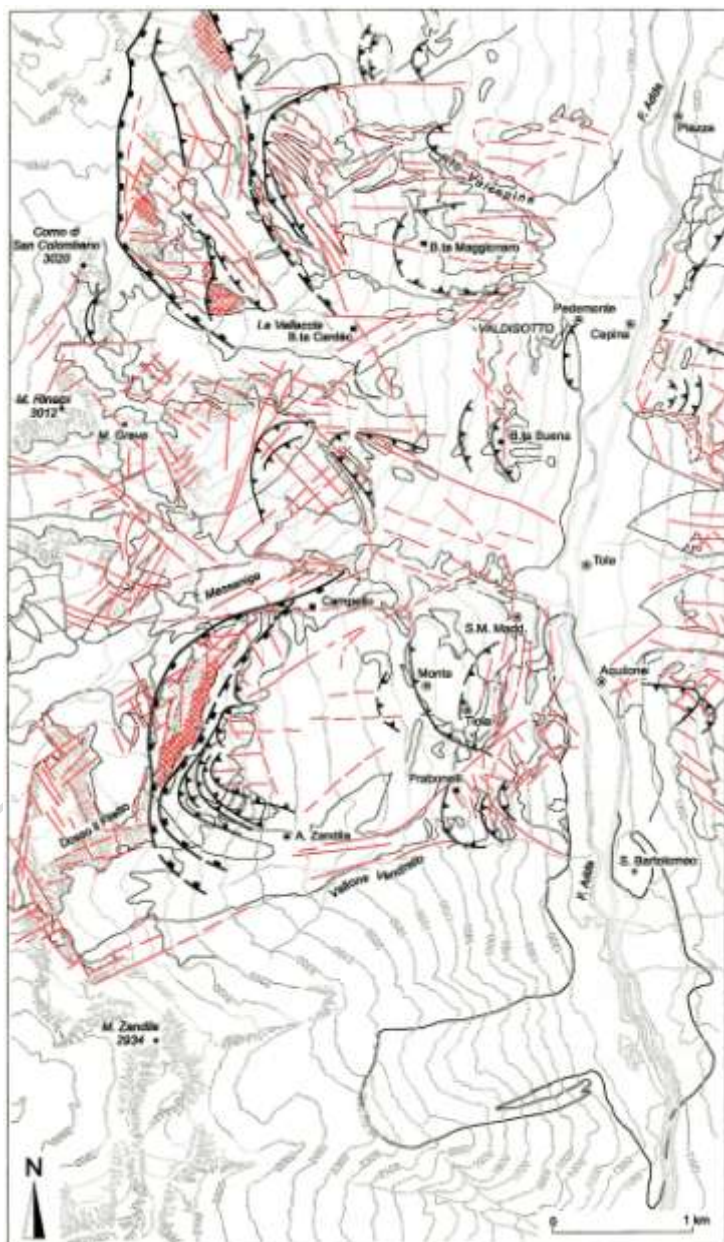


Fig.6 (pagina a lato) – Carta dei principali movimenti in atto degli ammassi rocciosi in alta Valtellina, in rapporto ai lineamenti strutturali. In basso a destra è rappresentato il contorno della frana di Val Pola (Settore SO del Foglio 024–Bormio e piccole porzioni di fogli contigui).



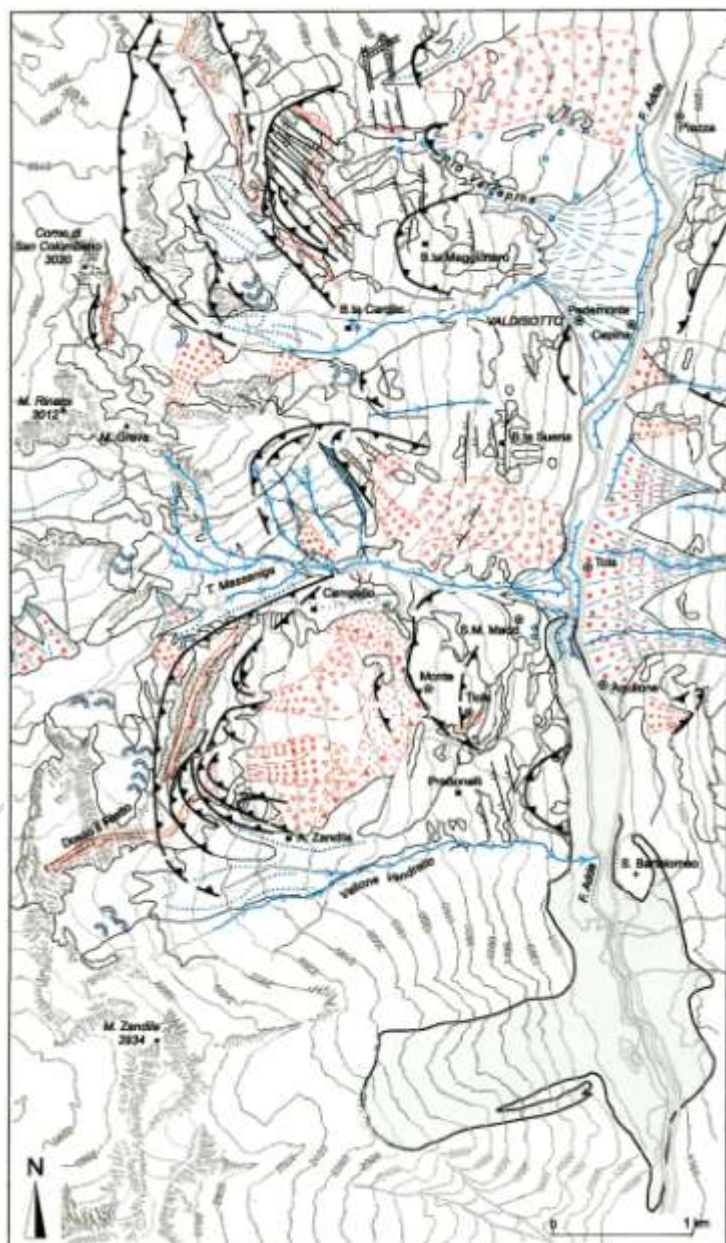




Fig. 7 – Carta dei processi geomorfici in atto in alta Valtellina (stessa area di Fig. 6).

Infine, in base a dati recenti alcuni di questi lineamenti si sono rivelati sismogenici. In conclusione, questi lineamenti di tettonica fragile sono una delle principali cause predisponenti i fenomeni di instabilità dei versanti dotati di un'alta energia di rilievo, come frane di crollo e di scivolamento, *debris flow*, "DGPV" (Deformazioni Gravitative Profonde di Versante). Tutti questi fenomeni creano non pochi problemi alle popolazioni, ai progettisti di opere civili e ai responsabili della gestione del territorio. A proposito delle DGPV, ne segnaliamo due gigantesche ("Dosso il Filetto" e "Corno di S. Colombano") e altre minori (MONTRASIO *et alii*, 2001), poco a S di Bormio, dove sono presenti fitti sistemi di fratture e faglie, con addensamenti N-S, intorno E-O, NO-SE e NE-SO (Figg. 6 e 7). Altre DGPV importanti sono quelle del "Ruinòn" in Val Furva e di "Trafoi" nella valle omonima (v. Cap. VI.3).

5. - SEZIONI GEOLOGICHE INTERPRETATIVE

La complessità dell'assetto tettonico della Falda Ortles è deducibile dalle sezioni geologiche a margine della carta geologica scala 1:50.000 dove è possibile osservare come lungo la Linea dello Zebrù (intesa come scollamento principale tra il sedimentario della Falda Ortles ed il basamento cristallino della Falda Campo) si sia verificata una importante elisione della copertura sedimentaria pre-norica, conservata solamente in alcuni lembi alla base del potente corpo di Dolomia Principale dell'Austroalpino. Il rilevamento di dettaglio in prossimità di questa superficie tettonica ha permesso di distinguere numerose scaglie sedimentarie di età prevalente permiana (vulcaniti, arenarie e conglomerati) e carnica (alternanze di dolomie ed argilliti, carniole, breccie intraformazionali, gessi): si tratta di lembi spesso molto deformati che costituiscono *horse* variamente disposti alla base della successione norica. In alcune zone (Val Zebrù) queste scaglie sedimentarie si alternano con scaglie di basamento, costituendo una fascia che può raggiungere parecchie decine di metri di spessore. Localmente le singole scaglie possono raggiungere spessori maggiori (Valle dell'Adda presso i Bagni Vecchi, Valle dei Gessi) e costituire corpi con una continuità di qualche centinaio di metri. È da sottolineare come la linea dello Zebrù abbia una giacitura suborizzontale nel settore settentrionale (Alto Adige) e sia parallela alla stratificazione, mentre verso S (Val Zebrù) essa si presenta molto inclinata e con una inclinazione superiore a quella della stratificazione dei sedimenti norici. Questa situazione è stata spiegata interpretando questa porzione della faglia come la rampa laterale della Falda Ortles accavallatasi da E al di sopra delle unità metamorfiche della Falda Campo.

Le scaglie di successioni pre-noriche sono spesso separate dalla successione norica da scaglie di basamento metamorfico. In Val Solda, la Linea dello Zebrù si presenta molto più netta (tra le dolomie noriche ed il basamento sono presenti solo pochi metri di dolomie con giunti argillosi di età carnica), mentre nella zona di Trafoi sono nuovamente presenti scaglie tettoniche che verso N si verticalizzano e formano la scaglia dello Zumpanell, costituita da una successione sedimentaria pre-carnica. Quest'ultima scaglia si incunea quasi verticalmente al di sotto dello scollamento della Linea dello Zebrù, indicando una complessa tettonica (polifasica?) che sembra accavallare sedimenti della Falda Ortles al di sopra di unità tettoniche già impilate. E' a questo punto importante sottolineare come nel settore dello Zumpanell sia conservata la successione pre-norica, quasi completamente assente nella soprastante Falda Ortles. La sinclinale

sviluppata nel settore del Gran Zebrù costituisce una importante conferma della modalità di messa in posto delle unità strutturali dell'Austroalpino Centrale, da tempo riconosciuto come legato ad una compressione con una importante componente da E verso O (es. CONTI, 1992).

La successione sedimentaria della Falda Ortles, è a sua volta ricoperta dalla Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch, costituita da alternanze di scaglie tettoniche di sedimenti (in prevalenza carnico-norici) e basamento metamorfico più volte ripetuti.

Nel settore della Falda Umbrail le porzioni sedimentarie di questa unità sono principalmente ubicate nella zona del Piz Umbrail e nell'alta Val Forcola. La complessità tettonica di questa unità strutturale è ben evidente lungo il versante orientale del Piz Umbrail, alla base del quale è stata riconosciuta una complessa fascia di scaglie tettoniche costituite da unità sia sedimentarie sia metamorfiche.

V - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - SISMICITÀ

Il territorio tra l'alta Valtellina, la Val Venosta e l'Engadina, compreso parzialmente nel Foglio 024-Bormio, è caratterizzato da una sismicità storica significativa, che periodicamente dà segni di ripresa. Il lavoro di GALLI *et alii* (1994), realizzato soprattutto in funzione della presenza in alta Valtellina di importanti opere idroelettriche, fornisce un quadro completo della sismicità di questo territorio fino al 1990.

La situazione geografica dell'area in questione è particolare in quanto è al confine di tre Stati, ognuno dei quali gestisce indipendentemente una rete sismica nazionale: quella italiana, gestita dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV); quella svizzera, gestita dal Servizio Sismico Svizzero di Zurigo (SED); e quella austriaca, gestita dal Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG).

A causa della posizione periferica dell'area in esame rispetto alle reti sismiche, le determinazioni di *routine* degli epicentri e delle profondità delle sorgenti sono poco accurate; in casi come questo diventa particolarmente importante l'integrazione dei dati provenienti dalle diverse reti. Tale processo di integrazione, tuttora in atto, è svolto in cooperazione tra il Politecnico di Zurigo, l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e il Consiglio Nazionale delle Ricerche, e mira a rifinire la localizzazione degli eventi e la determinazione dei meccanismi focali. I dati provenienti dalle reti nazionali vengono inoltre integrati con dati selezionati di reti sismiche

locali (rete sismometrica del Friuli Venezia Giulia gestita dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste; rete sismometrica del Trentino e Sudtirolo gestita dal Servizio Geologico della Provincia di Trento).

A partire dalla fine dell'anno 1999, l'alta Valtellina è stata sede di un'intensa attività sismica, che si è protratta per i successivi due anni e mezzo (ZAPPONE *et alii*, 2006). Si è trattato di eventi di magnitudo limitata ($M_I < 5$ sulla scala Richter), quindi non particolarmente energetici, ma che sono stati avvertiti dalla popolazione in aree anche vaste e che hanno destato preoccupazione.

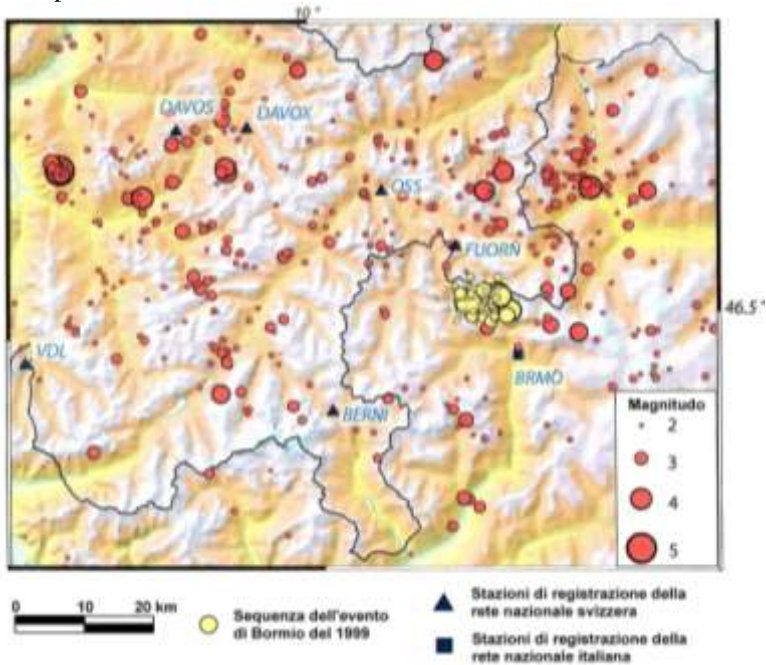


Fig. 8 – Distribuzione e intensità degli eventi sismici registrati dalle stazioni svizzere e italiane.

L'evento principale si è verificato il 29 dicembre 1999, con epicentro localizzato al confine Italo-Svizzero, tra la Val Monastero e Bormio (coordinate epicentrali: 46.55N 10.30E) e magnitudo $M_I = 4,9$, a cui ha fatto seguito nella stessa area, il 31 dicembre 1999, una scossa di magnitudo $M_I = 4,2$. A questo evento hanno fatto seguito circa 200 repliche, i cui epicentri coprono apparentemente un'area di 12×8 km, occupando una regione piuttosto vasta che si estende dal Lago S. Giacomo di Fraele a tutta la Val Mora (Fig. 8).

La maggior parte degli eventi si concentra però tra la sponda N del Lago S. Giacomo di Fraele, il M. Cornaccia e il Piz Schumbraida.

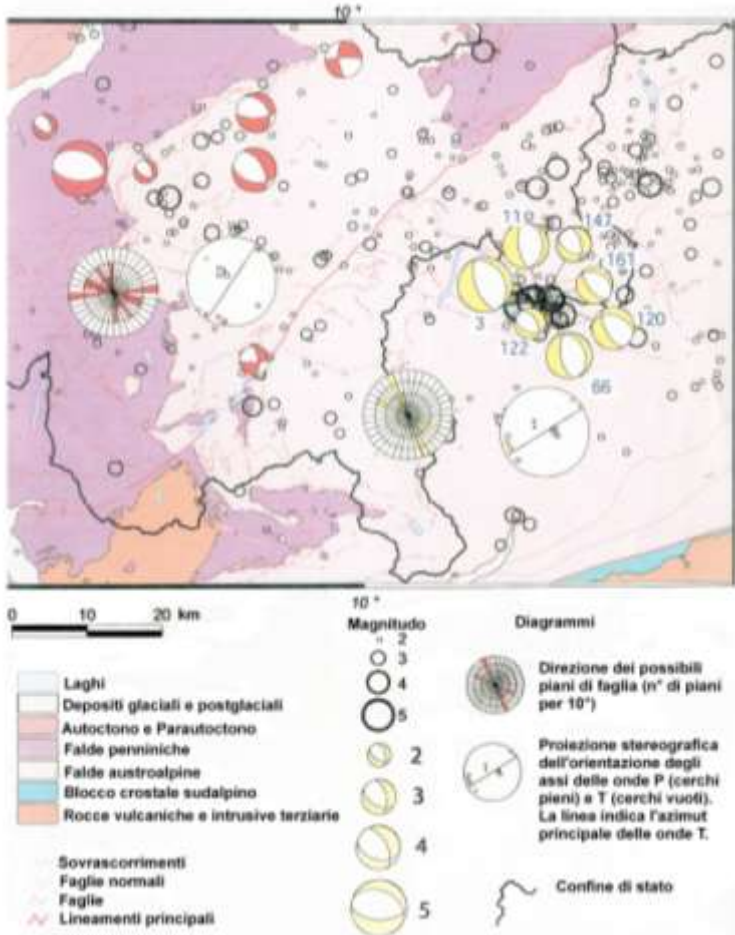


Fig. 9- Relazione tra sismicità ed assetto strutturale del territorio.

La vastità dell'area interessata è in parte apparente, legata alla difficoltà di localizzare eventi alla periferia di due reti sismiche di registrazione (come accennato precedentemente). Tra le repliche, particolarmente energetiche sono state quelle avvenute il 6 aprile 2000 (MI = 4,2) e il 1° di ottobre 2001

($M_l = 4,1$), oltre a ben 17 eventi che hanno avuto magnitudo $M_l > 2,4$ (Fig. 9).

La profondità focale, per quanto difficile da determinare con certezza data la complessità del modello geologico della zona, oltre che per la posizione periferica degli epicentri rispetto alle reti di registrazione, è molto variabile; essa si estende da un massimo di 16 km a un minimo di 2 km, indicando che gli eventi si localizzano nella crosta media e superiore.

A tutt'oggi, la sequenza di repliche al terremoto del 1999 non sembra esaurita, sebbene sia in graduale diminuzione. L'evento di magnitudo 3,4 registrato il 18 gennaio 2002, insieme alle 31 scosse più deboli registrate durante l'anno 2002 e concentrate soprattutto nei mesi di gennaio e febbraio, rappresenta la continuazione dell'attività sismica dell'area di Bormio.

L'analisi delle forme d'onda registrate dalle stazioni delle reti sismiche per i principali terremoti recenti dell'area di Bormio indica per tutti gli eventi un meccanismo focale del tipo faglia normale. In particolare, il meccanismo focale determinato per l'evento del 29 dicembre 1999 indica un piano nodale orientato secondo una direzione NNO-SSE, e analogamente l'evento del 31 dicembre ha un piano di faglia ad orientazione N-S (BRAUNMILLER *et alii*, 2002). Leggermente diverso il meccanismo focale dell'evento dell'ottobre 2001, che indica una componente trasversale su un piano di faglia orientato NNO-SSE. Ulteriori informazioni sui meccanismi focali delle repliche più energetiche sono sul sito web del Servizio Sismico Svizzero (http://seismo.ethz.ch/moment_tensor).

Le cause dell'attività sismica nell'alta Valtellina non sono ancora note. Non sono state identificate strutture geologiche in superficie direttamente correlabili con il meccanismo sorgente di questi eventi. Si tratta peraltro di terremoti troppo deboli per lasciare impronte nelle formazioni geologiche di superficie.

La sismicità storica della Valtellina è poco conosciuta. In proposito, la fonte principale d'informazione è costituita dai lavori di ALBINI *et alii* (1996), e di STUCCHI *et alii* (1993). In particolare, l'alta Valtellina è sede di un'attività sismica locale, documentata solo a partire dalla fine del XIX secolo.

Pur non essendo frequenti nell'area, eventi sismici d'intensità paragonabile a quelli del 1999-2001 hanno alcuni precedenti: terremoti storici simili sono datati 20 aprile 1907 (area epicentrale, Gran Zebrù), 21 maggio 1924 (area epicentrale, Val Monastero) e 9 agosto 1961 (area epicentrale, Val Monastero). Ulteriori informazioni riguardo a questi eventi

sono ottenibili presso il sito web dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia: (<http://emidius.mi.ingv.it/eqs/000406/bormio.html>).

Secondo il modello sismogenetico del Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti del Consiglio Nazionale delle Ricerche, la zona origine dei terremoti in questione è situata ai margini di una zona sismogenetica disegnata attorno all'Engadina. Secondo vari Autori, la Linea Insubrica, una linea di discontinuità molto lunga che coincide per un buon tratto con l'asse della Valtellina a valle di Toglio, non può essere ritenuta responsabile dell'odierna sismicità in quanto non è più un lineamento attivo. Inoltre, la direzione della linea (E-O) non corrisponde con l'orientazione del piano di faglia indicato dal meccanismo focale degli eventi principali.

L'orientazione del piano di faglia indicato dai meccanismi focali sembra più riconducibile a un sistema di lineamenti tettonici orientati NNO-SSE a carattere distensivo diffusi in tutta l'area in esame e collegati al generale regime distensivo che domina il cuneo compreso tra la linea dell'Engadina (faglia trascorrente sinistra orientata NE-SO), a N, e la linea Insubrica (trascorrente destra orientata E-O), a S.

Un discorso a parte merita la microsismicità che ha epicentro nella zona del Monte Cevedale dove, nel 2002, la rete sismica svizzera ha registrato una sequenza di 12 eventi sismici di magnitudo compresa tra 1,2 e 2,6, concentrati in sole 5 ore nella sera del 29 dicembre (coord.: 46.49-46.51; 10.58-10.63, profondità tra 14 e 17 km).

Questo territorio non è nuovo come sede di microsismi; infatti, dal 1975 a oggi si sono registrati nell'area compresa tra le coordinate 46.49-46.55 N e 10.56-10.66 E, circa 30 eventi, generalmente di magnitudo molto bassa (<2,0).

A integrazione di quanto detto finora alleghiamo la figura 10 nella quale sono riportati dati di sismicità ricavati da varie fonti. In essa si notano in particolare: il forte addensamento di eventi nella fascia centrale E-O del foglio, apparentemente riferibili alla Linea dello Zembrù, e nel quadrante nord-occidentale del medesimo: gli eventi di magnitudo 4 del 1907 (Val Trafoi), del 1924 (bassa Val Solda) e del 1999 (alta Valtellina).

Dati continuamente aggiornati sulla sismicità dell'Alta Valtellina si possono trovare sia presso il sito web del Servizio Sismologico Svizzero dell'ETH di Zurigo (<http://seismo.ethz.ch>) sia presso il sito web dell'Istituto Nazionale di Geologia e Vulcanologia (<http://www.ingv.it>).

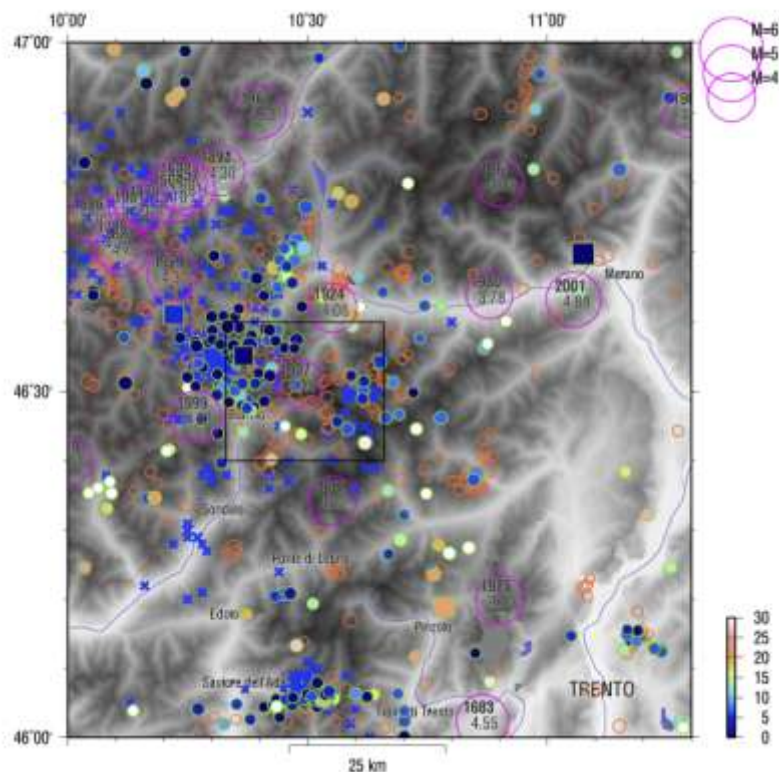


Fig. 10 – Circonferenze di colore ciclamino: terremoti storici contenuti nel catalogo CPTI04 (GRUPPO DI LAVORO, 2004). Circonferenze di colore verde (campite): terremoti strumentali contenuti nel Catalogo della Sismicità Italiana CS11.1 (CASTELLO et alii, 2006), il colore rappresenta la profondità ipocentrale (si veda la legenda sul lato destro della figura). Circonferenze di colore arancione: terremoti strumentali contenuti nel Bollettino della sismicità strumentale INGV. Croci di colore blu: epicentri dei terremoti contenuti nel catalogo ECOS (SWISS SEISMOLOGICAL SERVICE, 2002). Il rettangolo di colore nero mostra il perimetro del Foglio 024-Bormio.

2. - RISORSE IDRICHE

L'area del Foglio 024-Bormio è caratterizzata da una grande abbondanza di acque, favorita non solo dalle cospicue precipitazioni ma anche dalla presenza di estese aree di alta quota; ciò ha consentito di "immagazzinare" parte di queste precipitazioni nei ghiacciai attorno al grandioso massiccio

dell'Ortles-Cevedale e a quello più piccolo della Cima di Vertana. I ghiacciai continuano a esercitare, nonostante la loro progressiva riduzione in atto, la funzione di serbatoi idrici oltre che un'azione regolatrice delle abbondanti precipitazioni della regione. I più importanti per estensione sono, da NO a SE: i tre ghiacciai del Cristallo, la vedretta dei Vitelli, la vedretta di Madaccio, la vedretta di Solda, la vedretta di Zebrù, la vedretta del Cevedale, la vedretta di Lamare, la vedretta dei Forni.

L'abbondanza di acque si manifesta anche nella complessa e ricca rete idrografica e nel gran numero di sorgenti. Una linea spartiacque diretta approssimativamente da NO a SE (M. Forcola - Passo dello Stelvio - Ortles - Gran Zebrù - M. Cevedale - M. Vioz) divide il territorio del Foglio 024-Bormio in due bacini idrografici: quello dell'Adda a SO e quello dell'Adige a N e a E. Nel bacino dell'Adda confluiscono, per quanto riguarda il Foglio 024-Bormio, la Valle del Braulio, le valli Zebrù e Valfurva, la Val Viola. Le valli Solda e Trafoi e le testate della Val Martello, della Val d'Ultimo e della Valle di Peio, che fanno capo al Foglio 024-Bormio, conferiscono le loro acque nell'Adige fuori del foglio.

Allo stato attuale, la ricchezza di risorse idriche del territorio sopperisce abbondantemente alle esigenze della popolazione che a Bormio, centro turistico d'eccellenza, raggiunge picchi molto elevati nei periodi estivi e invernali. A quest'ultimo proposito, negli ultimi anni si è aggiunta la produzione di neve artificiale per le piste da sci: la pressione di questa voce sulle risorse idriche è difficilmente quantificabile in quanto soggetta alle condizioni dell'innevamento, variabili anno per anno. La grande disponibilità di acque alimenta anche un'importante industria di produzione e imbottigliamento di acque minerali, nonché un complesso sistema idroelettrico (cfr. VI.2.3. - Risorse idroelettriche).

Il substrato roccioso dell'area è costituito in gran parte dalle rocce dei basamenti cristallini pre-permiani della Falda Campo e della Zona a scaglie Umbrail-Chavalatsch: micascisti, paragneiss, ortogneiss e granitoidi, intercalazioni di marmi, prasiniti, anfiboliti. Queste rocce, di per sé poco o nulla permeabili, lo diventano grazie alla diffusa presenza di fessure o di zone fratturate, causate dall'intensa tettonizzazione alpina ma anche pre-alpina. Per questo di norma le rocce dei basamenti sono sede di vene acquifere più che di falde vere e proprie. Per contro, le rocce calcareo-dolomitiche triassiche della Falda Ortles (M. delle Scale - Cresta di Reit - M. Cristallo - Ortles - Gran Zebrù) sono assai più permeabili sia per fratturazione che per carsismo e quindi sede di acquiferi più cospicui che alimentano sistemi di sorgenti. Lo sviluppo in profondità delle zone di fatturazione può favorire l'emersione di acque che hanno avuto una

circolazione profonda, arricchendosi di ioni delle rocce attraversate (acque minerali) e, grazie al gradiente geotermico, di riscaldarsi dando origine a sorgenti termominerali (Bagni di Bormio, v. avanti). I depositi glaciali, detritici e alluvionali, che coprono estesamente e con spessori talora rilevanti i versanti e i fondivalle, sono a loro volta in grado di trattenere e regolare importanti corpi acquiferi, alimentando sorgenti di cui è molto ricco il territorio; esse si localizzano dove emerge il substrato di questi depositi o alla base dei versanti, soprattutto in corrispondenza dell'unghia delle conoidi alluvionali.

I laghi naturali presenti nell'area, in massima parte di sbarramento morenico o di escavazione glaciale, sono piccoli e, tutto sommato, poco numerosi per un territorio alpino, anche perché molti sono già stati colmati o ridotti a stagni e pozze stagionali. I laghi più significativi sono: il Lago della Lisa e i Bei laghetti (alta Val Sobretta), i laghi di Forcola (Valle Forcola), il Lago del Confinale, i laghi di Valle della Manzina e della Val Pisella e altri ancora più piccoli.

2.1 - SORGENTI E ACQUE MINERALI

In mancanza di un censimento delle sorgenti di tutto il territorio, vengono brevemente descritte alcune sorgenti storiche o che presentano qualche particolare interesse. Di interesse economico a livello industriale è il sistema di sorgenti e captazioni che alimentano lo stabilimento della "Fonte Levissima" nel Comune di Cepina, poco a S di Bormio. Questo sistema forma una rete di raccolta delle acque sulla destra orografica, con aree di rispetto e apparati di protezione e captazione; esso comprende, fra le altre, le sorgenti storiche S. Maria e Pozzaccio. La sorgente S. Maria si trova in località Valle del Prete nel Comune di Valdisotto; essa emerge al contatto tra rocce granodioritiche e rocce metamorfiche della Falda Campo, il tutto molto disturbato tettonicamente. L'acqua, bicarbonato-alcalino-terrosa, ha una temperatura di circa 5°C, un pH 7,6, una durezza 4,8 e un residuo fisso di 61 mg/l (POZZI, in: BONSIGNORE *et alii*, 1969). Le sorgenti Pozzaccio emergono a quota 1860 circa in alta Val Cepina, in una situazione idrogeologica simile a quella della sorgente S. Maria.

La Sorgente di S. Caterina Valfurva (Fonte Ferruginosa sulla Carta Tecnica Regionale D2e1 - S. Caterina Valfurva) sgorga da depositi lacustri limoso-sabbiosi con lenti di torba, sulla piana alluvionale formata alla confluenza dei torrenti Sobretta e Frodolfo (POZZI, in: BONSIGNORE *et alii*, 1969, POZZI & BERBENNI, 1967).

Data la presenza delle grandi masse di rocce carbonatiche delle "Dolomiti dell'Engadina" (falde Ortles e Quattervals), assumono una

grande importanza i fenomeni carsici nella distribuzione delle sorgenti. Le acque di precipitazione vengono immagazzinate nelle rocce calcareo-dolomitiche intensamente fratturate, per poi riemergere in corrispondenza della base di queste, al contatto con il substrato cristallino sostanzialmente impermeabile. POZZI (1970) ha catalogato e cartografato 35 sorgenti di una certa importanza, più altre minori, legate alla struttura del M. delle Scale.

Le più importanti sono le Sorgenti dell'Adda (Valle Alpisella), appena a O del Foglio 024 -Bormio (POZZI *et alii*, 1990b).

Alcune di queste manifestazioni sorgentizie rientrano nel Foglio 024-Bormio:

- sorgente Fontanone, sorgenti della III cantoniera, sorgenti della II cantoniera, sorgenti della Val Forcola (Valle del Braulio, V. dei Vitelli, V. Forcola);

- sorgenti di Bocca d'Adda, sorgenti termominerali di Bormio (v. più avanti), sorgenti in condotta forzata (Valle dell'Adda).

Anche le Tre Fontane (*Drei Brunnen*) presso il Santuario omonimo, a quota 1605 m in Val Trafoi (Alto Adige), ai piedi del costone nord-occidentale dell'Ortles, hanno la stessa origine.

Sul versante settentrionale dei monti Sobretta e Vallecetta (Valfurva) si trovano altre sorgenti di origine carsica (POZZI *et alii*, 1990b), legate però a una cospicua massa di calcari cristallini (OMA) più antichi (Devoniani?) intercalati nei micascisti a clorite e sericite (OME).

2.2 - SORGENTI TERMOMINERALI: I BAGNI DI BORMIO

Queste sorgenti termominerali sono localizzate circa tra un chilometro (Bagni Nuovi) e due chilometri (Bagni Vecchi) a N dell'abitato di Bormio a cui probabilmente hanno dato il nome (*Worms*). Esse sono note fin dall'antichità, essendo citate nel VI secolo da Cassiodoro (*Variae*, X, XXVIII,1, in MOMMSEN, 1894; VALVO, 2004 per una disamina critica dell'interpretazione). Sgorgano in numero di nove a quote comprese tra 1280 e 1421 m, sul fianco sinistro della Valle del Braulio, allo sbocco della Gola dell'Adda nella conca di Bormio, e ciascuna di esse è denominata con un nome proprio.

Dal punto di vista geologico, le sorgenti sono localizzate in prossimità della Linea dello Zebrù che segna il contatto tettonico tra le rocce di aspetto filladico del basamento cristallino della falda Campo e le rocce calcareo-dolomitiche mesozoiche della falda Ortles. La linea tettonica, che in questo settore immerge a N di circa 60°, ha fortemente frantumato e laminato le formazioni che mette a contatto; essa è accompagnata da sistemi di fratture trasversali (tra NNO-SSE e NNE-SSO, subverticali), responsabili anch'esse

della intensa ed estesa fatturazione che interessa soprattutto i calcari e le dolomie; queste rocce fratturate e sede di carsismo fungono, in profondità, da serbatoio di raccolta e accumulo delle acque d'infiltrazione superficiale, mentre alla loro base le rocce praticamente impermeabili del basamento cristallino ne evitano la dispersione (BERBENNI & POZZI, 1966).

Il bacino di raccolta superficiale e di caricamento degli acquiferi che alimentano queste sorgenti è costituito dal massiccio del Braulio, dalla Cresta di Reit-M. delle Scale fino al crinale di confine Piz Umbrail-M. Sumbraida e oltre. Il caricamento degli acquiferi avviene per infiltrazione delle acque meteoriche e di fusione delle nevi e dei ghiacciai. L'abbondanza di rocce calcareo-dolomitiche mesozoiche con associate cospicue masse di gessi della falda Ortles e dell'unità Umbrail e la presenza di mineralizzazioni ferrifere nel bacino di alimentazione spiegano la notevole concentrazione di bicarbonati e di solfati nelle acque delle sorgenti termali. La presenza alla sorgente di piccole quantità di sostanze radioattive dipende dal fatto che esse vengono a contatto anche con rocce del basamento cristallino, nelle quali sono stati riscontrati localmente (per es. nella media e alta Val Zebrù) valori anomali di radioattività (BERBENNI & POZZI, 1966; POZZI, in: BONSIGNORE *et alii*, 1969).

“Il termalismo delle sorgenti è stato spiegato con il gradiente geotermico; in effetti al di sopra della quota media delle sorgenti (circa 1400 m s.l.m.) troviamo una massa rocciosa potente oltre 1600 m, permeabile per fessurazione, capace non solo di convogliare acque in profondità ma anche di riscaldarla progressivamente. Si tratta cioè di sorgenti termominerali vadose e geotermali (nel senso di DESIO, 1959). E' stata calcolata anche la profondità minima dell'acqua, ottenendo per la Sorgente Pliniana una profondità di 1016 m circa e per le Sorgenti S. Martino e Arciduchessa una profondità minima di circa 1075 m; a queste profondità passano le geoterme 44° e 53° che determinano le temperature delle acque alla sorgente rispettivamente di 37° circa (media della Sorgente Pliniana) e di 39° circa (media delle Sorgenti Arciduchessa e S. Martino).” (da POZZI, in: BONSIGNORE *et alii*, 1969).

“La risalita delle acque è favorita sia dalla pressione piezometrica derivata dalla altitudine del bacino di alimentazione sia dai gas disciolti, ma non si deve dimenticare che la fessurazione esistente nelle rocce, causata dalla dislocazione d'importanza regionale (la frattura dello Zebrù di cui si è già fatto cenno), determinando una notevole velocità ascensionale dell'acqua, ne impedisce in gran parte la dispersione del calore.” (da POZZI, in: BONSIGNORE *et alii*, 1969).

2.3 - RISORSE IDROELETTRICHE

In alta Valtellina, a monte di Stazzona, si sviluppa il grande complesso idroelettrico dell' Azienda Elettrica Municipale di Milano (AEM, 1996), di grande importanza per l'industria lombarda, e quindi nazionale. Esso comprende: due grandi invasi artificiali (quello di S. Giacomo di Fraele, 64 milioni di metri cubi, e quello di Cancano, 123 milioni di metri cubi), localizzati nella Valle di Fraele, appena a O del foglio; una complessa rete di opere di captazione e di derivazione per il potenziamento del sistema produttivo; sette centrali di produzione con le relative condotte forzate; alcuni grandi elettrodotti.

L'area del foglio comprende la parte orientale del complesso idroelettrico dell'AEM, con le centrali idroelettriche di Premadio e del Braulio. Un canale derivatore in galleria, alimentato da opere di presa sui torrenti Sobretta, Frodolfo, dei Forni, Cedèc, Zebrù e Braulio aziona la centrale del Braulio. Un secondo canale derivatore in galleria, in destra orografica della Valtellina, viene alimentato dalle acque di uscita della centrale di Premadio e da altre opere di presa più a valle (F. Adda, T. Viola, T. Frodolfo, T. Grosino); esso mette in azione le turbine della centrale di Grosio ubicata a S del Foglio 024-Bormio.

3. - FENOMENI DI DISSESTO

Le aree comprese nel Foglio 024-Bormio sono caratterizzate da una elevata predisposizione ai fenomeni di instabilità di versante. Tra i processi geologici in atto prevalgono: deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), frane per crollo in roccia, frane di scivolamento, colate di detrito o fango (*debris-flow* o *mud-flow*), fenomeni di colluvio. Gli accumuli formati da questi processi sono spesso variamente sovrapposti tra loro, tanto che, talvolta, non si possono facilmente identificare e cartografare singolarmente.

3.1 - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE PROFONDE DI VERSANTE

La genesi e l'evoluzione dei fenomeni di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV) si possono collocare tra i movimenti franosi propriamente detti "superficiali" ed i fenomeni di tettonica gravitativa. Evidenze morfologiche peculiari sono rappresentate da sdoppiamenti anche multipli delle creste e trincee naturali, particolarmente accentuati lungo gli spartiacque, da contropendenze e da scarpate sul medio versante.

Tra i fattori geodinamici e strutturali che controllano le deformazioni gravitative, assumono un ruolo determinante l'elevata energia del rilievo, i fenomeni di decompressione dovuti ai processi di deglaciazione, con conseguente rilascio dei versanti, le caratteristiche geomeccaniche delle varie rocce e infine i fenomeni tettonici di tipo sia passivo che attivo.

Le fasi evolutive delle DGPV possono comportare movimenti via via più rapidi, evolvendo in una fase di *creep* accelerato, fino alla rottura e al collasso di una porzione più o meno ampia del versante in deformazione.

Nel Foglio 024-Bormio, le maggiori aree interessate da deformazioni gravitative profonde di versante sono situate su entrambi i versanti della Valfurva, da Santa Caterina a Bormio, con alcune aree in netto movimento accelerato, lungo le pendici della Cima Bianca, tra Piazza e San Pietro, nell'area compresa tra il Corno di San Colombano ed il fondovalle della Valtellina tra Santa Lucia e Santa Maria Maddalena, nel Comune di Valdisotto e nella zona di Trafoi.

3.1.1. - La frana del Ruinòn

Un fenomeno di dissesto in atto legato agli effetti di una deformazione gravitativa di versante è quello del Ruinon, nel Comune di Valfurva, tenuto sotto costante controllo e monitoraggio da parte di ARPA Lombardia. I fenomeni legati a tale deformazione gravitativa sono significativi degli effetti che possono essere creati da un'accelerazione dei movimenti di queste imponenti aree, con crolli, colate detritiche e fangose, ecc.

La frana del Ruinòn è situata sul versante destro idrografico della media Valfurva, circa 3 km a monte di S. Antonio. Il corpo di frana, attivo e in rapida evoluzione, è limitato a SE dal torrente Confinale, nel basso tratto dell'omonima valle, e a NO da una frattura diretta da NE-SO di apertura metrica e da una scarpata in roccia, esposta verso NO, creata dal collasso della paleofrana presente nella zona di Scé di Sotto. Verso monte, la frana è limitata da una nicchia di distacco, detta Nicchia Alta, orientata NO-SE e lunga quasi 500 m. Verso valle il corpo in movimento non presenta un limite ben delineato, dal momento che non si ha emersione di una superficie di scorrimento ben definita. Non si osservano comunque tracce di movimento o instabilità al di sotto dei 1600-1650 m s.l.m. Il versante è caratterizzato, in questo tratto, da una pendenza media di 30-35°.

I primi dissesti documentati nella zona del Ruinòn di Valfurva risalgono al 1960-61, quando sulla sponda sinistra idrografica del torrente Confinale, a valle della località Confinale di Sotto (quota 2085 m s.l.m.), una colata di detrito, che interessò sia i depositi superficiali che il basamento, raggiunse il fondovalle ostruendo temporaneamente il corso del torrente Frodolfo.

Nel 1983, colate di detrito si verificarono anche al di sopra di Baita Plata (quota 1700 m s.l.m., al piede dell'area oggi occupata dalla frana), le cui tracce sono tuttora evidenti nella morfologia dell'area. Una riattivazione dei movimenti si è avuta durante l'alluvione del 1987, provocando la chiusura temporanea della strada statale del Gavia. Successivamente, i fenomeni si sono accentuati tra il 2000 ed il 2002, con sviluppo di frequenti colate detritico-fangose, connesse a piogge intense o prolungate o a piene del torrente Confinale, e con fenomeni di crollo che hanno interessato centinaia di metri cubi di roccia (nicchia alta).

Al primo studio riguardante la frana del Ruinòn, commissionato nel 1984 dalla Comunità montana dell'Alta Valtellina, risale l'individuazione di due nicchie di distacco (Nicchia Alta e Nicchia Bassa) e di varie fratture di trazione in evoluzione. La zona della Nicchia Alta appare in quegli anni poco evoluta mentre la zona della Nicchia Bassa, dove il deposito superficiale è più spesso, si presenta già ampiamente dissestata da colate di detrito.

Nel 1988-89 la società ISMES di Bergamo effettua la perforazione di due sondaggi nella zona della Nicchia Bassa, strumentati con inclinometri fino alla profondità di 90 m. I dati e le misure relativi a quei sondaggi sono stati in parte utilizzati nell'elaborazione del modello della frana. Si tratta però di dati che, viste le difficoltà di realizzazione e messa in opera degli strumenti, risultano talora di dubbia validità.

Nel 1989 si riconosce l'effettiva pericolosità del fenomeno e si fa una prima stima del volume coinvolto considerato pari a 80 milioni di m³.

A causa della rapida evoluzione del fenomeno, la Regione Lombardia dal 1996 ha ritenuto necessaria l'installazione di una rete di monitoraggio degli spostamenti e l'esecuzione di tre nuovi sondaggi.

Tra gli interventi realizzati negli ultimi anni, si hanno muri di contenimento in corrispondenza delle sorgenti che, nella zona della Nicchia Bassa, contribuiscono all'innesco di colate di detrito, e deviazione delle acque superficiali. A quota 1650 m s.l.m., sul versante è stato realizzato un rilevato per arginare le colate, già completamente riempito. Lungo il T. Confinale, tra le quote 1900 e 1950 m s.l.m., sono state realizzate briglie e arginature, mentre lungo il fondovalle della Valfurva sono presenti muri di sostegno, gabbionate e un vallo, costruiti per protezione dalla frequente caduta di massi. E' stata inoltre proposta una ricollocazione della sede stradale, attraverso la realizzazione di una galleria.

3.1.2. - *La frana del Monte di Tarres*

Un altro fenomeno di dissesto in atto legato agli effetti di una deformazione gravitativa di versante è quello del Monte di Tarres con la nicchia posta presso la cima (2952 m s.l.m.) e il piede che raggiunge il fondovalle (1500 m s.l.m.) minacciando parte del centro abitato di Trafoi, oltre che la S.S. 38. Il movimento coinvolge micascisti, paragneiss e ortogneiss del basamento cristallino, *till* e detriti di copertura. Nella primavera del 2001, dopo le intense precipitazioni dell'autunno 2000, il movimento si è velocizzato causando gravi danni a tre case dell'abitato e danni medi alla strada. La frana è monitorata.

3.2 - FRANE PER CROLLI IN ROCCIA

Uno degli aspetti più caratteristici dell'ambiente di alta montagna, quale quello del territorio in esame, è senza dubbio rappresentato dalle falde e dai coni di detrito che si estendono alla base delle pareti di roccia. Queste forme di accumulo, al cui trasporto e deposito contribuiscono talora in modo determinante fenomeni di trasporto in massa (*debris flow*) e le valanghe, costituiscono il risultato finale del susseguirsi di processi di gelifrazione e dell'azione della gravità.

La frequenza dei depositi alla base delle pareti rocciose dipende anche dalle fratture trasversali alle creste che, oltre a favorire la disgregazione meccanica della roccia, individuano numerosi canali lungo i quali vengono convogliati i materiali gelifratti.

Sui coni e sulle falde, molto spesso e per periodi più o meno lunghi, agisce l'acqua meteorica e di fusione nivale; è infatti relativamente frequente la mobilitazione di questi depositi per fenomeni di ruscellamento e soliflusso.

Raramente i crolli in roccia coinvolgono volumetrie molto elevate; in tali casi, soprattutto se il rilievo è elevato, possono generarsi valanghe di roccia (*rock avalanches*), come quella della Punta Thurwieser (vedi par. 3.2.1.) e della Val Pola (vedi par.3.2.2.).

3.2.1. - *La frana della Punta Thurwieser*

Si tratta di una frana di scivolamento di roccia con evoluzione a valanga di roccia (*rock avalanche*), verificatasi alle ore 13.40 di sabato 18 settembre 2005; staccatasi dalla parete SSE della Punta Thurwieser (m 3657,6), essa ha interessato il ghiacciaio sottostante e la valle Rin Marè. Il materiale ha percorso circa 2,6 km, da quota 3600 circa a quota 2240 (dislivello tot. 1360 m), arrestandosi poco sopra la Baita del Pastore.

Le rocce coinvolte nel franamento, appartenenti alla Dolomia Principale dell'Austroalpino, hanno una stratificazione suborizzontale debolmente inclinata ed in questa area sono interessate da pieghe e fratture subverticali che le scompongono decisamente.

Le cause sono chiaramente riconducibili all'assetto strutturale della parete (fattore predisponente) con innesco dovuto ai continui cicli di gelo-disgelo e allo scioglimento del "Permafrost" (terreno ghiacciato e ghiaccio nelle fratture profonde) dovuto all'aumento delle temperature medie degli ultimi anni.

Il volume stimato in nicchia è di circa 4.750.000 metri cubi, mentre l'accumulo è sicuramente maggiore, considerando il materiale rimobilizzato lungo percorso. L'area interessata dall'accumulo è di 0,95 km², con larghezza massima di 700 metri e lunghezza massima percorsa di 2,8 km. L'accumulo ha interessato la pista di accesso al rifugio V° Alpini, una baita e altri sentieri escursionistici ed alpinistici.

Il materiale ha totalmente modificato il deflusso della valle Rin Marè, occludendone completamente l'alveo.

3.2.2. - La frana della Val Pola

Si tratta di una *rock avalanche* che, nel luglio 1987, ha movimentato 40 milioni di m³ di roccia, staccatasi dalle pendici orientali del Monte Zandila (versante orografico destro dell'Alta Valtellina), che ha causato lo sbarramento del corso del fiume Adda, distruggendo quattro paesi e provocando 27 vittime (AZZONI *et alii*, 1992). L'accumulo dei depositi franosi sul fondovalle dell'Adda ha localmente raggiunto spessori superiori ai 90 m. Il movimento, sviluppatosi lungo la Val Pola entro un ammasso lapideo strutturalmente debole e affetto da processi di deformazione gravitativa profonda di versante (DGPV), si è impostato su una paleofrana quiescente. Oltre al condizionamento legato alla DGPV, processi di franamento per colata e *debris-flow* nella copertura hanno sicuramente fornito, se non l'innesco, almeno un forte incremento, a causa del disboscamento antropico che, a partire dall'epoca romana, ha privato buona parte dei versanti della copertura boschiva che li proteggeva dai fenomeni di dissesto più superficiali.

L'evento franoso principale si è verificato alcuni chilometri al di fuori del Foglio 024-Bormio; ma l'impatto della massa rocciosa sui depositi del fondovalle (ghiaie, blocchi, sabbie, argille) impregnati d'acqua ha provocato un'onda di fango e detriti che ha risalito per più di 3 km l'alveo dell'Adda fino a investire Tirindrè e Aquilone, prima di esaurirsi allo sbocco del Torrente Massaniga, un km dentro il foglio.

3.3 - FRANE DI SCIVOLAMENTO

Nell'area in esame le frane di scivolamento riguardano in genere i depositi glaciali presenti lungo i versanti delle valli, interessando meno frequentemente il substrato roccioso. Sono frane di dimensioni molto variabili, che interessano soprattutto il versante idrografico sinistro della Valfurva, in particolare la Valle d'Uzza e la Valle del Braulio.

3.4 - COLATE DETRITICHE E FANGOSE

Sono fenomeni legati al rapido trascinarsi a valle di materiale detritico di varia granulometria presente nei principali impluvi, a seguito di intense piogge, e spesso innescate da piccoli franamenti localizzati lungo le sponde. Questi fenomeni creano spesso forti erosioni di fondo degli alvei, come avviene ad esempio lungo il torrente Massaniga e tra Cepina e l'Alpe Oultoir. Un'altra area soggetta a frequenti colate è quella compresa tra la Cresta di Reit e Pedenolo, area in cui vi sono importanti accumuli di detriti carbonatici in cui si innescano colate detritiche anche imponenti lungo le principali vie di deflusso delle acque meteoriche.

Durante un nubifragio nel luglio 1992 si sono innescate numerose colate detritico-fangose sul versante sud-occidentale della Cresta di Reit (quota 3049 m s.l.m.) che sovrasta la conca di Bormio. Il tratto di versante interessato si sviluppa a partire dal fondovalle (quota 1250 m s.l.m.) per una lunghezza di circa 1500 m, con una pendenza di 30°-35° via via crescente verso l'alto fino a quota 2100 m circa. L'estesa falda detritica che ricopre le pendici è costituita da una serie di coni detritici coalescenti. In quell'occasione, le colate detritiche di maggiori dimensioni hanno mobilitato complessivamente diverse decine di migliaia di metri cubi di materiale che, dopo aver attraversato la strada dello Stelvio, hanno investito le abitazioni dei Bagni di Bormio. Il loro innesco ha preso origine in corrispondenza dello sbocco dei canali che incidono le pareti rocciose della Cresta di Reit e che costituiscono vie preferenziali di drenaggio.

4. - CAVE E MINIERE

Le risorse minerarie presenti nel Foglio 024-Bormio hanno avuto in passato alterni momenti d'interesse: alla temporanea economicità di determinate tipologie di minerali e rocce, spesso ha fatto seguito la nascita di locali attività estrattive di varia importanza, che si sono esaurite nel tempo sia per le mutate esigenze del mercato, sia per la conclusione di

specifiche ed importanti opere di ingegneria civile alle quali l'attività estrattiva era legata (si pensi ad esempio alle cave di prestito per la costruzione delle dighe di ritenuta di Cancano e S. Giacomo di Fraele, negli anni '20 e '50 del secolo scorso).

L'estensione del Parco Nazionale dello Stelvio su gran parte del territorio in esame, nonché la tradizionale vocazione turistica dell'economia locale, sono fattori che negli ultimi decenni hanno influenzato le scelte politiche mirate alla pianificazione e allo sfruttamento delle potenziali risorse minerarie presenti, portando all'attuale assenza di attività estrattive di cava e di miniera, se si escludono occasionali e limitatissimi prelievi di materiali di scavo.

4.1 - ROCCE E MINERALI PER L'INDUSTRIA

Il giacimento più importante di questa categoria di risorse minerarie è quello a magnesite di Zumpanell (Alto Adige), scoperto da Hammer nei primi anni del '900 e descritto dallo stesso HAMMER (1909), da ANDREATTA (1957) e da BURCKHARDT (1966). Il giacimento è situato all'estremo settentrionale della catena dell'Ortles, tra le quote 2200 e 2450, sullo sperone montuoso che separa le valli Trafoi e Solda, circa due chilometri a S di Gomagoi. Il giacimento è associato a una scaglia di rocce dolomitiche triassiche (Formazione di Val Forcola – **FOR**) incuneata quasi verticalmente nella linea tettonica di Zumpanell-Lasa. Un altro giacimento dello stesso materiale, molto più modesto del precedente, si trova alla Testa del Toro, circa 4 chilometri più a E di Zumpanell, lungo la stessa linea tettonica. La magnesite, compatta, spatosa e di colore nerastro per la presenza di materiale organico, forma lenti massicce, spesse da qualche metro fino a 30 metri e lunghe fino a 200 metri, per lo più concordanti con una "dolomia ferrifera" che funge da roccia incassante del minerale. L'attività estrattiva del giacimento di Zumpanell è durata dal 1952 ai primi anni '70. Dopo l'estrazione e la cernita, il minerale veniva arrostito in un forno a Prato Stelvio prima di essere avviato a Portomarghera presso un'industria per la fabbricazione di lastre isolanti leggere. Secondo BURCKHARDT (1966), da cui abbiamo attinto tutte queste notizie, il giacimento a magnesite dello Zumpanell è di origine idrotermale-metasomatica dovuta all'azione di fluidi mobilizzati durante la formazione della Linea di Zumpanell-Lasa, in età da tardo- a post-alpina. Al contrario, L. Brigo (com. pers.) ritiene che il giacimento sia di origine sedimentaria in ambiente anossico, anche per la presenza diffusa di sostanza organica e di solfuri vari.

In Valle Uzza sono state attive, in passato, delle cave che sfruttavano un'estesa lente di gesso di età carnica (Formazione di Val Forcola – **FOR_g**), affiorante nella zona di contatto tettonico tra i Micascisti a clorite e sericite (**OME**) e la Dolomia Principale dell'Austroalpino (**HDA**): Dolomia del Cristallo *Auct.*).

A N di Bormio, nelle località di Boscopiano e Dosso della Fornace, nei pressi della confluenza del Torrente Braulio nell'Adda, resti di piccole fornaci testimoniano una passata attività d'importanza locale, legata alla cottura di calcari e dolomie per la produzione di calci per lo più magre.

Rimanendo nell'ambito delle rocce sedimentarie delle coperture permomesozoiche, i calcari marnosi della Formazione di Fraele (**FRA**, Formazione di Fraele-Kössen *Auct.*) in passato sono stati presi in considerazione quali pietra da cemento.

4.2 - MATERIALI INERTI DA COSTRUZIONE (GHIAIE, SABBIE E PIETRISCHI)

Le falde di detrito che coprono le pendici meridionali del Monte delle Scale e delle Cime di Plator hanno avuto notevole importanza, quali inerti dei calcestruzzi, nella costruzione delle dighe di ritenuta di Cancano e S. Giacomo di Fraele. Il materiale calcareo-dolomitico (Dolomia Principale dell'Austroalpino **HDA**; Dolomia del Cristallo *Auct.*) estratto da cave di prestito raggiungeva, attraverso un sistema di nastri trasportatori, i vagli e successivamente i silos di stoccaggio posti presso il Lago delle Scale (POZZI in: BONSIGNORE *et alii*, 1969).

Tenuto conto delle ottime caratteristiche tecniche proprie dei pietrischi calcarei, per un loro utilizzo come aggregati nei calcestruzzi, nelle coperture stradali e come *ballast* ferroviario, le rocce sedimentarie delle coperture permomesozoiche affioranti a N di Bormio costituiscono una potenziale risorsa della citata tipologia d'inerte. La pianificazione di eventuali studi mirati all'individuazione di giacimenti coltivabili, compatibilmente e nel rispetto del contesto ambientale, rappresenta quindi una scelta a favore della valorizzazione e della tutela delle risorse minerarie presenti nella zona, in previsione di un loro sfruttamento futuro legato alla variabile richiesta del mercato.

Gli studi finalizzati alla prima pianificazione dell'attività estrattiva di cava nella Provincia di Sondrio (1982-1987), seguiti all'entrata in vigore della L.R. n. 18 del 30 marzo 1982, avevano evidenziato, nel territorio in esame, la presenza di un discreto numero di piccole cave d'inerti dedite allo sfruttamento di detriti di falda e, soprattutto, di depositi alluvionali sia in alveo che fuori alveo. L'attività estrattiva di "ghiaia e sabbia" interessava localmente i depositi alluvionali del Fiume Adda nel suo sviluppo a valle

dell'abitato di Bormio, nonché i depositi alluvionali del torrente Frodolfo nel tratto compreso tra Bormio e S. Caterina Valfurva. L'interesse per questo tipo di risorsa mineraria si è mantenuto fino ai giorni nostri, conseguentemente ad una richiesta di mercato legata al costante sviluppo dell'edilizia locale.

Attualmente, sul territorio compreso nel Foglio 024-Bormio, i piani cave delle province di Sondrio e di Bolzano non prevedono attività estrattive di materiale inerte. L'unico materiale inerte di produzione locale, ma non riferibile ad attività estrattiva di cava, proviene dai periodici e puntuali interventi di regimazione idraulica, mirati alla regolarizzazione dell'alveo del fiume Adda e dei torrenti locali, mediante il prelievo del materiale alluvionale eccedente.

4.3 - ROCCE ORNAMENTALI (MARMI, PIETRE E GRANITI)

Nel territorio in esame, come in tutte le zone della catena alpina, le diverse varietà di rocce affioranti sono sempre state sfruttate come materiale da costruzione per impieghi locali attraverso il prelievo di detrito lapideo o la lavorazione di piccoli blocchi isolati, direttamente nel luogo d'impiego o nelle sue vicinanze.

Riguardo a una passata attività estrattiva di cava, si ha notizia della coltivazione di prasiniti (**OPS**) in Valle del Campello, a N di Bormio, e di marmi (**OMA**) a monte della località Piatta. Le une e gli altri costituiscono lenti di dimensioni variabili intercalate nei Micascisti a clorite e sericite (**OME**). Le prasiniti ("Pietra verde di Bormio") e i marmi hanno trovato un significativo impiego locale, testimoniato da elementi lapidei sia strutturali che ornamentali in alcuni edifici storici (1500-1700) presenti nell'abitato di Bormio e nel circondario. CAMPIGLIO & POTENZA (1964) segnalano piccole cave di diorite (**ISD**) nei dintorni di Morignone. Non esiste un interesse attuale per le rocce sopra citate, al fine di un loro utilizzo come pietra ornamentale, a causa dell'eccessivo grado di fratturazione che caratterizza i giacimenti conosciuti. E' invece da prendere in considerazione e pianificare l'eventuale necessità di prelevare occasionalmente blocchi lapidei dalle vecchie aree estrattive per il restauro degli edifici storici locali.

In passato, sono state impiegate localmente come pietrame da costruzione rocce dolomitiche e calcareo-dolomitiche (con varie colorazioni) e rocce granitoidi. L'Ing. Zazzi di Bormio, che si è occupato del restauro di alcuni edifici storici della zona, ci ha fornito le seguenti informazioni. Un "marmo" è stato cavato soprattutto in valle Uzza. Altre rocce meno importanti ma impiegate localmente in passato sono: un "marmo nero" proveniente dall'Umbrail, un "granito" di Val di Sotto e un

"tufo" cavato nella zona dei Bagni di Bormio. Per i primi due casi è problematica l'identificazione corretta delle unità di provenienza, in quanto non sono note con certezza le zone di prelievo; nel caso del cosiddetto "tufo", si tratta di dolomie a cellette o carniolate cariate della formazione di Val Forcola. Queste rocce sono state utilizzate per la costruzione del Monastero di Munstair, della Chiesa di Laudes e della Chiesa di Agumes. Purtroppo le cave non sono state trovate e perciò già in tempi remoti la conoscenza dei ritrovamenti è stata persa. Per cui già nei tempi passati sono state fatte riparazioni con vero "travertino".

Nella provincia di Bolzano, il territorio in esame confina, verso N-E, con la Valle di Lasa il cui nome rimanda alla famosa zona marmifera della media Val Venosta, zona che risulta però esterna all'area di studio. Il pregiato marmo di Lasa (**OML**) viene estratto da giacimenti presenti, sotto forma di lenti, nel complesso cristallino della Serie di Lasa.

Attualmente, anche per la categoria delle rocce ornamentali, i piani cave delle province di Sondrio e di Bolzano non prevedono attività estrattive sul territorio compreso nel Foglio 024-Bormio.

4.4 - MINERALI METALLICI

Nelle formazioni carbonatiche noriche della falda Ortles (Dolomia Principale dell'Austroalpino (**HDA**) e Calcare di Quattervals (**QUT**), a N della conca di Bormio, sono presenti giacimenti ferriferi a limonite che hanno rivestito per secoli un notevole interesse economico locale. Le principali manifestazioni di questo tipo sono quelle di Pedenolo e Pedenoletto, di Ferrarola, di Radisca e della Val Bruna (quest'ultima a O del Foglio 024-Bormio). Le prime notizie storiche su questi giacimenti e altri minori risalgono al 1272, quando le officine di Semogo, di proprietà della Comunità di Bormio, vennero cedute in affitto, di lustro in lustro, a una società per un compenso annuo di ventotto lire imperiali (LEONI, 1953). Nei secoli successivi, forni di fusione e officine per la lavorazione dei minerali di ferro estratti in quei giacimenti furono attivi, in alta Valtellina, nelle località di Cacciabella, Premadio, Bolladore, Livigno, Fraele. Vari scritti documentano che l'attività estrattiva e metallurgica è proseguita fino al XIX secolo. Il periodo di maggiore attività va dal 1852 al 1870, durante il quale fu edificata la Ferreria di Premadio e in seguito l'Arsenale. In quel periodo venivano lavorate fino a 15 tonnellate di minerale al giorno, con l'impiego anche di 500 operai. L'attività subì poi un rallentamento, fino alla completa chiusura nel 1875, anche per la mancanza di legname per i forni, dato che la regione aveva subito un notevole disboscamento. La miniera di Pedenoletto è stata sporadicamente attiva fino alla prima guerra mondiale (POZZI &

GIORCELLI, 1960): il materiale estratto veniva lavorato con mezzi rudimentali in alcune fornaci nei pressi di Premadio e nella media Val Forcola (loc. Le Fornelle). Studi e ricerche per un'eventuale ripresa dell'attività furono effettuati nel 1921, quando l'apertura di una nuova strada per lavori idroelettrici in Valle di Fraele sembrò schiudere nuove possibilità per le vecchie miniere (STELLA, 1921), e, successivamente, durante il periodo bellico (MARTINELLI, 1941).

Le principali miniere di questo gruppo sono quelle di Pedenolo e Pedenoletto, situate a quote comprese tra 2200 e 2750 m, tra la Valle del Braulio e la Val Forcola, nel settore nord-occidentale del Foglio 024-Bormio. Il giacimento di Ferrarola è situato a quota 2150 m circa sul versante settentrionale del M. delle Scale, presso il margine occidentale del foglio. Giacimenti minori si trovano sulle pendici meridionali del M. Radisca, nella Valle del Braulio. Il minerale utile è costituito da tipica limonite concrezionare, generalmente spugnosa, con poco manganese e con impurità accidentali dovute a zinco e arsenico (STELLA, 1921). Le mineralizzazioni consistono in numerosi ammassi di varie dimensioni, sia stratiformi che trasversali ai banchi calcareo-dolomitici; il maggiore di tali ammassi ha uno spessore medio di 7 metri e un volume di circa 1500 m³.

Un giacimento ferrifero di scarso interesse economico ma di interesse scientifico rilevante è quello a magnetite dell'alta Val Zebrù, descritto per la prima volta da CURIONI nel 1877; ma KLEBELSBERG (1935) fa risalire l'inizio dell'attività estrattiva del giacimento al secolo precedente. Descrizioni dettagliate del giacimento, valutazioni sulle sue potenzialità produttive e interpretazioni genetiche si trovano in STELLA (1921), AGOSTONI (1923), SRBIK (1929), PFERSCHY (1929), KLEBELSBERG (1938), ANDREATTA (1940), PENTA (1952) e MESTRINER (1977). A quest'ultimo autore dobbiamo tutte le informazioni storiche e i dati tecnico-scientifici relativi alla mineralizzazione della Val Zebrù che riportiamo qui di seguito. Lungo le pendici meridionali e orientali del Gran Zebrù, la Linea dello Zebrù, che rappresenta il contatto tettonico tra i Micascisti a clorite e sericite ("Filladi di Bormio") e i soprastanti sedimenti carbonatici della falda dell'Ortles, è intersecata e sigillata dall'intrusione tardo-alpina del Plutone del Gran Zebrù. La massa calcareo-dolomitica chiara della parete rocciosa è intersecata da uno *stock* di masserelle e filoni più scuri di dioriti quarzifere e di andesiti del plutone, che producono vistosi effetti di ricristallizzazione per contatto, nonché la formazione di minerali metasomatici. Quest'ultimi sono costituiti principalmente da silicati di calcio, magnesio e ferro: idrogrossularia, plagioclasio, vesuvianite, diopside, scapolite, olivina (serpentinizzata), epidoto e, localmente, spinello, "fassaite", brucite,

clinohumite, periclasio e altri minerali. Le mineralizzazioni ferrifere, che s'inseriscono in questo contesto geologico, sono situate ai piedi della parete S di Cima della Miniera (tra quota 2870 e 3137 m) e al Passo della Bottiglia. Nella prima località esse formano un corpo massiccio lentiforme e altre lenti minori tra la diorite quarzifera e la dolomia (Fig. 11).

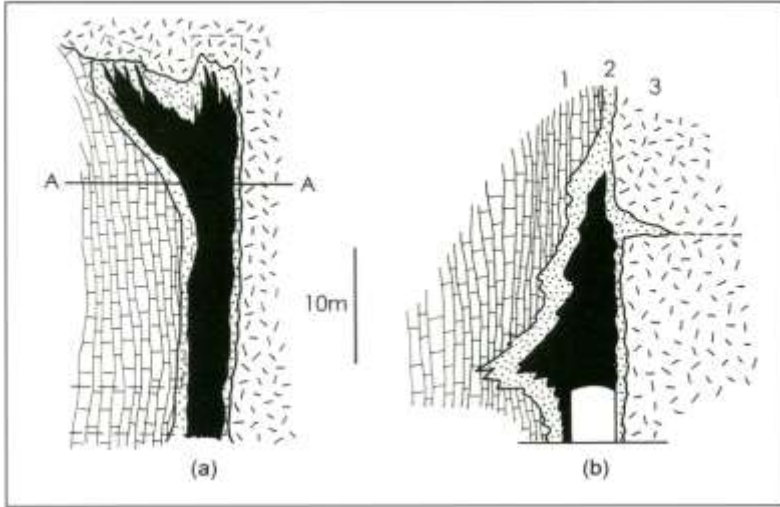


Fig. 11 – Il corpo minerario di Cima della Miniera, in Val Zebrù. 1 – Calcari e dolomie; 2 – Silicati di calcio, ferro e magnesio; 3 – Diorite quarzifera. In nero, la mineralizzazione a magnetite e subordinati solfuri; (a) – sezione in pianta; (b) – sezione verticale; A-A, traccia della sezione verticale (da: BEDOGNÈ et alii, 2006).

Al Passo della Bottiglia, invece, le mineralizzazioni consistono in tasche, noduli e plaghe irregolari nella dolomia, in prossimità di una diorite in facies porfirica. I corpi metalliferi sono costituiti da magnetite e, molto subordinatamente, da pirite, pirrotina e calcopirite; saltuariamente s'incontrano mackinawite, grafite, ematite, marcassite, sfalerite, valleriite, ecc. MESTRINER (1977) ritiene che il ferro non sia di apporto magmatico ma che fosse già presente nei sedimenti carbonatici prima dell'intrusione, sotto forma di tasche limonitiche, analoghe ai giacimenti di Pedenolo e Pedenoletto (v. sopra); l'intrusione del plutone del Gran Zebrù sarebbe stata responsabile solamente della ricristallizzazione di questo minerale. Per questo motivo, l'autore citato parla di giacimento di tipo skarnoide e non di uno *skarn* vero e proprio.

BRIGO (1976) segnala altre manifestazioni di minerali metallici nel territorio della Provincia di Bolzano compreso nel Foglio 024-Bormio: nei

basamenti cristallini, mineralizzazioni a Fe-Cu a Cengles/*Tschengls*, Valnera/*Valnair*, Gomagoi, Alpe del Toro/*Stieralpe* (Val di Solda), Beltovo, Cima Muta, Val Madriccio-Val Peder, Passo Madriccio, nonché mineralizzazioni a calcopirite, boulangerite e bournonite a Stelvio/*Stilfs* (al limite settentrionale del foglio). Da segnalare la miniera di siderite situata nella Val di Zai, sopra il Rifugio Serristori, che è la più alta di tutto il Gruppo dell'Ortles alla quota di 3030 m. Le più antiche testimonianze della coltivazione di questo filone a siderite con una potenza massima di 60 cm risale al 1352.

Non mancano segnalazioni di altre mineralizzazioni nel Foglio 024-Bormio, che riportiamo come curiosità storiche. Stando a quello che dice un certo Bardea nel 1808, una miniera di argento e un forno per l'estrazione del metallo erano attivi nel Bormiese nel 1460; miniere di argento e rame e indizi di una vena d'oro sono segnalati in val Zebrù da un padre barnabita nel 1763 e da Niccolò Compagnoni alla fine del '700; oro si troverebbe "sopra la chiesa di S. Colombano, nella sommità del monte di Oga"; ecc.

BOZZA

VI - ABSTRACT

The sheet 024–Bormio of the Geological map of Italy at 1:50.000 scale covers an area of about 497 km² of mountain land in central-eastern Italian Alps (NW sector belongs to Switzerland and it is not included in the geological map). The sheet 024–Bormio takes its name from the homonymous town, important place for ski and spa, located in the upper Valtellina. The area of the sheet is mostly divided between the Sondrio (SW sector) and Bolzano (NE sector) Provinces; only the SE corner belongs to the Trento Province.

The ridge Passo dello Stelvio (2758 m)-Cima di Trafori (3652 m)-Gran Zebrù (3859 m)-Monte Cevedale (3764 m)-Monte Vioz (3644 m) divides Adige/Etsch rivers watersheds (Bolzano province, Sud Tirol/Alto Adige) from Adda River watershed (Sondrio Province, Lombardy). The highest pike, Ortles/Ortler (3652 m) is located a bit northward of the ridge.

In the area the metamorphic austroalpine basement and the mesozoic coverage sequences are cropping out; these latest outcrops both as extended unmetamorphosized bodies and thin scales of green schist metamorphic grade along alpine tectonic lines Madriccio and Zumpanell-Lasa.

Metamorphic austroalpine basement is found in the Umbrail – Chavalatsch Scale Zone (Upper Austroalpine) and in the Campo Nappe (Middle Austroalpine).

The Umbrail – Chavalatsch Scale Zone (Umbrail-Chavalatsch Schuppenzone, *Auct.*) crops out in the north-western sector of the sheet, across the Italian-Swiss boundary. The eastern part of the unit is made mostly of metamorphic basement, while W of Passo dello Stelvio such

rocks are alternating to Mesozoic sediments (Dolomia Principale dell'Austroalpino and Val Forcola Formation). The metamorphic basement includes biotitic or two-micas paragneisses and granitic or granodioritic orthogneisses. At the base of the unit, between Solda and Trafoi valleys, Val Venosta mylonites appear, originated by the alpine overthrusting of Oetzal Nappe, which basal section is represented by the Umbrail-Chavalatsch Scale Zone.

The Campo Nappe (Ortles-Campo nappe *Auct.*) covers wide belts south and east of the Sheet 024–Bormio and it includes three sub-units which are, from top to bottom, the Zebrù scale, the Peio Tectonic Unit and the Lasa Tectonic Unit; they differ one from each others because of the different alpine tectono-metamorphic evolution.

The Zebrù Scale crops out in the central-eastern sector of the map; it is separated inferiorly from the Peio Tectonic Unit by the Madriccio Line and above from the Ortles Nappe by the Zebrù Line. The eo-alpine Madriccio line has been folded in the meso-alpine phase, so the Zebrù Scale is set up as a synform with axial plane dipping southward. The Zebrù Scale is made mostly of phyllades with few intercalations of orthogneisses, chloritoschists and marbles. Stripes of serpentinites, derived from hypothetical ofiolithic units referable to the north-penninic ocean, are cropping out between Madriccio and Peder valleys. All such rocks are characterized by a Variscan green-schists facies metamorphism and by an alpine overprint of the same grade.

The Peio Tectonic Unit outcrops in two areas geographically separated by the above Zebrù Scale. Westward the upper boundary of the unit is represented by the Ortles Nappe, through the Zebrù Line. Finally southward (out of the map) the unit is overthrust by the Tonale nappe along the important Peio Line. Inferiorly the Peio Tectonic Unit is in tectonic contact with the Lasa Tectonic Unit through the Zumpanell-Lasa Line. In the outcropping area north of the Zebrù Scale, the Peio Tectonic Unit is made of garnet and staurolite micaschists and paragneisses, locally downgraded, accompanied by big masses of orthogneiss and amphibolitic intercalations. South of the Zebrù Scale, the Peio Tectonic Unit covers a wide belt (about 1/3 of the sheet) and it is made of chlorite and sericite micaschists strongly downgraded and of intercalations of banded paragneisses, orthogneisses, prasinites and marbles. The Peio Tectonic Unit is characterized by variscan metamorphism with amphibolitic-facies and by an alpine overprint as green-schists facies, very penetrative and of variable intensity, increasing southward (that is from structural bottom to top) meanly but discontinuously.

The Lasa Tectonic Unit outcrops in the north-eastern sector of the sheet and it is the deepest among the three units of the Campo Nappe. The unit is made of paragneiss, micaschist, orthogneiss and intercalations of amphibolite, quartzite and marble. The rocks of this unit are affected by variscan metamorphism of amphibolitic facies and by a widespread alpine overprint of “high grade” green-schist facies. Moreover they have been affected by strong deformation with milonitization of wide belts in the whole rock mass and by very pervasive alpine crystallization.

In the south-western corner of the sheet some rocks referred to late- to post-variscan magmatism crop out: they are the Bormio basic Pluton and the upper Valtellina acid magmatites. The two magmatic bodies differ for chemical composition (respectively, tholeiitic and calcalkaline) and age (300 ± 12 Ma and $282-259$ Ma). Moreover the basic pluton is cut superiorly by an important level of mylonites and cataclasites (M. Mala line), while acid magmatites cross both basic facies and mylonites and locally they have metamorphosed by contact the Peio Tectonic Unit micaschists. All such elements suggest that M. Mala Line is of late- post-variscan age and both basic and acid magmatites with their host rocks (sillimanite paragneiss and micaschists) belong all to the Peio Tectonic Unit.

Around the Gran Zebrù/Koenigspitz Massif, small masses of granodiorite, quartzdiorite and tonalites as well as andesitic and basaltic apophysis and dykes intruded the alpine tectonic contact between the Peio Tectonic Unit metamorphic basement and the Mesozoic coverage sequence of the Ortles Nappe.

Post-ercinian sedimentary cover (which age is within Permian and Rhaetian) is preserved in several tectonic units outcropping in the Bormio sheet. The Permian succession is represented in some small tectonic lenses aligned along the Zebrù line: lithostratigraphic classification is sometimes complex because of the intense deformation. Lithologies certainly referable to the Alpine Verrucano (continental sandstone and conglomerate) outcrop in the western sector of the sheet (Monte delle Scale), while lithologies which attribution is more doubtful (Lower Permian volcanites? Lower Triassic sandstone?) outcrop more eastward. Lower Triassic-Carnian succession is present itself as tectonic lenses along the Zebrù Line (Bagni Vecchi di Bormio, right slope of Zebrù valley, Val Solda), at the base of the Ortles Nappe, and in minor lenses in different structural position, either the highest (Val Forcola) and the lowest (Zumpanell). Pre-norian Triassic succession is usually disjointed and uncompleted because of frequent tectonic elision.

Sometimes it is possible to recognize lithologies referable to the lower Triassic succession (not mapped) and most frequently Ladinian carbonate platform dolomite (Wetterstein Dolomite). Carnian succession (Val Forcola Formation) is often recognizable because of the occurrence of characteristic bedded dolomites with shale joints, intraformational carbonate breccias and mostly gypsum lenses. Lithological characters of Val Forcola Formation suggest a sebkha depositional environment.

Differently from oldest units, the Norian-Rhaetian succession crops out widely and forms most of the Ortles Nappe, besides tectonic stripes of the Umbrail-Chavalatsch Scale Zone (Umbrail-Chavalatsch Schuppenzone, *Auct.*). Into the Ortles Nappe the Dolomia Principale dell'Austroalpino reaches thickness up to over 1000 m and it is divided in three main lithofacies, distinguished in the geological map: peritidal dolomite, mostly subtidal dolomite and intraformational breccias. Facies with intraformational breccias outline heteropic transition to basin units, made of alternances of limestone and dolomite (mostly breccias, Pra Grata Formation) and, in a more distal place, made of resedimented carbonate sediments exported from the Dolomia Principale Platform (Quattervals limestone).

The distribution of platform (Dolomia Principale dell'Austroalpino) and basin (Pra Grata Formation and Quattervals limestone) facies allows reconstructing an articulated palaeogeography, with eastern prevailing of intraplatform basins (driven by syndepositional tectonic activity) and persistence westward of shallow water carbonate platform.

A detailed stratigraphic reconstruction is possible only in the Ortles Nappe, while poor outcrops and alpine tectonics make it impossible in the Umbrail-Chavalatsch Scale Zone. The youngest Mesozoic sedimentary unit in the Ortles Nappe is the Fraele Formation, outcropping on the roof of the Ortles Nappe and structurally below the base thrust of scales referable to the Umbrail Nappe. Because of such stratigraphic-structural position, the Fraele formation is heavy deformed and the original lithologies are visible only locally (Valle dei Vitelli, Madaccio di Mezzo), where this formation is characterized by alternances of subtidal carbonates and shales: deposition of this unit was along a ramp with mixed sedimentation. Where tectonics is more intense, the Fraele Formation is heavy folded and deformed, till to be defined as carbonate mylonite.

After uplift and emersion of the prealpine chain, polyphasic continental cycles led to the actual hydrographic pattern. In the Italian part of the sheet, heads of two major catchment basins - Adda and Adige - are represented,

each with a peculiar evolution. Both lithostratigraphic units and UBSU are used, in order to describe the stratigraphic succession of each of them.

Due to little difference between glacier extension during last glacial maximum (LGM) and during previous advances, in the whole area only LGM glacial deposits are well preserved, while oldest sediments are mainly eroded or buried. They outcrop in little areas, mainly out of LGM limit, and are grouped into Colma del Piano supersynthem. In the Adda basin, little outcrops of polygenic fluvial conglomerates are present along the road to Giogo di St. Maria, while old glacial deposits survived glacial erosion in the Rosole valley, near the confluence of local glacier into Frodolfo tongue; in the Adige basin, polygenic fluvial conglomerates - Trafoi conglomerate - outcrop on the scarp of Trafoi terrace.

During last glacial maximum (LGM), local glacial tongues of Braulio and Frodolfo valleys met with Adda glacier; after LGM, these local tongues became independent. New advancing phases are testified by well preserved lateral and frontal moraines at Giogo di St. Maria - where Braulio ice tongue flows partially towards neighbouring Inn basin - and between Albergo Forni and Val Cedèc in the Frodolfo valley. Sediments of all this phases are attributed to Cantù synthem (Laghi supersynthem) without any distinction.

In the same time, a peculiar evolution characterized the complex Adige-Sarca glacier, composed by various main tongues flowing together and reaching the Garda amphitheatre; their deposits belong to the Garda synthem.

After LGM, each main tongue was confined in its own valley and underwent a peculiar local evolution. Post-LGM sediments in the sheet are related to minor advances in which Adige glacier was retreated at the head of Venosta valley. In a first phase, local tongue of Solda valley went down to the empty Adige valley, while in the latest phase only isolated lateral glaciers remained at higher altitudes; all related sediments are described as Solda subsynthem. Malfa Gontana Bianca subsynthem comprises sediments of latest phases at the head of Martello valley, while Bondo subsynthem refers to sediments of Noce catchment basin.

In this sheet, Olocene local glaciers assume particular importance for number and extension. On the flanks of Ortles-Cevedale massif, sediments of Little Ice Age (LIA, in Italian PEG) with well preserved morphologies are present in many valleys, also where glaciers are now extinct. Many glaciers survived today, and constitute a living laboratory for climatic change studies.

VII - LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

UNDIFFERENTIATED BASIN UNITS

PO SYNTHÈME (POI)

Diamicton and gravel with angular clasts (slope, landslide and debris-flow deposits).

Stratified gravel and sand (alluvial deposits). Laminated silt, clay, peat (lacustrine and peat bog deposits). Massive diamicton with boulders (glacial deposits). Upper boundary surface marked by lacking of weathering and well preserved or still evolving morphologies.

Recent Po subsyntheme (**POI₈**): bare, unaltered clasts ablation tills, with morphologies from well preserved to still evolving. *Holocene (1860 AD - PRESENT)*.

Little Ice Age Subsyntheme (**POI₇**): glacial deposits with slightly evolved and discontinuous soils, clasts weathered till to 20 cm of depth, well preserved morphologies. *Holocene (1500 - 1860 AD)*.

Old Po subsyntheme (**POI₆**): glacial deposits with slightly evolved but continuous soils, clasts weathered till to 40 cm of depth, poorly preserved morphologies. *LATE PLEISTOCENE before XVI CENTURY*.

LATE PLEISTOCENE– HOLOCENE

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHÈM (CM)

Massive, matrix supported diamictites with subangular to rounded clasts, pedogenized diamicton with weathered clasts (ablation tills and tillites); clast

or matrix supported gravel and conglomerate (fluvial deposits). Upper boundary surface erosional, polygenic and polyphasic, with unpreserved weathering profile.

PLEISTOCENE

ADDA - OGLIO CATCHMENT BASIN UNITS

LAKES SUPERSYNTHEME: CANTU' SYNTHEME (LCN)

Massive, matrix supported diamicton with boulders up to metric (glacial deposits); sandy matrix supported, stratified, medium to coarse gravel (fluvial deposits); usually bedded diamicton, gravel, sand and silt (ice contact deposits); laminated silt and shale (lacustrine deposits). Upper boundary surface marked by well preserved morphologies, lacking of loessic coverage, slightly evolved weathering profile with maximum thickness of about 1 m.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

ADIGE AND SARCA RIVERS CATCHMENT BASIN UNITS

GARDA SYNTHEME (SGD)

Matrix supported, massive diamicton with boulders up to metric (glacial deposits). Upper boundary surface marked by well preserved morphologies, lacking of loessic coverage, slightly evolved weathering profile with maximum thickness of 1.5 m. Deposits linked to the last maximum glacial expansion.

Bondo subsyntheme (**SGD₂**), Malga Fontana Bianca subsyntheme (**SGD₃**), Solda subsyntheme (**SGD₂₁**): massive diamicton with rounded to subangular local boulders up to a meter (glacial deposits). Upper boundary surface characterized by a slightly evolved weathering profile and soil of maximum decimetric thickness.

UPPER PLEISTOCENE p.p.

LATE-ALPINE MAGMATISM

GRAN ZEBRÙ PLUTON

GRANODIORITES, DIORITES AND TONALITES (PGZ)

Light grey coloured granodiorite and tonalite, zoned plagioclase (from labradorite to oligoclase), zoned amphibole, biotite, quartz and K-feldspar bearing; quartzodiorites plagioclase, amphibole, biotite, quartz and orthopyroxene bearing.

OLIGOCENE

ANDESITES AND BASALTS (fz)

Massive, decimetric to plurimetric andesitic to basaltic dikes, colour from grey-green to dark grey and black, usually porphyritic because of plagioclase and/or hornblende phenocrystals, most rarely aphyric; sometimes they bear lumps of feldspar minerals or inclusions of wall rocks. Mineralogic composition includes hornblende, zoned plagioclase and biotite, sometimes diopside phenocrystals, whilst groundmass

is made of glass, quartz, plagioclase and biotite, often transformed in sericite and chlorite; apatite and iron oxides are ancillary minerals.

OLIGOCENE

**UNCERTAIN AGE (FROM LATE VARISIAN TO TERTIARY)
MAGMATISM**

ANDESITES AND BASALTS (fb)

Andesitic and basaltic dikes, often laminated, which thickness is ranging from decimetric to 2-3 m, usually discordant, fine-grained, light grey coloured in the core and darker on margins, with porphyric texture because of abundant plagioclase phenocrystals, most rarely amphibole or pyroxene.

PERMIAN? – TERTIARY?

UPPER AUSTROALPINE

UMBRAIL – CHAVALATSCH SCHUPPENZONE

PERMO-MESOZOIC SEDIMENTARY COVER

DOLOMIA PRINCIPALE DELL’AUSTROALPINO (HDA)

Peritidal and subtidal, bedded to massive dolomite with bivalves, gastropods and dasycladacean algae.

NORIAN

VAL FORCOLA FORMATION (FOR)

Laminated, even stromatolithic, grey dolomite, in usually thin layers with pelitic joints. There are intraformational breccias with clasts up to 20 cm, both clast-and matrix supported, sometimes arenaceous (Pedenolo Plain). Locally thin arenaceous bodies. Weathering colour tending towards ochre yellow. Coastal flat with carbonatic and mixed sedimentation and local subaerial exposure.

Gypsum: laminated, crystalline white gypsum often associated to carniola and vuggy yellowish dolomite. Coastal flat with strong evaporation (sabkha). (**FOR_g**).

Preserved thickness: some tens of meters.

CARNIAN

PRE-PERMIAN CRYSTALLINE BASAMENT

GRANITIC AND GRANODIORITIC ORTOGNEISSES (COJ)

Granitic and granodioritic orthogneisses, sometimes augen-gneiss, slightly to strongly foliate till to mylonitic, with rare massive cores. They are made of K-feldspar, plagioclase (oligoclase-andesine) and quartz, with minor quantities of biotite and muscovite. Ancillary apatite, zircon, allanite and iron oxides; secondary minerals are chlorite, epidote and calcite.

PRE-PERMIAN

BIOTITIC OR TWO MICAS PARAGNEISSES (CQP)

Grey-blackish paragneisses, sometimes with quartz-feldspathic or micaceous stripes, often strongly laminated and passing to dark phyllonites, with greenish belts rich in chlorite and frequent veins and lenses of quartz. Mineralogic composition includes quartz, albite, biotite and/or muscovite; secondary minerals are chlorite, epidote and calcite.

PRE-PERMIAN

PHYLLONITES (COX)

Rocks with phylladic feature heavy foliated, fine to medium-fine grained, fissile and friable, silver-grey, greenish or orange coloured, with abundant quartz spread in lenses and nodules with crenulation cleavage transversal to the main schistosity (Miloniti della Val Venosta, Filladi di Stelvio *Auct.*). They are mostly made of quartz, white mica and chlorite.

PRE-PERMIAN

QUARTZITES AND QUARTZOSCHISTS (CQZ)

Quartzites and quartzoschists interlayered into the paragneisses; they have massive and compact texture and cream-white colour with alternating level of grey blackish or dark green colour because of the occurrence of graphite and micas.

PRE-PERMIAN

PRASINITES (COW)

Light grey prasinites occurring as metric intercalations into the phyllades and paragneisses. They are mostly made of chlorite, albite, epidote, actynolite and ancillaries.

PRE-PERMIAN

MIDDLE AUSTROALPINE**QUATTERVALS NAPPE****PERMO-MESOZOIC SEDIMENTARY COVER****DOLOMIA PRINCIPALE DELL'AUSTROALPINO Inner platform facies (HDA_c)**

Light grey bedded to massive dolomite with stromatolithic levels at the top of shallowing upward cycles.

NORIAN

ORTLES NAPPE**PERMO-MESOZOIC SEDIMENTARY COVER****FRAELE FORMATION (FRA)**

Cyclic alternances of shale, marls and limestone, often bioturbated, organized in shallowing upward cycles, clayey at the bottom and calcareous at the top. Limestone and marl contain often bivalves, brachiopods and corals (most abundant topward, where the bathymetry decrease). Carbonatic ramp with mixed sedimentation. Maximum thickness about 300 meters. Mylonites occurring on the right slope of Valle del Braulio are referred to this unit.

UPPER NORIAN- RHAETIAN

QUATTERVALS LIMESTONE (QUT)

Black limestone in beds till to 80-100 cm of thickness, with intra-bioclastic calcarenites and calcrudite, sometimes paraconglomerate. Normal grading and parallel and crossed lamination. Occurrence of chert (Cima Thurwieser, southern slope of Gran Zebrù). Restricted intraplatform basin, deposition mostly by mass flow. Poor fossil content (bivalves, gastropods, foraminifera). Thickness up to over 250 m.

Contact facies : calcefiri fassaite, vesuvianite and garnet, wollastonite, spinel and scapolite bearing. Away from contact clinozoisite, vesuvianite, epidote, tremolite, chlorite, olivine, orthopyroxene and more are present. Locally blue calcite, gypsum, sulfides and zeolites are present. Enrichment in metal minerals (magnetite, pirrotina, pyrite and hematite).

NORIAN

PRA GRATA FORMATION (GAA)

Alternance of thick bedded coarse-grained grey dolomite (doloarenites – dolorudites), banks of layered dark limestone and calcareous paraconglomeratic levels, sometimes with erosional base and breccias. Occurrence of some slumpings. Distal slope of carbonatic platform. Thickness up to 150 m.

Contact facies : calcefiri fassaite, vesuvianite and garnet, wollastonite, spinel and scapolite bearing. Away from contact clinozoisite, vesuvianite, epidote, tremolite, chlorite, olivine, orthopyroxene and more are present. Locally blue calcite, gypsum, sulfides and zeolites are present. Enrichment in metal minerals (magnetite, pirrotina, pyrite and hematite).

NORIAN

DOLOMIA PRINCIPALE DELL’AUSTRALPINO (HDA)

Peritidal and subtidal, bedded to massive dolomite with bivalves, gastropods and dasycladacean algae. Total thickness up to 1200 m.

In the Ortles nappe (Dolomia del Cristallo *Auct.*) the following lithofacies have been pointed out:

Inner platform facies (**HDA_a**): light grey bedded to massive dolomite with stromatolithic levels at the top of shallowing upward cycles.

Carbonatic ramp facies (**HDA_b**): bedded intra-bioclastic doloarenites and fine dolomite, with darker and lighter levels alternating.

Slope of carbonatic platform facies (**HDA_a**): intraformational dolomitic breccias, often with erosional base, in plurimetric lenticular shaped beds. Intraformational angular clasts. Subordinated doloarenites.

Contact facies : calcefiri fassaite, vesuvianite and garnet, wollastonite, spinel and scapolite bearing. Away from contact clinozoisite, vesuvianite, epidote, tremolite, chlorite, olivine, orthopyroxene and more are present. Locally blue calcite, gypsum, sulfides and zeolites are present. Enrichment in metal minerals (magnetite, pirrotina, pyrite and hematite).

NORIAN

VAL FORCOLA FORMATION (FOR)

Laminated, even stromatolitic, grey dolomite, in usually thin layers with pelitic joints. There are intraformational breccias with clasts up to 20 cm, both clast-and matrix supported, sometimes arenaceous. Locally thin arenaceous bodies. Weathering colour tending towards ochre yellow. Coastal flat with carbonatic and mixed sedimentation and local subaerial exposure.

Gypsum: laminated, crystalline white gypsum often associated to carniola and vuggy yellowish dolomite. Coastal flat with strong evaporation (sabkha). (**FOR_g**).

Preserved thickness: some tens of meters.

CARNIAN

WETTERSTEIN DOLOMITE (WET)

Massive dark dolomite, sometimes stromatolitic, with layering from indistinct to amalgamated. Rare, poor preserved fossils (bivalves, gastropods, algae) are occurring. The unit is heavy tectonized and crops out mostly along Zebù Line (Bagni Secchi, Zumpanell). Inner carbonatic platform. Preserved thickness: some tens of meters.

LADINIAN

ALPINE VERRUCANO (VEA)

Massive sandstone and conglomerate with clasts of volcanites, quartz and subordinated metamorphic basement. Lenticular geometries and tractive lamination are prevailing. Red colour; locally grey-green because of discoloration phenomena. Proximal alluvial plain. Thickness is not evaluable because of tectonics. Also some outcrops that could be of triassic age (Buntsandstein, Arenarie Variegata *p.p.*) and heavy tectonized, limited outcrops of levels rich in volcanites that could be referred to the Ruina Formation are ascribed to the Alpine Verrucano.

UPPER PERMIAN

CAMPO NAPPE

ZEBRU' THRUST

PERMO-MESOZOIC SEDIMENTARY COVER

VAL FORCOLA FORMATION (FOR_g)

Gypsum: laminated, crystalline white gypsum often associated to carniola and vuggy yellowish dolomite. Coastal flat with strong evaporation (sabkha). (FOR_g).

Preserved thickness: some tens of meters.

CARNIAN

PRE-PERMIAN CRYSTALLINE BASEMENT

ORTOGNEISS (SZT)

Medium to coarse grained augen orthogneisses, often with large white feldspar porphyroclasts into a grey groundmass. They make lenses and beds of metric to decametric thickness intercalated in the phyllades. Mineralogic association is made of feldspar, quartz, white mica and chlorite.

PRE-PERMIAN

PHYLLADES (SZF)

Silver grey, sometimes dark grey, phyllades and quartzophyllades with fine crenulated texture. Mineralogic association is made of quartz, white mica, chlorite, \pm albite, \pm garnet (as small crystals and not ubiquitous) and \pm carbonate. Quartz, usually quite abundant, is present both spread in the rock and in lenses and fold hinges.

PRE-PERMIAN

CHLORITOSCHISTS (SZC)

Fine grained greenish chloritoschists, schisty and tiny folded and crenulated. They are made of dominant chlorite, tremolite / actynolite, epidote, fine white mica, feldspar in variable rate, \pm carbonate and \pm quartz.

PRE-PERMIAN

MARBLES (SZM)

Impure, yellowish marble transposed inside the phyllades forming centimetric to metric stripes of very small extension. Besides calcite there are abundant white mica, tremolite \pm quartz, \pm plagioclase and \pm epidote.

PRE-PERMIAN

SERPENTINITES (SZS)

Slices and lenticular bodies of serpentinites occurring exclusively along shear zones referred to the Madriccio Line. On the fresh cut they show dark green colour, yellowish or red on weathered surfaces. They are very fine grained and they are made of antigorite \pm chlorite \pm magnetite. Secondary minerals are magnesite (breunerite) and talc; they are found dispersed but mostly in veins cutting the compact rock. The boundary with phyllades wall rock is made of fels of tremolite or tremolite + talc.

PRE-PERMIAN

PEIO TECTONIC UNIT
LATE TO POST-VARISCAN MAGMATISM

SONDALO PLUTON

GABBROS (ISG)

Dark green or grey-greenish amphibolic gabbros, with grain from millimetric to centimetric, made mostly of brown hornblende (sometimes retrograded to actynolite) and labradoritic plagioclase; most common ancillaries are: augite, enstatite, biotite, rare olivine, and ilmenite. Stripes rich in garnet occur locally at the contact with the wall rock.

LOWER PERMIAN

DIORITES (ISD)

Very fine to medium grained diorites, dark grey to purple coloured, made of zoned plagioclase (andesine-labradorite), hornblende, and biotite. Ancillaries: quartz, apatite, ilmenite, zircon and pyrrhotite. Frequent inclusions of garnet rich gneissic rocks; often they contain heavy deformed amphibolitic boudins.

LOWER PERMIAN

QUARTZDIORITES (ISQ)

Massive, locally lineated, fine to medium grained quartzdiorites, forming minor bodies into gabbros and diorites, with gradated boundaries. They are made of zoned plagioclase, green hornblende, biotite and quartz in variable rate. Ancillaries: titanite, apatite, ilmenite, zircon, pyrrhotine and sometimes microcline. Secondary minerals are chlorite, apatite and epidote.

LOWER PERMIAN

UPPER VALTELLINA ACID MAGMATITES

GRANODIORITES (ISR)

Medium grained, biotitic or two micas granites, from massive to strongly laminated in marginal belts of main bodies. They are made of quartz, biotite, muscovite, albite and K-feldspar, this latter sometimes as phenocrystals; they pass locally to leucogranites, most rarely to granodiorites with or without hornblende. Migmatitic (e.g. agmatites) and contact phenomena are occurring in wall rocks (Upper Valtellina between Cepina and T.Massaniga and near Tirindr ; Bei Laghetti)

LOWER PERMIAN

PRE-PERMIAN CRYSTALLINE BASEMENT

ORTHOGNEISSES (OOG)

Granitic orthogneisses, locally granitic aplitic, foliated to mylonitized, coarse grained, with white feldspathic porphyroclasts in grey matrix. Locally (Valle di Cengles) anatexis phenomena occur. Mineralogic association is made of microcline

and plagioclase, quartz, muscovite and biotite, \pm epidote and \pm orthite (Vertana, Beltovo, M. del Bersaglio). Light granitic and aplitic orthogneisses, from striped to augengneiss, in metric-plurimetric beds, made of K-feldspar, albite, white mica (**OOG_c**: upper Zai and Razoi valleys, P.ta dello Scudo -P.ta Peder di Mezzo).

PRE - PERMIAN

METARIOLITES (OPO)

More or less foliated orthogneisses, in metric to decametric levels with variable whitish, light grey or greenish colour, with typical feldspathic porphyroclasts up to some millimetres. Mineralogic composition is made of quartz, plagioclase, muscovite, K-feldspar and rare biotite; plagioclase granules show rounded margins (Porfiroidi *Auct.*)

PRE - PERMIAN

CHLORITE AND SERICITE MICASCHISTS (OME)

Phylladic micaschists and phyllades, often with alternating dark and light beds because of the minor or major presence of quartz, till to constitute micaschists, paragneisses and quartzites alternances; frequent quartz nodules and lenses. They are made of white mica, quartz, chlorite, biotite, plagioclase, staurolite, garnet, rarely chloritoid, stilpnomelane and fibrolithic sillimanite; ancillaries are rutile, tourmaline graphite and sulphides. Garnet is in crystals from few millimetres to over a half centimetre. They are the product of a more or less intense, sometimes totally destructive retrograding of garnet and staurolite micaschists (OMI), with sometimes biotite and garnet complete chloritization, staurolite and mica sericitization and chloritoid late blastesis. Contact facies: rust coloured micaschists and paragneisses, characterized by the neof ormation of biotite, andalusite, \pm sillimanite, \pm cordierite, \pm green spinel, garnet, chloritoid, \pm corundum, pyrite and chalcopyrite. They crop out in the extreme south-eastern corner of the map, on eastern ridges of the M. Vioz, and they are part of the contact aureole of the Tof di Malè Quartzzodiorite, outcropping in the adjacent sheet Rabbi.

PRE-PERMIAN

GARNET AND STAUROLITE MICASCHISTS (OMI)

Micaschists and paragneisses, locally phylladic, with sometimes macroscopic garnet and staurolite, associated to quartz-feldspathic intercalations. Mineralogic association is made of white mica, biotite, plagioclase, quartz, garnet and \pm staurolite. Staurolite, often substituted by chlorite and sericite, shows sometimes centimetric prismatic crystals spread out on schistosity surface. There are local concentrations in decimetric beds of tourmalinites (Valle Rosim di Solda). Shear zones show partial retrograding to green schists facies (chlorite) (Valle Rosim di Solda, Valle di Peder)

PRE-PERMIAN

FLASER PARAGNEISS (OMP)

Medium to fine grained flaser paragneisses, more or less quartzitic; subordinated two micas micaschists, with muscovite prevailing. Mineralogic association is made of quartz and plagioclase with subordinated micas, \pm garnet. Locally (upper Valle Sobretta) there are contact metamorphism footprints, with centimetric andalusite, \pm cordierite and agmatitic structures.

Contact facies: fine to coarse grained paragneisses and micaschists, biotitic or two micas, garnet and sillimanite bearing \pm K-feldspar (sometimes quartz); locally anatexis phenomena occur. Most evident thermo-metamorphic phenomena show sillimanite blastesis (up to two centimetres), garnet, cordierite, corundum, hercynite and prismatine at the contact with the basic rocks of the Sòndalo Pluton.

PRE-PERMIAN

QUARTZITES (OQU)

Grey massive quartzites and quartzoschists with micaceous-chloritic films; they make metric to decametric intercalations into the micaschists. Mineralogic association includes, besides the quartz, white mica, \pm biotite, \pm chlorite and locally garnet and graphite.

PRE-PERMIAN

AMPHIBOLITES (OAF)

Amphibolites and amphibolic gneisses, often striped, in massive lenses in central part; they are characterized by millimetric foliation of dark amphibolic and light feldspathic beds. Mineralogic association is made of amphibole, biotite, muscovite, plagioclase, quartz, \pm garnet, \pm epidote, \pm clinozoisite, \pm chlorite and \pm magnetite.

PRE-PERMIAN

PRASINITES (OPS)

Fine grained prasinites with oriented texture, greenish colour, in metric to plurimetric levels (Val Zebrù, M. Confinale); sometimes they pass to chloritoschists. Locally there are sporadic metagabbro nuclei with flaser structure (western ridge of the Val Cedèc). They are made of chlorite, actynolite, epidote and albite ocellated, sometimes micaceous.

PRE-PERMIAN

MARBLES (OMA)

Pure white or pink marble, both saccaroidal and fine grained; dark grey marbles with iron oxides mineralization; yellowish vuggy marble; impure grey striped marbles. Marbles are often strongly deformed, with evident isoclinal folds which scale is centimetric to decametric.

PRE - PERMIAN

LASA TECTONIC UNIT

PRE-PERMIAN CRYSTALLINE BASEMENT

METAGRANITES (LOM)

Medium to coarse grained two micas metagranites, more or less laminated till to mylonitic, locally with massive nuclei. Mineralogic association includes quartz, microcline, strongly saussuritized plagioclase, biotite, muscovite; garnet and zircon as ancillaries; chlorite, sericite and epidote among secondary minerals (Gomagoi).

PERMIAN?

ORTHOGNEISS (ONO)

Coarse grained granitic orthogneisses, from flaser to augen gneisses, with whitish feldspathic porphyroclasts (albite and microcline) which dimension is up to centimetric, in a grey matrix made of quartz, albite, white mica and biotite.

PRE – PERMIAN

FLASER MICASCHISTS AND PARAGNEISSES (OPL)

Flaser micaschists and paragneisses (OPL) with levels more schisty and talchloritic (**OPL_a**) and more massive, fine grained, quartz-feldspathic grey levels (**OPL_b**). Locally (Grugno di Porco) micaschists, mostly muscovitic, are prevailing. Mineralogic association is made of quartz, muscovite, biotite, plagioclase, ± garnet, ± staurolite, ± chloritoid, ± amphibole, ± chlorite, ± tourmaline, ± ilmenite and ± titanite; biotite and garnets are often chloritized.

PRE – PERMIAN

QUARTZITES (OLQ)

Grey coloured, massive to mylonitic quartzites, in lenses of metric to plurimetric thickness intercalated into the paragneiss; there is gradation towards paragneiss very rich in quartz. Mineralogic association is made of quartz with beds of white mica ± biotite ± chlorite.

PRE – PERMIAN

AMPHIBOLITES (OAL)

Massive and strongly foliated amphibolites, with millimetric alternances of dark green beds, rich in amphibole, and light levels, richer in plagioclase and quartz. Mineralogic association is made of amphibole, biotite, plagioclase, quartz, ± garnet, ± epidote, ± clinozoisite; widespread chalcopyrite and pyrite.

PRE - PERMIAN

MARBLES (OML)

Fine grained mostly white pure marbles with massive texture; they make metric intercalations with intense isoclinal folding, marked by grey, black and hazel stripes. Mineralogic composition includes calcite, quartz, white mica; minor quantities of biotite, ± amphibole, ± chlorite, ± graphite, and siderite, dispersed or concentrated in thin stripes.

PRE - PERMIAN

UNDIFFERENTIATED MYLONITES (TZL)

Extremely fine grained black mylonites, with rare fragments of quartz crystals, along the Zumpanel-Lasa Line (north-eastern sector of the map). Thickness from metric to plurimetric.

CRETACEOUS? - TERTIARY?

BOZZA

BIBLIOGRAFIA

- AEM (1996) - *Storia e sviluppo degli impianti idroelettrici AEM in Valtellina*. 56p.
- AGOSTONI U. (1923) - *I giacimenti ferriferi dell'alta Valtellina*. La Miniera ital., **7**: 2-9.
- ALBINI P., BELLETTATI D., STUCCHI M. & ZERGA A. (1996) - *Exploring the potential of seismological compilations: J. Schorn (1902) and the seismicity of tyrol*. In: Castelli V., Gutdeutsch R., Kouskouna V and Stucchi M. (eds), Quantification of non-Instumental earthquake Data. Annali di geofisica, XXXIX, **5**: 1055-1067.
- AMBROSI C., CITTERIO M., MORONI A., VALBUZZI E. & TURRI S.M. (1998) - *Relazione del rilevamento geologico della Valle di Trafoi (Val Venosta, Bolzano)*. Sottotesi ined. Univ. Milano.
- ANDREATTA C. (1939) - *Sui cosiddetti "Scisti del Verrucano" dell'Alto Adige occidentale*. Studi Trentini Sci. Nat., **20**: 213 – 253.
- ANDREATTA C. (1940) - *Ricerche sui giacimenti minerari della Venezia Tridentina. Relazione alle indagini svolte nell'anno 1939*. La Ric. Scient., **II**: 159-165.
- ANDREATTA C. (1951) - *Carta geologica 1:100.000 delle Tre Venezie, Foglio 9-Monte Cevedale*. Magistrato delle Acque, Venezia.
- ANDREATTA C. (1952) - *Polymetamorphose und Tektonik in der Ortlergruppe*. N. Jb. Mineral. Mh. Stuttgart, **1**: 13-28.
- ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale: studio geopetrotettonico di una parte del massiccio dell'Ortles*. Acta Geol. Alp., **5**: 1-337.
- ANDREATTA C. (1957) - *Un contributo alla conoscenza dell'origine dei giacimenti di magnesite: giacimenti metasomatici di Zupanell (Ortles)*. Rend. Soc. it. Min. Petr., **13**: 71-106.
- ARGENTON A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & SCHIAVON E. (1980) - *Osservazioni preliminari sul versante occidentale della dorsale Gran Zebrù-Cevedale-Corno dei Tre Signori (Austroalpino superiore, Alpi Orientali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36**: 65-89.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., SELLI L. (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 060 Trento*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA,- Provincia Autonoma di Trento, 244 pp.
- AZZONI A., CHIESA S., FRASSONI A. & GOVI M. (1992) - *The Valpola landslide*. Engineering Geology, **33**: 59-70, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- BEDOGNÈ F., MONTRASIO A. & SCIESA E. (2006) - *I minerali della medio-alta valtellina, delle orobie valtelinesi e della valle di Poschiavo*. Tipografia Bettini – Sondrio, 255pp.
- BELTRAMI G., BIANCHI A., BONSIGNORE G., CALLEGARI E., CASATI P., CRESPI R., DIENI I., GNACCOLINI M., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G. & ZANETTIN B. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 19 - Tirano*. Serv. Geol. d'It., 124 p.
- BERBENNI P. & POZZI R. (1966) - *Le sorgenti termominerali dei Bagni di Bormio: osservazioni idrogeologiche, chimiche e chimico-fisiche*. In: "Giornate della chimica e chimica analitica delle acque minerali, Bormio 10-11 luglio 1965. Atti", 57-78, Parma, Maccari ed.
- BERRA F. (1994) - *Stratigrafia e paleogeografia del Triassico superiore delle falde Ortles e Quaternals (Austroalpino superiore) in Lombardia*. Tesi di Dottorato, Università di Milano.
- BERRA F. (1995) - *Stratigraphic evolution of a Norian intraplateau basin recorded in the Quaternals Nappe (Austroalpine, Northern Italy) and paleogeographic implications*. Eclogae geol. Helv., **88/3**: 501-528.
- BERRA F. (1999) - *Geometry of the Alpisella Thrust surface (Ortles and Quaternals nappes, Austroalpine, Italy): evidence of base thrust to lateral ramp transition*. Mem. Sc. Geol., **51/2**: 231-239.

- BERRA F. & CIRILLI S. (1996) - *Palaeoenvironmental interpretation of the Late Triassic Fraelle Formation (Ortles Nappe, Austroalpine Domain, Lombardy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **103**: 53-70.
- BERRA F. & CIRILLI S. (1997) - *Preservation and thermal alteration of organic matter in the Ortles and Quattervals nappes (Upper Austroalpine, North-Eastern Lombardy, Italy): Preliminary results and implication for regional geology*. Eclogae geol. Helv., **90**: 325-336.
- BERRA F. & JADOUL F. (1999) - *Stratigraphy, paleogeography and setting of the Norian succession of the Ortles Nappe (Central Austroalpine, Lombardy, Northern Italy)*. In: GOSSO G., JADOUL F., SELLA M., SPALLA M.I. (1999), 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa, September 29th-October 1st., 79-89.
- BERRA F., JADOUL F. & ANELLI A. (2010) - *Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the central Alps: Coupling sea-level and climate changes*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **290**: 138-150.
- BIELLA G., DE FRANCO R., CAIELLI G., VIGNOLA P., LOZEJ A., BINI A., GUGLIELMIN M., CARBONARA S. & TEREZONI M. (2001) - *Imaging the deposits that fill Valtellina (NW Italy) by seismic reflection investigation*. 5th Workshop Alpine Geological Studies. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **25**: 33-34.
- BIGI G., CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SEANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural Model of Italy 1:500.000*. CNR Geodynamic project, Sheets 1 and 2, SELCA Firenze.
- BINI A., FELBER M., POMICINO N. & ZUCCOLI L. (1996) - *La massima espansione glaciale (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro*. Geol. Ins., **1**, fasc. 1/2: 65-77, Lugano
- BINI A., ZUCCOLI L. & VETRI E. (1999) - *Dispense di Geologia del Quaternario*. IV Scuola estiva di Geologia del Quaternario, AIQUA, Leggìuno (Va), settembre 1999, vol. 3
- BINI A., BUONCRISTIANI J.F., COUTERRAND S., ELLWANGER D., FELBER M., FLORINETH D., GRAF H.R., KELLER O., KELLY M., SCHLÜCHTER C. & SCHOENEICH P. (2009) - *Die Schweiz während des letzten Teilchen Maximums (LGM)*. Bund. Land. swisstopo, Wabern.
- BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2001) - *Introduzione alla tettonica fragile neoalpina e sua influenza sull'instabilità dei versanti*. 9-33, in "Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali, a cura di G. PASQUARÉ, 206 pp. Ed.: Fondazione CARIPOLO e CNR-IDPA".
- BONSIGNORE G., BORGO A., GELATI R., MONTRASIO A., POTENZA R., POZZI R., RAGNI U. & SCHIAVINATO G. (1969) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 8 - Bormio*. Serv. Geol. d'It., 123 p.
- BONSIGNORE G., BRAVI C.E., NANGERONI G. & RAGNI U. (1970) - *La geologia del territorio della Provincia di Sondrio, con carta geologica 1:200.000*. Ed. Amministr. Prov. Sondrio.
- BONSIGNORE G. & RAGNI U. (1966) - *Carta geologica dell'Alta Valtellina e dell'Alta Val Camonica 1:50.000 con schema tettonico 1:250.000*. Pubbl. n. 176 ist. Min. Petrogr. E Geoch. Univ. Milano.
- BRAGA R., CALLEGARI A., MESSIGA B., OTTOLINI L., RENNA M.R. & TRIBUZIO R. (2003b) - *Origin of prismatic from the Sondalo granulites (Central Alps, northern Italy)*. European Journal of Mineralogy; March, April 2003; **15** (2): 393-400.
- BRAGA R., GIACOMINI F., MESSIGA B. & TRIBUZIO R. (2001) - *The Sondalo Gabbroic Complex (Central Alps, Northern Italy): Evidence for Emplacement of Mantle-Derived Melts into Amphibolite-Facies Metapelites*. Phys. Chem. Earth (A), **26**: 333-342.
- BRAGA R., TRIBUZIO R. & MORTEN L. (2003a) - *Metamorphism in the contact aureole of the Sondalo gabbroic complex, Central Alps, Northern Italy*. Geitalia, 4° Forum FIRST, 195-196.

- BRAUNMILLER J., KRADOLFER U., BAER M., & GIARDINI D. (2002) - *Regional moment tensor determination in the European-Mediterranean area - initial results*. *Tectonophysics* **356**: 5-22.
- BRIGO L. (1976) - *Quadro metallogenico dell'Alto Adige*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **95**: 1137-1159.
- BURCKHARDT C.E. (1966) - *Il giacimento di magnesite dello Zupanell (Ortles-Alto Adige)*. *Atti Symp. Internaz. Giac. Min. Alpi*, 11-18 sett. 1966 Trento-Amendola, **2**: 529-544.
- BURGA C.A. (1987) - *Gletscher und vegetationsgeschichte der Südrätischen Alpen seit der Späteiszeit (Puschlav, Livigno, Bormiese)*. *Denkschr. Schweiz Naturforsch. Ges.* **101**: 1-162.
- CALDERONI G., GUGLIELMIN M. & TELLINI C. (1998) - *Radiocarbon dating and postglacial evolution, Upper Valtellina and Livignese area (Sondrio, Central Italian Alps)*. *Permafrost Periglacial Processes*, **9**: 275-284.
- CAMPIGLIO C. & POTENZA R. (1964) - *Facies dioritiche collegate con il gabbro di Sòndalo (Alta Valtellina)*. *Studio geologico-petrografico*. *Atti Soc. It. Sc. Nat. e Mus. Civ. St. Nat. Mi.*, **103**: IV, 325-343.
- CAMPIGLIO C. & POTENZA R. (1966) - *Le facies oliviniche del Gabbro di Sòndalo (Alta Valtellina, Lombardia)*. *Atti Soc. It. Sc. Nat e Mus. Civ. St. Nat. Mi.*, **105**: I, 102-122.
- CAMPIGLIO C. & POTENZA R. (1967) - *Facies a pirosseno rombico del Gabbro di Sòndalo (Alta Valtellina, Lombardia)*. *Atti Soc. It. Sc. Nat e Mus. Civ. St. Nat. Mi.*, **106**: 193-208.
- CANALE N. (1987) - *Evoluzione metamorfica nella regione M. Ortles-Cevedale-C. Peder-C. Giovanetto, con particolare riguardo alle anfiboliti (Trentino- Alto Adige)*. Tesi di dottorato inedita. Univ. Padova.
- CANNONE N., GUGLIELMIN M., HAUCK C. & VONDER MUHLL D. (2003) - *The impact of recent glacier fluctuation and human activities on the permafrost distribution: a case study from Stelvio Pass (Italian Central-Eastern Alps)*. *Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost*, Zurich, Switzerland, 21 – 25 July 2003, Balkema Publishers, Lisse: 137 - 143.
- CARON M., DÖSSEGGER R., STEIGER R. & TRÜMPY R. (1982) - *Das Alter des jüngsten Sedimente der Ortler-Decke (Oberostalpin) in der Val Trupchun (Schweizerischer Nationalpark Graubünden)*. *Eclogae geol. Helv.*, **75**: 159-169.
- CASSAMAGNAGHI G., COLOMBINI M., FERRI F., MAZZOLENI G., RONCHI C. & SANGALLI M (1998) - *Rilevamento geologico del fianco sinistro della Valle di Trafoi, tra il Giogo dello Stelvio e il Monte Cavallaccio (Val Venosta – BZ)*. Ined., Univ. Studi Milano.
- CHIESA S., MICHELI P., CARIBONI M., TOGNINI P., MOTTA L., LONGHIN M., ZAMBROTTI P., MARCATO E. & FERRARIO A. (in stampa) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 41 Ponte di Legno*. Realizz. Regione Lombardia.
- C.N.R. (1983) – *Netectonic map of Italy*. *Quaderni della Ricerca scientifica*, **4**, Roma. Tip. L.A.C. Firenze.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, C.N.R. (1961) - *Catasto dei ghiacciai italiani*. I ghiacciai della Lombardia e dell'Ortles-Cevedale. Vol. III, *Com. Glac. It.*, Torino, 389 pp.
- CONTI P. (1992) - *Tettonica delle falde Austroalpine nelle Dolomiti dell'Engadina: un'ipotesi di lavoro*. *Atti Ticin. Sc. Terra*, **35**: 61-66.
- CONTI P. (1997) - *La falda Austroalpina dell'Ortles e l'evoluzione tettonica delle Dolomiti dell'Engadina (Svizzera-Italia) (con 17 tavole)*. *Mem. Descr. Carta Geol d'It.*, **53**: 104 pp.
- CONTI P., MANATSCHAL G. & PFISTER M. (1994a) - *Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappe (Eastern Alps, Italy)*. *Eclogae geol. Helv.*, **87**: 63-90.
- CONTI P., SCHMID S.M. & FROITZHEIM N. (1994b) - *Orogenesi cretacea e orogenesi terziaria lungo il margine occidentale del Dominio Austroalpino (Grigion, Svizzera - Alta Valtellina, Italia)*. *Convegno "Rapporti tra Alpi e Appennino"*, Peveragno 31 maggio-1° giugno 1994, p. 43-44.

- CORNAGGIA I. (1995) – *Studio geologico petrografico della Val Cedec*. Tesi di laurea, ined. Univ. Milano.
- CORRADINI M., NOTARPIETRO A. & POTENZA R. (1973) - *L'assetto geologico degli Gneiss di Valle Grosina nell'alta Valtellina (Sondrio-Italia)*. Atti Soc. It. Sc. Nat. Museo Civ. St. Nat. Milano, **114**:135-151.
- COSTA J.E. (1991) – *Nature, mechanics and mitigation of the Val Pola landslide, Valtellina, Italy, 1987-1988*. Zeitschrift für Geomorphologie, **35**: 15-38.
- CURIONI G. (1877) - *Geologia applicata delle provincie Lombarde*. Hoepli Ed., 418 p.
- DAL PIAZ G.B. (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. (1936a) - *La struttura geologica delle Austridi, Nota III*. Atti Reale Acc. Sc. Torino, **71**: 1-29.
- DAL PIAZ GB. (1936b) - *La struttura geologica delle Austridi, Nota IV*. Studi Trent. Sc. Nat., **17**: 16 pp.
- DAL PIAZ GB. (1937) - *La struttura geologica delle Austridi, Nota V. Ancora sul sistema austro-alpino delle Alpi orientali*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, **25**: 392-398.
- DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1988) - *Post-collisional magmatism in the Ortler-Cevedale Massif (Northern Italy)*. Jb. Geol. B.-A., **131**: 533-551.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1980) - *I porfiriodi nelle filladi della Valle dei Forni: falda dell'Ortles, Austroalpino superiore*. Rend. Soc. Geol. It., **3**: 17-20.
- DEL MORO A. & NOTARPIETRO A. (1987) - *Rb-Sr Geochemistry of some Hercynian granitoids overprinted by eo-Alpine metamorphism in the Upper Valtellina, Central Alps*. Schweiz. Miner Petrogr. Mitt., **67**: 295-306.
- DESIO A. (1959) – *Geologia applicata alla Ingegneria*. 1088 pp. Hoepli Ed.
- DÖSSEGGER R. (1986) - *Geologische Karte des Schweizerische Nationalparks, 1:50.000*. Schweiz. geol. Komm., Geologische Spezialkarte 122, Bern.
- DÖSSEGGER R., FURRER H. & MÜLLER W.H. (1982) - *Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung (Teil 2)*. Eclogae geol. Helv., **75**: 303-330.
- DRAMIS F. & GUGLIELMIN M. (2008) - *Permafrost degradation and slope instability in the Italian Alps*. Geographia Polonica, **81**,1: 19-28.
- FERREIRO MAHLMANN R., PETSCHIK R. & KRUMM H. (1991) - *Diagenesis to loow grade metamorphism in Tyrol, Austria and Switzerland: new maps*. Terra abstr., **3**: 105 pp.
- FERRETTI TORRICELLI F. (1987) - *Evoluzione metamorfica delle Austridi nella regione M. Cevedale-C.ma Peder-C.ma Giovanetto, con particolare riguardo alle metapeliti (Trentino-Alto Adige)*. Ph.D. Thesis. Univ. Padova.
- FORCELLA F., GALLAZZI D., MONTRASIO A. & NOTARPIETRO A. (1982) - *Note illustrative relative all'evoluzione neotettonica dei fogli 6-Passo dello Spluga, 7-Pizzo Bernina, 8-Bormio, 17-Chiavenna, 18-Sondrio, 19-Tirano*. Estr. da "Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. n. 513, Progetto Finalizzato Geodinamica. Vol. **2**: 239 – 288.
- FORCELLA F. & OROMBELLI G. (1984) - *Holocene slope deformations in Valfurva, Central Alps*. Geogr. Fis. Din. Quat., **7**: 41-48.
- FRANK W. (1987) - *Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous*. In: FLÜGEL H.W. & FAULP P. (1987) - *Geodynamics of the Eastern Alps*, Flügel & Faulp Ed., Deuticke Vienna, 418 p., 379 – 406.
- FREY M., DESMONS J. & NEUBAUER F. (EDS.) (1999) – *The new metamorphic map of the Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mit., **79**.

- FRISCH W., MÉNOT R.-P., NEUBAUER F. & VON RAUMER J.F. (1990) - *Correlation and evolution of the Alpine basement*. Schweiz. Miner Petrogr. Mitt., **70**: 265-285.
- FROITZHEIM N. (1988) - *Synsedimentary and synorogenic normal fault within a thrust sheet of the Eastern Alps (Ortler zone, Graubunden Switzerland)*. Eclogae geol. HELV., **81**: 593-610.
- FROITZHEIM N. (1995) - *The Schlinig fault at the western border of the Ötztal nappe: A post-nappe, low angle normal fault*. 12ème Rencontre du Groupe Tectonique Suisse, 22.4.1995, Fribourg, p.10.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P. (1994) - *Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of the Graubünden*. Eclogae geol. Helv., **87/2**: 559-612.
- FURRER H. (1985) - *Field workshop on Triassic and Jurassic sediments in the Eastern Alps of Switzerland, 25th.-29th. August 1985*. Guide-Book, 81 pp.
- GALLI P., MAGRI L., MUCCIARELLI M., ALBINI P., MORELLI G., STUCCHI M. & BONFIGLI G. (1994) - *Studi sismici in alta Valtellina*. "I Quaderni dell'ISMES", n. 336, a cura di ISMES, CNR e AEM.
- GALLUCCIO A. & CATASTA G. (1992) - *Ghiacciai in Lombardia - Nuovo catasto dei ghiacciai lombardi*. Club Alpino Italiano, 368 pp.
- GATTO G.O. & SCOLARI A. (1974a) - *Lo "Scorrimento di Slingia" nel quadro tettonico dell'alta Val Venosta*. Atti Mem. Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, **86**: 167-201, Padova.
- GATTO G.O. & SCOLARI A. (1974b) - *La tettonica tardiva del ciclo orogenetico Alpino nell'Alto Adige occidentale e regioni limitrofe*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 1211-1231.
- GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA M.I. (2000) - *Eo-Alpine metamorphism in the Permian intrusives from the steep belt of the Central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale Series)*. Geodinamica Acta, **13**: 149-167.
- GELATI R. (1966a) - *Stratigrafia della Falda di Languard in Valle di Federia (Livigno - Alpi Retiche)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **72**: 321 - 341.
- GELATI R. (1966b) - *Caratteri strutturali del sedimentario del Sistema dell'Err - Bernina nell'Alta Valtellina (Alpi Retiche)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., A, **100**: 922 - 935.
- GELATI R. & Allasinaz A. (1964) - *Nuovo contributo alla conoscenza del Trias superiore dell'Alta Valtellina*. Riv. Ital. Paleont., **70**: 15-63.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C. and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. J. Quaternary Sci., **25**: 96-102. ISSN0267-8179.
- GIORCELLI A. (1957) - *La serie stratigrafica della Valle dell'Ardorf, Bormio (Alpi Retiche)*. Rend. Soc. Min. It., **13**: 271 - 280.
- GNFG (1986) - *Ricerche geomorfologiche nell'alta Val di Peio (gruppo del Cevedale)*. Geogr. Fis. Din. Quat. **9**: 137-191.
- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the Western Italian Tyrol*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **38**: 49-64.
- GREGNANIN A. (2004) - *Elementi di Petrografia delle rocce ignee e metamorfiche*. ISU, Istituto per il diritto allo Studio Universitario, Milano, 397 pp.
- 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., MONTRASIO A. & GATTO G.O (1990) - *The Austroalpine Units west of Tauern - Structural and metamorphic aspects*. Ined.

- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972) - *Litostratigrafia, tettonica e petrologia degli scisti austriaci di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige)*. Mem. Ist. Geol. Min. Padova, **28**: 1-55.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1974) - *Hercynian metamorphism in the Austridic crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 241-255.
- GREGNANIN A. & VALLE M. (1995) - *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part II): early-Alpine evolution in basement and cover*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 393-409.
- GUGLIELMIN M., con contributi di A. NOTARPIETRO (1997) - *Il Permafrost Alpino. Concetti, morfologia e metodi di individuazione (con tre indagini esemplificative in Alta Valtellina)*. Quaderni di Geodinamica alpina e Quaternaria, CNR, **5**, 117.
- GUGLIELMIN M. (2003) - *Observation on permafrost ground thermal regimes from Antarctica and the Italian Alps, and their relevance to global climate change*. Global and Planetary Change **40**: 159-167.
- GUGLIELMIN M. (2006) - *Il permafrost nelle Alpi italiane e la stabilità dei versanti*. Terra Glacialis, IX, 85-98.
- GUGLIELMIN M., CAMUSSO M., POLESELLO S. & VALSECCHI S. (2004) - *An old relict glacier body preserved in permafrost environment: The Foscagno rock glacier ice core (Upper Valtellina, Italian Central Alps)*. Arctic, Antarctic and Alpine Research, **1**: 107-115.
- GUGLIELMIN M., CANNONE N. & DRAMIS F. (2001) - *Permafrost-glacial evolution during the Holocene in the Italian Central Alps*. Permafrost and Periglacial Processes, **12**: 111-124.
- GUGLIELMIN M. & DEI CAS L. (2000) - *Deformazioni gravitative profonde ed evoluzione climatica in Alta Valtellina. L'esempio della Torbiera del "Paluaccio di Oga (Valdisotto, SO)*. Geologia Insubrica **5**, 2, 105-114.
- GUGLIELMIN M. & SILETTO G.B. (2000) - *Carta della criosfera*. Reg. Lomb., Pubbl. Direz. Territorio e Edilizia Residenziale, 11 pp.
- GUGLIELMIN M. & SMIRAGLIA C. Eds. (1997) - *Rock glacier inventory of the Italian Alps*. Archivio del Com. Glac. It. GNGFG., 3, Torino, 103 pp.
- GUGLIELMIN M. & TELLINI C. (1992) - *Contributo alla conoscenza dei rock glaciers delle Alpi Italiane. I rock glaciers del Livignasco. (Alta Valtellina, Sondrio)*. Riv. Geogr. It., **99**: 395-414.
- HAMMER W. (1902) - *Die Kristallinen Alpen des Ultenthales. I. Das Gebirge Südlich der Faltschauer*. Jb.d.K.K.Geol. Reichsanstalt, **52**: 105-134.
- HAMMER W. (1908a) - *Die Ortlergruppe und der Ciavalschkamm*. Jb. K. K. Geol. Reichsanst., **58/1**: 79-196.
- HAMMER W. (1908b) - *Geologische Spezialkarte, Blatt Bormio und Passo del Tonale, con Note illustrative (Erläuterungen)*, Geol. Reichsanstalt, Wien 1908.
- HAMMER W. (1912) - *Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretener Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, neu aufgenommen und herausgegeben durch die k.k. Geologische Reichsanstalt*. Glurns und Ortler, Massstab 1:75.000.
- HAMMER (1909) - *Ein Nachtrag zur Geologie der Ortleralpen - Magnesit am Zumpanell und Stierick*. Verh.K.K.geol.R.-A.
- HAMMER W. (1938) - *Bemerkungen zu R. Staubs "Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler"*. Verhndl. Geol. Bundesan., n. **11-12**: 227-237. Wien.
- HENRICHS C. (1993) - *Sedimentographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Obere Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzender Südalpengebiete*. Bochumer geol. U. geotec. Arb. **40**.
- HESS W. (1953) - *Beiträge zur Geologie der Südöstlichen Engadiner Dolomiten zwischen dem oberen Münstertal und Valle di Fraele (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv., **46**: 39-142.

- HOINKES G. & THÖNI M. (1987) – *New Findings of Eclogites within the Eoalpine Amphibolite grade Area of the Ötztal Basement*. Terra Cognita, **7**: 96.
- HOINKES G. & THÖNI M. (1993) - *Evolution of the Ötztal-Stubaier, Scarl-Campo and Ulten Basement Units*. In: VON RAUMER J.F., NEUBAUER F. (Eds.): "Pre-Mesozoic Geology in the Alps", Springer-Verlag, 485-494, Berlin.
- HOERNES S. (1971) – *Petrographische Untersuchungen am Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallin*. Tscherm. Min.Petr.Mitt., **15**: 56-70.
- KAPPELER U. (1938) - *Zur Geologie der Ortlergruppe und Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Suldner und der Engadin*. Inaug. Diss., Univ. Zürich.
- KLEBELSGERG R.v. (1935) - *Geologie von Tirol*. Bornträger, Berlin.
- KÖNIG M.A. (1964) - *Geologisch-petrographische Untersuchungen im oberen Veltlin. Con "Geologische Karte des oberen Veltlins zwischen Grosotto und San Antonio Morignone (Italien) 1:50.000"*. Inaugural-Dissertation, Zürich.
- KÖNIG M.A. (1965) - *Synorogen-alpiner Magmatismus im oberen Veltlin*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **45**: 6-12.
- KÜRMAN H. & RICHTER (1989) – *Zur Hochdiagenese in permotriadischen Sedimenten der Südwestlichen Ostalpen*. Geol. Paläont.Mitt. Innsbruck, **16**: 160-162.
- KÜRMAN H. (1993) - *Zur Hochdiagenese und Anchimetamorphose in Permo-trias-Sedimenten des Austroalpins westlich der Tauern*. Bochumer geol. U. geotech. Arb. 41
- LEONI B. (1953) – *L'estrazione e la lavorazione del ferro in Valtellina durante l'epoca medioevale*. Rass. Econ. Prov. Di Sondrio n. 11.
- MAIR V. (1998a) - *Petrologie, Geologie und Tektonik des Königspitzplutons und seiner Rahmgesteine (Nationalpark Stifserjoch, Italien)*. Dissertation. Inst. Mineral. Petr. Leop.-Franz. Univ. Innsbruck.
- MAIR V. (1998b) - *Deformation and magmatism at the eastern end of the Zebù Line (Gran Zebù-Cevedale area, Parco Nazionale dello Stelvio, northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., **50**, 80.
- MAIR V. (1991) - *Basaltische und andesitische Gänge im Ortlergebiet mit Charakterisierung der Eischlusse*. Diplomarbeit Univ. Innsbruck. 98 pp.
- MAIR V. & PURTSCHELLER F. (1996) - *Exkursion E: Geologie und Petrographie des Ortlerkristallins*. Mitt. Öster. Mineral. Ges., **141**: 285-304.
- MAIR V. & SCHUSTER R. (2003) - *New geochronological data from the Austroalpine Crystalline in the Martell Valley (Southern Tyrol, Italy)*. Mitt. Osterr. Min. Ges., **148**: 215-217.
- MAIR V., TROPPER P. & PIBER A. (2003) - *The metamorphic evolution of the Ortler Crystallin*. Mitt. Osterr. Min. Ges., **148**: 218-219.
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., SCHIAVO A., BERNOULLI D. & RANALLI G. (1998) - *Evolution of the deep crust at the junction Austroalpine/Southalpine: the Tonale Nappe*. Mem. Sci. Geol., **50**: 3-50.
- MARTIN S., MONTRESOR L., MAIR V., PELLEGRINI G.B., AVANZINI M., FELLIN G., GAMBILLARA R., TUMIATI S., SANTULIANA E., MONOPOLI B., GASPARI D., SAPIGNI M. & SURIAN N. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 025 Rabbi*. Servizio Geologico d'Italia - ISPRA,- Provincia Autonoma di Trento – Provincia Autonoma di Bolzano, 187 pp
- MARTIN S. & PROSSER G. (1993) - *Pre-Alpine evolution of Upper Austroalpine units from Northwestern Trentino, Italy*. Annales Tectonicae, **5**: 118-140.
- MARTINA E. (1958) – *Contributo alla conoscenza del Norico nell'Alta Valle del Gallo*. Atti Soc. Ital. Sci. Nat. **47**: 65-84.
- MARTINA E. (1960) – *Osservazioni geologiche nella zona dell'Alpe Trela (Alpi Retiche – Bormio)*. Boll. Serv. Geol. D'Italia, **80**: 479-495.

- MARTINELLI U. (1941) – *I giacimenti di ferro in Valle Fraele*. Materie prime d'Italia e dell'Impero, n. 2, Roma.
- MASSIRONI M., SURIAN N., FELLIN M.G., MARTIN S., PELLEGRINI G.B. & PICCIN G. (2001) – *Approccio multidisciplinare per un'analisi dei rapporti fra tettonica e geomorfologia in area alpina (Gruppo Ortles-Cevedale)*. Proceedings of the Fourth Conference of ASITA, 3-6 October 2000, Genova, 1073-1080.
- MEIER A. (2003) – *The Periadriatic Fault System in Valtellina (N-Italy) and the evolution of the Southwestern Segment of the Eastern Alps*. Diss. ETH n. 15008. 190 pp.
- MESTRINER M. (1977) – *Le mineralizzazioni ferrifere del Massiccio del Gran Zebrù (Cima della Miniera e Passo della Bottiglia, Provincia di Sondrio)*. Tesi di Laurea inedita, Milano
- MOMMSEN TH. (1894) – *Cassiodori senatoris Variae*. Mon. Germ. Hist., Auctorum antiquissimorum tomus XII, Weidmann, Berlin.
- MONTRASIO A., SFONDRINI G., GREGNANIN A. & BIGIOGGERO B. (2001) – *Le deformazioni gravitative di versante all'origine di molti processi attuali*. 193-206. In: "Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali", a cura di G. Pasquaré, Fondazione CARIPLO e CNR-IDPA Ed., 206 pp.
- NECKER L.A. (1832) – *Notice sur l'hyperstène de la Valtelline*. Jb. f. Min., **3**: 88-89.
- NOCKER C., TROPPER N. & MAIR V. (1998) – *Marbles as indicators of increasing eo-alpine metamorphic grade in the Ortler Crystalline*. Min. Ges., **148**: 244-246.
- OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (EDS.) (1975) – *Structural model of Italy. Maps and explanatory notes*. Quad. "Ricerca Scientifica", C.N.R., Roma
- OROMBELLI G. & PELFINI M. (1985) – *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene superiore, precedente alla Piccola Glaciazione, nelle Alpi Centrali*. Rend. Soc. Geol. It., **8**: 17-20.
- PAREA G.B. (1960) – *Contributo alla conoscenza del triassico superiore del Gruppo dell'Ortles*. Riv. Ital. Paleont., **66**: 323 – 344.
- PELFINI M. (1992) – *Le fluttuazioni glaciali oloceniche nel gruppo Ortles-Cevedale (settore lombardo)*. Tesi di Dottorato, IV ciclo, 1998-91, Università degli Studi di Milano.
- PELFINI M. (1994a) – *Fasi di alluvionamento nella Piana di Santa Caterina Valfurva, Alpi Centrali, nell'ultimo millennio*. Geog.Fis.Din.Quat., **17**: 61-66.
- PELFINI M. (1994b) – *Equilibrium line altitude (ELA) variations recorded by ortles-ceedale glaciers (Lombardy, Italy) from little ice age*. Geog.Fis.Din.Quat., **17**: 197-206.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) – *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- PENTA F. (1952) – *Symposium sul ferro*. Memoria per l'Italia. XIX Congr. Geol. Int., Algeri.
- PFERSCHY A. (1939) – *Karte der nutzbaren Mineralogestätten der Provinzen Bolzano (Bozen) und Trento*. Berg- u. Huttenm. Jb., **77**: 97-104.
- POLI S. (1989) – *Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Alps: the origin of metabasites from the Austroalpine basement*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **69**: 407-421.
- POZZI R. (1957) – *La geologia della bassa Valle di fraele (Alpi Retiche)*. Ecl. geol. Helv., **50**: 99 – 144.
- POZZI R. (1959) – *Studio stratigrafico del Mesozoico dell'Alta Valtellina (Livigno-Passo dello Stelvio)*. Riv. It. Paleont., **65**: 2-54.
- POZZI R. (1960a) – *Rapporti tettonici fra le falde di Quaternals, Umbrail ed Ortles dalla Val Saliente alla Val Forcola (Alta Valtellina)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., A, **94**: 650-673.
- POZZI R. (1960b) – *Nuovi fossili norici nei calcari dell'alta Val Cancano (Bormio – Alpi Retiche)*. Riv. Ital. Paleont., **66**: 127-134.
- POZZI R. (1960c) – *La fauna liassica dell'Alta Valtellina (Alpi Retiche)*. Riv. Ital. Paleont., **66**: 445-483.
- POZZI R. (1965) – *Schema tettonico dell'Alta Valtellina da Livigno al Gruppo dell'Ortles (con carta geologica e carta tettonica)*. Eclogae geol. Helv., **58/1**: 21-38.

- POZZI R. (1970) - *Lineamenti idrogeologici della Provincia di Sondrio*. Geologia Tecnica, **4**: 169-192.
- POZZI R. & BERBENNI P. (1967) - *Idrogeologia chimico-fisica della fonte di S. Caterina Valfurva (Sondrio)*. Geologia Tecnica, **6**: 3-11.
- POZZI R., BOLLETTINARI G. & CLERICI A. (1990a) - *Studio geomorfologico e geologico applicato dell'Alta Valtellina (con carta 1:50.000)*. Quaderni AEM, p. 151.
- POZZI R., CROSA G., COTTA RAMUSINO M. & MARCHETTI R. (1990b) - *La circolazione idrica di tipo carsico in Alta Valtellina (Prov. di Sondrio)*. Mem. Sc. Geol., **42**: 19-33.
- POZZI R. & GELATI R. (1968) - *Formazione di Fraele*. Studi III. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche **I**: 97-103, Roma
- POZZI R. & GIORCELLI A. (1960) - *Memoria illustrativa della carta geologica della regione compresa fra Livigno ed il Passo dello Stelvio (Alpi Retiche) (con carta geol. 1:35.000)*. Boll. Serv. Geol. It., **81**: 1-72.
- PURTSCHELLER F. (1969) - *Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneises des Öztaler-Stubaiert Altkristallins*. Tschemm. Min. Petr. Mitt., **13**: 35-54.
- PURTSCHELLER F., DIETRICH H., RAMMLMAIR D. & TESSADRI R. (1987a) - *The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an Example for the Eoalpine Metamorphic Evolution. - Rock affected by Alpine Metamorphism Only*. In: FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987) - *Geodynamics of the Eastern Alps*, Deuticke Vienna, 418 pp., 183-185.
- PURTSCHELLER F., HAAS R., HOINKES G., MOGESSIE A., TESSADRI R. & VELTMAN C. (1987b) - *The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an Example for the Eoalpine Metamorphic Evolution. Eoalpine Metamorphism in the Crystalline Basement*. - In FLÜGEL H.W. & FAUPL P. (1987) - *Geodynamics of the Eastern Alps*, Deuticke Vienna, 418 pp., 185-190.
- PURTSCHELLER F. & SASSI F.P. (1975) - *Some thoughts on the pre-Alpine metamorphic history of the Austridic basement of the Eastern Alps*. Tschemm. Min. Petr. Mitt., **22**: 175-199.
- SANDER U. (1929) - *Erläuterungen zur geologischen Karte Meran - Brixen*. Schlernschriften, **16**: 1-111.
- SASSI F. & ZANFERRARI A. (1972) - *Il significato geologico del Complesso del Turtaler (Pusteria), con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici prealpini nel basamento austridico delle alpi Orientali*. Boll. Soc. Geol. It., **91**: 533-557.
- SCHMID S. (1973) - *Geologie des Umbrailgebietes*. Eclogae geol. Helv., **66**: 101-210.
- SCHMID S.M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlinig Thrust, Eastern Alps*. Tectonics, **8**: 697-718.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Quaderni Serie III, 1 - Carta Geologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento*, 203 pp, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000: Foglio 8 - Bormio*.
- SOMM A. (1965) - *Zur Geologie der Westlichen Quattervals-Gruppe im Schweizerischen Nationalpark (Graubunden)*. Ergeeb. Wiss. Untersuch. im schweiz. Nationalpark., **52**: 167 pp.
- 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.
- SPICHER A. (1980) - *Geologische Karte der Schweiz und Tektonische Karte der Schweiz, 1:500.000*. Schweiz. Geol. Komm.
- SPITZ A. & DYHRENFURTH G. (1914) - *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfjs und der Stifserjoch*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) **44**.

- SRBIK R.R.V. (1929) - *Überlick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg und Vergangenheit und Gegenwart*. Ber. Naturwiss. - mediz. Ver., 41, Inn.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Beitr. geol. Karte Schweiz (NF) **52**.
- STAUB R. (1937) - *Geologische Probleme zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr.Schweiz. Naturf. Ges., **72**: 1-115.
- STAUB R. (1964) - *Neuere geologische Studien zwischen Bünden und dem oberen Veltlin. II. Teil: Zur Kenntnis der mittelostalpinen Deckenkerne im Oberengadin, Puschlav und Veltlin (mit einer Tektonischen Karte)*. Jahreshb. d. Naturf. Ges. Graubündens, N.F. **40**: 111-216 (Vol. unico 1961/62 e 1962/63).
- STELLA (1921) - *Le miniere di ferro dell'Italia. Capitolo IV: Le miniere di ferro del Bormiese*. I Congr. Miner. Naz. Della F.M.I., Lattes ed., Torino.
- STUCCHI M., CAMASSI R. & MONACHESE G. (1993) - *NT: il catalogo "di lavoro" del GNDT*. GNDT, Rapporto interno, Milano, 80 p.
- SWISS SEISMOLOGICAL SERVICE (2002) - *Earthquake Catalogue of Switzerland*. ECOS report to PEGASOS, Version 31.03.2002, 95pp, consultato on-line il 25-11-2007, (<http://histserver.ethz.ch/>).
- 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 Valtelline*. Bull. Soc. géol. France, **5**: 209-289.
- THEOBALD G. (1866) - *Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden*. Beitr. Geol. Karte Schweiz. Wien. 359 pp.
- THÖNI M. (1980b) - *Zur Westbewegung der Ötztaler Masse. Räumliche und zeitliche Fragen an der Schlingigüberschiebung*. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **26**: 247-275, Wien.
- THÖNI M. (1981) - *Degree and evolution of the alpine metamorphism of the Southern Ötztal Mass and the Scharl Unit, based on K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas*. Jahr.geol.Bundesanst., **124**: 111-174.
- THÖNI M., WITH CONTRIBUTIONS BY HOINKES, G. (1983) - *The Thermal Climax of the Early Alpine Metamorphism in the Austroalpine Thrust Sheet*. - Mem. Sci. Geol., **36**: 211-238, Padova.
- TOLLMANN A. (1963) - *Ostalpen Syntese*. Verlag F. Deuticke, 2 voll., 256 p.
- TOLLMANN A. (1987) - *Geodynamic concepts of the evolution of the Eastern Alps*. In FLÜGEL H.W. and FAUPL P. (Eds.), *Geodynamics of the Eastern Alps*. Vienna. Franz Deuticke, 361-378.
- TRIBUZIO R. & THIRLWALL M.F. (1997) - *Age and petrogenesis of the gabbroic rocks of the Sondalo pluton (Central Alps, Northern Italy)*. "3rd Workshop on Alpine Geology Studies", Oropa-Biella Sept. 29-Oct. 1 1997. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **4**: 134-135.
- TRIBUZIO R., THIRLWALL M.F. & MESSIGA B. (1999) - *Petrology, mineral and isotope geochemistry of the Sondalo gabbroic complex (Central Alps, Northern Italy): implications for the origin of post-Variscan magmatism*. Contrib. Mineral. Petrol., **136**: 48-62.
- TROPPEL P. & MAIR V. (1998) - *The coexisting formation of muscovite+paragonite+margarite during Eo-alpine replacement of staurolite in Marteller micaschists from the Ortler Crystalline*. Min. Ges., **148**: 303-304.
- TRÜMPY R. (1980) - *Geology of Switzerland*. Part A: an outline of the Geology of Switzerland. Wepf and Co., 334 pp.
- TRÜMPY R. & HACCARD D. (1969) - *Aperçu général sur la géologie des Grisons*. C.R. somm. séances Soc. géol. Fr., **9**: 330-396.

- USTASZEWSKI K. (2000) - *Stratigraphische und struktureologische Untersuchungen am Ostrand der Engadiner Dolomiten (Ortler Gruppe, Südtirol)* 1-102. Unpubl. diploma thesis, University of Innsbruck.
- VALVO A. (2004) - *Il culto delle acque salutari in territorio lombardo in età romana e preromana*. In *Analecta Brixiana*, a cura di Valvo A. & Manzoni G., ed. Vita e Pensiero.
- VOLONTIERI L. (2000) - *Assetto strutturale della Falda Ortles tra l'alta Val Zebrù, la Val di Trafoi e la Val Solda. Relazioni con il basamento cristallino della Falda Campo-Languard*. Tesi di Laurea inedita, Dip. Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano
- WENK E. (1934) - *Der Gneisszug Pra Putér-Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbrail-decke zur Silvretta/Oetztaldecke*. *Eclogae geol. Helv.*, **2/1**: 135-146.
- WERLING E. (1992) - *Tonale - Pejo, und Judicarie Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden aber verschiedenartigen Verwerfungszonen*. Ph.D. Thesis ETH Zürich, 276 pp.
- ZANETTIN B. & JUSTIN VISENTIN E. (1971) - *Considerazioni geologico-petrografiche sul tratto di Monteneve (Schneeberg Gesteinszug) (Alto Adige)*. *Mem. ist. geol. Min. Univ. Padova*, **29**: 1-41.
- ZANETTIN B. & JUSTIN VISENTIN E. (1980) - *Il problema di Monteneve: messa a punto alla luce di nuove conoscenze*. *Rend. Soc. it. Min. petr.*, **36**: 9-17.
- ZAPPONE A., DEICHMANN N., BRAUNMILLER N., DI GIOVANBATTISTA R. & HUSEN S. (2006, ms) - *The Bormio earthquake of December 1999 - June 2002*.