

BOZZA



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 041

PONTE DI LEGNO

a cura di:

**S. Chiesa⁽¹⁾, P. Micheli⁽³⁾, M. Cariboni⁽³⁾, P. Tognini⁽³⁾,
D. Motta⁽³⁾, M. Longhin⁽³⁾, G. Zambotti⁽³⁾, E. Marcato⁽³⁾,
A. Ferrario⁽³⁾**

con contributi di:

A. Gregnanin⁽²⁾

⁽¹⁾ CNR - IDPA

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

⁽³⁾ Consulente della Regione Lombardia

Ente realizzatore:



**Regione
Lombardia**

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: A. Todisco, L. Serva

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

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione Scientifica:

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

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

M. Cosci, S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V.Campo, R.M. Pichezzi (ASC)

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G. B. Siletto, M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

coordinamento e direzione lavori: **G. B. Siletto, S. Rosselli**

informatizzazione: **S. Minnella, S. Racchetti, F. Torri, P. Micheli, A. Ferrario,
D. Motta, P. Tognini, M. Cariboni, M. Longhin, G. Zambotti, E. Marcato, M.
Cetti**

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.....	7
II - CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI.....	9
1. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI.....	10
1.1 - MORFOLOGIA DELL' AREA	14
1.1.1. - Aree di fondovalle	14
1.1.2. - Versanti	15
1.1.3. - Valli laterali	17
1.1.4. - Aree di cresta.....	19
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI	
PRECEDENTI.....	21
1. - INTRODUZIONE	21
2. - DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO	24
2.1 - LE LINEE TETTONICHE PRESENTI NEL COMPLESSO AUSTROALPINO	33
2.1.1. - La linea di Peio	33
2.1.2. - La linea del Mortirolo	36
2.2 - LE METAMORFITI AUSTROALPINE	37
2.3 - I CORPI MAGMATICI AUSTROALPINI	38
3. - LINEA TETTONICA INSUBRICA	38
4. - DOMINIO TETTONICO DELLE ALPI MERIDIONALI	40
4.1 - LE METAMORFITI SUDALPINE DELLE ALPI MERIDIONALI.....	42
4.2 - BATOLITE DELL'ADAMELLO	43
5. - DEPOSITI NEOGENICO-QUATERNARI	46
IV -STRATIGRAFIA	49
1. - DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO	49
2. - DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO MEDIO: BASAMENTO METAMORFICO DELLA FALDA ORTLES-CAMPO	52
2.1 - UNITÀ DI PEIO	52
2.1.1. - Micascisti a clorite e sericite (OME).....	52
2.1.2. - Micascisti a granato e staurolite (OMI).....	54
2.1.3. - Paragneiss a bande (OMP)	55
2.1.4. - Ortogneiss (OOG)	58
2.1.5. - Metapegmatiti (OPE).....	60
2.1.6. - Metarioliti (OPO)	61
2.1.7. - Prasiniti (OPS).....	61
2.1.8. - Anfiboliti (OAF).....	62
2.1.9. - Marmi (OMA).....	63
2.1.10. - Quarziti (OQU).....	64
2.1.11. - Miloniti (TZL)	65
3. - DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO: MAGMATISMO DELLA FALDA ORTLES-CAMPO	65
3.1 - CORPI INTRUSIVI TARDO E POST-VARISICI	65
3.1.1. - Metadioriti (DRI).....	65

3.1.2. - <i>Plutone di Sondalo</i>	67
3.1.2.1. - <i>Gabbri (ISG)</i>	68
3.1.2.2. - <i>Dioriti (ISD)</i>	68
3.1.2.3. - <i>Quarzodioriti (ISQ)</i>	69
3.1.2.4. - <i>Granodioriti (ISR)</i>	69
3.1.2.5. - <i>Lenti mineralizzate a quarzo (qz)</i>	69
4. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO SUPERIORE:	
BASAMENTO METAMORFICO DELLE FALDE GROSINA	
E TONALE	69
4.1 - FALDA TONALE - UNITÀ DEL TONALE	69
4.1.1. - <i>Paragneiss a sillimanite (TTP)</i>	70
4.1.2. - <i>Ortogneiss (TTO)</i>	71
4.1.3. - <i>Metapegmatiti (TPN)</i>	72
4.1.4. - <i>Anfiboliti (TTA)</i>	72
4.1.5. - <i>Peridotiti e serpentiniti (TTD)</i>	73
4.1.6. - <i>Marmi (TTM)</i>	73
4.1.7. - <i>Quarziti (TTQ)</i>	74
4.2 - FALDA GROSINA	74
4.2.1. - <i>Ortogneiss a due miche (GRS)</i>	74
5. - DOMINIO TETTONICO DELLE ALPI MERIDIONALI	75
5.1 - BASAMENTO METAMORFICO	75
5.1.1. - <i>Scisti di Edolo (EDO)</i>	75
5.1.2. - <i>Metagranitoidi con relitti di strutture ignee (CFP)</i>	78
5.2 - COPERTURA DELLE ALPI MERIDIONALI: LEMBI PERMO-TRIASSICI	
LUNGO LA LINEA DEL TONALE	78
5.2.1. - <i>Conglomerati e quarziti (LPT)</i>	78
6. - MAGMATISMO DI ETÀ INCERTA	79
6.1 - FILONI	79
6.1.1. - <i>Andesiti e basalti (fb)</i>	79
6.1.2. - <i>Apliti e pegmatiti (fa)</i>	80
7. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO: BATOLITE DELL'ADAMELLO	
.....	80
7.1 - PLUTONE DELLA PRESANELLA	80
7.1.1. - <i>Tonalite della Presanella centrale (PPC)</i>	80
7.2 - PLUTONE DELLA VAL D'AVIO – VAL DI GENOVA	82
7.2.1. - <i>Tonalite della Val d'Avio - Val di Genova (PPG)</i>	82
7.2.2. - <i>Masse gabbriche della Val Acqua Seria (MEF)</i>	84
7.3 - FILONI DEL CICLO TONALITICO	85
7.3.1. - <i>Filoni leucocratici (fi)</i>	85
7.3.2. - <i>Filoni intermedi e basici (fi)</i>	85
8. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI	86
8.1 - CRITERI ADOTTATI	86

8.1.1. - Unità distinte in base al bacino di appartenenza	86
8.1.2. - Unità non distinte in base al bacino di appartenenza	88
8.2 - UNITÀ DEI BACINI DELL'ADDA E DELL'OGLIO	90
8.2.1. - <i>Supersistema dei Laghi : Sintema di Cantù (LCN)</i>	90
8.3 - UNITÀ DEI BACINI SARCA E ADIGE.....	92
8.3.1. - <i>Sintema del Garda (SGD)</i>	92
8.3.1.1. - Subsintema di Malè (unità dei fondovalle) (SGD ₁).....	93
8.3.1.2. - Subsintema di Bondo (unità delle Alte Valli) (SGD ₂).....	94
8.4 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	95
8.4.1. - <i>Supersistema della Colma del Piano (CM)</i>	95
8.4.1.1. - Unità del Conglomerato di Faita – Tonale (CMY)	96
8.4.2. - <i>Gruppo di Prato Grande (GR)</i>	97
8.4.3. - <i>Sintema del Po (POI)</i>	98
8.4.3.1. - Subsintema del Po Antico (POL ₆).....	101
8.4.3.2. - Subsintema della piccola Età Glaciale (POL ₇).....	101
8.4.3.3. - Subsintema del Po Recente (POL ₈).....	102
V - TETTONICA E METAMORFISMO	103
1. - TETTONICA REGIONALE.....	103
1.1 - LINEA DI PEIO.....	105
1.2 - LINEA DEL MORTIROLO.....	107
1.3 - LINEA DEL TONALE	109
2. - ASPETTI GENERALI METAMORFICI, LITOLOGICI E STRUTTURALI DELLE UNITÁ GEOLOGICHE.....	110
3. - DEFORMAZIONI NEL BATOLITE DELL'ADAMELLO	117
VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA	119
1. - SISMICITÀ.....	119
1.1 - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE.....	119
2. - RISORSE IDRICHE	122
2.1 - LE ACQUE MINERALI.....	122
2.2 - PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA	125
2.2.1. - <i>La diga di Pian Palù</i>	125
3. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE	127
4. - CAVE E MINIERE	132
VII - ABSTRACT.....	133
VIII - ENGLISH LEGEND.....	137
IX - APPENDICE I – ABBREVIAZIONI DEI MINERALI	161

BOZZA

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 041 - Ponte di Legno della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, è ubicato principalmente nella Lombardia nord-orientale (Province di Brescia e Sondrio), e *pro-parte* nella Provincia Autonoma di Trento della Regione Trentino-Alto Adige. Ha un'estensione di circa 570 km². Trae il suo nome dal principale centro abitato presente sull'area che è ubicato a circa q. 1250 m s.l.m. in Val Camonica.

Il foglio è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 305/89) sotto il coordinamento scientifico del Dott. PIETRO MARIO ROSSI, e la direzione di rilevamento di SERGIO CHIESA. Il rilevamento geologico è stato eseguito alla scala 1:10.000, nel periodo tra il 1998 e il 2004, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica della Regione Lombardia e la Carta Tecnica della Provincia Autonoma di Trento. Il settore lombardo è stato rilevato dai Dott. PIERFRANCESCO MICHELI, MAURILIO LONGHIN, PAOLA TOGNINI, DANIELA MOTTA, ALESSANDRO FERRARIO, ENRICO SCIESA e DARIA MAZZOCOLA. Nell'area nord-occidentale sono stati utilizzati rilevamenti dei Dott. FOLCO GIACOMINI, GIOVANNA CAMPA ed ALBERTO GIGLIA (Università di Pavia) relativamente al Plutone di Sondalo. Il settore trentino è stato rilevato dai Dott. GIUSEPPINA ZAMBOTTI, ENRICO MARCATO e PIERFRANCESCO MICHELI. Relativamente alle unità di quaternario il Dott. MARCELLO CARIBONI ha svolto funzione di coordinamento e verifica sul terreno per parte del settore lombardo.

I criteri del rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali previste dal Servizio Geologico Nazionale per la Carta Geologica d'Italia.

La strutturazione della legenda, per quanto riguarda le unità litostratigrafiche del substrato, è stata concordata con il responsabile

scientifico del Foglio 024 - Bormio 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 elicitico fino alla piega coricata di una falda di ricoprimento. Strutture penetrative mesoscopiche sono le strutture a bande, stratificate, plissettate, fluidali, brecciodi. Le abbreviazioni dei nomi dei minerali utilizzate nelle presenti note sono riportate in Appendice I.

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

Il Comitato Esecutivo della IUGS (International Union of Geological Sciences) ha recentemente ratificato la proposta della Sottocommissione di Stratigrafia del Quaternario di fissare la base del Sistema/Periodo Quaternario alla base del Piano/Età Gelasiano (GIBBARD *et alii*, 2009). Su richiesta del Servizio Geologico d'Italia – ISPRA la classificazione del Quaternario è stata adattata a tale decisione.

La stesura delle Note è stata curata dagli Autori seguenti:

Coordinamento e revisione generale del testo: S. CHIESA e A. GREGNANIN.
 Introduzione (Cap. I): A. GREGNANIN e S. CHIESA. Caratteri geografici e geomorfologici (Cap. II): A. GREGNANIN; P.TOGNINI, M. CARIBONI e D. MOTTA (Unità di Quaternario continentale). Inquadramento geologico e studi precedenti (Cap.III): A. GREGNANIN (Unità di substrato), P.TOGNINI e M. CARIBONI (Unità di quaternario continentale).

Stratigrafia (Cap. IV): P. MICHELI, M. LONGHIN, P. TOGNINI, D.MOTTA, G. ZAMBOTTI, E. MARCATO, A. FERRARIO, M. CARIBONI. Tettonica e metamorfismo (Cap. V) A. GREGNANIN, S. CHIESA con contributi dei rilevatori.

Elementi di geologia applicata (Cap. VI): M. PAGANI (Sismicità); S. CHIESA e G. ZAMBOTTI (Risorse idriche); S. CHIESA e G. ZAMBOTTI (Frane e deformazioni gravitative); S. CHIESA (Cave e miniere).

II - CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI

Il foglio comprende quasi interamente la testata della valle del fiume Oglio (Val Camonica), nonché ad occidente parte della valle dell'Adda (Valtellina), e ad oriente la testata della valle del torrente Noce (Val di Sole). Complessivamente si tratta di un'area di alta montagna che comprende numerose ed impervie cime delle Alpi Sud-orientali, dalla Cima Presanella, appartenente al gruppo dell'Adamello, sino ai crinali di Cima dei Tre Signori - Punta S. Matteo – Monte Vioz, tutte superanti 3300 m di quota. I dislivelli sono notevoli in quanto si sale repentinamente dai 950 m dei fondovalle principali sino ai 3678 m di Punta S. Matteo. Nell'area, attualmente, sono presenti ghiacciai sul massiccio dell'Adamello-Presanella; a N del crinale S. Matteo - M.te Vioz, in Val Savoretta, sul Corno dei Tre Signori e nel gruppo del monte Sobretta, inoltre, sono conservate alcune vedrette.

L'intera area presenta un'elevata valenza ambientale, tanto da essere inclusa, per il settore settentrionale, nel Parco Nazionale dello Stelvio, mentre la fascia meridionale è suddivisa fra il Parco Naturale Adamello-Brenta, per la porzione trentina, e il Parco dell'Adamello per quella lombarda.

Dal punto di vista geologico, l'area del foglio appartiene in gran parte al Basamento Cristallino Austroalpino (78% circa dell'area); la fascia meridionale invece è caratterizzata dal Batolite dell'Adamello (14 % circa), incassato entro il Basamento Cristallino delle Alpi Meridionali (8 % circa); tali rocce sono effettivamente affioranti per circa il 47% dell'area, mentre nel rimanente territorio appaiono ammantate da depositi continentali di età neogenico-quaternaria

1. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

La parte centrale del foglio comprende la testata del bacino dell'Oglio, delimitato in sinistra idrografica da una linea di creste che si estende dal M. Gavia al M. Serottini. Il settore a NW di questa appartiene invece al bacino idrografico dell'Adda.

Durante l'ultima avanzata glaciale pleistocenica (LGM), i ghiacciai di queste due vallate transfluivano in maniera complessa in corrispondenza sia del Passo dell'Aprica che del passo del Mortirolo, nel limitrofo Foglio 057 - Malonno; per tale motivo i depositi glaciali dell'ultima glaciazione entro entrambi i bacini dell'Adda e dell'Oglio vengono attribuiti al medesimo supersistema dei Laghi, in particolare al sistema di Cantù (LCN).

Verso oriente invece il bacino dell'Oglio è delimitato da un'articolata linea di creste che decorre dalla Punta S. Matteo al Corno dei Tre Signori sino alla Punta d'Albiolo, per poi abbassarsi in corrispondenza del valico del passo del Tonale; a Sud di quest'ultimo, lo spartiacque continua nel massiccio della Presanella. L'area ad oriente di tale linea appartiene al complesso bacino idrografico del fiume Sarca, e comprende in particolare la testata della valle del torrente Noce e la Val Vermigliana, che dal passo del Tonale confluisce nel Noce in Val di Sole (Foglio 042 - Malè)

Il bacino del Sarca, durante l'ultimo massimo glaciale (LGM), alimentava il complesso ghiacciaio dell'Adige-Garda, costituito dalla confluenza di numerose grandi lingue glaciali. In particolare, l'area trentina del foglio alimentava la lingua che occupava l'intera Val di Sole; i sedimenti depositi in questa fase vengono quindi cartografati come appartenenti al sistema del Garda (SGD).

Durante le fasi di ritiro anteriori al cosiddetto "tardoglaciale" (OROMBELLI *et alii*, 2005), la lingua della Val di Sole si separava dal ghiacciaio principale, per poi avanzare nuovamente pur rimanendo completamente autonoma: i depositi di questa fase, che troncano in discordanza quelli del sistema del Garda, sono riuniti nel subsistema di Malè (SGD₁ "unità dei fondovalle") comprendente i depositi di tutti i singoli ghiacciai che avanzano entro il bacino Adige-Garda.

Durante il cosiddetto "tardoglaciale", infine, si assiste alla riavanzata di ghiacciai a scala locale, in particolare quelli della Val Vermigliana e della testata della valle del Noce, i cui depositi si sovrappongono e tagliano in discordanza quelli delle fasi precedenti (sistema del Garda e subsistema di Malè); essi vengono quindi riuniti nel subsistema di Bondo (SGD₂ - subsistema delle alte valli), esteso ai depositi di tutti i singoli ghiacciai locali del bacino dell'Adige-Sarca.

Durante le glaciazioni anteriori all'ultima, l'estensione e lo spessore dei grandi ghiacciai Adda-Oglio e Adige-Sarca era, in corrispondenza di queste

aree di alimentazione, di poco maggiore a quello raggiunto durante l'LGM. Per tale motivo, gran parte dei depositi sono stati obliterati dall'erosione successiva ad opera del ghiacciaio, oppure sepolti da altri depositi glaciali; essi si sono potuti conservare quindi solamente a quote superiori a quella raggiunta localmente dal ghiacciaio durante l'LGM, ovvero in posizione più esterna rispetto a quest'ultimo.

Rientrano in questa categoria le limitate placche di depositi attribuiti al supersistema della Colma del Piano presenti al Col Carette di Val Bighera, nonché lungo il versante che dal passo del Tonale sale verso Nord.

Il supersistema della Colma del Piano non è da considerarsi sinonimo del supersistema del Monte Spinale, utilizzato nel Foglio 042 - Malè e negli altri fogli trentini, se non *pro parte*. In quest'ultimo infatti vengono compresi anche depositi di versante litificati, completamente isolati dall'erosione e non in equilibrio con l'attuale fisiografia (es. Brece del Monte Spinale), che nell'area lombarda sono, per il loro significato geologico, evidenziate come singole unità locali; nonché depositi di versante cementati troncati e sospesi rispetto alle valli attuali, che nell'area lombarda vengono invece attribuiti al gruppo del Culmine.

I tratti morfologici salienti del Foglio 041 - Ponte di Legno sono determinati principalmente da processi fluviali, processi glacialigenici, processi legati alla gravità.

1 – processi fluviali: fenomeni di erosione che hanno portato alla formazione e all'approfondimento delle valli, nonché di sedimentazione con formazione di riempimenti alluvionali.

Nel corso di studi condotti nel tratto valtellinese, in prossimità di Teglio (BIELLA *et alii*, 2001; BINI *et alii*, 2001a, BINI *et alii*, 2001b), un profilo sismico a riflessione ha messo in evidenza il *bedrock* a profondità di 550 m sotto al piano campagna, vale a dire circa 180 m al di sotto dell'attuale livello del mare, mostrando chiaramente l'origine preglaciale della Valtellina, legata allo sviluppo, in tutta l'area alpina e sudalpina delle Alpi Centrali e Prealpi Lombarde, di una rete idrografica complessa di età pre-messiniana (BINI *et alii*, 1978; FINCKH, 1978; FINCKH *et alii*, 1984; CORSELLI *et alii*, 1985; CITA & CORSELLI, 1990; FELBER *et alii*, 1991; FELBER, 1993; BINI, 1994; FELBER *et alii*, 1994; FELBER & BINI, 1997).

Sul fondovalle attualmente sembrano prevalere processi di deposizione, anche se fenomeni erosionali si presentano nei frequenti episodi di piena cui vanno soggetti l'Oglio, l'Adda, il Noce e gli altri torrenti presenti nel foglio. In tutti i Comuni dell'area sono stati segnalati eventi di piena: di particolare rilevanza sono quelli del Narcanello e del Frigidolfo e, recentemente, della Val Grande, nonché quelli, piuttosto frequenti, del fiume Adda. Queste piene sono caratterizzate dall'elevato contributo del trasporto solido di fondo e dalla forte energia di erosione.

2 – processi glacialigenici: sono connessi a ripetute glaciazioni, che hanno determinato, per tutto il Quaternario, diversi episodi di avanzata e ritiro dei grandi ghiacciai vallivi che occupavano le valli principali e dei loro apparati glaciali minori affluenti.

Evidenze di terreno morfologiche e deposizionali sono riscontrabili principalmente per l'ultima glaciazione (Episodio Cantù per il settore lombardo ed Episodio Garda nel settore trentino). In corrispondenza della testata delle valli lombarde e trentine i depositi ad essa riferibili raggiungono quote sino a 2000 m circa, chiaramente influenzate dalla quota dei bacini di alimentazione sottostanti; tale quota diminuisce con l'abbassarsi degli assi vallivi principali. Ai margini del foglio, nella valle dell'Oglio presso Monno la lingua principale raggiunge i 2000 m s.l.m.; analogamente in Valtellina presso Mondadizza il ghiacciaio dell'Adda scende attorno a quota 2000 m s.l.m., mentre in località Stavel la lingua locale del ghiacciaio dell'Adige-Garda si attesta sui 1600 m di quota.

Le aree di alimentazione e le quote raggiunte dal ghiacciaio vallivo e dai suoi affluenti sono simili durante tutte le avanzate glaciali, tanto che quasi sempre l'LGM coincide con la quota massima locale del ghiaccio; per tale motivo sia i depositi che le morfologie legati a glaciazioni più antiche sono stati quasi completamente oblitterati dall'ultimo passaggio del ghiacciaio durante gli Episodi Cantù e Garda. Depositi glaciali più antichi sono conservati localmente appena sopra la quota massima raggiunta durante tali fasi (Col Carette di Val Bighera), nonché sul fondo delle valli, sepolti da depositi glaciali, fluvio-glaciali, lacustri e alluvionali più recenti, risultando pertanto osservabili solo in sporadici affioramenti riesumati per erosione o in sondaggio.

Le carte geologiche precedenti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1962, ANDREATTA, 1951a) mostrano versanti coperti quasi uniformemente da una spessa coltre di sedimenti glaciali "wurmiani"; in realtà gli spessori sono spesso più esigui, sino al caso estremo di "morene" costituite da un dosso strutturale in roccia ammantato da una sottile strato di *till* che ne ricalca la forma. In ampie aree inoltre i depositi glaciali sono stati mobilizzati ad opera della gravità in epoca successiva, pertanto la messa in posto finale dei sedimenti è legata direttamente a fenomeni di frana, di scivolamento o di colluvio: come tali vengono quindi cartografati, attribuendoli al sistema del Po.

In generale, gli spessori maggiori si osservano allo sbocco delle principali valli laterali, ove sono conservate anche sequenze di depositi di contatto glaciale, sia pure in parte smantellate successivamente ad opera della gravità.

Nella valle dell'Adda e nel tratto della valle dell'Oglio compresa nel foglio mancano evidenze delle fasi di ritiro del ghiacciaio al termine

dell'Episodio Cantù, sia a causa di mancata deposizione, sia a causa dell'intensa dinamica postglaciale dei versanti; ben evidenti sono invece quelle lasciate dalla lingua della Val di Sole del ghiacciaio del Garda, le cui fasi di ritiro sono testimoniate da successioni di cordoni morenici laterali in posizione progressivamente più prossimale rispetto alla testata delle valli, come ad esempio lungo il versante settentrionale della valle Vermiglio, da località Stavel risalendo verso il Passo del Tonale.

Nelle valli laterali di tutta l'area del foglio si riconoscono invece fasi locali di avanzata e ritiro posteriori allo LGM, rese possibili dall'assenza del ghiacciaio principale a sostenere ed ostacolare le lingue affluenti. Data la morfologia a forra della maggior parte delle valli laterali nella loro parte finale, è probabile che i ghiacciai laterali non siano arrivati ad invadere il fondo delle valli principali. In modo analogo si sono comportati i ghiacciai che si individuano nelle valli minori al ritirarsi delle lingue glaciali dalle valli laterali principali.

Caratterizzano le ultime fasi di ritiro lembi di ghiaccio morto rimasti isolati a dare, attualmente, campi ad *hummocky moraine* e *rock glacier*. Processi glaciali e periglaciali sono ancora attivi alle quote più elevate, dove sono tuttora presenti apparati glaciali di una certa importanza (Ghiacciaio di Savoretta, Ghiacciaio dei Forni, Ghiacciaio della Presanella);

3 – processi gravitativi sviluppati lungo i versanti: a tali processi si devono la messa in posto di estese falde detritiche, di frane per crollo in roccia - con fenomeni più significativi nelle aree dove il substrato è più intensamente fratturato - di frane per colata o scivolamento. Fra queste, la frana della Val Pola, di cui solo il margine meridionale è copreso entro l'estremo NE del foglio, rappresenta l'esempio più eclatante di una dinamica di versante diffusa a scala minore e attiva almeno a partire dall'ultima ritirata dei ghiacciai. In epoca storica, i processi di franamento nella copertura, sia per colata che per *debris-flow*, sono stati favoriti dal disboscamento antropico, attività il cui impatto inizia ad essere sensibile già in epoca romana, e che ha privato molti versanti della copertura arborea che li proteggeva dai fenomeni di dissesto più superficiali.

Come detto, processi di soliflusso, colate di *debris- o mud flow* e fenomeni di colluvio interessano, rimaneggiandoli, tutti i depositi quaternari e in particolare i sedimenti glaciali presenti lungo i versanti. Spesso, in una stessa area agiscono contemporaneamente più processi gravitativi, tanto da non poter essere facilmente identificati e cartografati singolarmente: in questo caso i sedimenti vengono cartografati come depositi di versante indifferenziati.

Processi gravitativi di particolare entità e significato si sviluppano allo sbocco delle valli laterali minori, con messa in posto di imponenti ed estesi corpi di frana, che spesso assumono forma lobata simile a conoidi, ma con

pendenze di gran lunga maggiori e apici inseriti profondamente entro i canali di alimentazione. Tali forme, giustapposte alla normale sedimentazione alluvionale, vengono successivamente rimodellate da processi di smantellamento ad opera di fenomeni di *debris-flow*, di colata o anche prettamente alluvionali, generando morfologie articolate e complesse.

Si rileva quindi, nel complesso, una situazione di instabilità dei versanti, potenziale o in atto, piuttosto marcata.

4 – fenomeni di deformazione gravitativa profonda (DGPV): grandi *Sackung*, testimoniati da gradini e ripiani strutturali con contropendenze e trincee da rilascio sono presenti lungo tutti i versanti delle valli principali; molte trincee in particolare mostrano fianchi rimodellati dall'esarazione glaciale, a testimonianza di un innesco del fenomeno almeno precedente l'ultimo episodio glaciale; deformazioni di sedimenti sepolti sono state d'altra parte osservate sul profilo di Teglio-Valgella, entro i depositi che riempiono il fondo della valle dell'Adda, confermando una dinamica del versante attiva per tempi prolungati BIELLA *et alii*, 2001, BINI *et alii*, 2001a, BINI *et alii*, 2001b).

1.1 - MORFOLOGIA DELL'AREA

Dal punto di vista morfologico e fisiografico, l'area può essere suddivisa in settori omogenei, che differiscono sia per le forme del territorio che per i processi geologici e geomorfologici, passati o in atto, che le hanno modellate.

Si individuano così:

- *aree di fondovalle*
- *versanti*
- *valli laterali*
- *aree di cresta*

1.1.1. - Aree di fondovalle

Caratteristica comune delle valli principali presenti nel foglio (Valtellina, Alta Valcamonica, Alta Val di Peio e Val Vermiglio) è quella di incidere profondamente il substrato, con versanti in roccia ad elevata inclinazione. In corrispondenza della confluenza con le valli laterali tutte sono invase da grandi conoidi poligenici. In superficie, mostrano fondo completamente occupato da sedimenti alluvionali attuali, a topografia pianeggiante, parzialmente coperti o interdigitati con depositi di frana e di *debris-flow*. Come esempio di tali fenomeni si possono citare le valli laterali della Valtellina, in particolare quelle in sinistra idrografica: Valle delle Presure, Val di Rezzalo, Valle delle Scale, valli del torrente Lenasco (Valle di Dombastone e Val Raltana) che ricevono alimentazione da conoidi i quali mostrano prevalenti caratteri di depositi gravitativi (conoidi di frana) o da

trasporto in massa (*debris-flow*) più che alluvionale *s.s.* Dai rapporti con il corso attuale dell'Adda, che li aggira, si deduce che alcuni di essi devono aver subito fasi di accrescimento rapido in tempi molto recenti, mentre altri appaiono tagliati dal corso del fiume; stesso caso anche per il corso attuale dell'Oglio che aggira i conoidi senza tagliarli, come avviene ad esempio tra Ponte di Legno e Villa d'Allegno.

Al raccordo versanti - fondovalle sono presenti un po' ovunque modesti depositi di materiale colluviato dai versanti, piccoli corpi di frana, sia dovuti a frane di crollo del substrato roccioso, sia per colamento di depositi glaciali, che talora assumono le caratteristiche di conoidi da *debris-flow*: questi depositi coprono in parte le alluvioni attuali (e probabilmente in profondità vi si interdigitano).

1.1.2. - Versanti

Tra i processi agenti in passato, quelli che hanno contribuito in maggior misura alla caratterizzazione morfologica dei versanti sono stati i processi glaciali e periglaciali legati alla presenza dei grandi ghiacciai vallivi dell'Adda, dell'Oglio, del Noce e dei loro confluenti laterali. Tracce del passaggio dei ghiacciai vallivi principali (depositi glaciali e/o superfici di esarazione) sono riconoscibili fino a quote intorno ai 2000-2100 m, sia in Valtellina sia in Alta Valcamonica che in Val di Sole, e testimoniano le quote massime raggiunte nella ultima fase di massima espansione (LGM).

In Valtellina non sono state osservate evidenze di glaciazioni più antiche, mentre nel settore camuno sono attestati a quote superiori (a circa 2100 ÷ 2150 m) segni di esarazione e depositi glaciali lasciati nell'asse vallivo principale dal ghiacciaio dell'Oglio precedentemente allo LGM, a testimonianza della massima espansione dei ghiacciai (nella fase di MEG); in alcune valli sospese, come la Valle di Grom, e sulla cima del Pianaccio si trovano residui di depositi glaciali pre-LGM alle quote 2182 m (Pianaccio) e 2260 m sul versante N della valle del Grom. Sia in Valtellina che in Valcamonica, a quote superiori al MEG, si è avuta in passato una prevalenza di processi gravitativi, con produzione e messa in posto di detrito di versante in ambiente periglaciale.

Sono evidenti, in particolare:

- processi di esarazione glaciale, con forme di erosione e modellamento del substrato in dossi montonati, allungati parallelamente alla valle (ben visibili in Valtellina e lungo il versante sinistro della Val di Genova, mentre non sono visibili in Val Camonica e Val Vermiglio lungo l'asse principale della valle, perché coperti dai depositi di fondovalle e dai depositi di versante). Forme di esarazione così ben sviluppate sono sicuramente state favorite, oltre che dalla presenza di un apparato glaciale di grande spessore, anche da fattori litologici e strutturali. Tuttavia il modellamento del substrato con una

morfologia a ripiani e gradini, a scala da metrica a ettometrica è sicuramente legato primariamente a motivi strutturali a grande scala, sui quali l'azione del ghiacciaio si è limitata a produrre forme di esarazione: sono stati attivi, già in epoca preglaciale, processi di deformazione gravitativa profonda dei versanti, che hanno originato una serie di terrazzi (interpretati in passato come terrazzi di origine glaciale) caratterizzati da dossi e contropendenze delimitati da profonde trincee da rilascio, poi modellati dall'esarazione glaciale;

- processi di deposizione di materiale glaciale, sotto forma di *till* di alloggiamento, *till* di fondo, *till* di ablazione e depositi di contatto glaciale. Si osserva che il ricoprimento con depositi glaciali di un substrato modellato in dossi montonati ha portato al colmamento, parziale o totale, delle depressioni con *till* di alloggiamento o di fondo e alla deposizione sui dossi di materiale di ablazione. Gli spessori del materiale di deposizione glaciale sono in realtà piuttosto esigui (in genere non superiori ai 2-3 m, ma in media inferiori al metro), sicuramente ampiamente sovrastimati in passato: in particolare la deposizione di materiale di ablazione sui dossi strutturali simula a volte la presenza di cordoni morenici ben rilevati ed evidenti, mentre in realtà i depositi costituiscono solo una sottile coltre superficiale. Aree coperte da depositi glaciali con spessore plurimetrico sono generalmente situate allo sbocco di importanti valli laterali, come, per esempio, la Val di Rezzalo, dove si individuano sequenze di depositi di contatto glaciale, che sono spesso interessati da successivi fenomeni franosi;

- tra i processi geologici attualmente, o recentemente, in atto risultano prevalenti i processi gravitativi, che annoverano: produzione di detrito di versante alle quote più elevate, frane per crollo in roccia (con corpi di modesta entità, ma che interessano in modo pervasivo il substrato roccioso, in questa area sempre intensamente fratturato), frane per colata e scivolamento che interessano i depositi quaternari insieme a colate di *debris-* o *mud-flow* e fenomeni di colluvio: i processi gravitativi sono spesso variamente sovrapposti e interagenti tra loro, tanto da non poter essere facilmente identificati e cartografati singolarmente.

Sono sicuramente tuttora attivi fenomeni di deformazione gravitativa profonda dei versanti (DGPV), testimoniati dalla riattivazione postglaciale di fratture e trincee da rilascio, che tagliano forme di esarazione sul substrato e provocano la formazione di allineamenti di piccole doline da *soutirage* nella copertura glaciale. Alle DGPV è probabilmente da ascrivere l'intensità dei processi gravitativi superficiali, che determinano scollamenti e colamenti della copertura quaternaria sul substrato, che viene intensamente e profondamente denudato.

L'intensità e la pervasività delle manifestazioni legate alle DGPV costituiscono sicuramente il tratto più caratteristico dell'evoluzione attuale

dei versanti. Le cause dell'intensità di tali fenomeni sono sia di natura litologica che, soprattutto, tettonico-strutturale.

Questo tipo di deformazione gravitativa profonda produce nicchie di distacco e di scivolamento semicircolari, ben individuabili anche a grande scala, nelle quali il substrato viene portato in affioramento. Queste zone sono successivamente sede di intensi fenomeni di crollo in roccia, che producono accumuli di frane a grossi blocchi, tipicamente privi di matrice, alla base delle pareti. A questo tipo di deformazioni gravitative si affiancano, a seguito dei movimenti del substrato, movimenti per colata dei depositi glaciali, che producono sia vasti corpi di frana con tipiche morfologie a dossi e depressioni, sia colate e conoidi da *debris-flow*: in questo caso, il rimaneggiamento dei depositi glaciali è testimoniato dalla scomparsa dei profili di alterazione.

Il giustapporsi e il sovrapporsi di processi diversi rende assai arduo distinguere e cartografare i differenti corpi, per cui generalmente l'intero versante viene cartografato come accumulo di frana: a testimonianza della complessità delle deformazioni, restano, qua e là, lembi di depositi glaciali scivolati a corpo rigido e affioramenti di substrato, che si intendono comunque dislocati e quasi mai in posizione originaria anche se la giacitura delle strutture ed i rapporti stratigrafici rimangono apparentemente indisturbati.

In carta si è scelto di rappresentare soltanto le DGPV per le quali è stato possibile tracciare con certezza i limiti delle aree interessate da deformazioni attive. Morfologie quali trincee da rilascio e contropendenze presenti lungo i versanti rappresentano indizi importanti sulla possibile presenza di ulteriori dissesti di questo tipo anche se i loro limiti risultano non ben definibili perchè mascherati dalla copertura neogenico-quadernaria, dalla vegetazione boschiva o dall'interferenza con altri processi di versante.

Su tutto il versante N del Passo del Tonale si segnala la presenza di forme di accumulo e depressioni di origine antropica dovute ai pesanti bombardamenti avvenuti nel corso della Prima Guerra Mondiale. Sono ben visibili anche gli accumuli detritici derivati dallo scavo di rifugi e postazioni sotterranee.

1.1.3. - Valli laterali

Le valli laterali minori sono nettamente dominate da processi gravitativi recenti ed attuali, con produzione di detriti di versante alle quote più elevate e fenomeni di franamento, sia nel substrato lapideo che, per colata e scivolamento, nella copertura quadernaria; tali fenomeni, insieme ai *debris-flow*, contribuiscono ampiamente ad elidere e obliterare le morfologie glaciali più antiche.

Le parti basse di queste valli sono spesso caratterizzate da ampie porzioni in forte dissesto, legato allo stato di alterazione e fratturazione della roccia, che le rende particolarmente instabili e soggette a rapida evoluzione: nicchie di distacco, scarpate di frana, trincee da rilascio e accumuli di frana compositi di varia origine e tipologia sono i tratti morfologici più evidenti. Soltanto nelle parti alte si conservano forme e depositi di origine glaciale, anche se spesso fortemente rimaneggiati dalla dinamica dei versanti.

Le valli laterali più sviluppate, invece, presentano tratti a modesta inclinazione occupati sul fondovalle da abbondanti depositi alluvionali (Valle di Narcanello, Val Grande e Val Rezzalo). Si presentano ampie ed aperte nella parte sommitale, dove ricevono numerosi piccoli torrenti provenienti da canaloni e valli laterali minori; spesso conservano morfologie glaciali che testimoniano le fasi di avanzata e ritiro del ghiacciaio. Nella parte centrale mostrano un tratto pianeggiante occupato da una piccola piana fluviale/fluvioglaciale, parzialmente ricoperta dagli imponenti accumuli di depositi di colata e *debris-flow* che provengono dai versanti; spesso sui loro fianchi si trovano depositi glaciali e allo sbocco di quelle più sviluppate (in particolare la valle di Narcanello, ma anche la valle dell'Avio e la val Vermiglio) si trovano archi morenici, che testimoniano le pulsazioni dei ghiacciai laterali al ritirarsi del ghiacciaio vallivo principale al termine dello LGM; la parte terminale della Val di Rezzalo, invece, si chiude bruscamente, originando una forra profondamente incisa nel substrato roccioso, con forme di erosione che appaiono non proporzionate alle portate che caratterizzano attualmente il torrente Rezzalasco. I processi geologici che in passato hanno maggiormente contribuito alla caratterizzazione delle valli laterali sono stati, quindi, i processi di deposizione in ambiente glaciale e periglaciale come evidenziato dai corpi di frana caduti direttamente su ghiacciaio e trasportati lontano dalla zona di alimentazione.

Localmente si trovano depositi di *hummocky moraine*, che testimoniano la formazione di lembi di ghiaccio morto coperto da detriti in corrispondenza di ostacoli o gradini rocciosi (come, per esempio, in Valle Agac). Da lembi di ghiaccio morto si sono probabilmente originati i numerosi *rock glacier* osservabili in molte valli laterali su tutta l'area del foglio; altri, invece, potrebbero essere il risultato di formazione di ghiaccio in campi di detriti di versante in ambiente periglaciale.

Le forme a grande scala del territorio suggeriscono l'azione di diffusi e intensi fenomeni di DGPV, espressi come grandi *Sackungen*. A conferma di ciò si osservano grandi trincee che interessano i versanti a partire dalle porzioni sommitali, accompagnate da fenomeni di sdoppiamento di cresta, ribassamenti di porzioni dei versanti, sviluppo di gradini e terrazzi

strutturali con contropendenze e trincee da rilascio, apertura di grandi sistemi di fratture beanti su versanti subverticali e innesco di fenomeni franosi secondari, in particolare nella copertura quaternaria: queste morfologie sono diffuse un po' ovunque, ma sono particolarmente evidenti alla base del Corno di Boero e della cima Le Mandriole dove grandi trincee da rilascio, profonde fino a 30 m, innescano fenomeni di *soutirage* nella copertura e conseguente formazione di pseudodoline.

Nella fase di massimo sviluppo volumetrico nel corso dell'LGM (che non coincide con la fase di massima espansione areale, avvenuta al ritiro dei ghiacciai vallivi principali), i ghiacciai laterali raggiungevano quote intorno ai 2200-2400 m : soltanto alcuni si sono spinti a quote più basse, comprese tra i 1860 m (Val di Pozze) e i 1300 m (Val Vermiglio, all'altezza di Stavel), mentre vi sono evidenze che nelle aree di circo i ghiacciai raggiungevano la maggior parte dei passi, con probabile contatto con i ghiacciai del bacino dell'Adda, dell'Oglio e del Adige (Passo dell'Alpe e M. Sobretta e Passo del Tonale).

Da segnalare sono i fenomeni carsici presenti al Passo dell'Alpe – Valle dell'Alpe, in corrispondenza dell'affioramento di litotipi carbonatici. Si osservano diverse morfologie carsiche superficiali, come piccole doline di crollo, riempite parzialmente di depositi glaciali o di versante, piccoli inghiottitoi che drenano in parte le acque del torrente dell'Alpe; una curiosità è data dal piccolo traforo idrogeologico della valle dell'Alpe (uno dei rarissimi esempi delle Alpi Lombarde), attraverso il quale il torrente proveniente dall'altopiano sotto la Costa di Sobretta viene catturato da un sistema carsico di attraversamento sviluppato in una piccola lente carbonatica, per essere restituito qualche decina di metri più a valle. Nota da tempo è la grotta Edelweiss, il cui ampio ingresso è ben visibile sulle pareti sotto la Costa di Sobretta: lo sviluppo è di poche decine di metri. Recentemente è stata scoperta una grotta lunga circa 200 m, profonda una cinquantina di metri, ancora in fase di esplorazione.

1.1.4. - Aree di cresta

Nelle aree sommitali di cresta e lungo le dorsali che separano i solchi vallivi, a quote superiori ai 2300 m, i processi geologici prevalentemente attivi attualmente e in passato riguardano la produzione e la messa in posto di detriti di versante in ambiente periglaciale e da disfacimento meteorico.

Le aree che non sono mai state interessate da glacialismo sono caratterizzate, oltre che dall'assenza di depositi glaciali e di forme di esarazione, da morfologie aspre e dirupate ed estesi campi di detriti, con evidente modellamento crioclastico.

Alcune aree di cresta sono ancora interessate dalla presenza di ghiacciai di circo o di calotta (come la porzione più elevata della valle di Narcanello o

i ghiacciai della Presanella e dei Forni), alcune altre aree simili non sono attualmente interessate dalla presenza di piccoli ghiacciai, ma lo sono state in epoca storica molto vicina (Piccola Età Glaciale).

In corrispondenza delle aree di cresta, di circo e nelle valli sospese, vi sono evidenze di processi d'esarazione glaciale: le forme di erosione, le strie di abrasione, i dossi in roccia montonati sono visibili (intorno ai monti e ai laghi Seroti, in Valle Andrina, in Valle dell'Avio, in Val di Genova, sul versante destro della Val di Rezzalo per citare alcuni esempi), e sono controllati da fattori litologici (diversa resistenza all'abrasione, per le diverse litologie) e strutturali. Ciò implica che, nelle fasi massima espansione (MEG), i ghiacciai delle valli laterali (che confluivano con il ghiacciaio principale), nelle zone di alimentazione occupavano estesamente il territorio fino a quote molto elevate: in queste fasi nella zona del Passo dell'Aprica il ghiacciaio dell'Oglio confluiva con quello dell'Adda, proveniente dalla Valtellina, ed era coalescente, presso il Passo del Tonale, con quello del Garda che scendeva in Val Vermiglio. Solo le cime più elevate come il massiccio della Presanella (3556 m), il Monte Vioz (3644 m), il Pizzo Tresero (3594 m), la Punta San Matteo (3678 m) o il Corno Tre Signori (3360 m), dovevano emergere, come *nunatak*, elevandosi di poche centinaia di metri al di sopra della superficie dei ghiacciai. In effetti queste cime, che non sembrano mai state interessate dal glacialismo, mostrano morfologie aspre e dirupate, con evidente modellamento crioclastico; queste aree sono circondate da estesi campi di detriti, non mostrano segni di esarazione e sono caratterizzate dall'assenza di depositi glaciali.

I ghiacciai provenienti dalle zone di cresta delle valli tributarie perdevano rapidamente quota, fino ad attestarsi alle quote del ghiacciaio principale. Le aree di circo a quote più elevate mostrano rocce montonate e, in corrispondenza delle zone di accumulo, quantità notevoli di depositi glaciali a grossi blocchi, di forma molto complessa. La sedimentazione di depositi lacustri e piccole torbiere d'alta quota è confinata in depressioni del substrato modellato a dossi montonati, per esempio presso i laghi Seroti e Tremoncelli, tra Val Grande e la Valletta, o a W del Passo del Tonale o, ancora, ai Laghi Pollore in Val di Rezzalo, dove piccole torbiere e laghi di alta quota sono sostenuti anche da archi morenici.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

1. - INTRODUZIONE

L'inquadramento tettonico regionale trova le sue radici nelle teorie faldiste di BERTRAND (1884), SCHARDT (1884-1904-1907), LUGEON (1901-1902), LUGEON & ARGAND (1905), e ARGAND (1909-1911a-1911b-1916). Ma fu soprattutto TERMIER (1903-1905-1922) che per primo mise in evidenza le correlazioni strutturali, litologiche e stratigrafiche tra i terreni delle Alpi Orientali e quelli della Alpi Occidentali. Secondo le sue ipotesi, il Dominio Austroalpino costituirebbe la struttura geologica più elevata della catena alpina. Nelle rivisitazioni moderne di questo schema, l'Austroalpino e i terreni delle Alpi Meridionali (Sudalpino) rappresenterebbero porzioni di crosta continentale riconducibili al margine passivo della microplacca adriatica (“promontorio africano”; BERTOTTI *et alii*, 1993, con rif. bibl.).

Durante l'orogenesi alpina, conseguentemente alla chiusura della Tetide, questo margine avrebbe colliso con il margine europeo, rappresentato da una parte dei terreni Pennidici.

L'approfondimento strutturale di queste ipotesi venne successivamente effettuato nella parte centrale delle Alpi soprattutto da parte di STAUB (1924-1937-1964) e di DAL PIAZ (1931a-1931b-1934-1935-1936-1942). Dai loro lavori emerge la strutturazione del Dominio Austroalpino in almeno due parti, l'Austroalpino Inferiore, presente principalmente nella Val

Poschiavo e ai bordi delle finestre Pennidiche, e l'Austroalpino Superiore *l.s.*, esteso su tutte le Alpi Orientali. STAUB, però, aveva suddiviso l'Austroalpino superiore *l.s.* in due complessi, ovvero l'Austroalpino superiore *s.s.*, e l'Austroalpino medio (Tab. 1). Qui, verrà seguita la suddivisione di STAUB.

Come è noto, il Dominio Austroalpino è separato da quello delle Alpi Meridionali dalla importante discontinuità crostale con decorso W-E denominata collettivamente **Linea Insubrica** o **Linea Periadriatica**, e nei suoi tratti costituenti chiamata Linea Insubrica *s.s.*, Linea del Tonale, Linea della Giudicarie-nord, Linea della Pusteria. Come mostra lo schizzo tettonico di Fig. 1, il Foglio 041 - Ponte di Legno presenta una posizione geologica particolare, collocandosi a cavallo della Linea del Tonale, e coprendo la parte occidentale della Falda del Tonale *s.s.* di STAUB (1924, 1964).

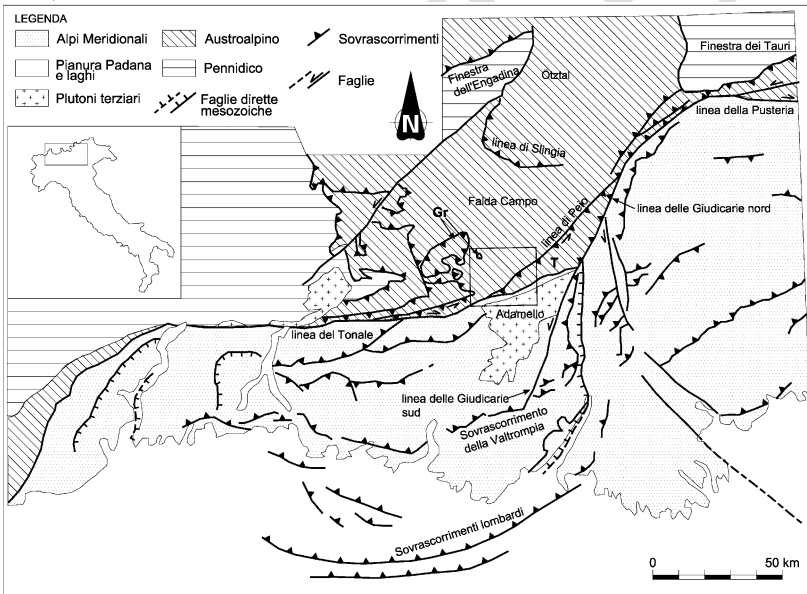


Fig. 1 - Schema tettonico delle Alpi Centrali e delle Alpi Meridionali (Sudalpino). La cornice indica la posizione del Foglio 041 - Ponte di Legno. Gr = Falda Grosina; T = Falda Tonale *s.s.* Le faglie mesozoiche sono tratte da BERTOTTI et alii (1993).

Tra i terreni austroalpini predominano scisti cristallini, perlopiù paragneiss, filladi e micascisti, con abbondanti intercalazioni di ortogneiss, anfiboliti e subordinati orizzonti di marmi, metabasiti, metaperidotiti,

migmatiti, granuliti, quarziti e pegmatiti. I materiali magmatici sono rappresentati da filoni 'andesitici', filoni basici e piccole masserelle tonalitiche o gabbriche; tra queste ultime si segnalano quelle tardo-erciniche di Sondalo, Serottini, Pagano, Tremoncelli e Mattaciul.

I terreni del Dominio delle Alpi Meridionali sono costituiti in prevalenza dalle plutoniti granodioritico-tonalitiche, con subordinati gabbri, del plutone Terziario dell'Adamello. Tra le rocce incassanti presenti al bordo settentrionale del plutone, predominano metapeliti di natura filladica (Scisti di Edolo *Auct.*), con subordinate intercalazioni di quarziti, ortogneiss, anfiboliti e scisti carbonatici. In corrispondenza della Val Camonica tali intercalazioni sono rappresentate da ortogneiss, quarziti, scisti verdi e anfiboliti.

I territori gravitanti a N e a S della Linea del Tonale furono oggetto di studio da parte dei grandi rilevatori del Servizio Geologico austro-ungarico (*Geologische Anstalt*), quali TELLER, LEPSIUS, STACHE, HAMMER, VACEK, SALOMON, HERITSCH e del trentino TRENER, genero di CESARE BATTISTI (vedi CASTELLARIN, 1972; DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984). In particolare, i rilievi geologici più antichi vennero effettuati da F. TELLER sui terreni della Falda Ortles – Campo nel periodo compreso tra il 1877 circa e il 1878; essi vanno ricordati in quanto per la prima volta venne riconosciuta la presenza di granuliti in questo settore delle Alpi.

Tuttavia per la parte del foglio situata a N della Val di Sole il riferimento principale è costituito senza dubbio dal Foglio 9 Monte Cevedale, edito dall'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia (ANDREATTA, 1951a) rilevato tra il 1931 e il 1950. Andreatta utilizzò anche rilievi inediti dei geologi austriaci.

La parte occidentale del Foglio 041 - Ponte di Legno venne rilevata, praticamente *ex-novo*, nel corso del rifacimento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; essa è inclusa nel F. 8 Bormio (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1962) adiacente al sopraccitato Foglio Monte Cevedale, e nel F. 19 Tirano (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969). Alle relative Carte Geologiche e Note Illustrative si farà riferimento in seguito.

Per quanto concerne il settore a meridione della Val di Sole, essa ricade principalmente nel vecchio F. 20 Monte Adamello (DAL PIAZ *et alii*, 1953) edito dal sopraccitato Magistrato alle Acque.

Successivamente la scuola di Padova, diretta da A. BIANCHI e GB. DAL PIAZ, completò il rilevamento dell'intero Gruppo Adamello-Presanella e cominciò l'allestimento di una carta geologica alla scala 1:50.000 (CALLEGARI & DAL PIAZ, 1973), poi integrata e corretta in base a studi di dettaglio eseguiti negli anni '80 da studenti del Politecnico di Zurigo, diretti

da V. TROMMSDORF. La nuova carta geologica vide la luce nel 1998 e venne inserita nella monografia sull'Adamello da CALLEGARI & BRACK (2002). Essa comprende l'intero plutone ed una ristretta fascia delle unità austroalpine e sudalpine incassanti adiacenti.

Per quanto concerne i terreni del Basamento Sudalpino, quello che tra i vecchi Autori ha lasciato maggiori eredità petrografiche è stato SALOMON (1899-1901). Egli battezzò col nome di Scisti di Edolo le filladi sudalpine occidentali che avvolgono il plutone dell'Adamello. Altri geologi dell'Impero Austro-Ungarico chiamarono invece *Brixner Quartz-Phyllit* le analoghe rocce metamorfiche sudalpine affioranti ad oriente della Linea delle Giudicarie.

Successivamente PORRO (1911) effettuò ricerche nell'area ad occidente della Valle dell'Oglio, ma risultano di poco peso per i problemi del foglio in oggetto. Parimenti di scarso peso, a causa dell'eccentricità dell'area, sono i numerosi studi geologici effettuati dagli Autori Olandesi tra il 1920 e gli anni '50 (DE SITTER, 1939a-1939b-1947-1949-1950a-1950b-1954-1963, DE SITTER & DE SITTER -KOOMANS, 1949). Da essi abbiamo ereditato il principio della tettonica gravitativa e la vergenza meridionale del ricoprimento orobico, evidenziato dalla Linea omonima. Il ruolo geologico della Linea Insubrica nel settore lombardo venne invece analizzato in modo magistrale nel passato da CORNELIUS (1928).

2. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO

Il Dominio Austroalpino viene considerato dai vecchi Autori, a partire da TERMIER (1905), come la struttura geologica più elevata della catena alpina, priva di ofioliti, paleogeograficamente originaria di un territorio sito a meridione delle Alpi ('Africa'), e sovrascorsa su lembi di litosfera oceanica e su unità continentali del bordo settentrionale dell'oceano tetideo (Dominio Pennidico). Lungo l'attuale margine settentrionale della catena, il Basamento Austroalpino sormonta una copertura Austroalpina, rappresentata dalle Alpi Calcaree Settentrionali, e questa a sua volta sormonta il *Flysch* (Cretacico Inferiore - Eocene Medio) e la Molassa (Oligocene-Miocene), con una vergenza a N. Nel settore centrale della catena (Valtellina), la porzione meridionale della piastra Austroalpina è bruscamente piegata a ridosso della Linea Insubrica, una megastruttura che è stata interpretata nel passato come la zona di radice dei sovrascorrimenti.

In contrapposizione a queste opinioni 'canoniche', già SPITZ & DYHRENFURTH (1914) e SCHMIDT (1973) avevano sostenuto un

avanzamento dei sovrascorrimenti Austridici da E, piuttosto che da S, e questa idea è stata ripresa successivamente da THÖNI (1983), RATSCHBACHER (1986, 1987) e SCHMID & HAAS (1989). Ciò non è in contrasto con la presenza dei sovrascorrimenti del *Flysch* e della Molassa, data la loro età terziaria. CLAR (1973), e successivamente FRANK (1987) e TOLLMANN (1977, 1987) hanno asserito che la configurazione strutturale dell'Austroalpino venne conseguita nel primo Cretacico (fasi pre-Gosau o fasi eo-alpine *Auct.*); si tratta di fasi tettoniche i cui prodromi risalirebbero a 130-140 Ma, esplicitandosi nello scorrimento gravitativo delle Alpi Calcaree Meridionali, nella sovrapposizione Austroalpino-Pennidico e nei primi effetti metamorfici di alta pressione, cui sarebbe seguita la subduzione subpenninica a 100 Ma (Albiano-Cenomaniano) e il parossismo tettono-metamorfico turoniano (90 Ma). Tale complesso di eventi si sarebbe concluso con la trasgressione di Gosau (88 Ma), alla quale sarebbe seguito un raffreddamento. Impulsi successivi terziari avrebbero traslato ulteriormente l'Austroalpino verso N, come mostrano i ricoprimenti del *Flysch* e della Molassa. I vecchi Autori articolavano la storia geologica terziaria mediante una pausa delle spinte tangenziali (pausa oligocenica), la quale avrebbe consentito la risalita dei plutoni terziari in un ambiente distensivo.

Gli studiosi recenti hanno interpretato l'attuale struttura alpina come effetto di una subduzione cretacica. Gli elementi in gioco sarebbero stati una placca africana (o adriatica), una placca europea (Pennidico *p.p.*) e un oceano, la Tetide (Pennidico delle Pietre Verdi e dei Calcescisti). Con riferimento alla evoluzione delle Alpi Centrali e Orientali, la parte orientale del margine di placca africano (attuale Austroalpino) sarebbe andata in subduzione assieme alla litosfera oceanica tetidea (attuali ofioliti delle Alpi Centrali presenti nelle due finestre tettoniche dell'Engadina e dei Tauri), subendo un riscaldamento. Viceversa la parte centrale del margine africano (attuali Alpi Meridionali) non avrebbe partecipato alla subduzione, e si sarebbe traslata più superficialmente a partire da 70 Ma (Cretacico Superiore). La chiusura della Tetide causata dalla subduzione, avrebbe portato ad una collisione, con incastro, del margine di placca africano con quello europeo. Una articolata successione di fasi tettoniche avrebbe ulteriormente interessato le strutture precedenti, spingendole inizialmente verso W, poi verso N a partire da circa 65 Ma (vedi Sudalpino), determinando in primo luogo l'esumazione di parte della litosfera subdotta, e secondariamente altri sovrascorrimenti e faglie.

I vecchi Autori ci hanno lasciato in eredità una strutturazione complessa del Dominio Austroalpino. Indubbiamente, STAUB (1924, 1964) ne è stato

l'interprete principale. Infatti a questo Autore dobbiamo la più importante suddivisione dell'Austroalpino in falde, da lui riunite nei cosiddetti *Austroalpino Superiore*, *Austroalpino Medio* e *Austroalpino Inferiore*. Questa proposta è di rilevante importanza per l'attuale attribuzione strutturale dei territori qui trattati.

Va rilevato che questo inquadramento si basa in prima istanza sulla presenza di importanti superfici tettoniche, un particolare perlopiù dimenticato dagli Autori del secondo dopoguerra. Si è così assistito alla sostituzione di vere unità tettoniche con unità litologico-metamorfiche, con la nefasta conseguenza che sono stati attribuiti a presunte 'falde', orizzonti rocciosi caratterizzati da peculiari facies litologiche, o caratterizzati da veri o presunti caratteri metamorfici; per esempio gli scisti biotitico-sillimanitici sono stati attribuiti da alcuni, senza verifica tettonica, alla Falda del Tonale. Ma su questa cruciale ipotesi torneremo più avanti.

L'Austroalpino Inferiore è stato collocato da STAUB nella Val Poschiavo e nelle finestre tettoniche dell'Engadina e dei Tauri; pertanto le sue problematiche non riguardano l'area qui trattata.

Nella bassa Valle di Poschiavo sopra Sondrio, in territorio svizzero, l'Austroalpino Medio appare sovrapposto all'Austroalpino Inferiore (Err-Bernina) per il tramite di un sovrascorrimento segnalato da una scaglia di Dolomia triassica della copertura Err-Bernina. I terreni cristallini sovrastanti vennero denominati con il nome di un alpeggio locale, Campo, donde l'origine del nome di Falda Campo. Queste sovrapposizioni si ripetono nell'alta Val Poschiavo, dove peraltro il cristallino sovrastante la copertura Err-Bernina venne denominato Falda Languard, dalla cima Piz Languard. Conseguentemente, l'Austroalpino Medio della Val Poschiavina nella letteratura prese il nome Languard-Campo, nonostante il fatto che STAUB considerasse il cristallino di Languard soggiacente a quello di Campo. Andando da questi territori verso oriente, il cristallino Languard-Campo sfuma verso l'alto nel cristallino che sta alla base della imponente copertura permo-cretacica dell'Ortles. Nonostante lo scollamento tra la copertura sedimentaria e il basamento, questo complesso basamento-copertura può essere considerato unitario (Falda Ortles-Campo); tuttavia gli Autori della Carta Tettonica della Svizzera hanno preferito farne due falde distinte, la Falda Ortles (copertura) e la Falda Campo (basamento).

Nel Foglio 041 - Ponte di Legno è stata adottata la dicitura Ortles-Campo ad indicare l'insieme delle unità di basamento cristallino di medio e basso grado in analogia a quanto discusso e precisato nelle note illustrative del Foglio 025 - Rabbi (MARTIN *et alii*, 2009). Nel Foglio 042 - Malè questa falda è denominata invece Falda dell'Ortles (DAL PIAZ *et alii*, 2007)

È significativo che nei suoi schizzi tettonici STAUB collocasse nell'Unità Languard gli scisti affioranti sul versante meridionale della Val Venosta; verosimilmente era stato guidato dalla giacitura di questi orizzonti al di sotto degli scisti dell'Unità Campo e della copertura dell'Ortles.

La separazione tra il complesso di falde Austroalpine superiori e quello delle falde Austroalpine medie venne collocata da STAUB in corrispondenza della Linea di Slingia, affiorante lungo i versanti settentrionali della media Val Venosta, la cui importanza venne negata da DAL PIAZ (1931a-1931b-1934-1935-1936-1942). Conseguentemente, questo Autore conglobò l'Austroalpino medio col superiore, denominandoli Austroalpino Superiore. Ma le ricerche geologiche successive di GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974) e di SCHMID & HAAS (1989) hanno confermato l'ipotesi di STAUB, per cui in questo foglio si mantiene la tripartizione dell'Austroalpino.

I terreni Austroalpini superiori della Venosta settentrionale e dello Stubai, sovrastanti il piano di Slingia, vennero inclusi da STAUB nella Falda Ötztal; a questa vennero assimilati i sovrascorrimenti costituenti la Falda Silvretta, posizionati a NW della Linea dell'Engadina e della finestra tettonica omonima.

Per quanto riguarda i terreni affioranti a meridione della Linea di Slingia, essi non possono essere attribuiti *sic et simpliciter* all'Austroalpino medio (Unità Ortles, Campo e Languard), poiché alcune ondulazioni della superficie di sovrascorrimento dell'Austroalpino superiore su quello medio determinerebbero, secondo STAUB, la presenza di “cappelli” di Austroalpino superiore anche a meridione della Venosta. Tuttavia, secondo l'Autore, non tutti questi elementi dell'Austroalpino Superiore avrebbero una posizione strutturale equivalente. In tal senso egli distinse due 'Elementi' nell'Austroalpino Superiore: *I. Die ober- und hochstalpinen Elemente*, il più alto, comprendente le Falde Oetztal e Silvretta, seguito verso il basso da: *II. Subsilvrettide Elemente: Grosina –Decke s.l.*

Purtroppo, l'Autore usò ripetutamente il termine Grosina *decke* anche per altre sottounità di questo secondo complesso.

Se allora guardiamo il territorio compreso tra la Val Venosta a N e la linea del Tonale a S, un territorio che ricade anche nel Foglio 041 - Ponte di Legno, vediamo che STAUB aveva collocato, sopra l'Unità *Campo*, tre unità o falde principali dell'Austroalpino superiore: (a) in alto, una prima Zona del Tonale, corrispondente all'attuale *Falda del Tonale s.s.*; (b) in mezzo una seconda Zona del Tonale, da lui chiamata *Nördliche Tonale Zone*, alla quale assimilò il *Klippe* del Chavalatsch; (c) in basso, la *Piazz-Decke*, la quale comprende la Falda Grosina s.s. degli Autori attuali.

Nel Foglio 041 - Ponte di Legno queste tre unità o falde secondo STAUB costituiscono tre fasce parallele alla Linea Insubrica, nel seguente ordine: Falda Tonale *s.s.* a SE; in mezzo, la *Nördliche Tonale Zone*; verso NW, la *Piazz-Decke*, che Staub curiosamente estende attraverso per il passo Gavia. La *Nördliche Tonale Zone* e la *Piazz-Decke* di questo settore vengono chiamati *Peio Kristallin* degli Autori attuali (per esempio THÖNI, 1981). A settentrione delle tre unità, secondo STAUB affiora la Falda Campo fino all'articolato crinale che dal Massiccio dell'Ortles si estende verso oriente e che delimita la Val Venosta verso meridione. Questa falda è costituita da abbondanti scisti filladici, spesso chiamati *Filladi dell'Ortles* o dell'*Ortles-Cevedale*, i quali sembrano galleggiare su materiali più profondi costituenti il versante meridionale della Val Venosta (*Serie di Lasa Auct.*) che STAUB assimilò alla Falda Languard piuttosto che alla Falda Campo *s.s.*, probabilmente a causa della loro giacitura profonda. Su questo versante, le filladi sommitali lasciano il posto verso il basso a paragneiss di vario tipo, micascisti argentei, ortogneiss, anfiboliti e marmi, una serie (*Serie di Lasa*) che già SANDER & HAMMER (1926) assimilarono alle serie della Val Passiria.

Tabella 1- Falde Austroalpine secondo la letteratura

STAUB (1924, 1964)	DAL PIAZ (1931-1934-1935-1936) SPICHER (1980) TRÜMPY (1980)	TOLLMANN (1987)
		SUPERIORE (<i>Paleozoic Cover Series, Greywacke Zone</i>)
SUPERIORE (Ötztal-Silvretta-Grosina-Tonale)	SUPERIORE (Ötztal-Silvretta, Languard-Campo-Lasa-Peio-Ortler)	MEDIO (Ötztal-Silvretta, Languard-Campo-Lasa-Peio-Ortler)
MEDIO (Languard-Campo-Lasa-Ortler)		
INFERIORE (Err-Bernina)	INFERIORE (Err-Bernina)	INFERIORE (Err-Bernina)

A S del crinale venostano, le filladi coprono un'estesa area verso meridione, sfumando in paragneiss filladici, a loro volta seguiti da facies paragneissiche di grado metamorfico più elevato riferibili al Cristallino di Peio degli Autori moderni.

Questa suddivisione strutturale di STAUB venne in parte modificata nel territorio del Foglio 041 - Ponte di Legno dagli Autori del F. Tirano (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969) e del F. Bormio (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970), i quali tra l'altro avevano distinto solamente un Austroalpino Superiore (Oetztal-Grosina-Tonale-Campo), da uno Inferiore (Bernina). La Falda Grosina-Piazzis s.s., affiorante nella Val Grosina, venne conservata con il primo nome (*Cristallino di Grosina*) e collocata nella posizione più elevata della pila di presunte falde. Il Cristallino dell'Austroalpino Medio di STAUB, venne ripartito in due unità, il cristallino di Languard e il Cristallino dell'Ortles, le quali, anziché essere accostate come in STAUB, vennero collocate rispettivamente la prima alla base della parte alta dell'Austroalpino Superiore, la seconda alla base della Falda Grosina s.s.

La fascia della Falda Piazzis a oriente dell'Adda, venne chiamata Formazione della Punta di Pietra Rossa (Austroalpino Superiore). La fascia di terreni a S della Linea del Mortirolo, corrispondente alle due fasce di STAUB chiamate *Nördliche Tonale Zone e Tonale Zone* (Falda Tonale s.s. *Auct.*), venne chiamata *Cristallino del Tonale*, distinguendo i prevalenti Gneiss del M. Tonale, e dai subordinati Micascisti della Cima Rovalia.

I rilevatori del F. Bormio avevano concluso che il Cristallino del Tonale, anziché essere una unità alta, era invece una unità bassa, simile alla Languard, cosicché la pila di falde dell'Austroalpino Medio-Superiore, vedrebbe a tetto un Sistema Scarl-Umbrail (con il Cristallino di Grosina), seguito verso il basso dal Sistema Ortles-Quattervals (col Cristallino dell'Ortles), e infine a letto dal Sistema Languard-Tonale (comprendente il Cristallino del Tonale e quello di Languard).

In tale procedura si ravvisano due errori, uno di forma, l'altro di sostanza: (1) il primo consiste nell'inclusione del nome Tonale nella denominazione dell'unità inferiore, che è diventata in tal modo il Sistema Languard-Tonale, creando confusione anche tra gli specialisti. Questa procedura non è corretta in quanto l'eventuale giacitura profonda riguarda solo una parte del 'Tonale' di STAUB, la citata *Zona Settentrionale del Tonale*. La Falda del Tonale s.s., più meridionale, è un'altra unità, che invece mostra chiaramente di sovrascorrere la *Nördliche Tonale Zone*; (2) il secondo errore consiste nell'uso dei caratteri metamorfici delle rocce come criterio di distinzione strutturale. Sia le rocce della Zona Settentrionale del Tonale, sia quelle della Falda Tonale s.s., contengono spesso rocce sillimanitiche ricche di biotite ('Scisti del Tonale' *Auct.*); alcune attribuzioni strutturali sono state basate sulla presenza di questa associazione, che di per sé non è sufficiente.

Al di là di queste discutibili scelte nomenclaturali, rimane tuttavia condivisibile che le unità della fascia a N della linea di Peio siano assimilabili a quelle dell'Austroalpino medio di STAUB (Languard + Campo). Anche nel corso dei nuovi rilievi non sono emersi lineamenti tettonici adeguati per poter separare unità tettoniche diverse, come invece aveva fatto STAUB. Pertanto nei nuovi rilievi compare una vasta area di Austroalpino Medio (Falda Ortles-Campo *s.l.*) e due unità dell'Austroalpino Superiore (Falda Grosina *s.s.* e Falda Tonale *s.s.*).

La *Nördliche Tonale Zone* e la *Piazz-Decke* del settore ad oriente dell'Adda sono soppressi ed i loro terreni sono stati inclusi nella Falda Ortles - Campo (*Peio Kristallin* degli Autori attuali).

Nella pur limitata estensione, la Falda Tonale *s.s.* riveste una importanza rilevante nell'ambito del Foglio 041 - Ponte di Legno, sia sotto il profilo particolare, che generale. Essa risulta ben delimitata ad oriente, oltre i limiti del foglio, da una superficie tettonica a letto, molto coricata verso SSE, che individua in superficie la cosiddetta Linea di Peio; viceversa ad occidente, nella conca di Ponte di Legno, non vi è accordo tra i ruoli della linea di Peio e la Linea del Mortirolo. Quest'ultima decorre parallelamente alla linea Insubrica, posizionandosi a N di essa e, secondo alcuni Autori, perdendosi verso E nella conca di Ponte di Legno. Sono state espresse due opinioni. Secondo la più vecchia, la Linea di Peio confluirebbe in quella del Mortirolo, per cui i terreni della Falda del Tonale *s.s.* si inoltrerebbero nella Valtellina, lungo l'Insubrica. Una seconda interpretazione fa terminare la Linea di Peio contro l'Insubrica poco a valle di Ponte di Legno, per cui la linea del Mortirolo o si fletterebbe verso NE mantenendosi parallela alla Linea di Peio, oppure verrebbe tagliata da questa. Questo aspetto verrà trattato più diffusamente in un capitolo dedicato a queste linee.

La Falda Tonale *s.s.* ha una importanza generale, *in primis* essendo costituita nella parte orientale da molte granuliti, migmatiti e livelli di peridotiti di Mantello (TELLER 1877-1878; HERZBERG *et alii*, 1977; FORNONI, 1974; MENDUM, 1976; LENOTTI, 1988; GREGNANIN *et alii*, 1989); secondariamente, poiché presenta un piano di sovrascorrimento inclinato a S.

Nella parte occidentale, abbonda invece la sillimanite e la cianite è rara (ZARO, 1980).

Tutti gli Autori recenti, italiani e svizzeri, usano spesso il termine Zona del Tonale per indicare pacchi di metamorfiti peculiari per litologia e associazione metamorfica. Purtroppo vengono incluse sia le metamorfiti più tipiche della Falda Tonale *s.s.*, sia altre metamorfiti in genere caratterizzate da sillimanite che esulano dalla sopraccitata falda. Questo viene considerato

un errore dagli scriventi, in quanto, come emerge dalle centinaia di determinazioni geobarometriche effettuate sulle metamorfiti della Falda del Tonale (GREGNANIN *et alii*, 1989) e dalle diverse considerazioni petrologiche emerse in precedenza nel lavoro di HERZBERG *et alii* (1977), le metamorfiti della metà settentrionale della falda sopracitata presentano le più elevate pressioni riscontrate nel basamento Austroalpino, forse fino a 17 kbar. Inoltre, tali metamorfiti presentano ubiquitariamente una grande quantità di cianite, anche nelle migmatiti, e mai sillimanite, con l'eccezione di una piccola scaglia frontale, gravitante sopra S. Gertrude di Ultental, la cui posizione tettonica non è chiara. Al contrario, altri livelli affioranti nei settori della Valtellina, inclusi nella 'FaldaTonale' a causa della presenza di sillimanite, verosimilmente debbono ritenersi affetti dalla sovrainfronta di bassa pressione.

Infatti, GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974) e GREGNANIN (1980) hanno sostenuto che le Unità della Falda Ötztal *s.l.* sono caratterizzate principalmente da due fasi metamorfiche pre-alpine, la più vecchia delle quali caratterizzata dall'associazione cianite-granato, e la più giovane, di più bassa pressione, caratterizzata dall'associazione sillimanite-andalusite, con granato vecchio chiaramente instabile. Nelle unità dell'Austroalpino Medio, sarebbero ancora presenti due fasi metamorfiche legate alle stesse deformazioni, ma la seconda non manifesterebbe i caratteri di bassa pressione, almeno nella stessa misura, per cui l'andalusite è sconosciuta, la sillimanite sarebbe molto più limitata, e il granato risulterebbe stabile.

Qualche dubbio comincia ad emergere anche oltreconfine, se MEIER (2003) scrive che le Unità di Campo e del Tonale (Tonale della Valtellina *n.d.s.*) non si distinguono tra loro a causa della similitudine di caratteri metamorfici, per cui vanno considerate come parte di uno stesso basamento pre-alpino. Tuttavia, tale Autore ne fa ancora due Unità distinte, seppure separate da una linea tettonica e non da caratteri metamorfici. In ogni caso, sottolineiamo che questo Tonale è metamorficamente e litologicamente diverso da quello granulitico-migmatitico della parte orientale della Falda Tonale *s.s.*

Come verrà discusso nel capitolo dedicato agli aspetti generali metamorfici, litologici e strutturali, tutti gli Autori che hanno effettuato ricerche strutturali di dettaglio (VAN GOOL *et alii*, 1987; GREGNANIN & VALLE, 1995; GREGNANIN *et alii*, 1995; SPALLA, 1989 e 1990) concordano sulla presenza nelle Unità della Falda Ötztal *s.l.* di tre deformazioni produttrici di scistosità o clivaggi, le prime due (D_1 e D_2) collegate alle cristallizzazioni metamorfiche principali e produttrici della scistosità principale; la terza (D_3) molto meno penetrativa, produttrice di clivaggio

dove interseca ad alto angolo la S_2 , e produttrice di rimobilizzazioni della S_2 dove incide a basso angolo su questa foliazione. La D_3 è tipicamente accompagnata da cristallizzazioni metamorfiche marginali, perlopiù retrocessioni di grado metamorfico basso, ad eccezione di limitatissime zone, dove si arriverebbe a biotite \pm granato (conca di Monteneve; Val di Fleres). Peraltro quest'ultima fase metamorfica avrebbe trasformato alcune masse e alcuni filoni magmatici tardo-ercinici in graniti orientati, gabbri orientati o scisti verdi.

Secondo GREGNANIN & VALLE (1995) e GREGNANIN *et alii* (1995), le due deformazioni D_1 e D_2 e le cristallizzazioni metamorfiche collegate precederebbero la peneplanizzazione tardo-ercinica e la messa in posto dei corpi magmatici discordanti tardo-ercinici, per cui sarebbero prealpine; mentre la D_3 taglierebbe anche il conglomerato basale e la copertura, per cui sarebbe alpina.

GREGNANIN & VALLE (1995) hanno articolato la D_3 in due sottofasi, la più giovane delle quali responsabile del rovesciamento delle pieghe e sovrascorrimenti, verso meridione, una caratteristica di tutte le strutture dell'Austroalpino e del Sudalpino, riconducibile secondo datazioni recenti a fasi tettoniche successive a 70 Ma (vedi MEIER, 2003).

Tutte queste opinioni sull'età del metamorfismo principale dell'Austroalpino sono in netto contrasto con quelle della Scuola Austriaca, perlopiù basate sulle datazioni di THÖNI (1981 e seguenti), le quali riferiscono le ristrutturazioni principali del basamento sopraccitato al metamorfismo alpino, estendendo questa interpretazione fino alle zone meridionali, in pratica fino al limite con la Falda Tonale *s.s.* Gli Autori italiani attribuiscono questo *misfit* ad un riassetto degli orologi isotopici in epoca alpina, non accompagnato da una ristrutturazione mineralogica e strutturale vera e propria, ma soltanto da marginali blastesi, di regola di bassa o bassissima temperatura. Sostengono altresì che i rapporti di sovrapposizione delle strutture geologiche, tipo conglomerati basali che tagliano basamenti strutturati, hanno in ogni caso più valenza delle misure geochimiche. Anche MEIER (2003) sostiene in parte queste vedute, affermando che l'*overprint* metamorfico alpino è selettivo mineralogicamente e non pervasivo strutturalmente.

Per quanto concerne le ricerche strutturali nei territori riferibili alla Falda Campo *s.s.* e situati a meridione del crinale della media Venosta, le ricerche pubblicate sono limitate (ARGENTON *et alii*, 1980), seppure siano stati fatti numerosi rilievi non pubblicati da parte di GREGNANIN e suoi allievi. Anche qui è emerso un quadro deformativo e metamorfico del tutto analogo a quello riscontrato nei territori settentrionali. Lo stesso quadro

venne riscontrato anche in altre ricerche strutturali, geo-barometriche e mineralogiche eseguite sulle migmatiti, granuliti e altri scisti costituenti la Falda Tonale *s.s.*, non pubblicate, ma i cui risultati sono stati esposti in GREGNANIN *et alii* (1989).

Tabella 2- Falde Austroalpine secondo la letteratura

GREGNANIN & VALLE (1995)		
D ₄		ondulazioni di ampio raggio, nessun effetto metamorfico
D _{3a} + D _{3b}	alpine	piegamenti principali <i>p.p.</i> , <i>shear</i> e sovrascorrimenti, clivaggio localizzato, subordinata rimobilizzazione della scistosità principale S ₂ ; effetti di retrocessione delle associazioni di più elevata temperatura senza formazione di una nuova scistosità principale, ad eccezione delle zone di <i>shear</i> ; diffusa cloritizzazione e localizzata formazione al più di granato; riassetto diffusivo degli orologi isotopici
Discordanza ercinica (conglomerato basale)		
D ₂ D ₁	pre-alpine	piegamenti principali <i>p.p.</i> , formazione delle scistosità principali S ₁ e S ₂ e formazione delle paragenesi principali a staurolite, cianite, sillimanite e andalusite, e dell'instabilità del granato; formazione delle paragenesi eclogitiche

2.1 - LE LINEE TETTONICHE PRESENTI NEL COMPLESSO AUSTROALPINO

2.1.1. - La linea di Peio

La discontinuità tettonica che separa il Cristallino di Peio (Cristallino di Campo *Auct.*) dalla Falda del Tonale *s.s.* venne riconosciuta dagli Autori fin dall'inizio del secolo scorso, ma venne descritta in maniera completa da ANDREATTA (1948), il quale la chiamò "Linea di Peio". La Linea di Peio, sulla base della sovrapposizione di unità metamorfiche ad alto grado su unità a basso grado, venne interpretata da vari Autori come carreggiamento

verso N della Falda del Tonale s.s. sul Cristallino di Campo. Recenti studi strutturali mostrerebbero una direzione di movimento diversa (MARTIN *et alii*, 1989).

SCHMID *et alii* (1989) hanno sostenuto che la Linea di Peio è stata sede di movimenti trascorrenti destri, collocandoli nella Fase Insubrica (Miocene Inferiore).

Attraverso i caratteri della foliazione milonitica e delle lineazioni, ZARSKÉ (1988) ha proposto una storia bifasica della Linea di Peio: la rampa laterale sinistra del primo carreggiamento verso ENE della Falda del Tonale sul Cristallino di Campo, poi carreggiamento fragile verso NNO. Nel suo modello, la Linea di Peio e quella delle Giudicarie avrebbero formato una struttura di congiunzione transpressiva plurifasica, la quale avrebbe trasferito gli spostamenti terziari destri della Linea del Tonale in quelli destri della Linea della Pusteria-Gailtal-Karavanken.

ZARSKÉ (1988) ha attribuito un'età terziaria (oligocenica) al carreggiamento sulla base delle opinioni di THÖNI (1981) inerenti l'età del metamorfismo principale delle unità confinanti, alpina a N, pre-alpina a S. Successivamente, HOINKES *et alii* (1999) e SCHUSTER *et alii* (2001) hanno fatto propria la tesi di THÖNI, secondo la quale il piano tettonico della Linea di Peio rappresenterebbe il margine meridionale dei terreni dell'Austroalpino con metamorfismo di età alpina (*SAM-Southern Border of Alpine Metamorfism*).

A sua volta WERLING (1992) ha individuato un trasporto della Falda del Tonale s.s. verso E, valutandolo intorno a 30 km, con rigetto verticale di 6÷8 km, collegato ad una estensione in senso E-W della catena. Tale estensione potrebbe essere stata determinata da un collasso orogenico, susseguente al culmine del raccorciamento E-W e al metamorfismo eo-alpino. Sulla base dell'età dei minerali, l'Autore ha attribuito dubitativamente un'età tardo-cretacica alla deformazione duttile. Il piano di taglio originale sarebbe stato successivamente ribaltato.

MEIER (2003) ha incluso la Linea di Peio in un contesto di altri importanti zone di deformazione cretatiche (Mortirolo, Peio); nel caso della Falda Tonale s.s., il movimento si sarebbe riattivato nell'Eocene (35 Ma) con un movimento verso N (ZARSKÉ, 1988).

Già ANDREATTA (1948) nel suo profilo attraverso Passo Cercena aveva tracciato strutture concordanti a letto mentre, a tetto, aveva tracciato strutture tagliate dall'orizzonte milonitico di movimento. Questa osservazione è stata perfezionata da WERLING (1992), il quale, in accordo con ANDREATTA, ha trovato che nel tratto occidentale la fascia di movimento della Linea di Peio è in effetti costituita da tre elementi

strutturali: (i) a letto, un potente orizzonte di miloniti del Cristallino di Campo (spessori sino a circa 300 m); (ii) nel mezzo, una sottile fascia di cataclasi, con subordinate pseudotachiliti (spessori sino a 15 m); (iii) a tetto, gli gneiss della Falda Tonale s.s. (Zona del Tonale secondo l'Autore) scomposti in blocchi brecciati di estensione variabile. Le cataclasi sarebbero più giovani delle miloniti. Nel tratto orientale della linea invece la zona cataclastica scomparirebbe e le deformazioni coesive milonitiche si propagherebbero anche nel tetto. Lo spessore totale della zona interessata dalla deformazione duttile raggiungerebbe i 900 m. Secondo WERLING, la parte orientale rappresenterebbe il livello strutturale più profondo della deformazione. In ogni caso le miloniti si sarebbero formate nella Facies degli Scisti Verdi.

Secondo WERLING (1992), la Linea di Peio avrebbe una geometria notevolmente costante nel tratto compreso tra la Forcellina di Montozzo e il Lago di Alpaner (circa 35 km), presentando valori medi d'immersione a SE variabili tra 138° e 151° ed inclinazioni tra 24° e 35°. All'estremità occidentale la Linea di Peio scenderebbe lungo la Valle del Calo (versante sinistro della Val di Pezzo), e le miloniti del letto mostrerebbero una foliazione raddrizzata e in parte subverticale. Tale verticalizzazione indicherebbe che la Linea di Peio è più antica della verticalizzazione della 'Zona del Tonale' lungo la Linea del Tonale.

Anche secondo MARTIN *et alii* (1993) la Linea di Peio sarebbe stata attiva già nel Cretacico Superiore, come sede di movimenti transtensivi sinistri, mentre nel Miocene (Serravalliano-Tortoniano) avrebbe svolto il ruolo di unaaglia inversa.

Sulla base di datazioni geocronologiche, gli Autori svizzeri (MÜLLER *et alii*, 1997; VIOLA *et alii*, 1997) avrebbero individuato un primo movimento eo-alpino risalente a 75-85 Ma (Cretacico Superiore), seguito da successive riattivazioni con componente di sovrascorrimento verso N intorno a 54-55 Ma (fine Paleocene), e intorno a 35-37 Ma (Eocene-Oligocene). Secondo tali Autori la conclusione dei movimenti verticali sarebbe avvenuta alla fine dell'Oligocene.

A W di Ponte di Legno la Linea di Peio non è più chiaramente individuabile, principalmente per questioni di affioramento. In base al suo andamento generale ed alla presenza di una sovrimpronta milonitica sui litotipi affioranti allo sbocco delle valli Paghèra e Vallaro e, secondo MEIER (2003), su alcune pegmatiti ad E di Incudine, sembrerebbe proseguire lungo il fianco sinistro della Val Camonica, decorrendo quasi parallelamente alla Linea del Tonale, fino a raggiungerla poco a S di Incudine.

2.1.2. - *La linea del Mortirolo*

La Linea del Mortirolo corrisponde ad una fascia milonitico-cataclastica che si sviluppa, alcuni chilometri a N dell'Insubrica, dalla Valmalenco sino a poco ad E del Passo da cui prende il nome.

Tra la Val Camonica e la Valtellina il limite meridionale del 'Cristallino di Campo' non era stato chiaramente definito dai vecchi rilevamenti. Sul F. Tirano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969) da S a N vennero distinte le seguenti unità: (i) *Gneiss del Monte Tonale* ritenuta equivalente della 'Zona del Tonale'; (ii) *Micascisti della Cima Rovaia*; (iii) *Formazione della Punta di Pietra Rossa*. Le ultime due unità vennero messe a contatto lungo la Linea del Mortirolo. Secondo BONSIGNORE & RAGNI (1966, 1968), gli "Gneiss del Tonale" (a sillimanite), e i "Micascisti di Cima Rovaia" (a staurolite) avrebbero costituito il 'Cristallino del Tonale', ossia l'elemento più elevato dell'Austroalpino superiore, da loro chiamato Sistema Languard-Tonale, mentre la "Formazione della Punta di Pietra Rossa" avrebbe costituito una 'falda' più bassa del sistema. Per spiegare l'apparente inversione della temperatura nelle serie metamorfiche, supposero che tutto il Sistema Languard-Tonale fosse rovesciato. Successivamente GORLA & POTENZA (1975) hanno negato tale rovesciamento della serie, ed hanno suddiviso l'area in fasce omogenee per struttura e grado metamorfico, limitate da linee tettoniche: tra la Linea del Tonale e quella di Peio hanno posizionato gli "Gneiss del Tonale" (Tonale in facies sillimanite); tra quelle di Peio e del Mortirolo, hanno ubicato i "Micascisti di Cima Rovaia" (Tonale in facies staurolite); e a N della Linea del Mortirolo hanno individuato un pacco sommitale di metamorfiti collocate sopra le precedenti, e chiamate "metamorfiti di Valle Grosina".

In disaccordo con gli Autori precedenti, ma in accordo con BOCKEMUEHL & PFISTER (1985), WERLING (1992) ha invece sostenuto che il passaggio tra gli "Gneiss del Tonale" ed i "Micascisti di Cima Rovaia" lungo un profilo tra il M. Padrio ed il Passo del Mortirolo non presenta alcuna differenza litologica e di facies metamorfica (paragenesi a quarzo + plagioclasio + muscovite + biotite + staurolite + sillimanite + granato). Conseguentemente ha negato la validità della suddivisione BONSIGNORE & RAGNI (1966, 1968) in una subfacies a sillimanite ("Gneiss del Tonale") ed in una subfacies a staurolite ("Micascisti di Cima Rovaia"), proponendo che le stesse vadano riunite nella 'Zona del Tonale'. Inoltre, ha incluso la "Formazione della Punta di Pietrarossa" nel Cristallino di Campo, assumendo la Linea del Mortirolo come limite di separazione Campo e 'Zona del Tonale'. Secondo WERLING (1992), la Linea del Mortirolo

corrisponderebbe ad una superficie di carreggiamento varisica della Zona del Tonale sul Cristallino di Campo e quindi essa si differenzerebbe in modo fondamentale dalla Linea di Peio, della quale non può essere considerata la prosecuzione orientale. A sostegno dell'età varisica del carreggiamento, l'Autore cita una presunta intersezione della Linea del Mortirolo da parte delle propaggini meridionali del plutone del M. Serottini, una massa risultata tardo-varisica (DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987).

Invece, secondo MEIER & MANCKTELOW (1997), la Linea del Mortirolo mostrerebbe geometrie, stile di deformazione e senso di movimento (*top to W*) simili a quelli della linea di Slingia e dei ricoprimenti Sella e Bernina (Austroalpino Inferiore); le intrusioni dioritiche, i dicchi granitici e le pegmatiti erciniche risulterebbero interessate da zone di taglio. Tali Autori, inoltre, non hanno escluso che Linea del Mortirolo e quella di Peio siano collegate tra loro.

Secondo altri studi (MANCKTELOW *et alii*, 1999; VIOLA, 2000), la linea del Mortirolo e quella di Peio sarebbero simili per età, geometria e cinematica, ma non direttamente correlabili, rappresentando due strutture che hanno agito contemporaneamente su due livelli tettono-stratigrafici diversi.

MEIER (2003) sottolineando che la Linea del Mortirolo è una linea cretacea di importanza regionale simile ad altri importanti sistemi cretaci di carreggiamento (tra i quali Slingia e Peio), ha invece segnalato una diversa cinematica, in quanto i primi sarebbero caratterizzati da *top-to-W*, mentre la Linea del Mortirolo presenterebbe un movimento *top-to-E*. Parallelamente MEIER ha sostenuto la completa estraneità rispetto ai movimenti principali della Linea Periadriatica, oligocenici. In seguito alla compressione post-collisionale (32-30 Ma), la Linea del Mortirolo sarebbe stata successivamente coinvolta nella deformazione dell'intera sequenza, che avrebbe prodotto pieghe con assi orientati da E-W ad ENE-WSW. Secondo l'Autore, poco ad E del passo omonimo, la linea piegherebbe bruscamente verso NW, ritornando verso il fondovalle valtellinese.

2.2 - LE METAMORFITI AUSTROALPINE

Le metamorfite del Basamento del foglio, sono concordemente suddivise in almeno due Unità Tettono-Metamorfiche dalla Linea di Peio, con a N i terreni della 'Falda Campo-Ortles-Lasa' (Australpino Medio di STAUB), in posizione più profonda, e a S i terreni della Falda Tonale s.s. (Austroalpino Superiore di STAUB).

Nell'adiacente Foglio 042 - Malè, compaiono due sub-unità, praticamente separate dal fondovalle della Val di Peio, la Ultimo e l'Unità

Tonale. La prima non interessa il Foglio 041 - Ponte di Legno, la seconda invece costituisce la totalità dei terreni a meridione della Linea di Peio.

Per i motivi elencati in precedenza, non sarà utilizzato il termine Tonale per definire terreni posizionati a N della Linea di Peio.

L'Unità del Tonale è costituita da un complesso di paragneiss (*Tonaleschiefer* di SALOMON, 1901) a due miche, granato e sillimanite, con *fabric* in facies anfibolitica di età prealpina, passanti a tipi migmatitici. Il complesso contiene caratteristiche intercalazioni di gneiss anfibolici, anfiboliti, serpentiniti, marmi, rocce a silicati di calcio, quarziti, ortogneiss granitici e pegmatiti (HAMMER, 1905; ANDREATTA, 1951b, 1954; FORNONI, 1974; MENDUM, 1976; LENOTTI, 1988, GREGNANIN *et alii*, 1989; MARTIN *et alii*, 1998b).

2.3 - I CORPI MAGMATICI AUSTRALPINI

I terreni Austroalpini includono numerosi corpi magmatici, con dimensioni talora imponenti. Citiamo tra le più importanti il Gabbro di Sondalo, le masse basiche di Serottini, Pagano, Tremoncelli, Mattaciul, nonché alcune masse granitiche, anche se esulano i confini del Foglio 041 - Ponte di Legno (Val Viola, San Colombano). Attualmente è noto che i corpi magmatici austroalpini appartengono a due Province Magmatiche, l'una Terziaria, l'altra tardo-Varisica (circa 280-290 Ma). Oltre che per questioni di petrologia magmatica, essi forniscono notizie insostituibili sul ruolo svolto dal metamorfismo alpino. In particolare i rapporti di intersezione con le rocce incassanti, e i differenti gradi di ristrutturazione tessiturale e mineralogica, evidenziano in modo esemplare che la sovraimpronta imputabile alle vicende tettono-metamorfiche alpine, è blanda e di grado basso, per cui le tessiture e le associazioni principali che caratterizzano il Basamento vanno riferite ad eventi pre-permiani.

3. - LINEA TETTONICA INSUBRICA

La Linea Insubrica, o Lineamento Periadriatico, rappresenta il principale limite strutturale della Catena Alpina, costituendo il limite tra il dominio delle Alpi Meridionali e quello Austroalpino e Pennidico (confine alpinodinarico *Auct.*; SALOMON, 1910; DAL PIAZ, 1926; DAL PIAZ, 1934; EXNER, 1976; GANSSER & PANTIC, 1988).

Tale linea tettonica attraversa il territorio compreso nel Foglio 041 - Ponte di Legno, nel quale assume il nome di Linea del Tonale (SCHMID *et*

alii, 1989; BIGI *et alii*, 1990; MARTIN *et alii*, 1991, 1996, 1998a; PROSSER, 1992, 1998, 2000).

La Linea del Tonale è evidenziata da una fascia subverticale di miloniti con scarse cataclasi potente circa 1 km. Altre fasce deformate, subparallele alla Linea del Tonale, si osservano anche a discrete distanze dalla stessa: presentano lunghezza e spessore notevolmente variabili, e spesso sono caratterizzate, oltre che da tessitura cataclastica, dalla presenza di livelli (talora molto sottili) di miloniti grafitiche di colore nero, a grana molto fine ed untuose al tatto. La presenza di grafite è stata rilevata da LIBORIO & MOTTANA (1969). In passato tali livelli vennero definiti “filladi grafitoidi o carboniose” e furono attribuiti al Carbonifero.

La bibliografia esistente sulla linea è imponente, per cui si cercherà di riportare le opinioni essenziali. In passato nel settore lombardo il ruolo geologico della Linea Insubrica venne analizzato in modo magistrale da CORNELIUS (1928). I vecchi Autori la consideravano una specie di faglia verticale lungo la quale il Dominio delle Alpi Meridionali sarebbe stato ribassato rispetto ai territori situati a settentrione, con l'aggiunta che le strutture poco inclinate settentrionali sarebbero state verticalizzate in una fascia parallela alla linea (la zona di radice dei ricoprimenti). I lavori successivi hanno evidenziato due correnti di pensiero. Secondo la prima, la Linea Periadriatica corrisponde ad una struttura trascorrente destra d'importanza regionale (es. LAUBSCHER, 1971), evidenziata per esempio dalla forma a goccia asimmetrica dell'intrusione Val Masino-Bregaglia. In accordo con una seconda veduta, la Linea rappresenterebbe una struttura a prevalenti movimenti verticali (es. CASTELLARIN & VAI, 1982).

Altri studi più recenti hanno sposato la prima ipotesi per la parte centrale della Catena (SCHMID *et alii*, 1989; WERLING, 1992), interpretando la linea come effetto di una transpressione destra tra la sottoplacca adriatica e l'antistante zona europea (SCHMID *et alii*, 1989), e collocando la fase principale di movimento tra il tardo Oligocene ed il Miocene. Lo spostamento è stato valutato intorno a 60 km (HEITZMANN, 1987; SCHMID *et alii*, 1989).

In realtà il Lineamento Periadriatico è piuttosto articolato in quanto, secondo SCHMID *et alii* (1989), nel settore occidentale sarebbe caratterizzato da un movimento quasi solo verticale di 15-17 km, datato come i sovrascorrimenti Lepontini al tardo Oligocene (Fase Orogenica Insubrica); invece il lineamento cambierebbe bruscamente la sua cinematica nel tratto centrale, dove i movimenti diventerebbero esclusivamente orizzontali. MEIER (2003) ha in parte cambiato queste idee, sostenendo che anche nella parte centrale c'è una componente verticale, però di soli 1-2 km, tuttavia

sufficiente per estrarre dal profondo alcune unità del Cristallino di Campo (il Tonale della Valtellina).

Il tratto Periadriatico corrispondente alla Linea del Tonale è stato studiato da MARTIN & PROSSER (1991), confermando le vedute precedenti. Secondo WERLING (1992) la zona di faglia può essere suddivisa in tre unità strutturali con assetto subverticale nell'alta Val di Sole: (i) la zona milonitica settentrionale, con i litotipi della 'Zona del Tonale' come protolite (miloniti di Stavel); (ii) la zona di cataclasi, potente un centinaio di metri, con gli "Scisti di Edolo" come protolite; (iii) la zona milonitica meridionale, con gli "Scisti di Edolo" metamorfosati per contatto come protolite. Anche tale Autore ha riscontrato una foliazione delle miloniti subverticale (80° verso SSE) e striature suborizzontali con senso di movimento destro; inoltre ha ipotizzato una scarsa componente verticale (stimata di circa 4-7 km). WERLING, pur escludendo che la foliazione del plutone dell'Adamello sia legata al movimento lungo la linea, concorda con un'attività medio-oligocenica ed ha interpretato la zona milonitica meridionale come l'equivalente laterale della zona di cataclasi, prodotto in concomitanza dell'anomalia termica dell'intrusione. Per la zona milonitica settentrionale, ha avanzato due ipotesi: (a) la zona rappresenta l'equivalente strutturale settentrionale e più profondo della zona cataclastica, trasportato nella sua attuale posizione da movimenti tardivi (equivalenti a quelli della "Tonale brittle fault" di SCHMID *et alii*, 1989); (b) la zona rappresenta il risultato di movimenti più vecchi.

4. - DOMINIO TETTONICO DELLE ALPI MERIDIONALI

Nell'area rilevata le rocce delle Alpi Meridionali (Sudalpino *Auct.*), affiorano lungo una fascia di larghezza variabile da 1,5 km (valle di Stavel) a 6,5 km (Valle dell'Avio), compresa tra la Linea del Tonale a N ed il plutone dell'Adamello a S. I litotipi presenti appartengono quasi esclusivamente al Basamento Metamorfico e al plutone sopracitato; le rocce di copertura infatti sono rappresentate da piccoli lembi strizzati lungo la Linea del Tonale ("Permo-Trias Insubrico" *Auct.*).

I territori delle Alpi Meridionali vennero descritti dagli Autori Olandesi tra il 1920 e gli anni '50 sulla base delle ipotesi note come 'tettonica gravitativa' (DE SITTER, 1939a-1939b-1947-1949-1950a-1950b-1954-1963, DE SITTER & DE SITTER -KOOMANS, 1949). Venne altresì riconosciuta la vergenza meridionale del ricoprimento orobico, evidenziato dalla Linea omonima. Questa vergenza è stata riconosciuta da studi successivi in una

molteplicità di ricoprimenti e scagliature minori, estendentesi fino nei terreni che soggiacciono alla Pianura Padana.

I vecchi Autori non hanno però inquadrato il Basamento delle Alpi Meridionali Lombardo, né sotto il profilo tettonico, né sotto il profilo litologico, ed è rimasto sospeso il legame tra la *Brixner Quartz-Phyllit* e le rocce metamorfiche dei settori orobici occidentali. Gli studi recenti hanno invece dimostrato una complessa storia evolutiva di tale Basamento, la cui strutturazione metamorfica principale viene fatta risalire all'orogenesi ercinica. Dopo questo evento, il Basamento delle Alpi Meridionali ha subito dapprima una peneplanizzazione e successivamente, durante il Permiano e il Mesozoico, una estensione che culminerà nel suo momentaneo allontanamento dalla parte centro-europea della catena varisica, determinato dalla apertura della Tetide, venendo a costituire il margine meridionale (Adriatico) dell'oceano. In parallelo veniva depositata la sua copertura sedimentaria, la cui base nel settore lombardo più settentrionale è rappresentata in modo prevalente dai depositi permiani terrigeni e vulcanici della Formazione di Collio. La progressiva convergenza connessa con l'orogenesi alpina, oltre alla chiusura della Tetide e alla messa in posto delle falde Austroalpine, ha portato ad un successivo ispessimento, attraverso un rovesciamento verso S dei piegamenti sudalpini, il loro fagliamento lungo i fianchi intermedi, accompagnato da scagliamenti e sovrascorrimenti orientati WSW-ENE e con piani immergenti verso settentrione. Seppure non di molto, questi fenomeni sono successivi alla prima fase tettono-metamorfica alpina subita dai territori austroalpini, con vergenza europea, iniziata forse intorno a circa 130 Ma, e penecontemporanea alla comparsa del terrigeno nei depositi della copertura di età post-tetidea (115 Ma). La formazione di tale sistema di sovrascorrimenti S-vergenti è proseguita nel tempo ed è tutt'ora attiva. Soprattutto nel sedimentario permiano lombardo, questa fase ha lasciato le sue tracce con pieghe e foliazioni, ma con scarsissimi effetti blastici. Va sottolineata la somiglianza di questa fase in Lombardia con la fase deformativa D₃ dell'area meranese. Del resto anche le due deformazioni principali che precedono la messa in posto del Conglomerato Basale, con le connesse cristallizzazioni metamorfiche ricordano associazioni metamorfiche, stili e deformazioni dei terreni Austroalpini medio-superiori.

Nella pausa-oligocenica dell'orogenesi il territorio delle Alpi Meridionali è stato interessato dall'intrusione multistadiale del cosiddetto plutone dell'Adamello, che costituisce uno dei pochi eventi magmatici caratterizzanti l'evoluzione di età alpina della catena. Peraltro, sono presenti anche filoni basici riferibili a fasi tardo-erciniche, interessati da un

metamorfismo alpino poco ricostruttivo che li ha trasformati in scisti verdi (“diabasi” *Auct.*).

4.1 - LE METAMORFITI SUDALPINE DELLE ALPI MERIDIONALI

Il Basamento Metamorfico affiorante nel Foglio 041 - Ponte di Legno è costituito dai cosiddetti “Scisti di Edolo” (SALOMON, 1901), un’unità metamorfica di basso grado (Facies degli Scisti Verdi), a metamorfismo ercinico, che, in età alpina, ha subito fenomeni di retrocessione in vicinanza della Linea del Tonale, nonché fenomeni di contatto in prossimità del plutone dell’Adamello (BORIANI *et alii*, 1974). Si tratta di una successione monotona di filladi quarzifere passanti a micascisti, con intercalazioni di quarziti più o meno micacee, e di rare anfiboliti e di marmi e marmi impuri. Va sottolineata la somiglianza di queste rocce con quelle che affiorano a E dell’Adamello (*Quartz-Phyllit Auct.*).

LIBORIO & MOTTANA (1969) e MOTTANA & SCHIAVINATO (1973) per primi attribuirono all’Ercinico il metamorfismo di questi scisti, distinguendo tre fasi deformative, le prime due caratterizzate dal metamorfismo principale. MENDUM (1976) e ALBINI *et alii* (1994) hanno sostanzialmente confermato queste vedute generali, il primo nel settore dell’alta Val di Sole, i secondi nel settore orobico centrale.

Una delle caratteristiche principali del basamento affiorante nel Foglio 041 - Ponte di Legno è data dalla presenza di un’estesa aureola metamorfica di contatto indotta dal plutone dell’Adamello. Essa è ben nota in letteratura essendo stata oggetto di numerosi studi, tra i quali va segnalato il lavoro di MOTTANA & SCHIAVINATO (1973) sul settore NW dell’intrusione. Secondo tali Autori, lungo il bordo settentrionale della massa l’aureola si estende fino ad un massimo di 1 km dal contatto.

Secondo MENDUM (1976) nell’area a S del Passo del Tonale, la fengite di neoformazione si riscontra fino a 800 m dal bordo del plutone; la ricristallizzazione del quarzo inizia a circa 550 m; la biotite di neoformazione inizia a comparire a circa 300 m. Le rocce iniziano ad assumere la struttura di *hornfels* massivi soltanto a distanze inferiori a 300 m e l’andalusite inizia a comparire a circa 230 m, rimanendo stabile fino a circa 30 m dal contatto. La sillimanite e la cordierite si rinvencono a meno di 120 m. Vengono segnalati sporadici granati (molto piccoli) soltanto a distanze inferiori a 10-12 m dal bordo dell’intrusione.

4.2 - BATOLITE DELL'ADAMELLO

L'insieme di corpi intrusivi Terziari costituenti il Complesso Intrusivo dell'Adamello (Batolite dell'Adamello *Auct.*) taglia un sistema di deformazioni rappresentate da sovrascorrimenti nel Basamento metamorfico e da pieghe nelle coperture ben evidenti poco più ad W, nelle Prealpi Orobie (BRACK, 1981, 1984). I contatti con le rocce incassanti sono netti e discordanti e risultano ben preservati lungo tutto il suo contorno, ad eccezione del margine NE, dove affiora la Linea delle Giudicarie. L'intrusione ha prodotto un'aureola metamorfica, talora estesa per una larghezza di 2 km e sovente caratterizzata da deformazioni sinintrusive, accompagnate da locali strutture di collasso nelle rocce incassanti (BRACK *et alii*, 1985). Sulla base delle intersezioni e dell'immersione degli strati delle rocce incassanti verso l'interno del plutone, è stata avanzata l'ipotesi che il corpo intrusivo abbia una forma ad imbuto (SALOMON, 1908-1910; BRACK, 1985).

In base alle datazioni radiometriche (DEL MORO *et alii*, 1985), il Complesso presenta i caratteri di una intrusione multipla, e può essere grossolanamente suddiviso in otto masse, raggruppabili in quattro grandi unità (CALLEGARI, 1985, MACERA *et alii* 1985; Fig. 2):

Il plutone del Monte Re di Castello. Costituisce la parte meridionale del batolite ed un suo prolungamento si estende lungo il bordo orientale del massiccio a formare le masserelle del Corno Alto – Sostino. Si tratta di un complesso igneo multiplo che rappresenta la porzione più antica e differenziata del batolite. Si è messo in posto tra 42 e 39 Ma ed è costituito da diverse unità a differente composizione (tonaliti, granodioriti, gabbri e trondhjemiti).

Il plutone dell'Adamello. Costituisce la parte centrale del Complesso, la quale si è messa in posto tra 36 e 34 Ma. È formata da due diverse unità, la quarzodiorite biotitica delle Vette Centrali e le masserelle gabbriico-tonalitico dell'Adamello Occidentale.

Il plutone della Val d'Avio - Val di Genova. Costituisce la porzione NW del Complesso, la quale si è messa in posto tra 34 e 32 Ma. È una massa abbastanza uniforme formata per gran parte da tonaliti biotitiche e leucotonaliti (del lago d'Avio e della media e bassa Val di Genova), con locali corpi gabbriici posizionati lungo il margine settentrionale.

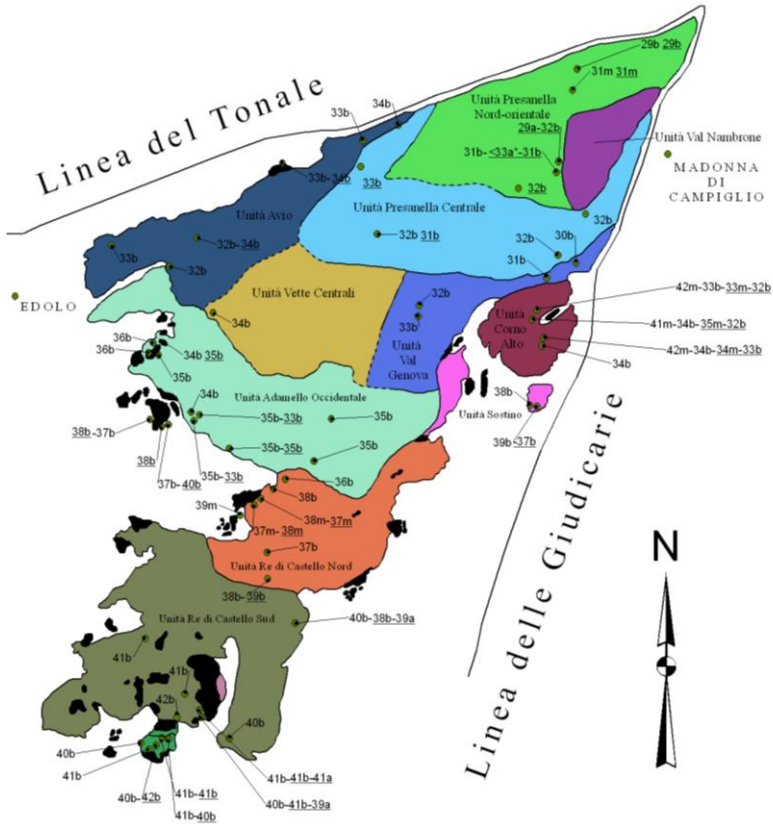


Fig. 2 – Schema geologico del batolite dell'Adamello e dati cronologici (da MACERA et alii, 1985). Abbreviazioni: (m) e (b) = età sulla muscovite e biotite con metodo Rb/Sr; (m) e (b) = età sulla muscovite e biotite con metodo K/Ar; (a) = età sull'orneblenda con metodo k/Ar, (a^{*}) = età sull'orneblenda con metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. In nero le masse femiche.

Il plutone della Presanella. Costituisce la porzione N e NE del batolite, la quale si è messa in posto tra 33 e 29 Ma. È formata da tre diverse unità: le tonaliti della Presanella Centrale, le tonaliti della Presanella Nord-orientale e le leucotonaliti dell'alta Val Nambrone.

Secondo gli Autori, le intrusioni precoci furono alimentate da sorgenti mantelliche contaminate da fluidi provenienti da antiche zone di subduzione (corpi basici ed ultrabasici) e dalla fusione di crosta inferiore (corpi dioritici e trondhjemitici). I plutoni tonalitici, intrusi successivamente, derivarono

probabilmente dalla fusione di corpi mafici profondi e della crosta superiore (DAL PIAZ & VENTURELLI, 1985; KAGAMI *et alii*, 1991; MACERA *et alii*, 1996).

Il complesso intrusivo e le rocce incassanti sono tagliati da numerose generazioni di filoni, indifferenziati o differenziati in senso acido e basico. Tali filoni coprono un intervallo di tempo che si estende dal Permiano alle fasi terminali del ciclo eruttivo dell'Adamello, per cui una parte precede il ciclo eruttivo dell'Adamello.

Lungo i margini settentrionali, in prossimità delle linee tettoniche del Tonale e delle Giudicarie, il complesso è stato interessato da un'intensa deformazione duttile-fragile, concentrata in fasce di ampiezza fino a 4 km (DAL PIAZ, 1953; MONTRESOR & RIGATTI, 1995). Sia nella massa della Presanella che in quella dell'Avio compaiono litotipi foliati. In alta Valcamonica ed in Val di Sole la foliazione ha un andamento circa ENE-WSW (parallela al bordo del batolite ed alla Linea del Tonale); lungo il margine orientale è disposta NNE-SSW (parallela alla Linea delle Giudicarie) mentre più a S tende gradualmente a ruotare fino a disporsi E-W (bassa Val di Genova), formando un angolo relativamente alto (30°-40°) con la Linea delle Giudicarie. A scala macroscopica la foliazione è evidenziata dall'isorientazione dell'orneblenda e/o della biotite su superfici piano-parallele a spaziatura millimetrica, e, in particolare nelle zone più marginali, risulta spesso così penetrativa da conferire alle rocce un aspetto gneissico. La foliazione interessa anche gli inclusi femici, che risultano appiattiti parallelamente ai piani di foliazione. La deformazione dovrebbe essersi sviluppata prevalentemente allo stato solido, quando l'intrusione, in fase di raffreddamento, era ancora relativamente calda e ricca in fluidi e quindi potrebbe avere un'età tardo-oligocenica (MONTRESOR & RIGATTI, 1995). Le successive deformazioni fragili del sistema neogenico Tonale-Giudicarie hanno dato luogo a cataclasi e miloniti che tagliano la foliazione.

La parte di batolite ricadente nel Foglio 041 - Ponte di Legno comprende le porzioni settentrionali dei plutoni della Presanella e della Val d'Avio - Val di Genova.

Il plutone della Presanella è costituito da tonaliti a orneblenda e biotite, a grana medio grossa, con subordinate leucotonaliti. Tali litotipi contengono masse e nuclei di concentrazione femica a composizione basica ed intermedia (prevalentemente dioriti e gabbri anfibolici a grana grossa) che, talvolta, hanno dimensioni cartografabili (conca del Mandrone). Sono inoltre tagliati da vene e filoni leucocratici (quasi esclusivamente a grana fine) caratterizzati in generale da una limitata estensione longitudinale e da

spessori raramente superiori al metro. Nella conca del Mandrone compaiono inoltre filoni intermedi/basici di forma ed andamento irregolare, con spessore limitato ma molto sviluppati linearmente. Questi filoni sono post-tonalitici in quanto tagliano le masse di concentrazione femica.

Il plutone della Val d'Avio - Val di Genova è costituito da tonaliti biotitiche prive di orneblenda, a grana media (più minuta alla periferia). Lungo il margine settentrionale del plutone compaiono inoltre facies biotitico-anfiboliche, irregolarmente associate e sfumanti più o meno gradualmente l'una nell'altra, e corpi gabbrico-dioritici che, localmente, costituiscono masse di discrete dimensioni (Val Acqua Seria, Dosso di Casamadre, strada di accesso alla Val Presena). Anche nel plutone della Val d'Avio - Val di Genova sono presenti vene e filoni leucocratici a grana fine, ma in generale presentano limitata estensione e modesti spessori. Sul versante NW di Cima di Salimmo sono presenti inoltre filoni intermedi/basici lunghi diverse decine di metri e con spessori irregolari ma, mediamente, decimetrici.

Il contatto tra le tonaliti della Presanella e quelle della Val d'Avio - Val di Genova non è mai netto, anche se il passaggio tra i diversi litotipi avviene generalmente nell'ambito di poche decine di metri. Spesso è evidenziato dalla comparsa di una tonalite biotitica a grana fine con individui di orneblenda molto piccoli, inoltre, localmente (Capanna Presena, Pozzi Bassi), il contatto è marcato dalla presenza di *Schlieren*.

Il contatto tra le tonaliti della Presanella e le rocce incassanti del Basamento delle Alpi Meridionali in generale è netto e presenta un andamento regolare. Localmente, entro 50 m di distanza dal contatto, nelle rocce incassanti sono presenti vene e dicchi leucocratici (la loro composizione è data quasi esclusivamente da quarzo, feldspati e biotite) di piccole dimensioni e forma irregolare. Il contatto tra le tonaliti della Val d'Avio - Val di Genova ed il Basamento delle Alpi Meridionali invece è più complesso, in particolare ad W del Passo del Tonale, dove si osservano diversi addentellamenti e ripetizioni. Queste ultime si estendono fino a poco più di 400 m di distanza dal plutone vero e proprio.

5. - DEPOSITI NEOGENICO-QUATERNARI

Relativamente ai depositi neogenico-quadernari si è rilevata la mancanza di una bibliografia specifica e significativa nell'area del Foglio 041 - Ponte di Legno, ad eccezione di alcuni studi geomorfologici relativi ad alcune

valli presenti nell'area dell'Adamello e su zone limitrofe, i quali sono risultati utili per l'interpretazione dei dati di terreno.

Di interesse generale e storico sono i lavori di NANGERONI & GIACOMINI (1961) e VENZO (1971), mentre di utilità pratica sono il Catasto dei *Rock Glacier* delle Alpi Italiane del Comitato Glaciologico Italiano (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, 1997), i lavori di GUGLIELMIN & SILETTO (2000), GUGLIELMIN & NOTARPIETRO (1997) e il Catasto dei Ghiacciai Italiani curato dal medesimo Comitato Glaciologico Italiano (Anno Geofisico 1957-'58) la cui consultazione è stata molto utile per l'acquisizione dei dati storici sull'evoluzione degli apparati glaciali attuali, dati che hanno permesso una ricostruzione cronologica degli eventi e di individuare forme e depositi appartenenti a differenti unità.

Di una certa utilità, per un inquadramento generale, è stata la consultazione di lavori di rilevamento geomorfologico (SONGINI, 1991) in aree adiacenti: si tratta, però, di lavori a carattere morfologico e descrittivo di forme e processi geologici, che non prevedono la suddivisione dei corpi geologici quaternari in unità.

Lavori utili alla comprensione dell'evoluzione postglaciale generale sono stati gli scritti di PORTER & OROMBELLI (1982), OROMBELLI & PELFINI (1985), CARTON & PELFINI (1988), BELLONI, PELFINI & SMIRAGLIA (1990), PELFINI & SMIRAGLIA (1992), BARONI & OROMBELLI (1996), BARONI & CARTON (1988 – 1990a e 1990b), OROMBELLI & RAVAZZI (1996), CASTIGLIONI (1981) che prende in considerazione i depositi appartenenti alle diverse fasi del Tardoglaciale e dell'Olocene nel Gruppo Adamello-Presanella, utilizzando il metodo del limite delle nevi per la ricostruzione degli apparati glaciali dei vari stadi tradizionali alpini, mentre per le metodiche di rilevamento dei depositi quaternari ci si è serviti dei lavori di BINI (1990) e BINI *et alii* (1999).

Per quanto riguarda lo studio dei fenomeni franosi e delle deformazioni gravitative dei versanti, di grande utilità per una comparazione delle forme rilevate è stato l'Inventario delle frane e dei dissesti idrogeologici della Regione Lombardia (REGIONE LOMBARDIA, 2002) e sono risultati interessanti i lavori di BONSIGNORE & RAGNI (1966), CHARDON (1990), CHIESA (1998), FORCELLA (1983, 1984), FORCELLA *et alii* (2001), MONTRASIO *et alii* (2001), FORCELLA & OROMBELLI (1984), PERETTI (1982), POZZI & SFONDRINI (1972), SCESI & DELLA TORRE (1979).

Fondamentale è la bibliografia sulle formazioni geologiche che costituiscono il substrato pre-quaternario e sull'assetto strutturale dell'area, che condizionano alcuni processi (in particolare quelli gravitativi) e le caratteristiche litologiche dei depositi quaternari, permettendo, tra le altre

cose, anche l'individuazione di differenti bacini di alimentazione degli apparati glaciali pleistocenici confluenti nei principali ghiacciai dell'Adda, Oglio e Garda.

Anche se riguardante un'area al di fuori del foglio, 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 di grande interesse i dati relativi al profilo sismico realizzato da una collaborazione Regione-Lombardia-CNR nella zona Teglio-Valgella, trasversalmente alla valle dell'Adda (BIELLA *et alii*, 2001; BINI *et alii*, 2001a, BINI *et alii*, 2001b).

BOZZA

IV - STRATIGRAFIA

1. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO

L'Austroalpino presente nel Foglio 041 - Ponte di Legno comprende, dal basso all'alto, la Falda Ortles - Campo (Austroalpino Medio), la Falda del Tonale e la Falda Grosina (Austroalpino Superiore). Le prime due falde sono separate dalla linea di Peio, una zona di taglio di età cretacea con senso di movimento verso W, in parte ripresa da deformazioni terziarie con movimento verso N. La Falda Grosina è invece separata dal sottostante cristallino della Falda Ortles - Campo dall'orizzonte cataclastico-milonitico della Val di Rézzalo (*thrust* del Monte Mala).

Con riferimento alla stratigrafia del Basamento, gli unici che finora si sono pronunciati, seppure in modo molto largo, sono stati GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a,b; 1972; 1974), GREGNANIN (1980), GREGNANIN *et alii* (1995) e GREGNANIN A. & VALLE (1995). Questi Autori hanno sottolineato che, dalla Valle del Brennero fino alla Finestra dell'Engadina, il Basamento presenterebbe nella sua parte più profonda materiali paragneissici, tipicamente a bande, caratterizzati da una ubiquitaria mancanza di intercalazioni carbonatiche. Questo complesso, potente forse più di un migliaio di metri, sarebbe sormontato da un complesso litologico molto vario, potente alcune centinaia di metri, la cui particolarità consisterebbe nella comparsa di marmi e dei cosiddetti 'micascisti argentei', una litologia

ricca di muscovite, paragonite e quarzo, macroscopicamente argentea. I micascisti tipicamente non mostrano una struttura a bande, anche quando diventano ricchi di plagioclasio e/o di quarzo. GREGNANIN (1980) segnalava, come peculiare carattere distintivo di risposta deformativa, la presenza di pieghe disarmoniche nei paragneiss, e quella di pieghe simili nei micascisti. Come in precedenza sottolineato da SANDER & HAMMER (1926), il complesso di marmi e “micascisti argentei” (con anfiboliti e quarziti) sarebbe molto simile a quello dei Marmi di Lasa della Venosta (Unità di Lasa, STAUB, 1924). Nella Passiria, i due complessi sopraccitati verrebbero a loro volta sormontati in continuità dal Complesso di Monteneve, in gran parte costituito da litotipi di aspetto filladico, localmente anche con minerali di alto grado. Per quanto riguarda il settore venostano, GREGNANIN (1980) ha sottolineato che le 'filladi' del Basamento Campo giacciono al di sopra del Complesso di Lasa, e occupano quindi una posizione assimilabile a quella del Complesso di Monteneve, interpretando quindi tali 'filladi' come la naturale estensione verso l'alto della stratigrafia del Basamento Austroalpino. Inoltre, l'Autore rilevava che nelle 'filladi' compaiono altre intercalazioni di marmi, per esempio nell'alta Val Martello (M. Cevedale), distinte da quelle del Complesso di Lasa, e non solo per la posizione litostratigrafica più elevata, ma anche per la loro frequente ripetizione, in accordo con quanto riscontrato, da SCHOENLAUB (1979), per le estese formazioni filladiche austroalpine austriache. GREGNANIN (1980) pertanto concludeva che la presenza di marmi potrebbe rappresentare un elemento di primaria importanza al fine di distinguere, nella sequenza litostratigrafica dell'intero Austroalpino centrale, due parti, una inferiore, paragneissica priva di marmi, ed una superiore, micascistoso-filladica, con marmi.

Purtroppo i nuovi rilievi geologici non sono stati preceduti da una discussione corale sulla nomenclatura dei complessi rocciosi; inoltre, a causa del principio della priorità di attribuzione, coloro che hanno prodotto gli ultimi fogli hanno dovuto usare nomi litologici ereditati da altri, e non sempre condivisibili. L'esempio più consistente è rappresentato proprio dal primo litotipo descritto qui di seguito, i micascisti a clorite e sericite (**OME**). La questione non verte su una sciocca questione nomenclaturale, ma è di sostanza.

I suddetti 'micascisti' corrispondono in gran parte alle filladi della strada del Passo Gavia e del Cevedale di ANDREATTA (1951b, 1952), nonché alle Filladi di Bormio del Foglio omonimo di SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970). Il criterio di questo cambiamento di nomenclatura è stato quello della presenza della staurolite, peraltro assolutamente non ubiquitaria, quindi un criterio basato sul grado metamorfico. La prassi petrografica

invece si fonda sulla grana delle miche, che nelle filladi deve essere sericitica, e nei micascisti scagliosa. La nomenclatura di una roccia deve basarsi su caratteri litologici e non già genetici, i quali sono sempre soggettivi. Del resto, lo stesso ANDREATTA (1952), che pur aveva interpretato queste rocce come prodotti di retrocessione di metamorfiti antiche di Facies Anfibolitica, ad opera di un susseguente metamorfismo alpino in Facies Scisti Verdi, si era guardato bene di chiamare queste rocce micascisti.

Nelle 'filladi', la presenza qua e là di evidenze di una vecchia associazione metamorfica in Facies Anfibolitica, è indubbia, ma l'acquisizione dei caratteri tessiturali propri delle filladi non è da imputare alla retrocessione sopraccitata, in pratica una fillonitizzazione. Pur ammettendo l'esistenza di fasce di *shear* alpino in cui si è verificata una intensa rimobilizzazione delle vecchie scistosità, con parziale retrocessione delle loro paragenesi, il carattere filladico di questo complesso di rocce è un carattere primario, connesso con la posizione litostratigrafica, con una diversa litologia di base e con la prima antica ricostruzione metamorfica (GREGNANIN, 1980). Si ricorda che, di regola, le vere filladi sono molto ricche di lamine a sezione lenticolare di grafite, le quali via via scompaiono al crescere del grado metamorfico. Tali lamine sono ancora presenti sia nelle filladi del Gavia, sia in quelle delle Alpi Meridionali.

L'incongruità della teoria della fillonitizzazione è dimostrata in modo esemplare dalla mancanza di analoghi esempi di fillonitizzazione nelle formazioni sottostanti, nonché dalla diversa strutturazione dei numerosi plutoncini e filoni basici, intermedi e acidi (granitici) imballati nel Basamento, che pur hanno subito gli effetti del metamorfismo alpino.

Naturalmente, si può anche non concordare con la sequenza litostratigrafica proposta dagli Autori sopraccitati, ma in tal caso bisogna portare evidenze contrarie e bisogna esplicitare questa diversa opinione. In questa sede la sequenza descritta viene ritenuta molto probabile, per cui si annette molta importanza ad una netta distinzione del 'complesso filladico dell'Ortles-Cevedale', anche dal punto di vista nomenclaturale. Parallelamente, si annette molta importanza ad una chiara separazione di queste rocce dai tipici 'micascisti argentei' di BAGGIO *et alii* (1971), i quali secondo GREGNANIN (1980) rivestirebbero una posizione stratigrafica originaria diversa rispetto a quella delle 'filladi', e il cui aspetto, salvo eccezioni, è significativamente diverso.

2. - DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO MEDIO: BASAMENTO METAMORFICO DELLA FALDA ORTLES-CAMPO

2.1 - UNITÀ DI PEIO

2.1.1. - *Micascisti a clorite e sericite (OME)*

Come precisato al paragrafo precedente questi 'micascisti' corrispondono in gran parte alle filladi della strada del Passo Gavia e del Cevedale di ANDREATTA (1951b, 1952), nonché alle Filladi di Bormio del Foglio omonimo SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970). Il termine "Filladi di Bormio" è stato abbandonato nei fogli limitrofi (Foglio 024 – Bormio, MONTRASIO *et alii*, in prep. e Foglio 025 – Rabbi, MARTIN *et alii*, 2009), sostituendolo con quello di "Micascisti", sulla base delle opinioni di alcuni Autori, *in primis* ANDREATTA (1952), che hanno interpretato queste rocce come prodotti di retrocessione di metamorfiti antiche di Facies Anfibolitica, ad opera di un susseguente metamorfismo alpino in Facies Scisti Verdi.

Le rocce qui trattate hanno 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 ha natura filladica, spesso a livelli mal definiti alternati scuri e chiari, formati rispettivamente da fasce sfumate ricche di sericite e clorite, ricche in grafite, e da bande più ricche di quarzo.

Talvolta si osservano, intercalate, bande di micascisti con mica chiara e biotite scagliose (es. sulle creste che sovrastano i ghiacciai dei Forni e Dosegù). Nell'area sono anche frequenti intercalazioni e alternanze di paragneiss, più o meno filladici, di cui sono stati cartografati e descritti separatamente i corpi più estesi (OMP). 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.

I litotipi mostrano una evidente natura filladica primaria al Passo Gavia (versante bormino), lungo la dorsale Cima di Savoretta - Sasso Maurone, e alla base della dorsale M. Serottini - Corno Tremoncelli. Peraltro, anche questi litotipi contengono piccoli individui di granato e talora di staurolite in piccoli cristalli aghiformi.

Nel settore NW del foglio, tra la Val di Rézzalo - Passo dell'Alpe - M. Sobretta affiorano filladi micascistose a miche chiare con granato e talora staurolite, fortemente retrocessi, con gran parte delle miche, dei granati e della staurolite sostituiti da clorite in grandi lamine e sericite.

Facies fillonitiche della formazione filladica affiorano sulle pendici e crinali del Monte Sobretta, sulla cresta tra il pizzo Tresero e la Punta Pedranzini e tra la Cima di Peio e Rocca S. Caterina. Queste filloniti sono composte principalmente da quarzo, mica bianca e clorite che determinano la scistosità principale della roccia, non di rado ondulata a causa di deformazioni plicative successive (D_3). Accessoria è l'albite, talora in piccoli peciloblasti, che conservano relitti microstrutturali.

In generale, tutte le filladi ed i micascisti filladici presentano quasi sempre granato, il quale può manifestarsi in modo evidente macroscopicamente. Questi ultimi litotipi sono stati distinti con la sigla **OME_b** (Micascisti a granato).

Il granato è un almandino ricco in calcio, con nucleo spesso alquanto manganesefero; talora mostra relitti di una prima scistosità (S_1), che ingloba frequentemente quarzo, minerali opachi e grafite che delineano una foliazione debolmente deformata.

Le facies granatifere, più biotitiche, mostrano una grana della massa di fondo leggermente maggiore. In sezione sottile, queste filladi appaiono come rocce a grana da fine a medio-fine, localmente eteroblastiche per la presenza di granati di dimensioni talora centimetriche. I minerali osservati sono: quarzo, biotite, albite, staurolite, muscovite, clorite, sericite, rutile, tormalina, granato, grafite, localmente solfuri. La grafite di norma è abbondante. La biotite è spesso cloritizzata. Sia il granato che la staurolite sono fortemente retrocessi (sericite + cloritoide). Talora l'albite sostituisce precedenti plagioclasti, formando piccole plaghe assieme ad epidoto.

Nel settore trentino i micascisti granatiferi affiorano abbondantemente sulle porzioni superiori del versante sinistro della Valle del Monte dove costituiscono il nucleo della dorsale Punta S. Matteo - Cima di Peio - Punta Taviela - Monte Vioz - Palon de la Mare - Monte Cevedale - Cima Venezia.

Nel settore NW del foglio, tra la Val di Rezzalo - Passo dell'Alpe - M. Sobretta, sono presenti micascisti con grana generalmente grossolana, ricchi di muscovite scagliosa, la quale conferisce un tipico colore argenteo e una grande fissilità. Il granato è abbondante. Si tratta di facies che potrebbero rientrare tra i 'micascisti argentei' di BAGGIO *et alii* (1971).

La grande fissilità di queste rocce e la facilità di alterazione hanno prodotto grandi campi di detriti (per esempio in Val di Rezzalo), rimaneggiati in forma di cordoni morenici e di *rock glacier* durante le fasi di ritiro dell'ultimo episodio glaciale (Episodio Cantù).

Età: Pre-Permiano.

2.1.2. - *Miscascisti a granato e staurolite (OMI)*

Tali litotipi corrispondono ai “*Miscascisti a granato e staurolite*” di CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1930), ai “*Miscascisti della Cima Rovaia*” di BONSIGNORE & RAGNI (1966) e BELTRAMI *et alii* (1971), nonché, in parte, ai “*parascisti di meso-epizona*” di ANDREATTA (1951b).

Si tratta, prevalentemente, di rocce caratterizzate da una struttura a bande, con alternanza di livelletti centimetrici individuati dalla variazione relativa della quantità delle miche rispetto a quella di quarzo e plagioclasio. Mostrano aspetto macroscopico spesso nodulare a causa dell’abbondanza di cristalli di staurolite e di granato. La mica ha grana variabile. Presentano altresì una caratteristica alterazione superficiale color ruggine. Nel contiguo Foglio 042 - Malè sono stati cartografati con questa sigla (**OMI**) anche facies paragneissiche che in questo foglio sono invece distinte con la sigla **OMP**.

Dal punto di vista mineralogico, questi litotipi si distinguono in primo luogo per la frequenza di staurolite (Cima Rovaia, P.ta di Monticelli, alta Val Bighera, alta Valle di Peio, alta valle Presure a S dei Laghi di Profa, alta valle di Rezzalo in versante destro).

La loro associazione mineralogica più comune è data da quarzo, muscovite, biotite, plagioclasio, granato, staurolite; più raramente, compare anche la cianite (Val Paraolo), e la sillimanite. Come accessori si riconoscono clorite, epidoti, apatite, zircone, tormalina, ilmenite, rutilo, anfiboli e cloritoide. La foliazione principale (S_2), a mica bianca + granato + staurolite \pm biotite, ha elaborato una precedente foliazione (S_1) a quarzo + muscovite + biotite.

In alcuni affioramenti la S_2 è marcata dalla associazione sillimanite fibrolitica + biotite + abbondanti ossidi; tuttavia, sono ancora riconoscibili i relitti della S_1 .

La foliazione principale inoltre può essere interessata da un clivaggio tardivo (D_3) marcato da clorite, sericite e talora biotite.

Affiorano lungo due ampie fasce orientate NE-SO: la prima ha come limite meridionale la Linea di Peio e si sviluppa attraverso la bassa Val di Viso proseguendo sul versante destro della Valle Camonica fino a Vezza d’Oglio, l’altra si estende dalla Valle del Mortirolo (Pian di Locher, M. Pagano) attraverso la media Val Grande, l’alta Val Canè fino alla Valle delle Messi.

Affiorano inoltre in alta Val Bighera, tra gli spartiacque con la Val Varadega, la Valtellina e la Val Grande. Si differenziano dalle facies filladiche OME per la grana media e la struttura a bande, pur se talora mostrano aspetto filladico e colore grigio argenteo.

Nel settore NW del foglio, tra il M. Sobretta e la Val di Rézzalo, i micascisti a granato e staurolite si presentano generalmente retrocessi, mostrando un tipico colore verdastro e la caratteristica struttura nodulare, dovuta alla abbondante presenza di relitti centimetrici di staurolite, peraltro completamente sostituita.

Alla base della dorsale M. Serottini - Corno Tremoncelli, i micascisti a granato e staurolite si presentano invece a grana fine, ma con abbondanti miche chiare e relitti di biotite, e con staurolite in piccoli cristalli aghiformi. Nel settore trentino affiorano a S di Monte Giumella, lungo la dorsale che scende al lago di Pian Palù, lungo il sentiero circumlacuale, presso la casa dei guardiani posta sulla diga in destra idrografica, e in Valle degli Orsi (laterale sinistra della Val del Monte). In questo settore, compare anche la sillimanite (RAFFAELLI, 1988; RIVA, 1988).
Età: Pre-Permiano.

2.1.3. - *Paragneiss a bande (OMP)*

Vengono compresi all'interno di questa litologia litotipi paragneissici a bande raggruppati nella “*Formazione della Punta di Pietra Rossa*” di BONSIGNORE & RAGNI (1966) e BELTRAMI *et alii* (1971), corrispondenti in parte ai “*parascisti di meso-epizona*” di ANDREATTA (1951b) e agli “*gneiss minuti*” della “*Formazione della Punta di Pietra Rossa*” di BONSIGNORE & RAGNI (1966) e BELTRAMI *et alii* (1971).

Si tratta di rocce a bande, a scistosità più o meno marcata, le quali differiscono dai litotipi precedenti per la prevalenza del quarzo e subordinatamente del plagioclasio rispetto ai fillosilicati. La loro composizione mineralogica differisce sensibilmente da zona a zona: quella tipica è data da quarzo, biotite e mica bianca in rapporti molto diversi, ma con la prima in genere prevalente, e a plagioclasio. In quantità variabili compaiono inoltre granati, clorite, anfiboli, epidoti. In alcuni settori, il granato diventa molto abbondante (Alta Val Grande). Come accessori sono presenti zircone, apatite, opachi.

Affiorano lungo una fascia orientata SW-NE, che dalla Valle di Grom (a W di Vezza d'Oglio) si sviluppa, attraverso la Val Grande e la Val di Rezzalo, fino al Passo Gavia (sul versante destro della Val di Rezzalo si presentano privi di biotite), sul fianco destro della Val Montozzo (laterale destra della Val del Monte).

Localmente si nota un aumento della componente fillosilicatica, per cui un nome appropriato per queste facies è quello di paragneiss filladici a bande. Tale caratteristica è osservata nell'affioramento appena a monte della Malga Paludei a quota 2106 m s.l.m., nonché a SE della cima Le Mandriole

presso quota 2670 m s.l.m. In questo caso, l'aumento di grana della mica conferisce alla roccia un tipico aspetto di paragneiss micascistoso a bande.

Nell'area non è difficile rinvenire pieghe isoclinati di fase 2 (D_2); queste risultano spesso sradicate e individuabili dall'andamento di livelli quarzosi che marcano la S_1 trasposta. Le strutture appena descritte sono ben osservabili per esempio nell'affioramento posto appena a monte della malga Paludei. La scistosità principale corrisponde, a seconda delle posizioni nelle pieghe, sia alla fase 1 (nuclei), sia alla fase 2 (fianchi). Data la natura isoclinale del piegamento S_2 , la foliazione prevalente è la S_2 . Pieghe e foliazioni sono interessate da una fase plicativa successiva (D_3) ben evidenziata dai livelli quarzosi, e, in alcuni casi, sottolineata anche da una crenulazione, soprattutto dove predomina la componente micacea.

Nell'ambito dei materiali paragneissici a bande, non è raro trovare altre varietà che si distinguono o per natura leggermente diversa del protolito, o per diverse sovraimpronte metamorfiche.

Tra le prime varietà, vanno segnalati dei paragneiss a bande con biotite nettamente prevalente sulla mica bianca (Paragneiss biotitici, **OMP_a**), di aspetto più scuro. Come le precedenti, anche queste litofacies mostrano grana fine o medio-fine, e colore variabile dal grigio chiaro al grigio-scuro/plumbeo

La loro composizione mineralogica tipica è data da quarzo, plagioclasio e biotite, cui si associano, in quantità variabili, mica chiara, clorite, epidoti e anfiboli. Talora sono presenti ocelli di albite di 2-3 mm (Valfurva). Come accessori compaiono granati, zircone, apatite, titanite, opachi e tormalina. Affiorano in alta Val Bighera (M. Serottini, I Dossoni, Laghi Seroti), dove sono fittamente compenetrati da filoni e masse granitico/dioritiche, e lungo una fascia che dalla Valle di Grom giunge sino all'alta Val Grande, attraversando la testata della Valle di Dombastone. Paragneiss biotitici si osservano anche in alta Valle di Gavia.

Le facies molto quarzose dei paragneiss (paragneiss quarzitici, inclusi nei precedenti tipi e non distinti) vanno attribuite alla natura originale dei protoliti. Queste talora sfumano in vere e proprie quarziti, distinte nei casi più significativi (**OQU**).

Altre litofacies si distinguono invece per la diversa sovraimpronta metamorfica, relazionabile o a metamorfismo regionale o a quello di contatto.

Tra le prime assumono particolare rilevanza le intercalazioni in cui è comune la sillimanite di carattere regionale (Paragneiss sillimanitici, **OMP_b**). Questo silicato compare occasionalmente con sporadiche fibre anche negli affioramenti cartografati **OMP**, ma in alcune fasce diventa

molto abbondante. Purtroppo, sul terreno, questo minerale raramente è riconoscibile, e i livelli originali che lo contengono sono stati trasposti e ripetuti dai piegamenti tardivi, per cui non è facile separare ragionevolmente le facies con sillimanite da quelle senza.

In generale, i paragneiss con sillimanite relativamente comune costituiscono una stretta fascia a ridosso della linea Insubrica, associata o prossima alle metapegmatiti (**OPE**), ai marmi (**OMA**) e alle anfiboliti (**OAF**), che partendo da Incudine e attraversando la Val Grande, la Val Canè e la Val delle Messi, si perde nella Val di Viso.

Si tratta di rocce di aspetto gneissico, localmente di aspetto migmatitico, a grana e tessitura variabili. Sono composte principalmente da quarzo, plagioclasio, biotite e mica chiara, granato, spesso, ma non sempre, da sillimanite fibrolitica. A volte compare anche staurolite. Gli accessori sono rappresentati da clorite, apatite, zircone e rutilo; inoltre, possono essere presenti anche titanite, tormalina, epidoti, opachi e cloritoide. Lungo alcune fasce ristrette mostrano una retrocessione metamorfica alpina in Facies Scisti Verdi, che interessa la foliazione dominante (S_2) a sillimanite fibrolitica e biotite: la biotite cloritizza, mentre la sillimanite forma plaghe ricche di aciculi di cloritoide.

Un'altra litologia riconducibile a particolari effetti blastici è quella rappresentata dai cosiddetti paragneiss a metablastesi albitica (Paragneiss albitici, **OMP_c**). Anche in questo caso, quello che ha guidato la distinzione di questi livelli non è stata la comparsa del fenomeno, ma la sua ampiezza. Infatti anche nelle comuni facies di paragneiss occasionalmente possono comparire ocelli di plagioclasio metablastico che conferiscono alla roccia un aspetto micro-occhiadino, tipo *perlgneiss Auct.* (Alta Valmalza). Viceversa, in altre zone, come per esempio nell'area del Passo Gavia, questo fenomeno di metablastesi tardiva assume entità da consigliare una segnalazione cartografica. Tranne che per la abbondanza di questi metablasti non si distinguono significativamente dalle rocce paragneissiche incassanti, sia per struttura che per composizione mineralogica. GREGNANIN & PICCIRILLO (1972, 1974) hanno correlato almeno una parte di questo fenomeno alla originale abbondanza di paragonite nei protoliti, ed hanno collocato la metablastesi in uno stadio metamorfico statico successivo alla formazione della S_2 , ma comunque pre-permiano.

Altre litologie sono invece correlate ad effetti blastici prodotti dai corpi intrusivi presenti nella Falda Ortles - Campo (Paragneiss cornubianitici, **OMP_a**) in particolare nei dintorni del Plutone di Sondalo, e delle masse dei Serottini, Tremoncelli e di Mattaciul. Non mancano altresì *roof pendants* all'interno dei corpi intrusivi. In questo capitolo vengono trattati gli *hornfels*

riconducibili a litotipi paragneissici. Alcuni tipici affiorano lungo la parte bassa della strada di accesso della Val di Rézzalo, sottoforma di rocce grigio-scure ricche di aciculi bianchi di sillimanite, lunghi 1-2 centimetri, orientati in modo casuale. Altrove, compaiono talora plaghe brune per sviluppo di biotite e di granato almandino brunastro. Sui versanti orientali della cresta del Sobretta e di Cima di Profa sono presenti varietà ad andalusite di qualche centimetro, e cordierite, talora accompagnate da agmatiti.

Sul versante destro dell'Adda, le facies di contatto talora corrispondono a gneiss granatiferi, a grana media, a biotite e muscovite, generalmente con sillimanite fibrolitica e \pm K-feldspato, talvolta con pacchetti di lamine muscovitiche e con livelli molto ricchi di granato. Sono pure presenti bande leucocrate granatifere, localmente arricchite di anfiboli.

Età: Pre-Permiano.

2.1.4. - *Ortogneiss* (OOG)

Sotto tale denominazione sono stati accorpati vari ortogneiss derivanti da protoliti pre-alpini, probabilmente caledoniani, di natura granitico-granodioritica, localmente granitico-aplitica.

I tipi prevalenti sono rappresentati da ortogneiss chiari, a grana da media a grossa, talora listati, più spesso occhiadini per la presenza di porfiroclasti di microclino e plagioclasio, racchiusi da una matrice contenente quarzo, feldspati, mica bianca e biotite, con parziale sostituzione delle miche con clorite. Comprendono varietà di colore grigio-scuro, a tessitura gneissica listata, grana variabile da minuta a grossolana, con anfiboli (orneblenda verde), granati ed epidoti. In prossimità delle principali linee tettoniche sono milonitici.

Il K-feldspato (microclino) si presenta in genere in porfiroclasti di dimensioni anche centimetriche, raramente pertitici; 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, zircone, titanite, allanite e ossidi di ferro.

Lungo il versante sinistro della Valle dell'Adda, tra la Val di Rezzalo e la valle delle Pressure (nell'angolo NW del foglio), è possibile osservare il contatto, di natura tettonica, tra ortogneiss a due miche della Falda Grosina (**GRS**) e il Plutone di Sondalo.

Gli ortogneiss si presentano in masse di dimensioni generalmente modeste, in lenti anche molto allungate di limitato spessore intercalate nei paraderivati, o in corpi più consistenti; di questi il più esteso si trova in Valle di Peio dove si manifesta come un continuo affioramento

prevalentemente sviluppato sul versante sinistro. Corpi minori e lenti allungate si trovano sul versante occidentale del Corno dei Tre Signori (Gavia) ed in Valle Dosegù. Altri corpi limitati affiorano sui versanti meridionale ed occidentale del Monte Mala – Monteur ed in Alta Valle delle Pressure, in contatto tettonico con il sottostante corpo intrusivo di Sondalo (Gabbro di Sondalo *Auct.*).

In talune aree si osservano facies scarsamente deformate con tessiture intrusive primarie quasi integralmente conservate; in altre zone (Valle di Peio) si osservano caratteri milonitici, accompagnati dalla presenza di abbondante biotite.

Nel settore trentino del foglio, in Val del Monte, sono intercalati ai paragneiss a bande (**OMP**) e ai micascisti a granato e staurolite (**OMI**), alla testata della Valpiana e sotto la Cima di Vallombrina.

Alcune intercalazioni di ortogneiss, particolarmente chiari, si distinguono per la relativa abbondanza di granato (Ortogneiss a granato **OOG_a**). Comprendono varie litofacies, alcune delle quali già distinte dagli Autori precedenti, e incassate in diverse unità del basamento: “*Membro degli gneiss occhiadini del Dosso Cornin*” nella “*Formazione della Punta di Pietra Rossa*” di BONSIGNORE & RAGNI (1966) e BELTRAMI *et alii* (1971), “*Membro degli gneiss della Cima Verda*” nei “*Micascisti di Cima Rovaia*” di BELTRAMI *et alii* (1971).

La composizione mineralogica tipica è data da quarzo, feldspati, mica bianca e granati. Come accessori compaiono epidoti, apatite ed opachi. Nelle facies listate il quarzo costituisce, insieme al feldspato, aggregati granoblastici orientati secondo la scistosità regionale, con avanzato grado di ricristallizzazione. Il plagioclasio è rappresentato da individui a geminazione polisintetica, frequentemente orientati trasversalmente alla scistosità regionale, o in blasti con geminazione Albite-Carlsbad, di successiva cristallizzazione. La mica bianca (fengite), è in livelli discontinui. I granati sono in sparsi individui subedrali, con caratteri postcinematici e con frequenti inclusioni di opachi. Nelle facies occhiadine, i porfiroblasti sono costituiti da singoli cristalli o aggregati di cristalli di microclino ed albite, spesso con strutture micropertitiche, e sono avvolti da letti quarzoso-micacei a grana fine con piccoli granati. Talora compaiono lamine deformate di mica bianca e, più raramente, biotite. Nelle zone di *shear* si osserva lo sviluppo di biotite come minerale sincinemico legato alla milonitizzazione (piccole lamine euedrali crescono lungo i piani di sfaldatura e nelle ombre di pressione dei porfiroclasti deformati di mica chiara). Biotite e rara muscovite inoltre si trovano nelle ombre di pressione dei cristalli ruotati di granato. In Val Camonica affiorano, sotto forma di

corpi allungati, al Pian di Locher (a N di Monno) e sulle pendici di Cima Rovaia (a N di Vezza d'Oglio). Corpi di maggiori dimensioni sono presenti tra la testata della Val Grande e l'alta Valmalza (Punta di Pietra Rossa) e presso le Baite di Monticelli (versante destro della Valle delle Messi).

In Val del Monte affiorano abbondantemente sul versante sinistro dove formano una fascia discontinua e allungata in direzione SO-NE, tra le quote 2200 e 3200 m s.l.m., che comprende le testate della Valpiana e della Valle degli Orsi per assottigliarsi sul fianco sinistro della Valle della Mite. Sono stati osservati anche sul dosso montonato a circa 200 m a SE di malga Paludei, dove la tessitura risulta leggermente foliata per iso-orientazione delle miche. Affioramenti si trovano anche a S della suddetta malga a quota compresa tra i 1960 e 2010 m s.l.m., e, infine, a NW rispetto alla malga Giumella a quota compresa tra i 2320 e 2430 m s.l.m.

La fascia presenta al suo interno grosse pieghe isoclinali con fianchi molto sviluppati, composte da paragneiss a bande (**OMP**). Si tratta di pieghe di seconda fase riprese da una terza fase deformativa evidenziata da blande ondulazioni. Sono rocce a grana medio-fine, con foliazione messa in evidenza da orneblenda verde, biotite, granato, epidoto ed albite.

Età: Pre-Permiano.

2.1.5. - *Metapegmatiti (OPE)*

Si tratta di pegmatiti ed ortogneiss pegmatoidi a grana medio-grossa, costituite essenzialmente da feldspati (plagioclasio e K-feldspato) e quarzo. Spesso, inoltre, contengono abbondanti miche (mica chiara e biotite) e cristalli isolati di tormalina (questi ultimi possono raggiungere dimensioni centimetriche e in generale sono tozzi). Come accessori compaiono titanite, opachi e granati. Per gran parte si presentano molto fratturate e stirate, con fenomeni di *boudinage*.

In media Val Canè, la parte più settentrionale di uno dei corpi pegmatitici di maggiori dimensioni, è caratterizzata da grana fine e *fabric* milonitico sottolineato da sottili e discontinui livelli di ossidi ed idrossidi di ferro isorientati. In alta Val Massa, invece, la deformazione milonitica ha dato luogo ad una facies a grana grossolana fortemente orientata (aspetto "occhiadino"). I litotipi pegmatitici sono molto diffusi sotto forma di corpi allungati di modesto spessore (da pochi decimetri ad alcuni metri) e lunghezze variabili (da poche decine ad alcune centinaia di metri), per gran parte concordanti con la scistosità generale. Vi sono tuttavia due corpi allungati di diverse decine di metri di spessore. Entrambi gli ammassi sono posti sul lato destro della Val Camonica: il primo si sviluppa lungo la parte medio-bassa del versante tra Vezza d'Oglio e Incudine, l'altro si estende

dalla testata della Val Pissore (Cima Muralta-Monte Bles) fin oltre lo spartiacque tra la Val Canè e la Val delle Messi. Un'altra zona dove gli affioramenti presentano lunghezze notevoli e spessori plurimetrici è il versante destro della Valle delle Messi, presso C.se del Toss, dove in passato sono stati oggetto di coltivazione.

Età: Pre-Permiano.

2.1.6. - *Metarioliti* (OPO)

Intercalazioni concordanti di metarioliti sono presenti nei micascisti retrocessi, principalmente sulle pendici orientali e sul crinale Monte Mala – Monteur e sul versante orientale del Corno dei Tre Signori (Gavia) in alta Valle del Monte (Valle di Peio). Non è stato possibile chiarire se il protolito è molto antico, oppure se rientra nel magmatismo tardo-varisico. Sono rocce da grigio chiare a biancastre, caratterizzate da porfiroclasti feldspatici di alcuni millimetri di diametro, con scistosità evidenziata da letti di mica bianca. I livelli di metarioliti (Porfiroidi *Auct.*) hanno in genere uno spessore modesto, di qualche metro, ma possono raggiungere i 10-15 m. Essi sono per lo più concordanti, tuttavia la foliazione è localmente discordante di 5-20° rispetto alla scistosità principale. Nelle facies meno deformate sono ancora visibili alcune strutture primarie. La composizione è data da microclino, plagioclasio, 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 filoni 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.

Età: Pre-Permiano.

2.1.7. - *Prasiniti* (OPS)

Tra le rocce metabasiche intercalate nei micascisti a clorite e sericite (OME, Filladi *Auct.*) prevalgono di gran lunga i termini prasinitici; essi affiorano in particolare sul versante orientale del Monte Sobretta in valle dell'Alpe. Hanno sviluppo generalmente limitato con spessori massimi dell'ordine del metro o poco più, le giaciture sono concordanti con la scistosità generale ed il passaggio con i micascisti è di tipo transizionale e si esaurisce nell'ambito di pochi decimetri. Si tratta generalmente di litotipi di color verde chiaro, che diventa verde cupo fino al nerastro nei litotipi più ricchi in anfibolo. Finemente scistosi e spesso fittamente pieghettati, sono

costituiti da clorite, epidoto, actinolite, albite, e con scarsi quarzo, carbonato e miche. Caratteristiche sono altresì le lenticelle quarzose chiare, messe in rilievo dall'erosione differenziale. Presentano una tessitura più massiccia rispetto agli scisti incassanti, che in questa area hanno un carattere fortemente filladico.

Età: Pre-Permiano.

2.1.8. - *Anfiboliti (OAF)*

Comprendono le “*anfiboliti biotitiche in lenti*” intercalate ai “*Micascisti della Cima Rovaia*” di BELTRAMI *et alii* (1971), già cartografate da CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1930) e da ANDREATTA (1951a).

Le intercalazioni di anfiboliti interessano sia i micascisti a granato e staurolite (**OMI**), sia i paragneiss sillimanitici (**OMP_b**), con i quali formano una tipica sequenza, insieme a marmi e metapegmatiti.

Le anfiboliti formano intercalazioni lenticolari, concordanti con la scistosità, di spessore variabile da pochi decimetri ad alcune decine di metri, alcune delle quali presentano un notevole sviluppo lineare. I corpi di maggiori dimensioni sono presenti sul versante destro della Val Camonica (Val Pisore, Plazzo Pressanino, Baite del Coleazzo).

Generalmente hanno una tessitura granulata orientata e colore verde più o meno scuro. Le facies più scure sono quasi esclusivamente costituite da anfibolo, di dimensioni millimetriche, cui occasionalmente si possono associare piccole quantità di biotite, plagioclasio e quarzo, ed accessori quali epidoto, titanite e minerali opachi. Le facies che, in massa, appaiono più chiare sono costituite da abbondante anfibolo, quarzo, plagioclasio e, subordinatamente, biotite e granato. Come accessori queste facies possono contenere epidoto, clorite, sericite, titanite, apatite, rutilo, zirconio e minerali opachi. Il passaggio ai micascisti a granato e staurolite incassanti (**OMI**) è generalmente netto, mentre quello ai paragneiss cornubianitici (**OMP_d**) può essere sia molto netto che graduale (paragneiss anfibolici).

Nel settore occidentale del foglio, pochi livelli anfibolitici compaiono al limite meridionale del Plutone di Sondalo, mentre più spesso sono associati ai micascisti e paragneiss cornubianitici che sovrastano il plutone, all'interno dei quali formano corpi stratoidi concordanti con la foliazione generale. I primi presentano generalmente spessore di pochi centimetri o decine di centimetri. Soltanto in Val di Scala e Valle di Dombastone sono presenti livelli di spessore metrico, e sono associati a livelli quarzifici di spessore da metrico a decametrico.

Età: Pre-Permiano.

2.1.9. - *Marmi (OMA)*

Le intercalazioni carbonatiche, per frequenza e dimensioni, si possono considerare una delle litofacies più tipiche del basamento della Falda Ortles-Campo. Dal punto di vista composizionale, i marmi possono contenere scarse impurità (**OMA**), oppure possono essere relativamente ricchi di silicati (Marmi a silicati **OMA_b**).

I primi sono di gran lunga i più frequenti. Dal punto di vista associativo, possono essere distinti in due gruppi: quelli incassati nei micascisti tipo Passo Gavia (**OME**), e quelli incassati nei paragneiss sillimanitici (**OMP_b**) (area del M. Coleazzo). Secondo GREGNANIN (1980) i marmi della Falda Campo costituiscono due complessi, uno più profondo, correlabile con i marmi di Lasa e connessi micascisti argentei, l'altro correlato con le sovrastanti filladi dell'Ortles.

Nel foglio, i marmi incassati nei micascisti a clorite e sericite (**OME**) formano intercalazioni da metriche a decametriche, concentrate in una fascia che può essere seguita con una certa continuità sul terreno dalla Valle del Gavia a E, fino alla Val di Rézzalo a W. Un affioramento correlabile con quello descritto si trova sul versante N della cresta Sobretta. In campagna appaiono come marmi impuri di color giallastro-rossastro, talvolta saccaroidi, con presenza di bande melanocratiche centimetriche. Queste intercalazioni formano ripetute alternanze che complessivamente possono raggiungere varie centinaia di metri in affioramento. L'analisi strutturale rivela che si tratta di livelli ripetuti per piega.

In sezione sottile presentano grana grossa e tessitura omeoblastica. La composizione mineralogica consiste prevalentemente di calcite, mentre sono nettamente subordinati quarzo, clorite e muscovite; inoltre compaiono epidoto, zoisite, titanite, rutilo e zirconio. Nella zona del Passo dell'Alpe, le intercalazioni carbonatiche sono sede di fenomeni di carsismo superficiale e profondo.

I marmi contenuti nei paragneiss biotitici (**OMP_a**) risultano quasi sempre associati a quarziti e anfiboliti (MERLINI & ZAMBOTTO, 1983). Si tratta sia di marmi grigio-chiari, costituiti da calcite finemente ricristallizzata, con miche chiare nettamente subordinate; sia di marmi di colore grigio a bande di diversa tonalità, con venuzze silicatiche; sia, soprattutto, di marmi biancastri a grana grossa (saccaroidi), quasi puri o con sporadiche miche. Localmente compaiono anche facies giallastre di aspetto vacuolare. Essi formano corpi lentiformi più o meno continui e con spessore variabile da pochi decimetri a diverse decine di metri, spesso interessati da vistosi piegamenti. Le fasce di maggiori dimensioni interessano la media Val Canè e lo spartiacque tra questa e la Valle delle Messi (Monte

Coleazzo). In passato, in Val Canè e a N di Vezza d'Oglio (località Borom), i marmi sono stati oggetto di coltivazione per scopi ornamentali.

Come accennato sopra, in rari casi i marmi contengono una significativa quantità di silicati, perlopiù tremolite, granato, clinozoisite, mica bianca, raro plagioclasio (**OMA_b**). La grafite costituisce un ulteriore componente comune, insieme al quarzo. Talora il granato forma individui di dimensione fino a pluricentrica. I litotipi sono in genere giallastri, talora rosati, oppure a bande chiare e grigie. Generalmente si trovano interposti tra i marmi del complesso Gavia-Sobretta e gli scisti incassati, però su un solo limite, che segnala la polarità della sequenza. Condividono con i marmi comuni l'intensa deformazione, che si manifesta attraverso pieghe isoclinali a scala da centimetrica a decametrica.

Età: Pre-Permiano.

2.1.10. - *Quarziti (OQU)*

Livelli di quarziti e quarzoscisti di potenza da decimetrica a decametrica sono abbastanza comuni nei paragneiss e nei micascisti. Solo i livelli di maggior spessore sono stati cartografati. Hanno colore variabile dal grigio molto chiaro al grigio scuro e si presentano sia massivi, sia con tessitura scistosa. Sono composti prevalentemente da quarzo, cui si associano, a volte in discrete quantità, biotite, muscovite e granati, e, subordinatamente, clorite, epidoti e plagioclasio.

Nelle quarziti sono presenti qua e là sottili livelli di carbonati leggermente ferriferi, di colore bruno.

Le intercalazioni di maggiori dimensioni interessano i micascisti a granato e staurolite (**OMI**), oppure costituiscono il limite tra questi e i paragneiss biotitici (**OMP_a**), in particolare a Monte Gaviola e nella conca dei Monticelli (P.ta di Monticelli, Piramide di Somalbosco), in alta Valzaroten e sul versante S della Cima Bleis di Somalbosco.

Sono rocce relativamente diffuse anche nei micascisti a clorite e sericite (**OME**) e sulle creste che circondano i ghiacciai di P.ta S. Matteo.

Nel settore occidentale del foglio, livelli di quarziti si trovano in genere interposti tra i paragneiss biotitici (**OMP_a**) e la base delle bancate di marmi (**OMA**) e marmi a silicati (**OMA_b**), in una tipica successione (dal basso verso l'alto: **OMP_a**, **OQU**, **OMA_b**, **OMA**).

Nel settore trentino, le quarziti affiorano in Val del Monte, soprattutto sul fianco sinistro appena a monte del Lago di Pian Palù (zona della M.ga Paludei), intercalate ai paragneiss biotitici (**OMP_a**). Tali livelli sono interessati da deformazioni plicative di fase 3.

Età: Pre-Permiano.

2.1.11. - *Miloniti (TZL)*

Si tratta di miloniti nere, a grana estremamente minuta, con rari frammenti di cristalli di quarzo. Entro i paragneiss a bande (**OMP**), nel settore NW del foglio (M. Mala) compaiono livelli di miloniti coinvolte nelle prime fasi di deformazione alpina.

Età: Permiano – Cretacico?

3. - DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO: MAGMATISMO DELLA FALDA ORTLES-CAMPO

3.1 - CORPI INTRUSIVI TARDO E POST-VARISICI

3.1.1. - *Metadioriti (DRI)*

Per gran parte corrispondono alla “*Diorite del Monte Serottini*” di BELTRAMI *et alii* (1971) e alle “*Diorite di Salina*” e “*Diorite di Serotti*” di BOCKEMÜHL & PFISTER (1985).

Sono rocce di composizione variabile da dioritica a gabbrodioritica costituite da plagioclasio, anfiboli, biotite e quarzo (quest’ultimo è presente in quantità variabili da meno del 10% fino a circa il 20%). I minerali accessori sono in quantità variabile e sono dati da apatite, zirconio, titanite, granati ed opachi. Come minerali secondari compaiono mica bianca, epidoti, clorite, rari carbonati e prehnite. Le datazioni eseguite sui diversi corpi magmatici dell’Alta Valtellina danno un’età di consolidamento pari a 295-267 Ma (DEL MORO *et alii*, 1981; DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987; BORIANI *et alii*, 1985; TRIBUZIO & THIRLWALL, 1997). Secondo GAZZOLA *et alii* (2000) la loro messa in posto è avvenuta a livelli crostali da medi a poco profondi ($T = 870 \pm 110$ °C, $P = 0,4-0,7$ GPa, con paragenesi ignea data da $\text{AmpI} + \text{PlI} + \text{BtI} + \text{Qtz} \pm \text{TtnI} \pm \text{Mnz} \pm \text{Zrn} \pm \text{Ilm} \pm \text{Mag}$); in seguito, durante il ciclo alpino, sono stati portati fino a circa 40 km di profondità (fase D₁, $T = 500-600$ °C, $P = 1,1 \pm 0,2$ GPa, con paragenesi $\text{AmpII} + \text{PlII} + \text{Mica biancaI} + \text{Zo/Czo} + \text{Qtz} \pm \text{Mg-Chl} \pm \text{Ilm}$), per poi essere riesumati (fase D₂–retrocessione in facies scisti verdi, $T = 350$ °C, $P = 0,5$ GPa, con paragenesi $\text{AmpIII} + \text{Ab} + \text{Mica biancaII} + \text{Ep} + \text{Chl} + \text{Qtz} \pm \text{BtII} \pm \text{Ttn}$). Durante tale ciclo tettono-metamorfico, l’interazione tra la progressiva deformazione e le trasformazioni metamorfiche hanno modificato le originarie rocce ignee, dando luogo a diverse litofacies metaintrusive. Si passa infatti da litotipi macroscopicamente poco o non

deformati, e con blande trasformazioni metamorfiche dei componenti, a rocce da leggermente orientate a normalmente foliate, con trasformazioni via via più accentuate, fino a rocce con tessitura milonitica. Le facies meno deformate sono caratterizzate da una grana che varia notevolmente oltre che da zona a zona, anche nell'ambito dello stesso affioramento, mentre con l'aumentare della deformazione la grana tende a diminuire. Le intrusioni di composizione dioritica, associate a quelle di composizione granitico/granodioritica, sono presenti nel settore compreso tra la Valle di Grom a W e la Val Canè a E; i corpi di maggiori dimensioni si riscontrano lungo la dorsale del M. Pagano, in Val Bighera, tra la Val Paraolo ed il versante destro della media Val Grande e nel gruppo Cime di Glere – Savordello – Cime del Tirlo. Piccoli corpi isolati, poco deformati e con trasformazione metamorfica molto blanda, affiorano anche nel settore valtellinese, in Valle di Dombastone, alla base del M. Serottini - Corno Tremoncelli, dove tuttavia risultano difficilmente distinguibili, sul terreno, dalle facies dioritiche del Plutone di Sondalo (**ISD**). Un nuovo affioramento è stato individuato appena a N del Corno dei Tre Signori a E del Passo Gavia.

Associati alle dioriti, spesso con passaggi graduali, si possono distinguere litotipi metagranitoidi (**DRI_a** riferibili alle “*granodioriti, graniti a due miche in ammassi regolari, filoni microgranitici*” associate alla “*Diorite del Monte Serottini*” di BELTRAMI *et alii* (1971) ed alla “*Granodiorite di Tremoncelli*” di BOCKEMÜHL & PFISTER (1985).

Sono rocce di composizione variabile da granitica a granodioritica costituite da plagioclasio, quarzo, K-feldspato, biotite e mica bianca. I minerali accessori sono in quantità variabile e sono dati da apatite, zircone, titanite, carbonati ed opachi. I minerali secondari sono dati da mica bianca, epidoti, clorite e granati. Similmente alle facies dioritiche, la loro messa in posto è datata 295-267 Ma. Secondo GAZZOLA *et alii* (2000), la paragenesi ignea è data da $PII + KfsI + BtI + Qtz \pm Ap \pm TtnI \pm Aln$ ($T = 870 \pm 110$ °C, $P = 0.4-0.7$ Gpa). La fase D₁ alpina ha paragenesi $PIII + Mica\ biancaI + Zo/Czo + Grt + AmpII + Qzt \pm Ilm / Ttn$ ($T = 500-600$ °C, $P = 1,1 \pm 0,2$ Gpa) mentre la retrocessione alpina in facies scisti verdi (fase D₂) ha paragenesi $ChI + Mica\ biancaII + Ep + Ab + Qtz \pm BtII$ ($T = 350$ °C, $P = 0,5$ GPa). Anche i metagranitoidi sono stati deformati e trasformati in varia misura durante il ciclo tettono-metamorfico alpino, con il risultato che sul terreno si passa da rocce macroscopicamente poco o non deformate a rocce di aspetto orientato. Come le facies dioritiche, quelle di composizione granitico/granodioritica sono presenti nel settore compreso tra la Valle di Grom a W e la Val Canè a E. Il corpo di maggiori dimensioni si sviluppa

dalla Cima di Grom attraverso la Val Bighera ed il Monte Tremoncelli fino al versante destro della Val Grande, con una propaggine che si estende fino alla zona dei Laghi Seroti superiori. Un altro corpo molto esteso, ma di forma notevolmente irregolare, circonda il gruppo Cime di Glere – Savordello – Mattaciul - Cime del Tirlo. Corpi stratoidi con aspetto pegmatitico si rinvencono anche in prossimità del Plutone di Sondalo con giacitura discordante rispetto alla foliazione delle metamorfite incassanti. In Valle di Dombastone, altri filoni pegmatitici di spessore metrico e lunghezza pluridecamentrica si rinvencono all'interno del Plutone di Sondalo. Qui si presentano in genere con grana molto grossolana, e sono costituiti da plagioclasio, K-feldspato, quarzo, mica chiara e tormalina, spesso in cristalli di dimensioni centimetriche (< 10 cm). Analoghe litologie nel Foglio 024 - Bormio (MONTRASIO *et alii*, in prep) sono state inserite tra le gmatiti acide dell'alta Valtellina.

Età: Permiano.

3.1.2. - *Plutone di Sondalo*

Le rocce che costituiscono la grande massa intrusiva del Plutone di Sondalo affiorano abbondantemente nel settore NW del foglio, a cavallo con l'adiacente Foglio 024 - Bormio, tra Cepina e Sondalo, lungo il fondovalle dell'Adda e sul versante sinistro fino a quote di circa 2000 m, spingendosi verso E in Val di Rezzalo fino alla località Clevaccio, a circa 2100 m di quota.

Il Plutone di Sondalo, con un'area di circa 50 km², costituisce la massa intrusiva più estesa dell'alta Valtellina ed una delle maggiori delle Alpi. Dopo il gabbro di Ivrea, della stessa età, rappresenta la *layered intrusion* più importante d'Italia. Già descritto a partire dagli inizi del 1800 da NECKER (1829) e THEOBALD (1866), la sua litologia è stata successivamente perfezionata da numerosi Autori (KOENIG, 1964; CAMPIGLIO & POTENZA, 1964; 1966; 1967; BONSIGNORE *et alii*, 1969; GIACOMINI, 1997; GIGLIA, 1997; TRIBUZIO & THIRWALL, 1997; TRIBUZIO *et alii*, 1999; BRAGA *et alii*, 2001; 2003). La natura del magma genitore è stata interpretata come tholeiitica da TRIBUZIO *et alii* (1999).

La massa principale è costituita da gabbri anfibolici e dioriti, associati a noriti e subordinati ortopirosseniti, anortositi e gabbri olivinici. Nelle parti marginali del plutone sono presenti quarzodioriti e granodioriti. Frequenti sono i fenomeni di contaminazione al contatto con le rocce incassanti, che spesso risultano in una grande abbondanza di granati. La disposizione dei litotipi permette di interpretare la massa intrusiva come un plutone basico stratificato.

Datazioni radiometriche (Sm-Nd e Rb-Sr) hanno fornito età di raffreddamento di 300-270 Ma (TRIBUZIO & THIRWALL, 1997; TRIBUZIO *et alii*, 1999).

Nel settore del foglio in esame, le rocce che costituiscono il Plutone sono rappresentate da gabbri anfibolici (prevalenti fino a quote di 1400 - 1700 m), mentre a quote più elevate, nelle parti più marginali del corpo intrusivo, affiorano rocce dioritiche o granodioritiche (GIACOMINI, 1997; GIGLIA, 1997). Entrambi i litotipi mostrano colore scuro, verdastro o nerastro e una grande diversità di aspetto, dovuta alla variabilità della grana, che può variare da grossolana (in genere nelle parti più interne del corpo), a finissima (nelle parti marginali e in prossimità del contatto con le rocce incassanti).

Età: 300- 270 Ma, Permiano Inferiore.

3.1.2.1. - Gabbri (ISG)

Le rocce basiche del plutone sono rappresentate da gabbri e gabbri noritici, a grana da fine a grossolana, generalmente massivi e privi di orientazioni mineralogiche, localmente molto ricchi di pirosseni in grandi cristalli e relativamente poveri di plagioclasio. Gabbri a pirosseno si osservano, per esempio, nella forra del Torrente Rezzalasco, lungo la strada tra Frontale e Fumero e in località Mondadizza.

Ulteriori litologie sono rappresentate da gabbri anfibolici verdastrati, generalmente massivi e privi di orientazioni mineralogiche. I costituenti principali sono dati da abbondanti plagioclasii e anfiboli, questi ultimi in cristalli aciculari. Frequente è l'alternanza di *layering* sottoforma di bande melanocrate ricche di anfiboli, alternate a bande chiare ricche di plagioclasio. Localmente, a contatto con gneiss a sillimanite e *hornfels*, si osservano fenomeni di contaminazione che ricorda l'effetto parete, con croste ricche di granato in cristalli fino a 1-2 cm di diametro.

Frequenti sono gli inclusi di anfiboliti e i filoni pegmatitici o quarziticci, particolarmente abbondanti in Val di Scala e in Valle di Dombastone.

Età: 300- 270 Ma, Permiano Inferiore.

3.1.2.2. - Dioriti (ISD)

Si tratta di dioriti e dioriti quarzifere, a grana da molto fine a media, e struttura tipicamente massiva, costituite da biotite, orneblenda, plagioclasio, e localmente con plaghe ricche in granati in prossimità delle rocce incassanti (OMI), queste ultime compaiono anche sottoforma di inclusi riccamente granatiferi. Occasionalmente, gli inclusi presentano natura quarzitica o anfibolitica. Spesso le dioriti sono attraversate da filoncelli

leucocrati di composizione granitoide, da filoni pegmatitici di spessore anche metrico, o da bande quarzitiche.

In località Campobugatone, in Val di Rezzalo, si osservano strutture tipo *chilled margins* in prossimità del contatto con le rocce incassanti.

Età: 300- 270 Ma, Permiano Inferiore.

3.1.2.3. - Quarzodioriti (**ISQ**)

Quarzodioriti (tonaliti) a plagioclasio, biotite, orneblenda, quarzo, con tessitura massiccia e grana da fine a media, costituiscono corpi minori entro i gabbri e le dioriti con limiti sfumati.

Età: 300- 270 Ma, Permiano Inferiore.

3.1.2.4. - Granodioriti (**ISR**)

Modesti affioramenti di granodiorite sono presenti a SW di S. Bartolomeo. Mostrano struttura massiccia e grana grossa, con cristalli di K-feldspato che raggiungono dimensioni di alcuni centimetri.

Età: 300- 270 Ma, Permiano Inferiore.

3.1.2.5. - Lenti mineralizzate a quarzo (**qz**)

Nella massa intrusiva di Sondalo sono presenti lenti quarzose che contengono concentrazioni di solfuri. Presentano colore da bianco-latteo nella parte centrale, a grigio vitreo ai bordi, con fine aureola metamorfica arricchita di granato (Val Mala).

Età: 300- 270 Ma, Permiano Inferiore.

4. - DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO SUPERIORE: BASAMENTO METAMORFICO DELLE FALDE GROSINA E TONALE

4.1 - FALDA TONALE - UNITÀ DEL TONALE

Le unità tettono-metamorfiche costituenti la Falda del Tonale furono individuate da HAMMER (1902, 1905), il quale distinse una unità che attualmente viene chiamata Unità d'Ultimo, non affiorante nel presente foglio, ed una unità collegabile alla attuale Unità del Tonale.

Relativamente a tutte queste metamorfiti, vanno segnalati una serie sistematica di studi geologico-petrografici, effettuati tra il 1970 e il 1990, sotto la guida di professori universitari e di ricercatori del C.N.R., da un numero consistente di laureandi dell'Università degli Studi di Milano, che

qui segnaliamo: FORNONI (1974), LORANDI (1975), ZARO (1980), NAVA (1982), COLOMBO (1983), BREGA (1988), DE MARCHI (1988), LENOTTI (1988).

4.1.1. - *Paragneiss a sillimanite (TTP)*

Corrispondono agli “*Scisti del Tonale*” di SALOMON (1901), agli “*Gneiss kinzigitici*” *Auct.*, ed agli “*Gneiss del Monte Tonale*” di BELTRAMI *et alii* (1971). Insieme a marmi, anfiboliti e metapegmatiti formano la tipica sequenza nota in letteratura come “*Serie del Tonale*” *Auct.*

Affiorano nella fascia compresa tra la Linea del Tonale, a S, e la Linea di Peio, a N.

Si tratta di litotipi di aspetto paragneissico a bande. La loro composizione mineralogica tipica è data da quarzo, plagioclasio, biotite e mica chiara. Abbastanza diffusi, ma non sempre presenti, sono la sillimanite e il granato. Come accessori compaiono quasi costantemente clorite, apatite, zircone e rutilo; possono inoltre essere presenti anche epidoto, titanite, cloritoide, tormalina ed opachi.

La composizione mineralogica descritta mette in evidenza che il complesso di rocce paragneissiche non è dappertutto sillimanitico, per cui in campagna compaiono di fatto anche paragneiss comuni senza sillimanite. La compenetrazione tra questi litotipi è talmente intima, che non ha permesso di separarli. Le rocce a sillimanite di solito tendono di più al grigio o al grigio azzurro.

Quando prevalgono le miche la roccia appare molto scistosa, di colore bruno se prevale la biotite, di tinta argentea se abbonda la muscovite. Statisticamente, la muscovite è sempre subordinata rispetto alla biotite. Quando prevalgono il quarzo ed il plagioclasio la roccia assume un aspetto più massivo (vedi paragneiss plagioclasici di ZARO, 1980). In queste facies il quarzo è molto diffuso. Localmente si osservano facies a grana finissima, tipiche dei 'paragneiss filladici' *Auct.*; ZARO ha anche segnalato la presenza di livelli di paragneiss epidotici ad orneblenda.

Nei litotipi con sillimanite, questo minerale forma tipicamente plaghe fibrolitiche, molto contorte, in associazione con sericite. La muscovite non sericitica, scagliosa, è molto meno frequente, spesso assente. La sillimanite prismatica è rara. La biotite tende a formare letti monomineralici (S_2), i quali sembrano rielaborare una precedente scistosità. Tipicamente, la sillimanite mostra di formarsi a spese delle miche. Anche altri due minerali molto comuni, il quarzo e il plagioclasio (ricco di calcio), sono penetrati dalle fibre sillimanitiche.

Il granato, peraltro non sempre presente, è di due generazioni: il primo, in peciloblasti di grosse dimensioni con inclusi di biotite e di quarzo, prodotto nel corso della prima fase metamorfica; il secondo si sviluppa come corona del granato precedente, oppure in piccoli cristalli nuovi con forma eudrale.

Petrogeneticamente significativa è la sostituzione parziale del granato da parte di sillimanite (vedi GREGNANIN, 1980). Secondo ZARO (1980), la sillimanite si è formata nel corso di una fase statica successiva alla formazione di S_2 e della blastesi dei piccoli granati di seconda generazione. La sillimanite, a sua volta, mostra plaghe di sostituzione da parte di cloritoide.

Nei litotipi a sillimanite, non compaiono mai epidoto e titanite, mentre nei paragneiss contenenti questi minerali, il plagioclasio è prossimo all'albite. È pertanto possibile che almeno una parte delle 'intercalazioni' di paragneiss epidotici e di paragneiss filladici \pm cloritici, rappresentino fasce interessate da laminazioni alpine.

Età: Pre-Permiano.

4.1.2. - Ortogneiss (TTO)

Piccoli corpi di ortogneiss granitici ed aplitici sono presenti un po' dovunque all'interno del complesso dei paragneiss. Sono costituiti da plagioclasio, K-feldspato, mica bianca \pm biotite. Frequenti le varietà pegmatoidi, più rare quelle occhiadine. Questi ortogneiss sono trasposti parallelamente alla scistosità regionale e hanno spessore modesto, metrico-decimetrico.

Immediatamente a N della Linea del Tonale, affiorano rocce cataclastico-milonitiche a grana perlopiù fine, con rari ocelli quarzosi molto stirati, di colore bianco con venature verdi, grigie e rosate, caratterizzate da una marcata foliazione tettonica che maschera l'originaria struttura occhiadina (Gneiss di Stavel - **TTO_a**, corrispondenti agli "*Gneiss di Stavel*" Auct.). Quest'ultima è ancora ben riconoscibile dove gli spessori sono maggiori e si sono preservate bande meno deformate (ad E del Passo del Tonale).

Gli Gneiss di Stavel formano un orizzonte pressoché continuo che separa i paragneiss a sillimanite dell'Austroalpino dalle miloniti e cataclasi della Linea Insubrica e dalle metamorfite del basamento Sudalpino.

Le rocce meno deformate mostrano abbondanti porfiroclasti feldspatici che possono raggiungere il diametro di 2.5 cm (mediamente 0.5 cm). La loro composizione mineralogica tipica è data da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, fengite. I porfiroclasti sono costituiti da microclino, albite,

generalmente in associazione pertitica, e, in minor misura da oligoclasio in granuli distinti; sono immersi in una matrice di quarzo ricristallizzato, fengite e albite. Nella matrice compaiono spesso pirite ed apatite, a volte siderite e, più raramente, calcite. I porfiroclasti possono essere sia subarrotondati che spigolosi, ma generalmente sono fratturati, frammentati, deformati e corrosi. Spesso mostrano sostituzione da parte di altro feldspato. La fengite è la mica dominante e si presenta in lamelle orientate che definiscono la foliazione; spesso avvolge i porfiroclasti. Altra mica bianca, successiva, taglia la foliazione con lamine lunghe fino a 2 mm.

Età: Pre-Permiano.

4.1.3. - *Metapegmatiti (TPN)*

Le intercalazioni metapegmatitiche costituiscono un aspetto tipico del complesso dei paragneiss a sillimanite TTP. Formano corpi di spessore variabile da pochi centimetri ad alcuni metri ed hanno una grana medio-grossolana. Sono costituite da quarzo, plagioclasio, K-feldspato, mica chiara \pm biotite \pm tormalina \pm anfibolo. Generalmente si presentano molto fratturate e stirate, con fenomeni di *boudinage*.

ZARO (1980) ha peraltro segnalato la presenza di alcune pegmatiti discordanti.

Età: Pre-Permiano.

4.1.4. - *Anfiboliti (TTA)*

Corrispondono alle “*anfiboliti e anfiboliti gneissiche*” intercalate agli “*Gneiss del Monte Tonale*” di BELTRAMI *et alii* (1971), sono state inoltre cartografate da CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1930) e da ANDREATTA (1951a).

Compaiono con notevole frequenza sulla cresta tra Cima Bleis e Cima le Sorti, e sul versante che da quest’ultima scende fino a Ponte di Legno. Si tratta di livelli generalmente di spessore limitato, pari ad alcuni metri, affogati nei paragneiss, oppure associati a marmi e quarziti. Spesso sono interessate da una foliazione correlabile con la S_2 delle rocce incassanti, e data dall’orientazione degli anfiboli e della biotite. Il passaggio ai paragneiss è generalmente netto, e solo localmente è caratterizzato da orizzonti centimetrico-decimetrici di paragneiss anfibolici.

Le anfiboliti possono essere molto ricche di anfibolo, praticamente senza plagioclasio ed epidoto, scure e a grana grossa (anfiboliti massicce di ZARO, 1980), oppure ricche anche di plagioclasio ed epidoto, con grana più fine e più chiare delle precedenti.

La loro composizione è data da anfiboli (prevalentemente orneblenda), plagioclasio, epidoto, quarzo, ± biotite, mica chiara, clorite, rutilo, titanite ± carbonati. ZARO (1980) non ha segnalato la presenza di granato nelle anfiboliti, ma i nuovi rilievi hanno individuato anche intercalazioni granatifere (VeZZa d'Oglio). Secondo ZARO, le anfiboliti plagioclasico-epidotiche deriverebbero da precedenti anfiboliti plagioclasiche per retrocessione metamorfica, producendo la classica trasformazione del plagioclasio calcico in albite + epidoto.

Età: Pre-Permiano.

4.1.5. - *Peridotiti e serpentiniti (TTD)*

Sono rappresentate principalmente da un grosso affioramento, spesso alcune decine di metri, associato ai marmi, sulla cresta tra il M. Tonale Orientale e la Punta d'Albiolo. L'affioramento è caratterizzato da bancate potenti 0,5-3 metri, e da superfici di alterazione bianco-rossastre.

Si tratta di rocce composte unicamente da minerali mafici, prevalentemente tremolite-attinoto ± pirosseno diopsidico e masserelle magnetitiche, nonché, occasionalmente, da epidoto, plagioclasio, granato, olivina, serpentino, biotite, clorite, talco e amianto, nonché da vene ed incrostazioni carbonatiche (ZARO, 1980).

Sporadicamente compaiono piccole lenti serpentinitiche non cartografabili (lungo la cresta sul versante destro della Val Montozzo), a relitti di olivina, con tremolite, clorite, talco opachi e carbonato. Sono verosimilmente derivate dalla serpentinnizzazione di qualcuna delle intercalazioni peridotitiche che tipicamente caratterizzano la Falda del Tonale s.s. nella zona orientale (FORNONI, 1974; LORANDI, 1975; NAVA, 1982; LENOTTI, 1988).

Età: Pre-Permiano.

4.1.6. - *Marmi (TTM)*

Corrispondono ai “*calcari cristallini più o meno dolomitici e calcefiri*” intercalati agli “*Gneiss del Monte Tonale*” di BELTRAMI *et alii* (1971), ed ai “*marmi*” o “*calcari saccaroidi*” di CORNELIUS & FURLANI-CORNELIUS (1930) e di ANDREATTA (1951a).

La fascia più ricca di queste intercalazioni si sviluppa a N del Passo del Tonale, nella conca della Malga Valbiolo, tra Cima di Cadi, M. Serodine e Cima le Sorti, in Val Strino e Val Montozzo.

Si tratta di marmi e di marmi a silicati che formano intercalazioni lentiformi più o meno continue e con spessore variabile da pochi decimetri a diverse decine di metri. Oltre a variazioni di grana e di colore, dal bianco

puro, ai bardigli, ai rosati, questi marmi si distinguono spesso anche per la varietà dei silicati. I più frequenti sono la tremolite, la grossularia, l'epidoto e il plagioclasio, cui si aggiungono anche il serpentino, il pirosseno diopsidico, la flogopite, l'olivina, la titanite, la mica bianca, il quarzo e minerali opachi (ZARO, 1980).

Presentano complesse strutture interne che registrano le deformazioni principali subite dal complesso.

Età: Pre-Permiano.

4.1.7. - *Quarziti (TTQ)*

Nei paragneiss dell'Unità del Tonale, soprattutto nella parte meridionale, sono abbastanza comuni livelli a maggior contenuto di quarzo, di colore più chiaro e di aspetto più massivo; la maggior parte di essi presenta spessori non cartografabili o è rappresentato da termini di transizione. Il passaggio con i paragneiss veri e propri è sempre graduale.

Età: Pre-Permiano.

4.2 - FALDA GROSINA

Le unità della Falda Grosina *Auct.* affiorano soltanto in una piccola area al margine NW del foglio.

Secondo gli Autori precedenti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970; BELTRAMI *et alii*, 1971) si tratta dell'unità tettonicamente sovrastante le altre unità del basamento, conservata soltanto in lembi isolati sotto forma di *Klippen*.

Nelle Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000 (Foglio 8 Bormio e Foglio 19 Tirano), la Falda Grosina viene suddivisa negli gneiss di Vernuga, negli gneiss del M. Storile e nelle filladi del Monte Radisca (DELL'ORTO, 1965; CERIANI, 1967; CORRADINI *et alii*, 1973; BIANCHI & NOTARPIETRO, 1977; BIANCHI *et alii*, 1978a; 1978b, NOTARPIETRO & GORLA, 1981)

Nel foglio in esame, la Falda Grosina è rappresentata esclusivamente da ortogneiss granitoidi corrispondenti al "Membro delle migmatiti di Vernuga" di BONSIGNORE *et alii* (1969).

4.2.1. - *Ortogneiss a due miche (GRS)*

Le rocce riferibili a questa falda nel foglio sono rapprestate unicamente da ortogneiss granitoidi generalmente leucocrati a plagioclasio, K-feldspato, quarzo, muscovite, subordinata biotite, con tessitura occhiatina a grana grossolana con occhi feldspatici di dimensioni fino a centimetriche da tondeggianti a mandorla nelle zone laminate, euedrali nelle parti massicce.

Il colore verdognolo è legato alla sostituzione parziale delle miche e del plagioclasio da parte di clorite ed epidoti. Sono caratterizzati da una forte deformazione tettonica, che ha determinato la comparsa di una struttura a bande a diverso grado di deformazione, fino ad una struttura milonitica diffusa. Affiorano soltanto nel settore NW del foglio, tra il Corno Boero e il fondovalle della Val di Rezzalo, a costituire quello che in letteratura è stato chiamato il “*Klippe* del Corno Boero” (Foglio 8 Bormio – SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1970). Il contatto con i micascisti e paragneiss dell’Unità di Peio non si configura come un piano tettonico suborizzontale, come in altri settori, ma come un piano subverticale, a direzione N-S e immergente verso W, sottolineato da una vasta fascia cataclastica. Probabilmente si tratta di un effetto della tettonica tardiva. Anche il contatto con il Plutone di Sondalo è di natura tettonica.

Al di fuori delle zone interessate dagli effetti tettonici sovracitati, praticamente solo lungo il versante destro della Val di Rezzalo, alle quote più basse, gli ortogneiss della Falda Grosina si presentano poco deformati. Età: Pre-Permiano.

5. - DOMINIO TETTONICO DELLE ALPI MERIDIONALI

5.1 - BASAMENTO METAMORFICO

Il Basamento Metamorfico delle Alpi Meridionali affiorante nel foglio non è stato articolato in sottounità, in accordo con la letteratura precedente. Le sue rocce sono state incluse in due ambiti, quello degli ortogneiss granitoidi, di collocazione incerta, e quello degli Scisti di Edolo *Auct.*

5.1.1. - Scisti di Edolo (EDO)

Nel precedente F. Tirano, in questo contenitore vennero incluse filladi (micascisti a due miche e micascisti passanti a micascisti filladici), cloritoscisti, anfiboliti albitico-epidotiche, marmi e gneiss chiari occhiadini (Forno d’Allione e Cedegolo), corrispondenti agli “*Scisti di Edolo*” s.s. (SALOMON, 1901) ed alle “*Quartzlagerphyllit*” *Auct.*

Affiorano lungo l’intero margine meridionale della Linea del Tonale, e a S sono delimitate dal batolite dell’Adamello al contatto con il quale si osservano, su spessori talora consistenti, gli effetti del metamorfismo di contatto. Con la denominazione di micascisti filladici, sono stati raggruppati diversi litotipi che, oltre a presentarsi ripetutamente alternati, mostrano

caratteri di transizione l'uno nell'altro, rendendo impossibile ogni ulteriore dettaglio. Verso E (Passo del Tonale, Val di Sole), i litotipi più comuni sono rappresentati da filladi quarzifere di colore grigio o grigio-scuro, semiopache, con superfici di alterazione color ruggine, caratterizzate da una fitta alternanza di letti micacei e letti quarzosi. Sul terreno si riscontrano, in alternanza, sia rocce più ricche in quarzo (oltre a quarziti vere e proprie, compaiono quarziti micacee e quarziti filladiche), sia rocce di aspetto più micaceo (filladi, filladi micascistose, micascisti filladici \pm quarziferi). Ad W del Passo del Tonale si nota un graduale aumento delle facies micascistose a scapito di quelle più filladiche. I costituenti essenziali, in ordine decrescente ma con variabilità di contenuti, sono dati da quarzo, mica bianca, clorite e biotite, con subordinati granati e plagioclasio albitico. I minerali accessori sono rappresentati da tormalina, vari opachi, epidoto, apatite, zircone, rutilo e carbonati ferriferi. Localmente la roccia assume un aspetto gneissico per aumento del contenuto in plagioclasio (filladi albitiche). La scistosità principale (S_2) è definita dalla tipica alternanza di letti granoblastici prevalentemente quarzosi e letti lepidoblastici a prevalente mica bianca, con minori percentuali di clorite e biotite.

All'interno degli Scisti di Edolo sono stati distinti:

- quarzoscisti (**EDO_b**)
- filladi con livelli grafitici (**EDO_f**)
- anfiboliti (**EDO_g**)
- scisti carbonatici con livelli di marmi (**EDO_h**)

di seguito descritti.

Quarzoscisti - EDO_b

I litotipi quarziticci sono abbastanza comuni ma risultano particolarmente diffusi nel settore occidentale, dove, a S di Incudine, formano intercalazioni di spessore decametrico distinte come “*Membro delle quarziti della Ganda*” da LIBORIO & MOTTANA (1969) e “*Membro delle quarziti del Dosso Pasò*” da BELTRAMI *et alii* 1971). Sono rappresentati sia da termini puri, sia da facies di transizione (quarziti micacee e quarziti filladiche), interpretate come episodi di deposizione neritica in una serie prevalentemente pelitica. Macroscopicamente si distinguono per il colore più chiaro (dal bianco al grigio chiaro o rosato-verdognolo), per la bancatura e per la scistosità meno marcata rispetto ai litotipi micascistoso-filladici. Spesso mostrano tessitura cataclastica a grana eteroblastica (“*mortar*”). Oltre al quarzo, presente in quantità superiori all'80%, compaiono di regola le miche bianche, in percentuali molto variabili, mentre risultano nettamente subordinati la

clorite, la biotite ed il plagioclasio albitico. Localmente (Passo del Tonale) mostrano concrezioni di solfuri.

Filladi con livelli grafitici - **EDO_f**

Negli Scisti di Edolo compaiono sottili e discontinui livelli filladici grafitici di colore nero, untuosi al tatto (**EDO_f**). Corrispondono alle “*filladi grafitoidi o carboniose*” Auct. La maggior parte di essi risulta tettonicamente deformata e, quindi, si ripropone il vecchio problema sull'origine dei livelli grafitosi, se primaria, con localizzazione della deformazione per *strain partitioning*, oppure legata ad azioni di differenziazione e riduzione metamorfiche nelle fasce di deformazione.

Anfiboliti - **EDO_g**

A SE del Passo del Tonale affiora una intercalazione di anfibolite, di colore verde scuro, metamorfosata per contatto, che si sviluppa per diverse centinaia di metri, concordemente all'originaria bancatura, con spessori massimi di 3-4 m. Secondo MENDUM (1976), è costituita essenzialmente da orneblenda, plagioclasio (An₂₆-An₄₀) e biotite, con accessori costituiti da titanite, apatite, magnetite e, probabilmente, ilmenite. Una facies del tutto simile, ma di minori dimensioni, affiora sul versante SO del M. Castablo, alla testata della Valle dei Buoi, dove è a diretto contatto con un'apofisi dell'intrusione dell'Adamello. Un'altra piccola intercalazione, notevolmente deformata, è situata a monte di Case Bedole, lungo la fascia milonitico-cataclastica della Linea del Tonale. Anfiboliti epidotico-cloritico-biotitiche e cloritoscisti anfibolico-biotitico-epidotici di colore verde, sia chiaro che scuro, compaiono localmente in bande concordanti, di spessore di poco superiore al decimetro nelle comuni filladi.

Scisti carbonatici con livelli di marmi - **EDO_h**

Le litofacies carbonatiche sono poco frequenti nel basamento Sudalpino. Furono descritte come “*filladi albitico-sericitiche a calcite*” da ADAMI (1962) e come “*micascisti biotitici a carbonati*” da LIBORIO & MOTTANA (1969).

Nel mercato impluvio posto a S di Pontagna e ad E della Val Acqua Seria, è presente un livello di circa 10 m di spessore costituito da un litotipo di aspetto micascistoso ma ricco in carbonati con sottili livelli di marmi grigio-scuri. La sua composizione è data prevalentemente da calcite, mica chiara, clorite e quarzo. L'intercalazione in questione è posta entro la fascia cataclastico-milonitica della Linea del Tonale. In parte è poco deformata e

massiva, in parte risulta molto laminata e notevolmente ripiegata e, a tratti, risulta brecciata.

In Val Acqua Seria ed alla testata della Valle dei Buoi, in prossimità del contatto con il batolite dell'Adamello, sono presenti sottili orizzonti di calcefiri caratterizzati da un'alternanza di bande massive di colore variabile dal grigio chiaro al grigio-verde, con livelli micacei debolmente scistosi e di colore bruno-rossiccio, e di *fels* pirossenico-anfibolici a plagioclasio calcico. Intercalazioni di spessore decimetrico di marmi grigi più o meno micacei sono presenti poco a N della stazione di arrivo della seggiovia per il Corno dell'Aola, sul versante E del M. Calvo e sul versante sinistro della Val Paghera.

Età: Pre-Permiano.

5.1.2. - *Metagranitoidi con relitti di strutture ignee (CFP)*

Si tratta di rocce granitoidi a grana medio-grossolana, debolmente orientate e cataclastiche, con vene cloritiche e carbonatiche. Sono costituite essenzialmente da feldspati, biotite e quarzo e, come accessorio, contengono granato. I feldspati (plagioclasio a geminazione polisintetica, K-feldspato pertitico) compaiono in porfiroclasti sericitizzati, con abbondanti inclusioni quarzose e sparsi granati scheletrici, frequentemente corrosi da plaghe carbonatiche, e con fratture riempite da sericite o clorite. La biotite è in grosse lamelle, deformate, decolorate e sostituite da clorite. Sono inoltre presenti sparse lamelle di mica bianca, per lo più incluse nei feldspati. Affiorano esclusivamente a ridosso della Linea del Tonale, dalla Val Zebrù fino a La Piazza (E di Incudine).

Età: Carbonifero?-Permiano?

5.2 - COPERTURA DELLE ALPI MERIDIONALI: LEMBI PERMO-TRIASSICI LUNGO LA LINEA DEL TONALE

5.2.1. - *Conglomerati e quarziti (LPT)*

Lungo la Linea del Tonale sono presenti scaglie tettoniche costituite sia da rocce della successione terrigena e vulcanoclastica permiana, sia da rocce carbonatiche della copertura mesozoica ("*Permo-Trias Insubrico*" Auct.).

Le rocce permiane sono riferibili prevalentemente al Verrucano Lombardo e, subordinatamente, alla Formazione di Collio, ma la pessima qualità degli affioramenti e, talvolta, l'intenso grado di tettonizzazione, non ne consentono una più dettagliata suddivisione. Tali lembi si collocano sia immediatamente a ridosso delle unità Austroalpine (impluvio sottostante la statale del Tonale a S di Case Modi), sia entro la fascia di miloniti e

cataclasi del basamento delle Alpi Meridionali (ad E di Valbione e a S di Case Bedole). Per gran parte si tratta di conglomerati grossolani di colore rosso-violaceo, più raramente grigio-verde con sfumature rosate, con elementi prevalentemente quarzosi e, in misura minore, vulcanici. Localmente a tali rocce sono associati sottili livelli di 'porfiriti' verdastre, arenarie e siltiti con colorazione rossa molto cupa o violacea.

Le rocce carbonatiche mesozoiche, invece, risultano difficilmente attribuibili ad una formazione specifica a causa delle intense deformazioni subite e della discontinuità degli affioramenti. Compaiono, a seconda delle zone, dolomie color giallo-ocra; breccie cataclastiche ad elementi neri calcareo-marnosi e grigi calcareo-dolomitici; calcari e calcari marnosi di colore variabile dal grigio-nocciola al grigio scuro. È possibile che questi diversi livelli, corrispondano a formazioni diverse della serie mesozoica. Oltre che nelle tre zone segnalate per i depositi terrigeni/vulcanoclastici permiani, i lembi carbonatici mesozoici affiorano anche sul versante E del M. Calvo ed alla Fornace a monte di Incudine.

Età: Permiano–Triassico Inferiore.

6. - MAGMATISMO DI ETÀ INCERTA

6.1 - FILONI

6.1.1. - *Andesiti e basalti (fb)*

Nel basamento delle Alpi Meridionali compaiono corpi filoniani di colore verdastro (“diabasi” *Auct.*) la cui età non è nota, ma sicuramente collocabile tra il Permiano ed il Terziario in base ad evidenze geologiche. L’area a maggior concentrazione di questi corpi filoniani è posta all’estremità SW del foglio, a S di Incudine. Altri filoni sono presenti a al Passo Gavia, a N del Corno Pornina e a SE della caserma militare del Passo del Tonale, lungo il sentiero che porta al Passo Paradiso.

Si caratterizzano per la struttura porfirica, con microfenocristalli di plagioclasio e anfibolo ± pirosseno compresi in una massa di fondo a grana fine. Presentano strutture di tipo subofitico/intergranulare con laminette plagioclastiche (a geminazione polisintetica e/o zonate) a frequente distribuzione subradiale, e prismetti di anfibolo (più raramente lamelle biotitiche) che tendono ad occupare gli spazi intergranulari, questi ultimi talvolta riempiti anche da quarzo. Spesso presentano clorite secondaria in

pseudomorfose sugli anfiboli e biotite (con abbondanti segregazioni di rutilo), e opachi che sostituiscono in maniera pervasiva gli originari anfiboli. Inoltre, in alcune facies compaiono diffuse vene e plaghe carbonatiche di dimensioni millimetriche.

I filoni raramente presentano un'orientazione preferenziale. Hanno spessore variabile da pochi decimetri ad alcuni metri e, spesso, sono discordanti con la foliazione principale dei micascisti incassanti. Il filone di Passo Paradiso è metamorfosato per contatto, presenta grana fine e, secondo MENDUM (1976), è costituito da albite, biotite, sericite, cloritoide ed orneblenda con raro quarzo.

Età: Permiano-Terziario.

6.1.2. - *Apliti e pegmatiti (fa)*

Filoni molto chiari, di spessore submetrico/metrico, sono formati da apliti leucocrate a grana media o fine, costituite prevalentemente da quarzo e K-feldspato. Altri filoni sono costituiti da pegmatiti di spessore metrico, formate prevalentemente da quarzo, K-feldspato, muscovite \pm fluorite. Sono presenti al Passo Gavia e nell'area del Plutone di Sondalo.

Età: Permiano-Terziario.

7. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO: BATOLITE DELL'ADAMELLO

7.1 - PLUTONE DELLA PRESANELLA

7.1.1. - *Tonalite della Presanella centrale (PPC)*

Corrisponde alle “*Tonaliti tipo Presanella Centrale*” e “*Tonaliti tipo Presanella Nord-orientale*” di BIANCHI *et alii* (1970) e di CALLEGARI & BRACK (2002).

Roccia a grana medio-grossa costituita prevalentemente da plagioclasio, nonché da quarzo, biotite ed orneblenda in quantità all'incirca equivalenti, e da epidoto e feldspato potassico. I minerali accessori sono rappresentati da zircone, apatite, minerali opachi, rutilo, titanite e, più raramente, da tormalina e minerali radioattivi (allanite, xenotimo, monazite, uraninite). Hanno un indice di colore variabile dal 25 al 31%. Il plagioclasio è in cristalli idiomorfi ad abito tabulare, di colore bianco. Generalmente sono geminati e zonati, con un contenuto in anortite variabile dal 60-72% del nucleo al 40-60% della periferia. Al nucleo si ha spesso sviluppo più o

meno accentuato di “saussuritizzazione”. La biotite, macroscopicamente di colore bruno-nero brillante, ha il tipico abito lamellare pseudoesagonale. Al microscopio ha un pleocroismo dal giallo al bruno rossastro, include apatite e zircone e mostra talora sviluppo di *kink-band*. L'anfibolo è presente in cristalli centimetrici con abito prismatico allungato, macroscopicamente di colore verde scuro, e conferisce alla roccia un aspetto leggermente porfirico. Talora alcuni individui mostrano struttura pecilitica per la presenza di inclusi di plagioclasio, apatite e biotite. Compare inoltre sotto forma di aggregati ad abito tozzo e colore verde opaco, cresciuti pseudomorficamente su originaria orneblenda magmatica.

L'epidoto, che può raggiungere talora percentuali da minerale fondamentale, è presente sia come allanite, sia come clinzoisite, quest'ultima derivante dalla trasformazione di plagioclasio, orneblenda e biotite. Il feldspato potassico (5% al massimo) compare in plaghe allotriomorfe.

Nelle varietà foliate si osserva un'incipiente ricristallizzazione del plagioclasio con maggior contenuto di albite. In queste varietà, il quarzo è il minerale che più degli altri ha registrato processi di ricristallizzazione dinamica. Esso forma plaghe allotriomorfe dalla caratteristica lucentezza vitrea, spesso con estinzione ondulata e bande di deformazione. Nelle tonaliti foliate, la biotite sviluppa spesso *kink-band* ed è interessata da sostituzioni da parte di clorite, epidoto, rutilo e titanite. L'anfibolo compare in piccoli granuli verde-azzurro imputabili a processi di ricristallizzazione dinamica, i quali sono sviluppati attorno ai grossi cristalli di orneblenda. Il feldspato potassico è rappresentato da microclino.

Sempre nelle varietà foliate, sono molto comuni inclusi di concentrazione femica, di forma variabile da subsferica ad allungata e dimensioni generalmente comprese tra 1.5 e 25 cm (in alcune zone raggiungono dimensioni di 1-2 m). Generalmente hanno composizione dioritica e sono costituiti, in ordine decrescente, da orneblenda, biotite, plagioclasio, quarzo ed epidoto. Hanno grana più fine della tonalite, anche se spesso contengono individui di orneblenda ben sviluppati che, se in numero elevato, conferiscono ai nuclei una struttura porfirica. Nelle tonaliti foliate gli inclusi mafici sono appiattiti parallelamente ai piani di foliazione, senza tuttavia presentare direzioni di allungamento preferenziali. In prossimità del margine settentrionale, sporadicamente, compaiono anche inclusi costituiti dalle rocce incassanti del basamento delle Alpi Meridionali, con andalusite o sillimanite.

Nella stessa massa si rinvencono anche facies leucotonalitiche ad orneblenda (Leucotonaliti **PPC_b**) Macroscopicamente si distinguono dalle

tonaliti precedentemente descritte per la minor percentuale dell'anfibolo, caratterizzato anche da dimensioni più ridotte. Il minor contenuto in mafici abbassa l'indice di colore verso valori del 15÷20%. Si tratta di rocce a grana medio-fine, costituite da plagioclasio, quarzo e feldspato potassico, con mafici rappresentati prevalentemente da orneblenda e subordinata biotite. Sono presenti lungo la cresta spartiacque che collega la Cima Presanella con la Cima di Vermiglio ed a NW della Cima dei Pozzi. Compaiono inoltre lungo il versante sinistro della Val di Genova (alta Val Gabbio, Val Cercen, Val Zigolon, versante S della Cima Busazza) dove non sono cartografabili per la difficoltà di definire la forma e le dimensioni dei corpi. In tali zone spesso le facies leucocratiche sembrano costituire delle fasce di spessore metrico, con grana media o medio-grossa, e talvolta contengono sparsi individui di anfibolo di dimensioni superiori al centimetro. Età: 29-33 Ma, Oligocene *p.p.*

7.2 - PLUTONE DELLA VAL D'AVIO – VAL DI GENOVA

7.2.1. - Tonalite della Val d'Avio - Val di Genova (PPG)

Corrispondono alle “*Quarzodioriti biotitiche tipo Val d'Avio*” di BIANCHI *et alii* (1970); alla “*Tonalite della Val d'Avio*” di CALLEGARI *et alii* (1998) e di CALLEGARI & BRACK (2002).

Queste tonaliti presentano grana media (medio-minuta alla periferia) e sono costituite da plagioclasio, quarzo, feldspato potassico. La caratteristica mineralogica peculiare è data dall'assenza di anfibolo, per cui i mafici sono rappresentati unicamente da biotite. I minerali accessori, in quantità variabile, sono: orneblenda, zircone, apatite, epidoto e minerali radioattivi (xenotimo e monazite, allanite), mentre sono molto rari i minerali opachi e la titanite. Hanno un indice di colore variabile dal 18 al 22%; le facies periferiche, a grana più minuta, sono spesso più leucocratiche e ricche in quarzo rispetto a quelle della parte più interna dell'intrusione. Il plagioclasio è presente in cristalli idiomorfi o subidiomorfi, di colore bianco. All'esame microscopico, i cristalli appaiono generalmente geminati e zonati. Il contenuto in anortite è molto variabile (40-45% alla periferia, e 65-95% per i 'nuclei calcici' *Auct.*, tra l'altro di regola fratturati). Il quarzo, di lucentezza vitrea, al microscopio appare in granuli xenomorfi, talora aggregati tra loro, spesso caratterizzato da estinzione ondulata. Il componente mafico di questa tonalite, la biotite, macroscopicamente mostra colore nerastro, comparando nel tipico abito lamellare pseudoesagonale, anche in pacchetti di lamelle grandi fino ad 1 cm. Al microscopio si presenta in lamine subidiomorfe od allotriomorfe e mostra un pleocroismo dal giallo chiaro al rosso-bruno;

include frequentemente minerali radioattivi, apatite e zircono (anche monazite). Il feldspato potassico è in percentuali ridotte (5% al massimo), ed è costituito da cristalli leggermente pertitici che all'analisi microscopica appaiono formare plaghe monocristalline non geminate, a carattere interstiziale. L'orneblenda costituisce un minerale accessorio e si presenta in individui di piccole dimensioni; la si trova in particolare presso il contatto con le tonaliti del plutone della Presanella. Nelle varietà foliate la struttura della roccia assume caratteristiche cataclastiche; gli effetti della deformazione sono maggiormente evidenti nel quarzo e nella biotite (la primaria tende a perdere l'abito regolare ed è particolarmente diffusa quella di neoformazione); compaiono inoltre termini epidotici che riempiono fratture o si sviluppano a spese della biotite e dei plagioclasti calcici. Anche in tali litotipi sono molto comuni gli inclusi mafici, di forma variabile da subsferica ad allungata, e dimensioni generalmente comprese tra 1 e 30 cm (in alcune zone raggiungono dimensioni di poco superiori a 2 m). Hanno grana fine e sono costituiti prevalentemente da biotite, feldspati e quarzo. Nelle varietà foliate gli inclusi mafici sono appiattiti parallelamente ai piani di foliazione. In prossimità del margine settentrionale sono presenti anche inclusi costituiti dalle rocce incassanti del basamento delle Alpi Merionali, contenenti andalusite e/o sillimanite.

Lungo il margine settentrionale del Plutone della Val d'Avio - Val di Genova, la cui caratteristica mineralogica principale è data dall'assenza di anfiboli, compaiono anche facies mafiche biotitico-anfiboliche (Tonaliti biotitico-anfiboliche **PPG_b**). Tali facies si riscontrano lungo il contatto con il basamento cristallino nel settore compreso tra il Passo di Casamadre, a E, e il Corno di Mezzodì, ad W, dove sono presenti anche le principali masse mafiche del plutone stesso. In questo settore il contatto è irregolare, con numerose apofisi parallele al limite. Le rocce in questione sono state studiate in dettaglio da ADAMI (1962), che ne ha evidenziato la grande variabilità di composizione: si tratta infatti di tonaliti, gabbri, gabbrodioriti e dioriti tra loro irregolarmente associati. Per tale motivo, non è stato possibile cartografare distintamente i diversi litotipi presenti. La variabilità composizionale è legata, quasi esclusivamente, alla diversità dei rapporti quantitativi dei componenti principali (plagioclasti, anfiboli, biotite e quarzo), rimanendo invece pressoché costanti i caratteri strutturali e l'associazione mineralogica. Solo l'orneblenda diventa di tipo cummingtonitico in alcune tonaliti. I diversi litotipi hanno grana generalmente fine, anche se, localmente, assumono struttura porfirica legata a cristalli ben sviluppati di plagioclasio ed anfibolo (fino a 4 cm).

Contengono spesso inclusi del Basamento nei quali, a volte, è ancora riconoscibile la tessitura scistosa.

Età: 32-34 Ma, Oligocene *p.p.*

7.2.2. - *Masse gabbriche della Val Acqua Seria (MEF)*

Con tale denominazione, derivata dall'area di affioramento del corpo di maggiori dimensioni, si indica una serie di masserelle isolate di rocce prevalentemente mafiche (gabbri *l.s.*), che affiorano sul bordo settentrionale del Plutone della Val d'Avio - Val di Genova, al suo interno e all'interno del Plutone della Presanella.

Tre corpi si sviluppano lungo il bordo settentrionale del Plutone della Val d'Avio - Val di Genova, in corpi allungati secondo il bordo. Al contrario della tonalite biotitica, non sono foliati. La massa principale è localizzata in Val Acqua Seria, dove si sviluppa entro le metamorfiti del basamento per circa 2 km, tra il M. Casola ed il Corno dell'Aola, con spessori massimi di poco inferiori a 200 m. Essa è stata studiata in dettaglio da ADAMI (1962), che ha evidenziato come la sua porzione centrale e fondamentale sia omogenea e decisamente femica, mentre alla periferia assume caratteri eterogenei e diventa più sialica. Il corpo, infatti, è per gran parte costituito da un gabbro anfibolico che, verso i margini, sfuma gradualmente in una gabbrodiorite con caratteristiche leucocratiche. Sono rocce a grana fine costituite da plagioclasio, anfiboli, biotite e quarzo (quest'ultimo è presente in quantità molto variabili e localmente può giungere a costituire fino al 15% della roccia). I minerali accessori sono in quantità variabile e sono dati da apatite, zirconio, titanite, epidoti ed opachi.

Un'altra massa gabbro-dioritica, con caratteristiche simili, ma di minori dimensioni, è presente all'estremità settentrionale del Dosso di Casamadre, nelle filladi site a N del Plutone della Val d'Avio - Val di Genova.

Il terzo corpo affiora lungo la strada che dal Passo del Tonale porta in Val Presena, ed è formato da quarzo-gabbro a biotite ed orneblenda. Tale litotipo ha grana fine ed è costituito prevalentemente da orneblenda (localmente trasformata in biotite) e da plagioclasio a nucleo anortitico e bordi intermedi, accompagnati da plaghe di biotite (parzialmente alterata in clorite e con minerali opachi ai bordi) e da quarzo interstiziale.

Un numero consistente di altre masse mafiche affiora all'interno del Plutone della Presanella, rappresentate prevalentemente da gabbri anfibolici a grana grossa, generalmente con vistosi individui di orneblenda ad abito allungato. Alcuni corpi sono costituiti quasi esclusivamente da anfiboli di dimensioni 0.5-2 cm, immersi in una massa di fondo costituita da

plagioclasti, anfiboli e biotite. Tali masse hanno dimensioni più limitate di quelle associate al plutone dell'Avio e sono per gran parte concentrate nella conca del Lago Mandrone, al Passo Pisgana ed al Presena.

Età: 33-34,4 Ma, Oligocene *p.p.*

7.3 - FILONI DEL CICLO TONALITICO

7.3.1. - *Filoni leucocratici (fl)*

Si tratta perlopiù di litotipi aplitico-trondhjemitici. In generale hanno limitata estensione longitudinale e spessori raramente superiori al metro; solo sul versante sinistro della Val di Genova, nel settore compreso tra i valloni Ronchina e Zigolon, sono stati osservati filoni aplitici lunghi alcune centinaia di metri, uno dei quali, con spessore di circa 2 m, taglia tutti i versanti della Cima del Zigolon.

Sono costituiti da quarzo, plagioclasio, feldspato potassico (5-8%), biotite (<5%), mica bianca e raro anfibolo. Non sono stati osservati veri e propri filoni pegmatitici, ma soltanto locali aumenti della grana lungo i filoni aplitici. Al bordo settentrionale del batolite, dove le tonaliti sono interessate da una foliazione pervasiva, vi sono sia filoni foliati, sia filoni indeformati.

Età: Oligocene.

7.3.2. - *Filoni intermedi e basici (fi)*

Si tratta di filoni di colore variabile dal grigio scuro al grigio-verde, talora di aspetto porfirico, presenti in entrambi i plutoni (Val d'Avio - Val di Genova e Presanella). Hanno spessori variabili da pochi centimetri a diversi decimetri e, taluni, si sviluppano per alcune centinaia di metri, spesso con numerose diramazioni.

Alla Bocchetta di Valbione compare una facies microporfirica con fenocristalli di plagioclasio, compresi in una matrice microcristallina costituita prevalentemente da plagioclasio, quarzo, anfibolo e biotite. Il plagioclasio si presenta in individui idiomorfi-subidiomorfi, a geminazione polisintetica e zonati, frequentemente con nucleo fratturato calcico sericitizzato, e con bordi di accrescimento tardivo. L'anfibolo, di tipo orneblenda verde, è per lo più in aggregati costituiti da minuti individui subidiomorfi, solo sporadicamente in individui di dimensioni maggiori. La biotite è in sparse lamelle, in rapporto di sostituzione con l'anfibolo. Il quarzo (>10%) è in individui prevalentemente allotriomorfi, o in plaghe intergranulari di cristallizzazione tardiva. Compaiono inoltre plaghe di clorite secondaria. Nella conca del Mandrone sono inoltre presenti facies a

struttura porfirica, con fenocristalli idiomorfi di orneblenda compresi in una massa di fondo microcristallina, costituita da fini listarelle plagioclastiche e minori lamelle di biotite. Compaiono inoltre, in maniera nettamente subordinata, quarzo in micropaghe e rari fenocristalli, nonché clorite secondaria, derivata dall'alterazione dell'anfibolo.

Età: Oligocene.

8. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

8.1 - CRITERI ADOTTATI

(A. Bini, C. Ferliga, D. Corbari)

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati rilevati *ex-novo* alla scala 1:10.000 o 1:5.000; 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.

8.1.1. - 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 lombardo, si sono operate le seguenti distinzioni e/o accorpamenti:

a) 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 istituito un supersintema che racchiude i depositi legati allo LGM, a loro volta suddivisi in:

- un sintema relativo ai sedimenti glaciali dell'asse vallivo principale e delle valli a esso connesse;
- singoli sintemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate 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 fluvio-glaciali di tutti i sintemi).

b) 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.

c) 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 supersintema della Colma del Piano. Questo è stato cartografato come "indistinto" laddove non erano presenti elementi sufficienti per tipicizzare una particolare area.

Nell'ambito del supersintema sono state poi istituite unità informali a limiti inconformi o litostratigrafiche per 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 supersintema, 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 rappresentino un singolo evento sedimentario valido a livello bacinale ma siano di significato strettamente locale.

Dato che il supersintema 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, anche se, all'interno di un dato bacino, singoli depositi locali presentano connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentirne una precisa caratterizzazione e quindi la ricostruzione di una stratigrafia relativa a scala locale.

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

Sotto questa dicitura sono stati raggruppati tutti i depositi legati prevalentemente alla dinamica di versante (es. falde detritiche, coltri colluviali, frane etc...), la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato 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. Entro il Foglio 041 Ponte di Legno tale raggruppamento comprende:

- a) 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.
- b) supersintema della Colma del Piano, nel significato sopra specificato, ovvero come unità comprendente tutti i depositi glacialigenici anteriori allo LGM entro tutte le valli.
- c) gruppo di Prato Grande, definito per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM o al sintema del Po. Esso comprende depositi di versante, macereti e depositi di frana non cementati, alterati dopo la sedimentazione, e localizzati all'interno delle valli.

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 della caratteristica 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).

Nella cartografia dei depositi continentali neogenico-quadernari sono state adottate sia unità a limiti inconformi (UBSU) sia unità litostratigrafiche, 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 sono identificabili superfici limite caratteristiche, ma i corpi geologici sono 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 (es: conglomerato di Fanta Tonale).

Nel testo, facendo riferimento alla tipologia delle unità sopra citate, si useranno alcuni termini di cui è opportuno spiegare il significato:

- indistinto/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa in sottounità rispetto al tempo o ai rapporti stratigrafici (es. supersintema non suddiviso in sintemi);
- indifferenziato/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa al suo interno sulla base delle facies in essa presenti.

Va infine precisato che nella descrizione delle unità il dato relativo al loro spessore, in assenza di sondaggi geognostici specifici e sistematici, è solamente indicativo. Le unità a limiti inconformi infatti non mantengono uno spessore costante, ma questo risulta variabile da punto a punto in modo molto spesso irregolare, controllato da molteplici fattori difficilmente valutabili.

8.2 - UNITÀ DEI BACINI DELL'ADDA E DELL'OGLIO

8.2.1. - *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 1.5 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 1,5 m, con evidente ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in Fe, parziale arenizzazione dei clasti scistososi. Il profilo di alterazione risulta spesso troncato e/o sepolto da depositi del sintema del Po. Limite inferiore discordante sul basamento metamorfico o sulle magmatiti tardo-alpine, talora caratterizzato da forme di esarazione.

LITOLOGIA Nel Foglio 041 - Ponte di Legno 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 su tutto il foglio nei territori appartenenti ai bacini dell'Adda e dell'Oglio. In particolare nel settore valtellino il sintema di Cantù è presente su entrambi i versanti della Valtellina fino a quote di circa 2100 m, mentre raggiunge quote più alte nelle zone di circo e di creste sommitali delle valli laterali (Val di Rezzalo, Val di Scala, Valle di Dombastone, Val Raltana).

MORFOLOGIE 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 in Val di Rezzalo e Valle dell'Alpe.

Il sintema di Cantù comprende tutti i sedimenti depositi 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. Date le quote raggiunte dai due ghiacciai durante la fase di massima espansione, anche in quest'area - così come nel limitrofo Foglio 057 - Malonno, in corrispondenza del Passo dell'Aprica, e 040 - Tirano, al Passo del Mortirolo - si dovevano verificare contatti e forse anche trasfluenze fra i due bacini in corrispondenza dei passi principali, in particolare al Passo dell'Alpe, in Val Raltana e in Valle di Dombastone.

Al termine dell'ultimo massimo di avanzata glaciale (LGM), al ritirarsi dei ghiacciai principali dalle valli dell'Adda e dell'Oglio, 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. Queste unità non vengono tuttavia distinte in carta.

ETÀ Pleistocene superiore

8.3 - UNITÀ DEI BACINI SARCA E ADIGE

8.3.1. - Sintema del Garda (SGD)

DEFINIZIONE Diamicton massivi a supporto di matrice con blocchi sino a metrici (depositi glaciali); diamicton, ghiaie, sabbie, limi, in genere stratificati (depositi di contatto glaciale). Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, assenza di copertura loessica, profilo di alterazione poco evoluto, di spessore massimo 1,5 m. Depositi legati all'ultima massima espansione glaciale; comprende i depositi del ghiacciaio vallivo principale (SGD), e i subsintemi di Malè (SGD₁) e di Bondo (SGD₂), relativi a fasi di avanzata dei ghiacciai locali dopo il ritiro del ghiacciaio principale.

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

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben riconoscibili, ma spesso in erosione o interessate da movimenti di versante; sviluppo di suoli con spessore massimo 30-40 cm, con buon grado di inerbimento anche alle quote più elevate e copertura arborea d'alto fusto al di sotto del limite del bosco; 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. Limite superiore discontinuo e discordante con il sovrastante subsintema di Malè, col sintema di Bondo o col sintema del Po; limite inferiore discordante sulla successione pre-pleistocenica.

LITOLOGIA Nel Foglio 041 - Ponte di Legno il sintema del Garda è costituito quasi esclusivamente da depositi glaciali 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, e sparsi clasti di dimensioni al massimo decimetriche, arrotondati;

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.

AREE DI AFFIORAMENTO Il sintema del Garda affiora lungo il versante settentrionale della Val Vermiglio, in placche localizzate sino a quota 2100 m s.l.m., nonché in prossimità di Tarlenta, dove i depositi si estendono con continuità dal fondovalle del Torrente Noce, attorno a quota 1350 m, a tutto il versante sino a quota 2300 m s.l.m.

MORFOLOGIE E PALEOGEOGRAFIA Morfologie poco conservate, a causa del rimaneggiamento subito ad opera dei processi gravitativi di versante. Solo in prossimità di Tarlenta sono presenti cordoni morenici ben riconoscibili.

Nel Foglio 041 - Ponte di Legno, 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; in particolare, nell'area del foglio sono presenti le testate delle valli del Noce (Val di Sole) e del torrente Vermigliana suo affluente.

ETÀ Pleistocene superiore

8.3.1.1. - Subsintema di Malè (unità dei fondovalle)(SGD₁)

DEFINIZIONE Diamicton massivi con blocchi sino a metrici, da arrotondati a subangolosi (depositi glaciali); diamicton massivi con clasti da centimetrici a decimetrici, sabbie e ghiaie a supporto clastico con accenni di stratificazione (depositi di contatto glaciale); diamicton con blocchi spigolosi (depositi di versante). Clasti di alimentazione locale. Superficie limite superiore caratterizzata da profilo di alterazione poco evoluto, di spessore massimo 1 m.

SINONIMI Unità di nuova istituzione.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI Superficie limite superiore caratterizzata da profilo di alterazione poco evoluto, con sviluppo di suoli di spessore massimo 50 cm, profondità massima dell'alterazione 1 m, parziale arenizzazione dei clasti scistosi, evidente ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in Fe, sino ad assumere colore 7.5 YR. Limite superiore discontinuo e discordante con il sintema di Bondo o con il sintema del Po, o coincidente con la superficie topografica; limite inferiore erosionale discordante sui depositi del sintema del Garda.

LITOLOGIA Il subsistema comprende depositi glaciali, di contatto glaciale e di versante.

Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, con clasti sino a metrici da arrotondati a subangolosi; diamicton massivi a supporto clastico con matrice sabbioso-limosa abbondante.

Depositi di contatto glaciale: diamicton massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa molto abbondante, clasti da centimetrici a decimetrici da spigolosi a subarrotondati; sabbie e ghiaie a supporto clastico, con ciottoli da centimetrici sino a massi metrici, con accenni di stratificazione.

Depositi di versante: diamicton clinostratificati a supporto clastico e matrice scarsa, con blocchi spigolosi.

La petrografia dei clasti rispecchia le unità del basamento cristallino che affiorano nei rispettivi bacini locali.

AREA DI AFFIORAMENTO Porzione orientale del foglio, su entrambi i versanti della Val Vermiglio sino al Passo del Tonale, ove raggiunge quote massime intorno ai 2100 m, ed entro il Comune di Peio.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA Morfologie ben conservate, con cordoni morenici laterali a quote progressivamente decrescenti lungo i versanti presso il passo del Tonale, e cordoni morenici frontali concentrici in località Stavel e Velon.

Nel sistema di Malè sono radunati depositi legati alle lingue glaciali delle valli del Vermigliana e del Noce, che, dopo il ritiro del ghiacciaio vallivo principale, ormai completamente svincolate da esso, avanzano troncando in discordanza i depositi del sistema del Garda.

ETÀ: Pleistocene superiore *p.p.*

8.3.1.2. - Subsistema di Bondo (unità delle Alte Valli) (SGD₂)

DEFINIZIONE Diamicton massivi con blocchi sino a metrici, da arrotondati a subangolosi (depositi glaciali); diamicton massivi con clasti da centimetrici a decimetrici, sabbie e ghiaie a supporto clastico con accenni di stratificazione (depositi di contatto glaciale); diamicton con blocchi spigolosi (depositi di versante); peliti grigio scure e limi carbonatici verdastrì chiari laminati (depositi lacustri). 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 discordante su depositi del sistema del Garda o del sistema di Malè.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da depositi glaciali, di contatto glaciale, lacustri e di versante.

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.

Depositi di contatto glaciale: diamicton massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa molto abbondante, clasti da centimetrici a decimetrici da spigolosi a subarrotondati; sabbie e ghiaie a supporto clastico, con ciottoli da centimetrici sino a massi metrici, rozzamente stratificate.

Depositi di versante: diamicton a supporto clastico e matrice scarsa, con blocchi spigolosi.

Depositi lacustri: alternanze ritmiche di peliti grigio scure e limi carbonatici verdastrì chiari in lamine millimetriche.

Petrografia dei clasti che rispecchia le unità presenti nel bacino locale.

AREA DI AFFIORAMENTO Lungo i versanti delle valli laterali affluenti nella valle del torrente Noce e nella Val Vermiglio sino a quote attorno ai 2600 m (Forcellina di Montozzo).

MORFOLOGIA E PALEO GEOGRAFIA Morfologia ben conservata, con netti cordoni morenici sia laterali che frontali; in Valbiolo (Passo del Tonale) e presso Forcellina di Montozzo cordoni concentrici delineano la fronte delle locali lingue glaciali. L'unità riunisce i depositi di singoli apparati glaciali annidati localmente nelle valli laterali, in un momento successivo alla fase rappresentata dal subsistema di Malè, in cui anche le valli del Vermigliana e del Noce erano ormai libere dal ghiaccio; essi troncano in discordanza i depositi del sistema del Garda (valle del Noce) e del subsistema di Malè (passo del Tonale).

ETÀ: Pleistocene superiore *p.p.*

8.4 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

8.4.1. - *Supersistema della Colma del Piano (CM)*

DEFINIZIONE Diamicton massivi, a supporto di matrice con blocchi sino a metrici da sub angolosi ad arrotondati (*till* e *tilliti* di ablazione); ghiaie e conglomerati a supporto clastico o di matrice (depositi alluvionali). Superficie limite superiore erosionale, poligenica e polifasica, con profili di

alterazione non conservati. Comprende il conglomerato di Faita-Tonale (CMY).

SINONIMI E' stato definito 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. Corrisponde al cosiddetto "morenico sparso" o "scheletrico" degli autori precedenti e attribuito al *Mindel* o al *Riss*.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI Superficie limite superiore erosionale, con profili di alterazione non conservati. I depositi del supersintema della Colma del Piano sono troncati da una superficie erosionale poligenica e polifasica, entro la quale poggiano i depositi del supersintema dei Laghi, del sintema del Garda e del sintema del Po; appoggiano con limite erosionale sul basamento metamorfico e sulle magmatiti che lo intrudono.

LITOLOGIA L'unità comprende depositi di origine glacigenica.

Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice con blocchi sino a metri da subangolosi ad arrotondati; coperture discontinue di blocchi sparsi, privi di matrice (Col Carette di Val Bighera).

Depositi di contatto glaciale: ghiaie a supporto clastico o di matrice, con clasti arrotondati. Clasti provenienti dai bacini di alimentazione del ghiacciaio a monte. Localmente presenti lembi cementati, isolati dall'erosione (conglomerato di Faita-Tonale).

AREA DI AFFIORAMENTO Al margine occidentale del foglio, sui versanti sopra la sella di Col Carette di Val Bighera, tra q. 2100 e q. 2300 m s.l.m.; a N di Temù, intorno a q. 2200, e lungo il versante settentrionale del passo del Tonale.

MORFOLOGIA E PALEO GEOGRAFIA I sedimenti, conservati all'esterno e a quota maggiore rispetto a quelli del supersintema del Garda, testimoniano fasi glaciali anteriori all'ultima. Al Col Carette di Val Bighera essi mostrano la coalescenza fra il ghiacciaio principale dell'Oglio e quello locale della val Grande.

Età: Pleistocene

8.4.1.1. - Unità del Conglomerato di Faita – Tonale (CMY)

DEFINIZIONE Conglomerati a supporto clastico con matrice arenacea, poligenici; cementazione ottima, e locale carsificazione. Sospeso rispetto al fondovalle attuale.

SINONIMI Unità di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Limite inferiore erosionale su metamorfiti dell'unità Tonale; troncato da una superficie erosionale poligenica e polifasica in gran parte coincidente con la superficie topografica, e su cui localmente appoggia il sintema di Cantù.

LITOLOGIA L'unità comprende depositi prevalentemente alluvionali: conglomerati poligenici organizzati in strati lenticolari, a supporto clastico e matrice arenacea, con selezione da discreta a buona; localmente la matrice aumenta in percentuale, fino a supporto di matrice, e diminuisce la selezione, cosicché il litotipo assume le caratteristiche di un deposito glaciale s.s. (tillite). Cementazione ottima, localmente carsificato in superficie.

AREA DI AFFIORAMENTO Versante settentrionale del passo del Tonale, fra Rio Vallazza e Malga Cadì, tra quota 1920 e 2050 m s.l.m.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA Lembi discontinui di depositi alluvionali alimentati da un ghiacciaio che transfluiva fra i bacini dell'Oglio e del Sarca, passanti a depositi glaciali. La posizione, sospesa di quasi 200 m rispetto al fondovalle attuale, e la cementazione profonda implicano la deposizione durante fasi antiche in cui il ghiacciaio raggiungeva tali quote.

ETÀ Pleistocene medio o superiore (pre LGM).

8.4.2. - Gruppo di Prato Grande (GR)

DEFINIZIONE Accumuli caotici di blocchi sino a plurimetrici (depositi di versante).

SINONIMI Unità di nuova istituzione

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI La superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie a dosso ad andamento irregolare ricoperto dal suolo attuale, su cui localmente si appoggiano i depositi del sintema del Po. Limite inferiore discordante sulla successione metamorfica.

LITOLOGIA Depositì di versante: ammassi caotici di blocchi sino a plurimetrici, subangolosi o angolosi, con matrice scarsa o assente, derivati dalla disarticolazione del substrato locale.

AREA DI AFFIORAMENTO A NE di Pian di Locher.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA Dossi di forma irregolare, coperti da vegetazione da cui spuntano i blocchi di dimensioni maggiori, a ridosso di un versante profondamente interessato da trincee legate a deformazione gravitativa profonda.

ETÀ Pleistocene (anteriore allo LGM)

8.4.3. - *Sintema del Po (POI)*

DEFINIZIONE Diamicton e ghiaie massive con clasti eterometrici spigolosi, accumuli caotici di blocchi sino a plurimetrici, porzioni di versante disarticolate e scivolte per gravità (depositi di versante e di frana); ghiaie e sabbie stratificate o in corpi lenticolari, limi massivi o laminati (depositi alluvionali); limi laminati, sabbie fini, torbe (depositi lacustri e di torbiera); diamicton massivi con blocchi sino a metrici, da sub-angolosi ad arrotondati (depositi glaciali). Superficie limite superiore caratterizzata da alterazione assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione.

Comprende il subsintema del Po antico (**POI₆**), il subsintema della Piccola Età Glaciale (**POI₇**) e il subsintema del Po recente (**POI₈**), costituiti esclusivamente da depositi glaciali e distinguibili sulla base di dati storici, geometrie, grado di conservazione delle forme e di alterazione dei depositi. Corrisponde al sintema postglaciale alpino (PTG) del limitrofo Foglio 042 - Malè.

SINONIMI Unità di recente istituzione, corrisponde al sintema Postglaciale Alpino (**PTG**) del limitrofo Foglio 042 - Malè. Precedentemente, i depositi corrispondenti a questa unità sono stati cartografati come “Alluvioni attuali, recenti, antiche e tardive” o come unità morfologiche (conoidi, coni e falde detritiche, morene recenti).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica e caratterizzata da suoli poco evoluti, orizzonte B scarsamente sviluppato o assente, assenza di alterazione dei clasti, morfologie ben conservate o ancora in evoluzione; limite inferiore erosionale discordante sulle unità sia continentali che magmatiche e metamorfiche presenti nel foglio.

CARATTERISTICHE LITOLOGICHE, MORFOLOGICHE E UBICAZIONE L'unità comprende tutti i depositi continentali formati 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, oltretutto 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 clinostratificate, 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 spessocostituite 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.

Particolare risalto assumono accumuli di frana costituiti da diamicton caotici a blocchi, posti allo sbocco di valloni brevi, non ramificati e che si allargano nella parte prossimale costituita da una vera e propria nicchia di distacco: i materiali infatti tendono a riempire la parte distale del vallone, che assume fondo piatto e fortemente inclinato, espandendosi poi nella valle principale antistante con forma lobata simile ad una conoide. Rispetto alle forme classiche generate per episodi successivi ad opera di correnti trattive, essi si distinguono per l'assenza di un vero e proprio bacino idrografico a monte, e per a pendenza maggiore della superficie, spesso smantellata da episodi di *debris-flow* successivi, e che prosegue ben dentro il vallone di alimentazione.

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 (*debris-flow*, *mudflow*), con genesi di corpi lobati lungo i versanti o allo sbocco di canali, oppure da movimento dell'intera

copertura lungo il versante stesso (colluvium), soprattutto nelle aree più soggette a disboscamento antropico.

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. Limitate placche di tali depositi, non cartografabili a questa scala, sono presenti in gran parte dei corsi d'acqua a carattere torrentizio; particolare importanza, sia come distribuzione areale che come volumi, assumono i depositi localizzati nelle valli dell'Oglio e dell'Adda. In quest'ultima, i sedimenti raggiungono presumibilmente spessori pluridecamentrici, in sovrapposizione continua su depositi glaciali e fluvioglaciali pleistocenici (40 m nel sondaggio Teglio-Valgella, nel Foglio 057 - Malonno; BIELLA *et alii*, 2001; BINI *et alii*, 2001a, BINI *et alii*, 2001b).

Lungo gli assi vallivi principali e nelle valli confluenti, 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 delle valli minori confluenti, spesso dominati da trasporto in massa e subordinatamente da veri e propri depositi da correnti trattive; essi assumono aspetto di conoide classica, anche se la maggior pendenza della superficie spesso denuncia una genesi prevalentemente ad opera di trasporti in massa.

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 (Laghi Pollore, in località Campobugatone, in Val di Rezzalo, a quota 2440 m alla base della Vedretta di Savoretta, alle Baite Boero, al Passo dell'Alpe o nell'area del Passo del Tonale). 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, a quote superiori ai xxxx m, 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 sistema del Po inizia a depositarsi al ritiro dei ghiacciai pleistocenici al termine della fase di massima avanzata (LGM), e sono 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

8.4.3.1. - Subsistema del Po Antico (**POI₆**)

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI Limite superiore coincidente con la superficie topografica o localmente troncato da depositi del soprastante subsistema della Piccola Età Glaciale, caratterizzato da suoli poco evoluti e da morfologie scarsamente conservate; limite inferiore erosionale, discordante sulle metamorfite e magmatiti o sui depositi dei sistemi di Cantù e del Garda.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA Morfologia poco conservata a causa del rimaneggiamento subito ad opera dei processi gravitativi di versante; solo in valle Acqua Seria, sotto al Corno dell'Aola, sono riconoscibili dei cordoni morenici.

ETÀ. Pleistocene superiore – Olocene

8.4.3.2. - Subsistema della piccola Età Glaciale (**POI₇**)

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, orizzonte B poco sviluppato e assenza di alterazione dei clasti, morfologie ben conservate; limite inferiore erosionale discordante sulle metamorfite e magmatiti o sui depositi dei sistemi di Cantù e del Garda o del subsistema del Po antico.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA Nel Foglio 041 - Ponte di Legno i depositi della PEG sono molto evidenti nelle alte valli in vicinanza degli attuali ghiacciai, o dove essi si sono estinti di recente: alla base della Vedretta di Savoretta (unico ghiacciaio ancora presente nell'area

valtellinese del foglio) e delle vedrette Presanella e Busazza nel massiccio dell'Adamello-Presanella, e dei ghiacciai che scendono verso la Val di Peio lungo tutto il versante che si estende dalla Punta San Matteo al Colle Vioz. essi presentano 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 lo sviluppo di un suolo di spessore inferiore ai 10 cm.

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.

8.4.3.3. - Subsistema del Po Recente (POI₈)

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 magmatiti, metamorfiti 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. Spesso la recente progressiva riduzione di volume dei ghiacciai (p. es. Vedretta di Savoretta) ha determinato la messa in posto di un vasto campo di depositi di ablazione davanti alla fronte del ghiacciaio, entro il quale, a causa della forte inclinazione del substrato, i depositi più recenti sono stati interessati da processi gravitativi praticamente contemporanei alla deposizione; risulta difficile perciò difficile distinguere i *till* di colata dalle colate di *debris-flow* che li coinvolgono.

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.

V - TETTONICA E METAMORFISMO

Il Foglio 041 - Ponte di Legno è caratterizzato, in buona parte, dalla presenza di falde austroalpine delle Alpi Centrali: Falda del Tonale s.s., Falda Grosina e Falde Ortles-Campo (vedi tab. 1 cap II), costituite da rocce di basamento metamorfico e da alcuni corpi di rocce eruttive; tra queste ultime si segnalano quelle tardo-erciniche di Sondalo, Serottini, Pagano, Tremoncelli e Mattaciul. La Falda Grosina, articolata dai rilevatori dei precedenti fogli Bormio e Tirano, si presenta nel nuovo Foglio 041 - Ponte di Legno solo col "Membro delle migmatiti di Vernuga" di SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970), qui rappresentato dagli ortogneiss a due miche (**GRS**) di Corno Boero. Il basamento Ortles-Campo comprende una sola Unità tettonica, l'Unità di Peio, così come la Falda Tonale (Unità Tonale).

1. - TETTONICA REGIONALE

Come detto nell'introduzione, l'inquadramento tettonico di base utilizzato nel foglio è quello proposto da STAUB (1924), con gli affinamenti dello stesso Autore proposti nel 1964. Il suo schema prevede, per l'Austroalpino delle Alpi Centrali, un complesso di falde dell'Austroalpino Superiore, quali l'Ötztal, la Falda Grosina e la Falda Tonale, seguito verso il basso da una una falda qui chiamata Ortles-Campo (Austroalpino Medio),

comprendente le Unità Languard-Campo-Ortles-Lasa (vedi oltre), alla quale soggiacciono le Falde dell'Austroalpino Inferiore, non affioranti nel presente foglio (Err, Bernina).

La Falda Ortles-Campo della letteratura, è stata recentemente ri-articolata in tre Unità, nel corso dei lavori geologici relativi alla realizzazione di nuovi Fogli 025 - Rabbi e 024 - Bormio. Dall'alto verso il basso:

(1) La Scaglia dello Zebrù è compresa tra il sottostante basamento metamorfico dell'Unità di Peio e la copertura sedimentaria triassica della Falda dell'Ortles; affiora nella parte orientale del Foglio 024 - Bormio e limitatamente nel settore occidentale del Foglio 025 - Rabbi, e non affiora nel Foglio 041 - Ponte di Legno. Dal punto di vista litologico, la Scaglia dello Zebrù comprende carniole, anidriti e gessi, nonché, prevalentemente, filladi e filladi quarzifere con bande metrico - decametriche di scisti verdi ed ortogneiss.

(2) L'Unità di Peio è presente estesamente nel Foglio 041 - Ponte di Legno oltre che nei Fogli sopraccitati; è delimitata a S dalla Linea di Peio e a N dalla Linea di Lasa. Essa è costituita da rocce metamorfiche di Facies prevalentemente Anfibolitica, con metamorfismo di età varisica, e sovraimpronta metamorfica alpina in Facies Scisti Verdi, la quale risulta molto accentuata nella parte superiore dell'Unità.

(3) L'Unità di Lasa affiora, come la Scaglia dello Zebrù, solo nei Fogli Bormio e Rabbi e costituisce l'elemento più profondo della Falda Ortles - Campo; il suo limite meridionale con l'Unità di Peio è costituito dalla Linea di Lasa, mentre a settentrione corrisponde con il fondovalle della Venosta. Petrograficamente quest'unità è caratterizzata da rocce di Facies Anfibolitica di età varisica, con parziale sovraimpronta in Facies di Scisti Verdi di età alpina che dà origine ad una milonizzazione pervasiva dell'intero ammasso.

Come è stato detto nella parte introduttiva, la linea principale che separa l'Austroalpino Superiore (Falda Ötztal) da quello Medio (Falda Ortles - Campo), è rappresentata dalla Linea di Slingia, la quale non affiora nei Fogli 024 - Bormio, 025 - Rabbi e 041 - Ponte di Legno. Peraltro, nei Fogli Bormio e Ponte di Legno affiorano porzioni più o meno significative della Falda Grosina, anch'essa attribuita all'Austroalpino Superiore. Essa si configura essenzialmente come un grosso *Klippe* posizionato nella Valle omonima, per cui il piano di sovrascorrimento definisce per intersezione con la topografia una linea chiusa subcircolare. Nel Foglio Ponte di Legno, alla stessa falda è stato in passato attribuito un piccolo *Klippe* gravitante sulla cresta sinistra del tratto della Valtellina a meridione di Bormio

(“*Klippe* del Corno Boero”, SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1970). Esso poggia in parte sulla Unità di Peio e in parte sul Plutone di Sondalo. Essendo stato interessato dalla tettonica disgiuntiva tardo-alpina, diretta N-S, in parte si accosta lateralmente alle litologie che altrove sovrasta.

L'altra falda dell'Austroalpino Superiore (Falda Tonale) è invece confinata a ridosso della Linea Insubrica, limitata a settentrione dall'emersione del suo piano di carreggiamento, la Linea di Peio.

Il Foglio 041 - Ponte di Legno, oltre che dalla sopracitate Linee di Peio ed Insubrica, è attraversato anche dalla linea del Mortirolo; insieme costituiscono elementi tettonici alpini molto importanti e molto studiati. In questo capitolo vengono approfonditi ulteriori particolari.

Al bordo NW del foglio è presente una linea tettonica sottolineata da fascia milonitica, in alcuni tratti spessa anche alcune decine di metri, che prosegue anche nell’adiacente Foglio 024 - Bormio. MONTRASIO *et alii*, in prep. la denominano linea del Monte Mala, ne danno un’accurata descrizione e propongono una collocazione cronologica tra i 300 ± 12 Ma del Plutone di Sondalo (che è tagliato da questa linea) e i 282-259 Ma delle magmatiti acide dell’alta Valtellina che tagliano la linea.

1.1 - LINEA DI PEIO

È una fascia di taglio prevalentemente duttile che rappresenta l'emersione del piano di carreggiamento della Falda Tonale *s.s.* sulla Falda Ortles - Campo (ANDREATTA, 1948; MARTIN *et alii*, 1991; WERLING, 1992; MÜLLER, 1998; VIOLA *et alii*, 2003). La linea è marcata da una fascia cataclastico-milonitica spessa diverse decine di metri, immersa a SSE di circa 35° , ed associata ad un orizzonte ettometrico di cataclasi con analoga direzione, ma inclinazione maggiore ($60-65^\circ$).

Nel settore trentino, le miloniti della linea di Peio formano alcune fasce discontinue, potenti poche decine di metri. La loro foliazione immerge di circa 30° verso SSE (valore medio $155/30^\circ$) e mostra lineazioni di *stretching* orientate da $110-120/12^\circ$ (Val Montozzo), a $75-90/12^\circ$ (Val Pudria). Le miloniti sono accompagnate da una fascia cataclastica tardiva, inclinata di circa $60-70^\circ$ ed immergente sempre verso SSE.

I protoliti delle miloniti sono costituiti dal basamento dell’Unità del Tonale e dagli gneiss della sottostante Unità di Peio. Le miloniti sono costituite da sericite, clorite, albite e quarzo, che indicano condizioni di basso grado. La microstruttura è caratterizzata da *ribbon* di quarzo completamente ricristallizzati e da rari porfiroclasti feldspatici o epidotici in una matrice fine, composta prevalentemente da quarzo e sericite. *Shear bands*, *mica fishes*, pieghe asimmetriche e il *fabric* obliquo del quarzo

indicano un trasporto tettonico della Falda del Tonale verso E, in accordo con una cinematica transtensiva sinistra (ZARSKE, 1988; MARTIN *et alii*, 1991; WERLIG, 1992; MEIER, 2003; VIOLA *et alii*, 2003). Le lineazioni di *stretching* sono legate essenzialmente a quarzo, clorite e miche.

Le miloniti della linea di Peio, gli gneiss del Tonale e dell'Unità di Peio sono interessati da pieghe *kinking* e pieghe aperte dirette da E-W a N60°.

Tutta la linea di Peio, dalla Forcellina di Montozzo alla Val d'Ultimo è inoltre interessata da una fascia di cataclasi incoerenti, impregnate di ossidi i quali ne determinano il colore rossastro. Questa fascia è la causa del forte risalto morfologico della linea, che passa per una serie di larghe insellature ben allineate fra di loro. Si tratta dell'ultimo incremento di deformazione, sviluppatosi in ambiente fragile. Il senso di movimento di tale struttura non è facilmente determinabile in quanto non sono stati rinvenuti indicatori cinematici all'interno della cataclasi.

L'andamento della linea di Peio è molto evidente sugli alti costoni del versante destro della Val del Monte: dalla Forcellina di Montozzo l'affioramento della fascia cataclastica si estende in direzione NE verso la quota 2431 m della Val Montozzo e poi in direzione E verso la zona pianeggiante presso quota 2548 m del costone tra M. Redival e M. Comegiolo; da qui scende in Val Comegiolo per risalire verso NE presso la cima di quota 2516 m. L'affioramento continua con anse e convessità passando per la Vallalta, toccando Cima "I Coni", attraversando la valle, salendo sul Palon di Val Comasine, scendendo in Val Comasine per raggiungere Sella delle Amole e, infine, scendere in Val di Peio (esternamente all'area del Foglio 041 - Ponte di Legno).

Secondo WERLING (1992), la Linea di Peio avrebbe una geometria notevolmente costante nel tratto compreso tra la Forcellina di Montozzo e il Lago di Alpaner (circa 35 km), presentando valori medi d'immersione variabili tra 138° e 151° ed inclinazioni comprese tra 24° e 35°. All'estremità occidentale, la Linea di Peio scenderebbe lungo il versante sinistro della Val di Pezzo, e le miloniti del letto mostrerebbero una foliazione raddrizzata e in parte subverticale.

A W di Ponte di Legno, vi sono indizi che la Linea di Peio si sposta progressivamente verso il versante sinistro della Val Camonica, fino a terminare contro la Linea del Tonale, probabilmente, poco a S di Incudine. In particolare, tale andamento sembra confermato dalla presenza di rocce milonitiche allo sbocco delle valli Vallaro e Paghera.

1.2 - LINEA DEL MORTIROLO

Similmente a quella di Peio, la Linea del Mortirolo per lungo tempo è stata interpretata come un sovrascorrimento della “Zona del Tonale” di BONSIGNORE *et alii* (1966, 1968), che non va confusa con la Falda del Tonale s.s., sul “Cristallino di Campo”, la prima di alto grado metamorfico, l'ultimo di medio grado. Sul lato S dell’”Anticlinale valtellinese” *Auct.* essa veniva cartografata come una dislocazione orientata WSW-ENE che dai dintorni di Tirano, in Valtellina, giungeva sino in Val Grande, dove piegava bruscamente verso NE per giungere sino nell’alta Valzeroten, mentre sul lato N dell’anticlinale veniva fatta proseguire in un piano immergente a NNE, e affiorante tra la parte bassa della Val Grosina ed il versante sinistro della Valtellina, di fronte a Sondalo (BELTRAMI *et alii*, 1971; BERRUTI, 1988, 1993).

Sulla base di presunte intersezioni e suture della linea del Mortirolo, lungo il suo decorso, da parte delle intrusioni di Serottini, Tremoncelli e Sondalo, erroneamente considerate alpine, la linea venne inizialmente considerata come pre-alpina. Il successivo riconoscimento dell’età tardo-varisica di tali intrusioni (DEL MORO *et alii*, 1981, DEL MORO & NOTARPIETRO, 1987), e l’individuazione di importanti zone di taglio all’interno delle masse intrusive (BOCKEMÜHL & PFISTER, 1985), modificò solo in parte queste vedute, e WERLING (1992) collocò il carreggiamento della ‘Zona del Tonale’ sul ‘Cristallino di Campo’ in una fase tettonica pre-alpina, avvenuta dopo il culmine termico del metamorfismo varisico, ma prima della messa in posto dei plutoni tardo-varisici.

WERLING (1992) ipotizzò altresì che la Linea del Mortirolo si estendesse oltre il Passo di Gavia fin alla Val di Rabbi, trovando una prosecuzione in un fascio di miloniti in facies anfibolitica, con lineazioni di anfibolo ed epidoto, poi studiate da ZAMBOTTI (1995a) e ritenute pre-alpine.

Solo in seguito a successivi studi di dettaglio, che reinterpretano le deformazioni dei corpi intrusivi e dei filoni ad essi correlati, la fase di *shear* venne spostata nell’alpino, e si cominciò a prendere in considerazione il suo collegamento con la Linea di Peio e con altre importanti fasce di *shear* di età tardocretacica (MEIER & MANCKTELOW, 1997). All’inizio le due linee venivano considerate simili per età, geometria e cinematica (MANCKTELOW *et alii*, 1999; VIOLA, 2000), ma in seguito è emerso che non sono direttamente correlabili, in quanto rappresentano strutture che hanno agito contemporaneamente su due livelli tettono-stratigrafici diversi (MEIER, 2003).

Secondo quest’ultimo Autore, anche la Linea del Mortirolo corrisponderebbe ad una faglia transtensiva sinistra collegata alla estensione

tardocretacica dell'edificio alpino orientale, ma sarebbe caratterizzata da un senso di movimento *top-to-E* opposto a quello della Linea di Peio. Inoltre anch'essa sarebbe stata riattivata nel tardo Eocene - inizio Oligocene (36-34 Ma), in condizioni metamorfiche della Facies degli Scisti Verdi, come sovrascorrimento diretto verso N-NNE. In una fase successiva, collocata appena dopo (32-30 Ma), la compressione post-collisionale orientata NNW-SSE avrebbe deformato l'intera sequenza comprendente i due piani di *shear*, dando luogo ad una antiforمة con asse orientato da E-W a ENE-OSO (Fig.3). L'originale andamento delle due linee, subparallelo all'Insubrica, sarebbe stato modificato nella parte orientale, originando una brusca flessione verso NW. Il corrispettivo settentrionale della linea del Mortirolo, esposto tra la Val Grosina e la Valtellina con immersioni tra N e NE, mostrerebbe una direzione di movimento destra del blocco superiore verso NE, coerente con il senso prevedibile dopo tale piegamento.

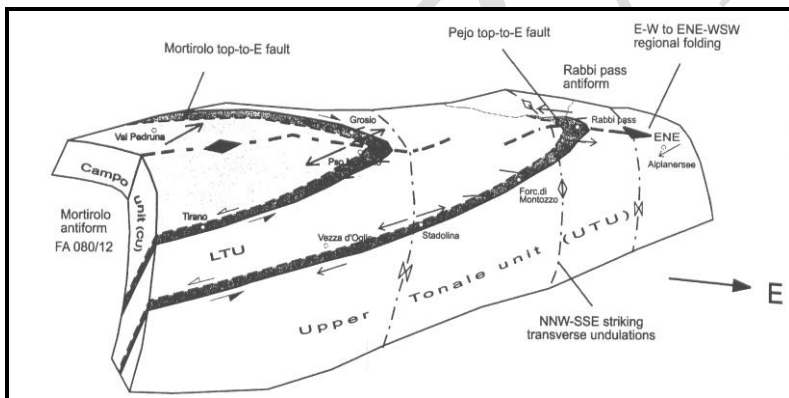


Fig. 3– Geometria del piegamento delle linee del Mortirolo e di Peio (da MEIER, 2003).

Secondo l'Autore, anche la Linea del Mortirolo, similmente a quella di Peio, non deve essere interpretata come limite tettonico tra due unità aventi una diversa impronta metamorfica alpina, ma come una discontinuità tettonica alpina che separa uno stesso basamento pre-alpino in due unità. Anche gli studi di GAZZOLA *et alii* (2000) hanno messo in luce che nella zona a S della dorsale Monte Varadega - Corno Tremoncelli la litologia è omogenea su entrambi i fianchi dell'antiforme del Mortirolo.

Nel Foglio 041 - Ponte di Legno, la Linea del Mortirolo e l'unità "Campo" di MEIER non affiorano, in quanto ricoperte da una spessa coltre di depositi quaternari. Al M. Pagano e lungo le pendici meridionali di Cima

Grom, a tetto della linea, i litotipi metaintrusivi presentano una foliazione S_3 milonitica.

1.3 - LINEA DEL TONALE

Sulla Linea del Tonale molto è stato detto nella prima parte delle Note, sulla base dei dati ricavati dai lavori precedenti. Qui vengono aggiunte alcune limitate osservazioni emerse nel corso dei nuovi lavori.

A differenza del settore valtellinese, nell'alta Val Camonica, tra Monno e Ponte di Legno, la Linea Insubrica non dà luogo a particolari evidenze morfologiche sui versanti. Per gran parte decorre lungo la parte bassa dei pendii sinistri della valle dell'Oglio, e la sua visibilità è abbastanza limitata a causa della presenza dei depositi di copertura. È degno di nota il fatto che, in questo tratto, il fondovalle non si è impostato esattamente a cavallo della linea, ma in posizione leggermente più meridionale, da qualche centinaio di metri fino ad un chilometro. La causa geologica di questa incongruenza non è chiara. Una ipotesi si potrebbe trovare nella maggior persistenza delle masse glaciali sui versanti sinistri della valle dell'Oglio, masse che avrebbero spinto l'erosione fluviale e subglaciale verso NW. Ad E di Ponte di Legno, invece, la presenza della struttura tettonica ha avuto un notevole riflesso sulla morfologia, in quanto sia il tratto vallivo che scende dal Passo del Tonale, sia il passo stesso, sia la parte alta della Val di Sole, si sono impostate lungo i prodotti cataclastico-milonitici della linea. A SE di Ponte di Legno, per un breve tratto, la linea mostra un andamento anomalo, con un brusco cambio di direzione. Ciò è dovuto alle traslazioni che la parte più superficiale della linea ha subito a causa delle deformazioni gravitative profonde di entrambi i versanti della valle. Tra Monno ed il Passo del Tonale, la zona di faglia associata alla linea mostra una sequenza di scaglie che differiscono da quella della Val di Sole per estensione, che è ridotta nell'ultima Valle. In Valcamonica, immediatamente a N della linea, si riscontrano prevalentemente miloniti costituite da ortogneiss chiari fortemente laminati, affioranti in orizzonti discontinui, di spessore variabile da pochi decimetri a circa 150 m. Dove questi mancano, le miloniti derivano da paragneiss, pegmatiti ed anfiboliti. A S della linea, invece, compaiono alcune decine di metri di cataclasti ed ultracataclasi molto scure, derivanti da filladi con livelli grafitici (EDO_f). Fa eccezione un discreto tratto, a S di Vezza d'Oglio, dove gli scisti sono sostituiti da ortogneiss milonitico-cataclastici di colore scuro. Inoltre, sia a ridosso della linea, che all'interno della fascia cataclastica, spesso sono presenti scaglie di sedimenti terrigeni e carbonatici della copertura permo-mesozoica. Al Passo

del Tonale ed in Val di Sole, la linea è per gran parte coperta da spessi depositi quaternari.

Da quanto è possibile ricostruire con i limitati affioramenti a disposizione, la fascia di ortogneiss milonitici chiari sembra divenire continua a N della linea, aumentando decisamente di spessore (probabilmente fino a 600-700 m). Lontano dalla struttura, in tali ortogneiss è ancora ben riconoscibile l'originaria tessitura occhiadina, sebbene i grandi occhi di feldspato risultino molto deformati. A S della linea, invece, troviamo unicamente una fascia ristretta (poche decine di metri) di ultracataclasiti molto scure, che passano a micascisti, quarzoscisti e quarziti con foliazione milonitica. Man mano che ci si allontana dalla linea, tali litofacies mostrano una sovrimponta metamorfica di contatto sempre più marcata, legata all'intrusione dell'Adamello.

2. - ASPETTI GENERALI METAMORFICI, LITOLOGICI E STRUTTURALI DELLE UNITÁ GEOLOGICHE

L'assetto tettonico di STAUB menzionato all'inizio, è stato successivamente discusso *in primis* da GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a,b; 1972; 1974) e GREGNANIN (1980), i quali ne hanno sottolineato la generale validità, portando a sostegno alcuni importanti nuovi elementi litostratigrafici e metamorfici, poi perfezionati da GREGNANIN *et alii* (1995) e da GREGNANIN & VALLE (1995).

Relativamente agli elementi litologici del Basamento Austroalpino, questi Autori hanno sottolineato che, dalla Valle del Brennero fino alla Finestra dell'Engadina, esso presenta nella sua parte più profonda materiali paragneissici, tipicamente a bande, caratterizzati da una ubiquitaria mancanza di intercalazioni carbonatiche; i paragneiss a bande sono sormontati da un complesso litologico molto vario, la cui peculiarità consisterebbe nella comparsa di marmi e dei cosiddetti 'micascisti argentei', una litologia ricca di muscovite paragonite e quarzo, macroscopicamente argentea. I micascisti tipicamente non mostrano una struttura a bande, anche quando diventano ricchi di plagioclasio e/o di quarzo. Come peculiare carattere distintivo di risposta deformativa, GREGNANIN (1980) segnalava la presenza di pieghe disarmoniche nei paragneiss, e quella di pieghe simili nei micascisti. Come in precedenza sottolineato da SANDER & HAMMER (1926), il complesso di marmi e micascisti argentei (con anfiboliti e quarziti) sarebbe molto simile a quello dei Marmi di Lasa della Venosta (vedi precedente Unità di Lasa). Nella Passiria, i due complessi sopracitati

verrebbero a loro volta sormontati in continuità dal Complesso di Monteneve, in gran parte costituito da litotipi di aspetto filladico, localmente anche con minerali di alto grado. Per quanto riguarda il settore venostano, GREGNANIN (1980) ha sottolineato che le 'filladi' del Basamento Campo giacciono al di sopra del Complesso di Lasa, e occupano quindi una posizione assimilabile a quella del Complesso di Monteneve, interpretando quindi tali 'filladi' come la naturale estensione verso l'alto della stratigrafia del Basamento Austroalpino. Inoltre, l'Autore rilevava che nelle 'filladi' compaiono altre intercalazioni di marmi, per esempio nell'alta Val Martello (M. Cevedale), distinte da quelle del Complesso di Lasa, e non solo per la posizione litostratigrafica più elevata, ma anche per la loro frequente ripetizione, in accordo con quanto riscontrato per le estese formazioni filladiche austroalpine austriache da SCHOENLAUB (1979). GREGNANIN (1980) pertanto concludeva che la presenza di marmi potrebbe rappresentare un elemento di primaria importanza al fine di distinguere, nella sequenza litostratigrafica dell'intero Austroalpino centrale, due parti, una inferiore, paragneissica priva di marmi, ed una superiore, micascistoso-filladica, con marmi.

Relativamente alla storia tettono-metamorfica del Basamento Austroalpino, GREGNANIN *et alii* (1995) e da GREGNANIN & VALLE (1995), in accordo con VAN GOOL *et alii* (1987), hanno rilevato la ubiquitaria presenza nell'Austroalpino di almeno 3 sistemi di piegamenti. Gli Autori italiani hanno specificato che due di tali sistemi sono segati dalla Discordanza Ercinica (D_1 e D_2), e che interessa sia il Basamento, che le Coperture ($D_{3a,b}$). Le foliazioni del basamento, S_1 e S_2 , come suggerito in precedenza da GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a,b; 1972; 1974) e da GREGNANIN (1980), andrebbero correlate con le pieghe D_1 e D_2 e con le fasi metamorfiche principali, per cui risulterebbero prealpine. La D_3 sarebbe invece responsabile della comparsa di un clivaggio non penetrativo, accompagnato da blastesi insignificante, e da una rimobilizzazione delle vecchie foliazioni, con parziale retrocessione metamorfica. Il clivaggio compare dove i piani di movimento tagliano ad alto angolo le vecchie foliazioni, la rimobilizzazione delle foliazioni compare dove l'intersezione avviene a basso angolo. La ristrutturazione metamorfica, peraltro di grado basso, sarebbe estesa soltanto nelle fasce di *shear*. Nei lavori sopracitati, vennero segnalate pregevoli evidenze di intersezione dei piani D_3 con la discordanza ercinica e con i locali piani di sovrascorrimento sia nella conca Schneeberg, sia nella Valle di Fleres.

Le grandi strutture a pieghe ad asse suborizzontale OSO-ENE che caratterizzano il settore Austroalpino centrale, andrebbero riferite alla D_3 ,

così come molti dei classici *Schlingen* della Passiria-Ötztal e una larga parte delle altre pieghe megascopiche (60-70%). Invece, alla scala mesoscopica, le strutture affioranti sarebbero da riferire principalmente alla D₂, e occasionalmente alla D₁.

Un numero considerevole di Autori ha invece sostenuto l'età alpina delle principali ristrutturazioni metamorfiche del Basamento Austroalpino, sia Autori della Scuola Austriaca (SÖLVA, 1999; SÖLVA *et alii*, 2001; SÖLVA *et alii*, 2003; THÖNI, 1981, 1983, 1986, 1988, 1993 1999, 2003; THÖNI & HOINKES, 1987; THÖNI & JAGOUTZ, 1993; THÖNI & MILLER, 1996; TOMASCHECK & BLUMEL, 1998), sia della Scuola Italiana (SPALLA, 1990; SPALLA *et alii*, 1995; GAZZOLA *et alii*, 2000; ZUCALI, 2001), basandosi principalmente su determinazioni radiometriche dell'età dei minerali.

In totale disaccordo con queste idee, GREGNANIN *et alii*, (1995) e GREGNANIN & VALLE (1995), avevano ribadito l'età prealpina del metamorfismo principale del Basamento, sia per quanto concerne le foliazioni, sia per quanto riguarda le strutture plicative connesse, sostenendo la preminenza delle evidenze geologiche di intersezione geometrica su quella delle datazioni, e attribuendo la discrepanza a fenomeni di riassetto diffuso degli orologi isotopici.

Ad analoghe conclusioni sono pervenuti recentemente per l'area del Foglio 041 - Ponte di Legno, VIOLA (2000), MEIER (2003) e VIOLA *et alii* (2003), secondo i quali la ristrutturazione metamorfica alpina è limitata alle zone di taglio, sia quelle principali (linee di Peio e del Mortirolo), che quelle interne alle unità, dove è in Facies Scisti Verdi.

Con riferimento alle ristrutturazioni metamorfiche, GREGNANIN & PICCIRILLO (1969a,b; 1972; 1974) e GREGNANIN (1980), hanno altresì rilevato che l'Austroalpino è caratterizzato da due fasi metamorfiche principali, la prima di 'alta pressione' caratterizzata dalla presenza di cianite+granato, collegata alle fasi principali F₁ e F₂; la seconda di 'bassa pressione', caratterizzata dall'instabilità del granato, dalla presenza di andalusite regionale, ed eventualmente di sillimanite, apparentemente legata ad una fase postcinematica, comunque precedente alla peneplanizzazione Permo-Carbonifera. L'evidenza più tipica di tale decompressione, sarebbe evidenziata dalle pseudomorfosi di sillimanite+biotite sul granato. La fase di bassa pressione si svilupperebbe a grande scala nella Falda Ötztal, e comparirebbe occasionalmente a S della Linea di Slingia (Chavalatsch), possibilmente in elementi tettonici correlati con la Falda Ötztal.

Tutti i lavori successivi, con i dovuti perfezionamenti, hanno confermato questo quadro barometrico generale, in particolare mettendo in evidenza la pressione molto alta della prima fase metamorfica, che sconfinerebbe

nell'ambito 'eclogitico', pur restando distinta la sua diversa collocazione cronologica, che secondo alcuni Autori sarebbe alpina (fasi iniziali della subduzione eo-Alpina, GAZZOLA *et alii*, 2000), ma secondo GREGNANIN *et alii* (1989) di età prealpina.

GREGNANIN (1980) discusse inoltre le relazioni tra il Basamento Autoalpino e quello Sudalpino sottolineando una sostanziale similitudine delle facies litologiche del Basamento delle Alpi Meridionali con quelle dell'Autoalpino. Evidenziò inoltre la sostanziale somiglianza della sequenza di deformazioni e di fasi metamorfiche correlate, lasciando intendere una comune storia tettono-metamorfica a grande scala. Questa veduta è stata anche sostenuta da GREGNANIN & MONTRASIO (1990).

Le relazioni cronologiche tra le varie fasi di deformazione e di metamorfismo sono esemplarmente evidenti dove esiste la Copertura, in particolare nel Sudalpino. Nei territori Autoalpini, la scarsità delle Coperture, o la loro traslazione, preclude un confronto diretto, salvo in casi limitati (Val di Fleres, Monteneve). La copertura dell'Ortler è stata scollata dal suo Basamento. Tuttavia, in ogni caso essa segnala la quasi totale assenza di effetti metamorfici alpini (ma non plicativi).

Le sovraccitate relazioni cronologiche sono messe in luce anche dai corpi intrusivi tardo-ercinici, gabbri, dioriti e graniti, i quali possono presentare una maldefinita foliazione. Il netto salto di ristrutturazione metamorfica, e i rapporti di discordanza, segnalano in modo esemplare che il metamorfismo e le deformazioni principali delle metamorfiti incassanti sono vecchie, e che la nuova foliazione, alpina, è debole e poco ricostruttiva. Una conferma della debolezza ricostruttiva trova la sua evidenza nella debole ristrutturazione delle tessiture e delle associazioni mineralogiche degli *hornfels*.

Per esempio, i gabbri e le dioriti del Plutone di Sondalo presentano una debole, ma ben riconoscibile, orientazione, lungo superfici a direzione prevalentemente E-W, con inclinazione in genere elevata, tendenzialmente immergente a S. Si tratta della giacitura comune alla cosiddetta 'zona di radice' valtellinese. Il contatto del Plutone di Sondalo con i micascisti e paragneiss a sillimanite incassanti è caratterizzato da processi di metamorfismo di contatto, il quale si sovrappone alle associazioni mineralogiche ed alle strutture di tali rocce. Ai margini del plutone, le rocce intrusive includono "zatteroni" sradicati di rocce incassanti, i quali evidenziano analoghi rapporti geologici. Vanno segnalati i pendenti di materiali anfibolitici, che per la loro composizione chimica sono affini alle rocce del plutone. La diversa associazione mineralogica e le diverse

strutture (comprese quelle dei corpi magmatici) sono incompatibili con una ristrutturazione profonda del basamento, in epoca alpina.

Tuttavia sia i contatti intrusivi, sia le fasce di *shear*, sono localmente fortemente deformati e ripiegati, una evidenza che dimostra il ruolo delle deformazioni alpine anche in questo settore.

All'interno del corpo intrusivo e delle rocce incassanti si osservano frequenti orizzonti cataclastici, ad andamento NE-SW e associati livelli di pseudotachiliti, ad andamento generale NNE-SSW, immerse verso ESE con inclinazioni intorno ai 40°. Una zona particolarmente ricca di livelli pseudotachilitici è la Val di Scala, dove le numerose pseudotachiliti sono associate ad un'ampia fascia cataclastica che interessa antiche miloniti, riducendole a breccie contenenti clasti milonitizzati di dioriti del Plutone di Sondalo, micascisti e paragneiss incassanti e anfiboliti.

In un altro settore del versante destro della Val di Rezzalo, il contatto tra il Plutone di Sondalo e gli ortogneiss dell'Unità di Peio, geometricamente sovrastanti, avviene invece lungo una superficie poco inclinata a direzione NE-SO, immersa a E, sottolineata da un'ampia fascia milonitica sviluppata in entrambe le unità.

Nel gomito della Valtellina corrispondente alla Valle Dombastone, il contatto del Plutone di Sondalo con le rocce incassanti (ortogneiss a granato **OOG_a**) assume un andamento circa E-W, con immersione verso S, ed è caratterizzato da livelli milonitici di spessore da metrico fino a decametrico.

Sia nel caso dell'Unità Grosina che nel caso dell'Unità di Peio, gli ortogneiss appaiono fortemente deformati (ortogneiss laminati e stirati, fino a struttura francamente milonitica) in prossimità dei contatti con il Plutone di Sondalo e con le rocce incassanti, mentre la deformazione diminuisce allontanandosi dalle zone di contatto: le deformazioni negli ortogneiss appaiono, quindi, o associate alla strutturazione del contatto stesso, oppure in relazione ad una diversa risposta del plutone e della roccia incassante alle deformazioni alpine.

Anche il contatto del Plutone di Sondalo con micascisti a granato e staurolite dell'Unità di Peio (**OMI**), osservabile sia nella parte alta della Val di Rezzalo (versante destro) che sui versanti prospicienti i laghi in alta Valle delle Presure, sotto al M. Profa, appare di natura tettonica, sottolineato anche in questo caso da ampie fasce milonitiche.

Nella parte alta della Val di Rezzalo (versante destro) e in Valle dell'Alpe, all'interno dei micascisti retrocessi dell'Unità di Peio (**OME**) si osservano complesse strutture a grandi pieghe isoclinali con piano assiale a direzione WNW-ESE e inclinazione di 20-40° verso NE: la struttura a pieghe, molto complicata, è riconoscibile grazie alla presenza di orizzonti

carbonatici, che costituiscono un ottimo livello *marker* di riferimento. La classica sequenza stratigrafica, che vede, dal basso verso l'alto, micascisti e paragneiss, quarziti, marmi a silicati e marmi saccaroidi, permette di stabilire la polarità originaria della successione e di ricostruire, quindi, la geometria dei piegamenti. Anche in questa unità si osservano frequenti fenomeni di *boudinage*, particolarmente evidenti nei livelli carbonatici, che mostrano di contenere noduli di micascisti a muscovite e clorite fortemente stirati lungo la foliazione prevalente (S_2), a direzione WNW-ESE immersa a NNE, con inclinazione di 10-20°, parallela agli assi di piegamento isoclinale. Sul versante meridionale del M. Sobretta, insieme ai livelli carbonatici, anche ampie fasce milonitiche appaiono coinvolte nei piegamenti isoclinali a grande scala che caratterizzano questo settore. Pur essendo particolarmente ben visibili in Val di Rezzalo, la deformazione e il piegamento polifasico delle fasce milonitiche sono una caratteristica comune a tutto il settore NW del foglio.

Per quanto riguarda la successione delle fasi deformative, nel complesso si osserva che, nel settore NW del foglio, come già riferito da GREGNANIN & VALLE (1995) e GREGNANIN *et alii* (1995), le rocce affioranti sembrano mostrare:

- relitti di una foliazione S_1 , mal definita nelle facies quarzoso-feldspatiche, con trasposizione delle cerniere lungo una successiva foliazione S_2 ;
- una foliazione prevalente con caratteri di S_2 , molto pervasiva, caratterizzata da paragenesi a muscovite, granato, biotite, staurolite, sillimanite. Tale foliazione è intersecata dai corpi intrusivi tardo-ercinici. Essa conferisce ai litotipi più ricchi di fillosilicati una marcata scistosità. Parallelamente alle pieghe isoclinali a struttura decametrica-ettometrica che interessano l'area, specialmente in alta Val di Rezzalo, si osservano vene quarzitiche decimetriche-centimetriche piegate in pieghe isoclinali, con cerniere sradicate e trasposte lungo S_2 . Analoghe pieghe a scala centimetrica si osservano negli orizzonti carbonatici, evidenziate da livelli particolarmente ricchi in fillosilicati. Frequenti sono i fenomeni di *boudinage*, particolarmente evidenti nei livelli carbonatici. La giacitura della foliazione S_2 è molto variabile, in relazione con la complessità strutturale dell'area e la presenza di numerosi e complessi contatti tettonici. S_2 è generalmente immersa a NE, ma anche verso S, con inclinazione variabile, fino a orizzontale, ma tendenzialmente da molto inclinata a subverticale;
- una fase di retrocessione metamorfica in facies scisti verdi, presumibilmente di età alpina, responsabile della generale sostituzione di molti minerali di medio-alto grado metamorfico con clorite e sericite, che

segue la fase deformativa e metamorfica S_2 . Salvo la comparsa di clivaggio locale, e con esclusione delle fasce di *shear*, questa fase di ricristallizzazione metamorfica non sembra aver prodotto una propria foliazione, ma soltanto una rimobilizzazione delle foliazioni precedenti, accompagnata da piegamenti freddi generalmente di ampie proporzioni. Questa fase plicativa appare a sua volta complessa, probabilmente polifasica, come dimostrano gli assi di piegamento, a direzione assai variabile, generalmente raggruppabili in almeno due famiglie, a direzione circa N-S e a direzione circa WNW-ESE; queste due famiglie potrebbero essere il risultato di una ulteriore deformazione a grande scala;

- un'ultima fase deformativa di tipo fragile, responsabile della fratturazione generale, a volte molto intensa, spesso associata alla presenza di importanti faglie. Il settore NW si trova in posizione marginale rispetto ai principali lineamenti tettonici del foglio (Linea di Peio, Linea del Mortirolo, Linea del Tonale), tuttavia è attraversato da numerosi lineamenti minori, con caratteri di faglie. Due sono gli elementi principali: una faglia subverticale a direzione circa N-S, che attraversa il versante destro dell'alta Val di Rezzalo, e mette a contatto i micascisti e paragneiss dell'Unità di Peio con i micascisti e paragneiss a sillimanite che costituiscono le rocce incassanti del Plutone di Sondalo, e una faglia, sempre subverticale, ad andamento NW-SE che attraversa il Plutone di Sondalo nella sua parte più orientale. Piccole faglie metriche sono riconoscibili un po' ovunque, con andamenti che rispecchiano le direzioni delle due faglie principali. BRAGA *et alii* (2001) hanno riconosciuto sul terreno 4 famiglie di faglie: faglie a direzione N-S, faglie a direzione NNE-SSW, faglie a direzione NNW-SSE e faglie a direzione E-W, riconducibili a strutture a scala regionale come la Linea del Mortirolo e del Tonale. GIACOMINI (1997) ha inoltre osservato che alcune fasce milonitiche in prossimità dei margini del Plutone di Sondalo risultano uncinata da piccole faglie a direzione NNW-SSE.

In tutto il settore NW del foglio si osservano numerose fasce cataclastiche, immergenti generalmente a NE, con inclinazione tra 20 e 40°. Queste bande, ampie qualche metro e lunghe alcune centinaia, sono sede di profonda alterazione e determinano aree in forte dissesto, spesso interessate da fenomeni franosi e di *debris-flow* (come, per esempio, nella parte bassa della Val di Scala, della Valle di Dombastone e della Val Raltana).

3. - DEFORMAZIONI NEL BATOLITE DELL'ADAMELLO

Le tonaliti di entrambi i Plutoni della Val d'Avio - Val di Genova e della Presanella mostrano una foliazione di natura duttile, particolarmente vistosa ai margini settentrionale ed orientale del corpo intrusivo, dove raggiunge ampiezze fino a 4 km. A scala macroscopica la foliazione è evidenziata dall'isorientazione dell'orneblenda e/o della biotite su superfici piano-parallele a spaziatura millimetrica, e, in particolare nelle zone più marginali, risulta spesso così penetrativa da conferire alle rocce un aspetto gneissico. La foliazione interessa anche gli inclusi femici, che risultano appiattiti parallelamente ai piani di foliazione.

Data la posizione geologica degli affioramenti, appare probabile una qualche relazione con le azioni tettoniche che hanno prodotto la Linea del Tonale e la Linee delle Giudicarie, piuttosto che con spinte sin-intrusive delle masse magmatiche semisolide, come per esempio è verosimile per le strutture circolari del Lago della Vacca (Adamello meridionale). Secondo MONTRESOR & RIGATTI (1995), la deformazione si sarebbe sviluppata prevalentemente allo stato solido, ma quando l'intrusione, in fase di raffreddamento, era ancora relativamente calda e ricca in fluidi. Pertanto, la sua età potrebbe essere tardo-oligocenica. Questa veduta è in accordo col fatto che le successive deformazioni fragili del sistema neogenico Tonale-Giudicarie, hanno dato luogo a cataclasi e miloniti che tagliano la foliazione. I sistemi più persistenti di litoclasti mostrano una disposizione che suggerisce la presenza di fratture coniugate prodotte da una compressione regionale orientata ESE-WNW (FERRATI, 1995; BENINCASA, 1996a, 1996b; LESO, 1995).

BOZZA

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - SISMICITÀ

1.1 - SISMICITÀ STORICA E STRUMENTALE

Gli eventi sismici occorsi in epoca storica e contenuti nel catalogo CPTI04 (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004) sono pressoché assenti nell'area del foglio (Fig. 4). L'unico evento inserito nel catalogo è l'evento occorso nel 1937 (magnitudo $M_S=4.12$). Va comunque sottolineato che l'assenza di sismicità storica in questi settori non è un'informazione particolarmente significativa in quanto i dati di sismicità storica sono ricostruiti a partire da fonti testuali, presumibilmente scarse in settori scarsamente abitati nel passato.

Il catalogo strumentale della sismicità italiana CSII.1 (CASTELLO *et alii*, 2006) ed i dati contenuti nel Bollettino della Sismicità Strumentale (<http://legacy.ingv.it/~roma/reti/rms/bollettino/index.php>) non mostrano sequenze sismiche strumentali importanti ma soltanto un'attività sismica molto debole che senz'altro non definisce un quadro esaustivo (il catalogo CSII.1 contiene eventi sismici occorsi nell'intervallo 1981-2002). Gli epicentri dell'attività sismica strumentale sono ubicati in prossimità del

Passo del Mortirolo, in vicinanza della Cima di Salimmo (Gruppo dell'Adamello) e lungo la Val del Monte (a breve distanza dal lago artificiale di Pian Palù, Val di Peio).

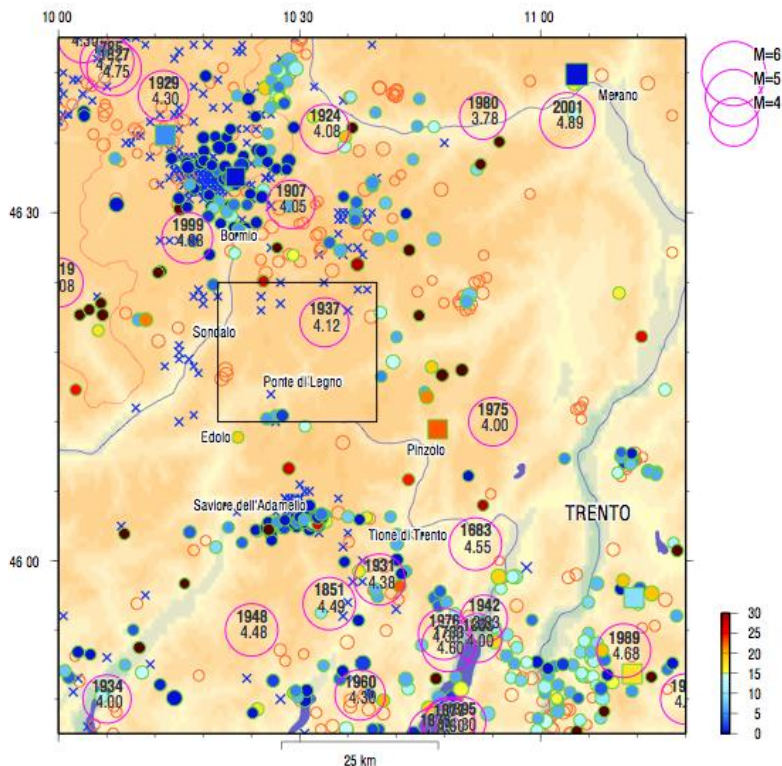


Fig.4 – Circonferenze di colore ciclamino: terremoti storici contenuti nel catalogo CPTI04 (GRUPPO DI LAVORO, 2004). Circonferenze di colore verde (campite): terremoti strumentali contenuti nel Catalogo della Sismicità Italiana CSII.1 (CASTELLO et alii, 2006), il colore rappresenta la profondità ipocentrale (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 041 - Ponte di Legno.

Una verifica incrociata sui dati registrati dal Servizio Sismologico Svizzero conferma la limitata presenza di attività sismica (SWISS

SEISMOLOGICAL SERVICE, 2002). In questo catalogo tuttavia si segnala qualche evento strumentale aggiuntivo rispetto ai dati sopraccitati, soprattutto nella parte superiore del foglio. Tale discrepanza va verificata in modo più approfondito (in particolare vanno esaminate le differenze di localizzazione per le co-occorrenze dato che questa sismicità per il SED - Servizio Sismologico Svizzero - è “fuori rete”).

Ampliando l’osservazione ai settori circostanti (Fig 4), è possibile constatare come l’area posta immediatamente a N del Foglio 041 – Ponte di Legno sia quella con i tassi di attività sismica più alti. Di particolare interesse nell’area di Bormio è la sequenza sismica sviluppatasi tra la fine del 1999 e la metà del 2002, sequenza composta da numerosi eventi sismici di magnitudo prevalentemente bassa (i due eventi principali hanno una magnitudo di 4,6 e 4,1; CASTELLO *et alii*, 2006) che hanno interessato un’area piuttosto estesa.

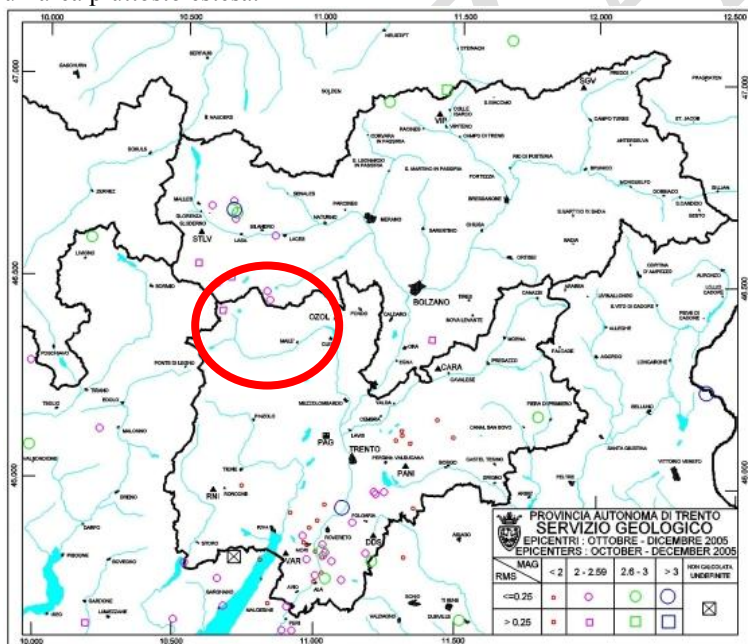


Fig. 5 – Epicentri trimestre ottobre-dicembre 2005 (www.protezionecivile.tn.it)

Altri dati sismologici sono stati acquisiti dal Servizio Geologico di Trento (Fig. 5); ad esempio nel trimestre ottobre-dicembre 2005 essi indicano che la sismicità con magnitudo tra 2 e 2,6, limitatamente al periodo

considerato, si è concentrata lungo il versante sinistro della Val di Rabbi e lungo faglie orientate NO-SE e NNW-SSE nell'area del lago Careser (Valle della Mare in Val di Peio).

2. - RISORSE IDRICHE

Il Foglio 041 - Ponte di Legno interseca quattro principali bacini idrici:

- Oglio, dalle sorgenti fin quasi ad Edolo, con le sue valli tributarie (Valle delle Messi, Val Canè e Val Grande in destra e Valle Narcanello, Valle dell'Avio e Val Paghera in sinistra);
- Adda, nella porzione settentrionale e nord occidentale, con la Valle del Gavia e le valli del versante sinistro dell'Adda tra Morignone e Sondalo (Val di Rezzalo e Val di Dombastone);
- Adige, nella porzione orientale con la Val Vermiglio e la testata del torrente Noce in Val di Peio;
- Sarca con i versanti settentrionali della Val di Genova.

L'idrogeologia del sottosuolo del foglio è complessa per varie cause, riconducibili alle caratteristiche geologico-strutturali del substrato e genetiche dei depositi di copertura. La presenza di ammassi rocciosi con litologia diversa e morfologie estremamente articolate dà luogo a diversi tipi di acquiferi.

La circolazione idrica nelle rocce cristalline, sia metamorfiche che eruttive, avviene prevalentemente attraverso sistemi di fratture, in genere abbastanza diffuse in rocce che hanno subito dislocazioni e deformazioni.

Gli acquiferi legati ai depositi post-orogenici sono prevalentemente insediati nei materassi alluvionali di fondovalle, in genere grossolani. Le acque non presentano particolari specificità, ma possono costituire una risorsa di un certo interesse.

2.1 - LE ACQUE MINERALI

In Val del Monte sono presenti numerose sorgenti di composizione minerale-oligominerale. Esse sono solo alcune delle sorgenti distribuite lungo il lineamento di Peio tra Ponte di Legno e Merano (Fig.6), anche se la zona di risorgenza è distante centinaia di metri dall'ampia fascia di milonititi (predominanti al letto della faglia) e cataclasiti (predominanti al tetto) associate alla faglia. L'emergenza è generalmente collocata all'intersezione tra la zona di faglia di Peio e zone di frattura recente

orientate circa NNW-SSE oppure NW-SE, localmente interessate da attività sismica.

Si tratta di acque carboniche il cui isotopo ^{13}C oscilla tra -2,5 e +2,5 (MORTEANI & FUGANTI, 1998). La composizione del trizio (^3H), che oscilla tra 11 e 35 U.T.¹ con valori relativamente più elevati della media annuale delle precipitazioni locali, indica mescolamento tra acque relativamente antiche (>50 anni) e acque recenti. Gli isotopi dell'ossigeno $\delta^{18}\text{O}$ (-13‰) e del deuterio δD (-96‰)² indicano invece un'origine meteorica delle acque minerali con prevalenza da scioglimento delle nevi (GALETTO, 1984; MARTINELLI, 1984).

Il *Fontanino di Peio* è localizzato a q. 1660 m s.l.m., sotto la diga di *Pian Palù* in sinistra idrografica del T. *Noce*. Sgorga alla base del versante sinistro della Val del Monte, a circa 1 km a N della fascia cataclastica associata alla faglia di Peio, al contatto tra i paragneiss biotitici (**OMP_a**), i micascisti a granato e staurolite della Falda Ortles – Campo (**OMI**) e i depositi fluvio-glaciali, grazie a più sistemi di fratture orientati circa NW-SE, NE-SW e N-S con inclinazioni di 80÷85°. Si tratta di un'acqua fredda, medio-minerale, ferruginosa-bicarbonato-alcalina-terrosa e con elevati contenuti in Radon₂₂₂ (2800 pC/litro) e CO₂ (2508 mg/l in ANDREIS, 1997).

A *Peio Fonti* esistono altre sorgenti minerali: la *Fonte Alpina* è un'acqua oligominerale non effervescente, captata nel detrito di versante, sul fondovalle della torrente Noce, attraverso una galleria di derivazione allocata nel conoide detritico-alluvionale deposto al piede del torrente che scende dalla Val Comasine. La sorgente, che presenta una portata media intorno ai 33 l/s, viene in parte imbottigliata nello stabilimento *Idropeio*, del gruppo *Sanpellegrino S.p.a.*, e in parte immessa nella rete idrica ad alimentare l'acquedotto dell'abitato di Cogolo.

L'*Antica Fonte di Peio* (destra idrografica del Noce, q. 1390 m s.l.m.) e la sorgente *San Camillo* (destra idrografica del Noce, q. 1380 m s.l.m.) presentano caratteristiche simili. L'*Antica Fonte*, in particolare, sgorga al contatto tra i paragneiss e micascisti dell'Ortles (**OMP_a** e **OMI**) e i depositi fluvio-glaciali, circa 1 km a N della zona di cataclasi della faglia, tuttavia l'area di emergenza è caratterizzata dalla presenza di piani di frattura paralleli alla linea di Peio e da sistemi di frattura orientati NNW. In base a ripetute analisi questa risulta essere un'acqua fredda, mediominerale-

¹ I valori di ^3H sono espressi in unità tritio (U.T.) che corrisponde ad un atomo di ^3H per 10^{18} atomi di idrogeno.

² I valori di $\delta^{18}\text{O}$ e di δD sono espressi in unità $\delta\text{‰}$ rispetto allo Standard-SMOW

carbonica-ferruginosa-bicarbonato-alcalino-terrosa e arseniosa con elevati contenuti in manganese, ferro, arsenico e mercurio (ANDREIS, 1997). Il valore in trizio riscontrato ($26,6 \pm 2,8$ U.T.) risulta nell'ambito della media annuale delle precipitazioni locali; la costanza degli altri parametri isotopici farebbe inoltre pensare ad un'area di ricarica a circa 2500 m s.l.m. (GALETTO, 1984; MORTEANI & FUGANTI, 1998).

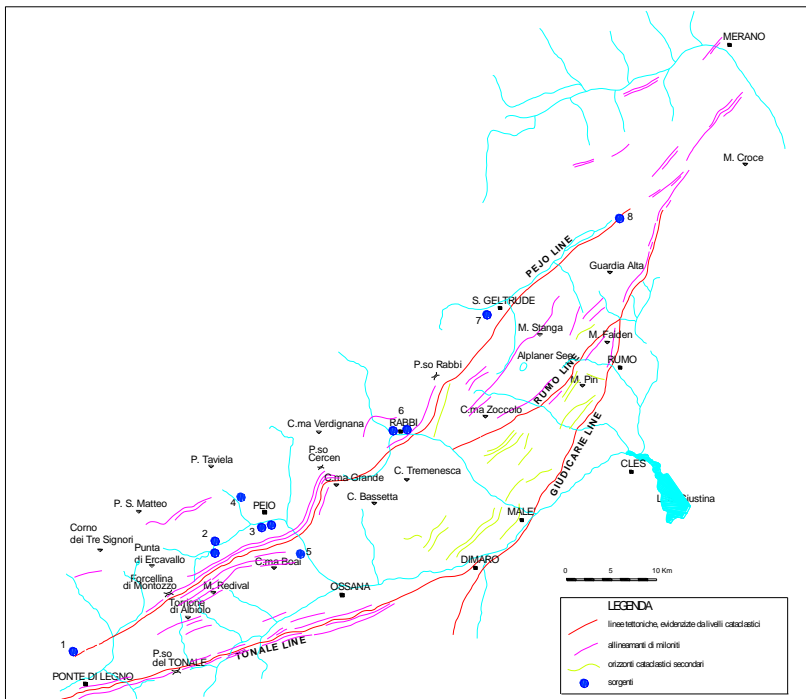


Fig. 6 - Carta delle linee tettoniche principali tra Ponte di Legno e Rumo (TN). Sono evidenziate le sorgenti di acqua minerale-oligominerale lungo la linea di Peio (1: S. Apollonia, 2: Fontanino di Peio, 3: Antica Fonte di Peio, 4: Taviela, 5: ex-miniera di Cellentino, 6: Antica Fonte di Rabbi, 7: S. Gertrude e 8: Uberwasser in Val d'Ultimo)

Altre sorgenti sono note all'interno della Finestra Taviela (destra idrografica del torrente Taviela, q. 1810).

Lungo la prosecuzione occidentale della linea di Peio si trova la sorgente di S. Apollonia, in sinistra idrografica della Valle delle Messi, che sgorga intorno a quota 1585 m s.l.m. nel Comune di Ponte di Legno. In realtà è costituita da due polle di acqua minerale le cui caratteristiche fisico-

chimiche, su analisi condotte negli anni 1995 e 1996 (ANDREIS, 1997), permettono di classificarla come acqua fredda, medio-minerale, ferruginosa-bicarbonato-calcico-sodica; sono inoltre presenti valori elevati riguardanti il sodio (3,04 meq/l), i bicarbonati (7,83 meq/l), il boro (0,338 mg/l), il litio (0,185 mg/l), il ferro (9,34 mg/l) e il fluoro (0,882 mg/l). Sono stati analizzati anche gli isotopi dell'ossigeno $\delta^{18}\text{O}$ (-12,44‰) e del deuterio δD (-88,50‰) e la CO_2 (dell'ordine di 750 mg/l). La litologia dominante è costituita da micascisti a granato e staurolite dell'Ortles (OMI) con immersione circa SW di 40-50°. Alla base delle Graole è presente una lente di marmi (OMA), spessa circa 30 m ed immergente a SSE di 40°, che si estende per circa 1500 m verso Cima Caione (3140 m s.l.m.).

2.2 - PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA

Nel foglio è presente un solo bacino per la produzione di energia idroelettrica (Lago di Pian Palù) ma gran parte delle acque entrano nella fitta rete di impianti presenti nelle aree circostanti. In Val del Gavia vi sono le opere di presa che canalizzano le acque verso i bacini di Cancano, siti nella Valle di Fraele (Comune di Valdidentro); nel tratto di Valtellina vi è la galleria del canale che alimenta la centrale di Grosio. Nella Val d'Avio è presente lo sbarramento dell'omonimo bacino costruito nel 1929 in cui affluiscono le acque della Val Narcanello e che dal 1984 è parte integrante dell'impianto di Edolo dal quale vengono pompate acque della vasca di valle.

2.2.1. - La diga di Pian Palù

Il serbatoio di Pian Palù fa parte del sistema di impianti idroelettrici che utilizza le acque del bacino del torrente Noce, affluente destro del fiume Adige. Il serbatoio ha una capacità utile di 15.510.000 m³, compresa tra le quote 1752 e 1800 m s.l.m., ottenuta attraverso la realizzazione di uno sbarramento che sottende un bacino imbrifero di 48,6 km² (www.provincia.tn.it/dighe; dati non validati).

I deflussi accumulati vengono derivati, con portata massima di 6 m³/s e salto di 599 m, nella centrale idroelettrica di Cogolo (Pònt), ove confluiscono anche le acque provenienti dalla derivazione Caresèr-Malgamare-Cogolo (Valle della Mare). La producibilità relativa all'impianto Pian Palù-Cogolo è di 73 milioni di kWh, di cui 26 invernali (EDISONVOLTA S.p.A., 1960).

La diga di Pian Palù, della Società Edisonvolta (ora ENEL) è stata progettata e realizzata a cura della Direzione Costruzioni Impianti

Idroelettrici della Società Edison (ENEL). I lavori sono stati eseguiti nei seguenti periodi:

- dissabbiamento del serbatoio: dal 1948 al 1950;
- taglione in calcestruzzo: dal 1950 al 1959;
- diga: dal 1955 al 1959.

La diga, realizzata con una struttura in blocchi di calcestruzzo, presenta altezza di 52 m e cubatura di 100000 m³. La quota di massimo invaso è a 1800,00 m s.l.m. e quella di massima piena è a 1801 m s.l.m.

Leggendo le relazioni sullo stato finale dei lavori di costruzione della diga risulta che il progetto è stato supportato da una lunga e complessa campagna di indagini geognostiche, concentrate soprattutto a centro alveo e in sponda sinistra dove maggiori erano le incognite riguardo alla natura del terreno. Dalle ricerche era emerso che la conca alluvionale delimitata dalla stretta di sbarramento [...] *trae la sua origine dal riempimento di un antico lago glaciale, sopraelevato in più fasi successive per la caduta di frane dalla sinistra, poco a monte della primitiva soglia rocciosa sfiorante*. La sponda destra risultava in roccia compatta, parzialmente diaclasata, costituita da micascisti quarzosi e micacei che, a partire da quota 1758,00 m s.l.m. si immergevano sotto l'alveo fino ad una profondità di 72 m per risalire verso la sponda sinistra con debole pendenza, mantenendosi ben addentrata in profondità.

Strutturalmente lo sbarramento è costituito da blocchi di calcestruzzo gettati in posto, di volume cubico con lato di 4 m, disposti a colonne affiancate e separate da giunti di frizione ottenuti con riprese di getto. Sul paramento di monte la tenuta è assicurata da un manto metallico, costituito da lamiere di ferro ARMCO dello spessore di 5-6 mm, dotato di giunzioni esclusivamente saldate.

Il problema della tenuta in alveo in sponda sinistra è stato affrontato con la realizzazione di un profondo taglione in calcestruzzo dello spessore di 3 m che, partendo dall'unghia di monte della diga scende fino a raggiungere la roccia sottostante, attestata alla profondità di circa 72 m sotto l'alveo naturale. In definitiva, sul fondo e in prossimità della sponda destra il taglione poggia direttamente in roccia per risalire a gradoni fondandosi nella roccia fratturata in sponda sinistra. Verso l'interno della sponda sinistra, inoltre, a prosecuzione del taglione il terreno è stato impermeabilizzato con un esteso schermo di iniezioni che si sviluppa in orizzontale per quasi 90 m.

3. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE

Nel Foglio 041 - Ponte di Legno sono presenti numerose tipologie di dissesti, alcune caratterizzate da un'elevata ricorrenza che in qualche caso insistono su infrastrutture varie, vie di comunicazione e centri abitati.

Le ultime fasi dell'evoluzione alpina, caratterizzata da un intenso modellamento facilitato dall'alta energia di rilievo, da una dinamica strutturale ancora attiva e principalmente da una tettonica fragile, possono essere riconosciute come una delle principali cause predisponenti i fenomeni di instabilità di versante (FORCELLA *et alii*, 1982). Questi creano non pochi problemi alle popolazioni e a chi è responsabile della gestione del territorio. Sui due versanti dell'alta Valtellina, nell'area a cavallo tra il Foglio 024 - Bormio e 041 - Ponte di Legno, sono presenti alcuni esempi di dissesti e di masse instabili legati a sistemi di fratture e faglie recenti (MONTRASIO *et alii*, 2001). Evidenze morfologiche peculiari sono rappresentate da sdoppiamenti delle creste e trincee naturali, da contropendenze e da nette scarpate sui versanti. L'azione gravitativa si manifesta principalmente con una elevata frequenza di movimenti di massa quali *debris-flows*, frane e valanghe di roccia.

Lungo i corsi d'acqua principali (Adda, Oglio, Oglio Frigidolfo, Oglio Arcanello, Rezzalasco), in relazione soprattutto dell'evento alluvionale del 1987, si è constatata un'attiva erosione di fondo e spondale. Laddove il processo si è manifestato in maniera continua si è prodotto uno spiccato disequilibrio dei versanti, testimoniato da movimenti gravitativi per erosione al piede.

Vistosi fenomeni erosivi sono attualmente in atto in quasi tutti i bacini, incidendo le soglie delle valli sospese, i gradini dei circhi e i salti in roccia.

I dissesti dell'area lombarda sono stati riconosciuti, cartografati ed inseriti in un Sistema Informativo dedicato costantemente aggiornato, consultabile sul GEOPortale della Lombardia (www.cartografia.regione.lombardia.it). Di seguito sono indicate alcune situazioni che possono costituire elementi di attenzione in quanto ubicati in corrispondenza o vicinanza di opere antropiche.

In primo luogo vanno considerati potenzialmente pericolosi i numerosissimi conoidi presenti allo sbocco delle valli laterali sui corsi d'acqua principali. Durante gli eventi del luglio 1987, oltre alla frana della Val Pola, un gran numero di conoidi sono stati interessati da alluvionamenti con conseguenti danneggiamenti ad infrastrutture ed opere idrauliche.

Tra le deformazioni gravitative individuate alcune interessano direttamente importanti vie di comunicazione, come quella che interseca un

tratto della SS42 poco a monte di Ponte di Legno in direzione del Passo del Tonale. Un'altra è in Val delle Messi e interseca la strada per il Passo Gavia poco a monte di S. Apollonia. Lungo la stessa strada in Valle di Gavia nel tratto immediatamente oltre la Valle dell'Alpe vi sono numerose fessure aperte nell'ammasso roccioso e sono individuabili potenziali nicchie di distacco.

La frana della Val Pola (rock avalanche) (Fig. 7) rappresenta uno dei maggiori esempi di movimento in massa avvenuto nell'arco alpino durante il XX secolo (GOVI, 1989; COSTA, 1991; AZZONI *et alii*, 1992; CHIESA, 1998, CROSTA *et alii*, 2007).

La frana si è staccata dalle pendici del M. Zandila (versante destro dell'alta Valtellina presso Bormio) alle ore 7 e 23 a.m. del 28.7.87 causando la completa distruzione di alcuni villaggi e facendo sentire i suoi effetti fino ad oltre 2 km verso monte.

Sebbene i villaggi fossero stati in gran parte evacuati la frana causò 27 vittime.

Il movimento si è verificato dopo un periodo di piogge persistenti che nei giorni 18 e 19 luglio 1987 aveva provocato allagamenti nel fondovalle dell'Adda e forti erosioni con fenomeni di *debris-flow* in gran parte delle aste torrentizie tributarie.

Anche lungo la Val Pola (sul versante orientale del M. Zandila) si generavano analoghi fenomeni con conseguente sviluppo di un grande conoide terminale che provocò lo sbarramento del fiume Adda e la formazione di un piccolo lago.

La massa franata ha un volume di circa 35 milioni di m³, formata in prevalenza da rocce cristalline intrusive e subordinatamente da metamorfiti del dominio Austroalpino, terreno e alberi.

Il movimento si è sviluppato lungo preesistenti piani di frattura già sede di un antico movimento postglaciale.

La ricostruzione della dinamica del movimento indica che la massa dapprima si è mossa verso la Val Pola scivolando lungo un piano immergente a N e quindi trasformandosi in *rock avalanche* è discesa nel fondovalle del fiume Adda da un'altezza di circa 700 m. La massima risalita del materiale sul versante opposto fu di circa 300 m.

Parte del materiale ricadde nel piccolo lago sbarrato dal conoide della Val Pola provocando un'ondata di acqua fango risalita verso monte per 2100 m.

L'accumulo di frana al piede di M. Zandila si è depositato nel fondovalle del F. Adda per una lunghezza di 2 km con spessori massimi di 80-90 m

provocando la formazione di un lago che raggiunse un volume massimo di circa 18 milioni di m³.



Fig. 7 - Situazione poco prima del franamento (a) e quella 3 giorni dopo l'evento (b) franoso della Val Pola.

Attualmente sono ancora in corso interventi per la sistemazione definitiva dell'accumulo che viene monitorato con numerosi strumenti lungo la nicchia di distacco nei settori che presentano volumi instabili.

Anche nel Trentino esiste un analogo progetto (ARCA) per il censimento sistematico, la raccolta e l'archiviazione di documenti e informazioni di vario tipo che segnalano eventi calamitosi verificatisi nel passato sul territorio provinciale (www.protezionecivile.tn.it) e dal quale sono stati estratti alcuni dei dissesti per il settore trentino del foglio.

La Val del Monte, che occupa il settore NE del foglio, è caratterizzata dalla presenza di alcuni fenomeni franosi di notevoli dimensioni. Si tratta per lo più di dissesti complessi che coinvolgono anche l'ammasso roccioso (Deformazioni Gravitative Profonde di Versante) e di aree franose che interessano i depositi superficiali quaternari (detritici e glaciali) che in maniera più o meno cospicua ricoprono i versanti.

Questi fenomeni conferiscono alla superficie topografica le morfologie tipiche delle aree instabili in questi contesti geologici. Particolare infatti è la presenza di un alto numero di trincee longitudinali alla valle (in cresta o nelle parti alte dei pendii) associate a balze e ripiani che testimoniano l'esistenza di un processo di deformazione dei versanti che spesso non

induce a valle delle variazioni morfologiche in superficie tali da poter perimetrare con certezza l'area in dissesto (Fig. 8).

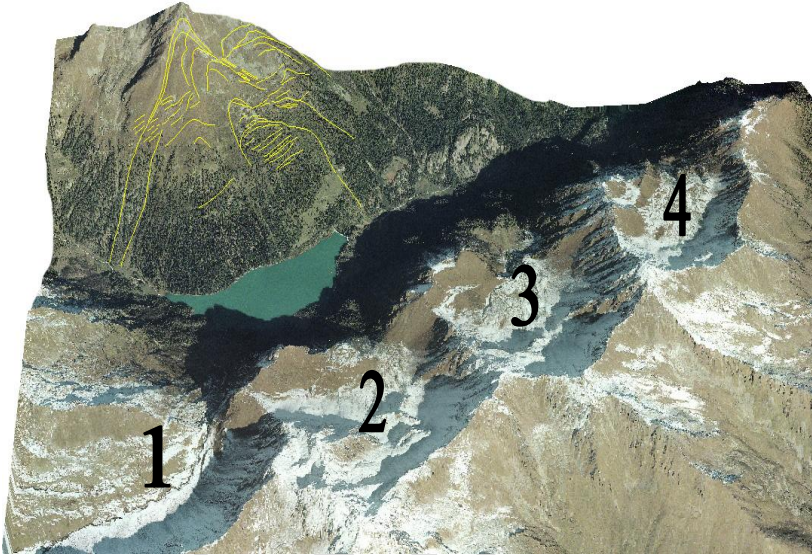


Fig. 8 - Modello in tre dimensioni del versante sinistro della Val del Monte, a N del lago di Pian Palù. In giallo le principali trincee, scarpate e contropendenze osservate lungo il versante S di Cima Mandriole che evidenziano un fenomeno gravitativo profondo di versante. In primo piano il versante destro con, da sinistra a destra: Val Montozzo (1), Val Comegiolo (2), Val Pudria (3) e, sullo sfondo, Valle Coni (4) (su DTM-P.A.T. dal sito www.urbanistica.provincia.tn.it)

Numerosi sono i piccoli scoscendimenti che interessano la parte superficiale della coltre detritica e soprattutto i depositi glaciali. Le frane di scorrimento di grandi dimensioni sono localizzate specialmente in Val di Peio e nella bassa Val del Monte, dove il T. Noce, scavando al piede del versante, ha creato, specialmente in concomitanza di intense precipitazioni o della fusione della neve, i presupposti per il formarsi di questi movimenti franosi.

Crolli di blocchi isolati e fenomeni dovuti a frane di crollo, anche di grandi dimensioni interessano le parti alte dei versanti, scolpite nel basamento cristallino. Una frana di crollo di grosse dimensioni interessa l'intero versante SE di Cima Frattasecca (2711), lungo il crinale che dalla cima scende in direzione S-E verso Peio Fonti. Il rilevamento, unitamente

alla fotointerpretazione, hanno permesso di individuare un corpo di frana di grandi dimensioni, sviluppato su una superficie di circa 1 km² e con dislivello di circa 900 m.

La nicchia di distacco si individua intorno a quota 2500 m s.l.m., tra la Val Taviela, a N-W, e il versante di Frattasecca, a S-E. L'accumulo è costituito da grossi blocchi non vegetati, in prossimità della testata, mentre scendendo verso il basso il deposito sembra stabile e vegetato.

La D.G.P.V. della cima Le Mandriole. Il versante S-W della cima Le Mandriole è interessato da evidenze attribuibili ad una deformazione gravitativa profonda di versante e ad altri movimenti di versante di diversa entità (CROSTA *et alii*, 2000). La porzione coinvolta è limitata a N dalla cresta de Le Mandriole 2927 m s.l.m., a W dal solco della Val Ganósa, a S dal corso del torrente Noce e dal bacino artificiale di Pian Palù e a E dalla Val degli Orsi.

Presso la sommità del versante, a quote comprese tra 2650 e 2700 m s.l.m. (poco sotto la cresta che, a S de Le Mandriole separa la Val Ganosa e il versante "Belvedere"), si riconosce una notevole scarpata sommitale coperta di detrito grossolano di versante. La scarpata, caratterizzata da una pendenza di circa 35°, sembra costituire il piano di scivolamento profondo lungo il quale l'intera porzione superiore del versante è scivolata a valle con un movimento "dip slip" e con un rigetto verticale di oltre 50 metri.

Al di sotto dei 2300 m di quota, una zona di transizione caratterizzata dalla presenza di scarpate di "richiamo" di differenti dimensioni, con orientazione prevalente NE-SO, appare caratterizzata da una morfologia fortemente convessa e presenta evidenze di collassi gravitativi.

La parte inferiore del versante, infine, sembra interessata dalla presenza di un corpo di frana in evoluzione, di grandi dimensioni, sviluppato su una superficie di circa 0,5 km² e su un dislivello massimo di 500 m. L'accumulo presenta una forma asimmetrica in pianta, più larga verso valle nella parte orientale.

Questa porzione, che insiste direttamente sullo sbarramento artificiale di Pian Palù, è sempre stata oggetto, fin dalla costruzione della diga (conclusa nel 1959) di studi e ricerche approfondite, comprensive di monitoraggi strumentali, mirati alla comprensione del fenomeno, dei cinematismi, dell'attività in atto, e alla definizione del grado di pericolo per l'impianto ENEL.

La zona della testata della frana sembra localizzata intorno a quota 2300 m s.l.m. ed appare costituita da uno sciame di scarpate leggermente concave verso valle, con rigetti massimi dell'ordine di alcuni metri e ricoperte da detrito grossolano non vegetato. Spostandosi verso valle si incontrano, a

quote comprese tra 2100 e 2220 m s.l.m., altri sistemi di morfostrutture costituiti da sciame discontinui di scarpate (piani di scivolamento immergenti verso valle) e controscarpate con scarso rigetto.

La superficie di scorrimento della frana non presenta marcate evidenze superficiali: il suo decorso è intuibile nella zona di testata, ma non ha nessuna evidenza nella parte inferiore del versante, probabilmente a causa della copertura detritica e vegetale, ma anche dello scarso grado di evoluzione raggiunto dal fenomeno.

4. - CAVE E MINIERE

L'attività estrattiva non è mai stata particolarmente diffusa nell'area del foglio. In epoche passate sono state sicuramente attive piccole cave per il reperimento di materiali di costruzione e copertura di cui però non permangono tracce significative, così come alcune intercalazioni di rocce carbonatiche hanno alimentato piccoli forni da calce. Più di recente vi sono stati tentativi di escavazione di Feldspato in prossimità di Sondalo ed in Valle delle Messi versante destro poco a monte di S. Apollonia. Per un certo periodo sono stati cavati, come pietra ornamentale, marmi cristallini del basamento austroalpino in Val Canè, presso Vezza d'Oglio e in altri piccoli ammassi. Queste coltivazioni hanno assunto per un certo periodo carattere industriale (Cortebona in Val Canè) dove, grazie ad uno spessore della lente carbonatica di alcune decine di metri, sono stati scavati grandi cameroni in sotterraneo. Il materiale è un marmo cristallino a grana da millimetrica a plurimillimetrica con occasionali allineamenti di minerali metallici e pirosseni. In prossimità del passaggio ai paragneiss si hanno vene nerastre di anfiboliti.

VII - ABSTRACT

The sheet N. 41 Ponte di Legno of the geological map of Italy was surveyed at 1:10.000 scale. It covers an area of the Austroalpine and Southalpine domains in the Italian central-eastern Alps, astride northern limit between Lombardia and Trentino. From geologic point of view, the over mentioned domains are divided by the Periadriatic (Insubric) fault system, but originally they constitute part of Mesozoic passive continental margin of Adria plate (African promontory), later reworked to different extent by the Cretaceous-Neogene Alpine orogeny. In the map, the Insubric line cuts the Tonale Pass (see tonalites). The main activity of the Periadriatic fault system and related transpressive contraction of the Southern Alps west of Giudicarie Line, developed from Oligocene to the Neogene. This shortening produced thrusts and folds. A limited territory of the Southalpine domain outcrops in the Map Ponte di Legno, and its rocks belong mainly to pre-Permian metamorphic Basement and to the Tertiary (Eocene-Oligocene, 42-49 Ma) Adamello batholith. The metamorphic Southalpine Basement is mainly formed by quartz-phyllites and phyllitic micaschists, with some banded paragneisses and quartzites. Intercalations of ortogneisses, metapegmatites, amphibolites are not frequent. In west territories of the map, this metamorphic basement is surmounted by a Permian-Neogene Cover, that lies on a peneplain known as 'Ercinian Unconformity'. This unconformity cuts two main deformation phases, associated with Ercinian metamorphic reworking. The Cover shows no or

very feeble metamorphic alpine overprint. Nevertheless, it is interested, with the underlying Basement, by a strong tectonic phase producing folds and cleavages. The Adamello batholith is a composite intrusion, the two oldest bodies of which, Avio and Presanella Plutons, outcrop in the map. They have intruded phyllites, and other basement rocks, producing contact metamorphism. These plutons are mainly composed of tonalites, leucotonalites, quartz-diorites, with minor gabbros, of calcalkaline affinity. The northern and eastern borders of the batholith is characterized by a foliation parallel to Insubric Line and to Giudicarie Line respectively, which possibly represents a solid-state reaction of hot batholith rocks to Neogene tectonic actions. In the Austroalpine domain, the Alpine tectonic activity produced, in Cretaceous time, a pile of nappes, possibly top-to-west trending. This tectonic activity leaved behind mainly overthrusting shear zones. It was followed by a north-south vigorous shortening, which produced the main tectonic imprint of Austroalpine, characterized by E-W trending folds and lithologic units. But in many areas, the E-W fold axes are substituted by NNW deep plunging axes (Schlingen folds). As in Southalpine domain, two deformation phases are cut by 'Ercinian Unconformity'; in Passiria Valley, this unconformity cut also late-Ercinian dikes. In Ponte di Legno Map, no cover outcrop but many late-Ercinian plutons and dikes are present, which geologically act in the Cover stead. In these bodies, Alpine metamorphism as a rule produced a faint foliation. The two main old deformations present in pre-Permian Basement, are coupled with the main metamorphic reconstruction of protoliths, of Ercinian age, and do not affects late-Ercinian magmatic bodies. This old metamorphism presents a first phase of high pressure, in some cases in Eclogite Facies (kyanite common in metapelites), followed by a second phase, sin-postkinematic, in some cases of much lower pressure (sillimanite, andalusite and garnet instability). The over mentioned Alpine tectonic deformation phase (possibly distinct in D_{3a} and D_{3b}) affects cover, magmatic bodies and basement, and is not coupled with significant metamorphic reconstruction. When flow direction cuts previous structures at high angle, it produce locally cleavage; in other cases, it remobilizes older foliation planes, mainly F2, producing a retrograde overprint, and in some cases fillonitization. Shear zones, on the contrary, show a general low grade overprint. The nappe stacking sequence proposed by STAUB for Australpine basement outcropping in Ponte di Legno Map, has been modified, including in the Upper Austroalpine only the Grosina Decke of Grosina Valley (excluding Grosina Decke terrains of Rezzalo and Gavia Valleys), and the Tonale Decke s.s., outcropping south of Peio Line (excluding the terrains of

Northern Tonale Zone of STAUB). The excluded over mentioned terrains were included in the Campo Decke (Middle Austroalpine).

After uplift and emersion of the prealpine chain, polyphasic continental cycles led to the actual hydrographic pattern. Three major catchment basins are distinguished, each with a peculiar evolution: Adda, Oglio and Sarca. Both lithostratigraphic units and UBSU are used, in order to describe the stratigraphic succession of each of them.

During last glacial maximum (LGM), Adda and Oglio glaciers met at Passo dell'Aprica and Passo del Mortirolo, a few kilometers south-west out of this sheet, so their deposits are attributed to the same unit, Cantù synthem (Laghi supersynthem).

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 syntheme. After LGM, new advancing phases are recognizable, in which each main tongue was confined in its own valley, without flowing together with the other. In the sheet, the oldest post-LGM phase is represented by Val di Sole tongue, which cut sediments and morphologies belonging to Garda syntheme; its deposits are mapped as Malé subsyntheme. After this, a new glacial advance is limited to little local glaciers which didn't met together; their deposits are grouped as Bondo subsyntheme.

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. In the Oglio basin they outcrop in little areas, out of LGM limit, and are grouped into Colma del Piano supersyntheme; near Passo del Tonale, little outcrops of poligenic fluvial conglomerates are put in evidence as lithostratigraphic sub-unit, called conglomerato di Faita-Tonale. In the Sarca basin, on the contrary, none of these old deposits is preserved.

BOZZA

VIII - ENGLISH LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT BASIN

Po Synthem (POI)

Diamicton and fine to coarse massive gravel, clast or muddy-clay matrix supported, angular clasts coming from overhanging rock facies, rounded to subrounded exotic clasts (slope deposits); fine to coarse stratified gravels, clast-supported, sandy matrix, subangular to rounded clasts, sand and massive to laminated silt (alluvial deposits); laminated silt, fine sand, peat (lacustrine and peat bog deposits); massive diamicton muddy or muddy-sandy matrix supported with clasts and blocks up to metric, (till).

Only for glacial deposits, the unit includes Postglacial Recent (**POI₈**) Postglacial Little Ice Age (**POI₇**) and old Postglacial (**POI₆**).

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

Prato Grande Group (GR)

Big blocks, massive clast-supported diamicton without matrix (slope and landslide deposits).

PLEISTOCENE (EARLIER AT LGM)

Colma del Piano Supersynthem (CM)

Diamicton, muddy matrix supported, with clasts and heterometric blocks: ablation till. Polygenetic and poliphase upper boundary surface with light weathering.

Conglomerate Faita-Tonale Unit (**CMY**): massive polygenetic conglomerates, matrix supported and well-cemented (till); clast-supported conglomerates with sandstone matrix, well-cemented (outwash deposits).

PLEISTOCENE

SARCA AND ADIGE CATCHMENT BASINS**Garda Synthem (SGD)**

Massive diamicton, muddy or muddy-sandy matrix supported, with clasts and blocks up to metric, moderately rounded (till). Deposits of the last glacial maximum expansion. Includes Malè Subsynthem (**SGD₁**) units belonging to the phase before the resumption of late-glacial glacialism and Bondo Subsynthem (**SGD₂**), unit of the high valleys, late-glacial.

UPPER PLEISTOCENE

ADDA AND OGLIO CATCHMENT BASINS**LAKES SUPERSYNTHEM****Cantù Synthem (LCN)**

Massive diamicton (lodgement and ablation till); medium and coarse gravel, stratified, sandy matrix-supported or alternating lenses of variable grain size (outwash and fluvial deposits); diamicton, gravel, sand, silt with both vertical and lateral facies changes, frequently stratified (glacial contact deposits); laminated sand, silt and clay (lacustrine deposits); gravel with angular clasts; gravel altered with reddish clay matrix (slope deposits).

UPPER PLEISTOCENE

LATE ALPINE MAGMATISM: ADAMELLO BATHOLITH**TONALITIC CYCLE DYKES****Intermediate and basic dykes (fi)**

Intermediate and basic dykes, with colour grading from dark-grey to greenish-grey, sometimes with amphibole phenocrysts (Conca del Mandrone, Corno di Casamadre, Bocchetta di Valbione).

OLIGOCENE

Aplitici dykes (fl)

Medium-grained aplitic-trondhjemitic dykes, foliated at times in northern side of plutons.

OLIGOCENE

VAL D'AVIO - VAL DI GENOVA PLUTON**Val d'Avio - Val di Genova Tonalite (PPG)**

Homogeneous medium-grained biotite tonalites, with fine grained periferic facies. Biotite-amphibole generally fine-grained rocks, locally with plagioclase and amphibole phenocrysts (**PPG_b**).

OLIGOCENE

Val Acqua Seria mafic bodies (MEF)

Fine-grained amphibolic, grading into leucocratic gabbrodiorites (Dosso di Casamadre); quartzgabbros (Passo del Tonale); coarse-grained amphibole gabbros (Presena, Passo Pisgana, Conca del Mandrone).

OLIGOCENE

PRESANELLA PLUTON**Central Presanella Tonalite (PPC)**

Biotite-amphibole medium-coarse-grained tonalites, with prismatic amphibole crystals \pm 1 cm long. They are foliated along the pluton northern margin. Leucotonalites, generally medium-fine-grained (**PPC_b**).
OLIGOCENE

DYKES OF UNCERTAIN AGE

Aplite and pegmatites (fa)

Medium-fine-grained light dykes, some meter or less thick, formed mainly by quartz and K-feldspar. Pegmatoidal dykes, some meter thick, formed prevalently by quartz, K-feldspar, muscovite \pm fluorite. (Sondalo Gabbro, Passo Gavia).

PERMIAN-TERTIARY

Andesites and basalts (fb)

Basalt-andesite dykes, greenish in colour, generally porphyritic, with altered plagioclase, pyroxene, amphibole phenocrysts, feebly oriented at times, cutting metamorphic basement (Passo Gavia and surroundings, Incudine area).

PERMIAN-TERTIARY

SOUTHERN ALPS TECTONIC DOMAIN

PERMO-TRIASSIC SLIVERS ALONG THE TONALE LINE

Conglomerates and quartzites (LPT)

Small sized tectonic slivers, constituted by red-violet or greenish-grey coarse conglomerates, greenish porphyrites, dark-red or red-violet sandstones and siltites, yellow ochre dolostones, cataclastic breccias formed by black marly calcstone clasts, or dolomite calcstone grey clasts.

PERMIAN-LOWER TRIASSIC

METAMORPHIC BASEMENT

Metagranitoids with igneous texture relics (CFP)

Medium-grained biotite orthogneisses, weakly oriented and with cataclastic texture. They outcrop along Tonale Line, in the valley north of Incudine.

CARBONIFEROUS – PERMIAN ?

Edolo Schists (EDO)

Quartz phyllites and sericite-chlorite phyllitic micaschists, lead-grey, with biotite and garnet sometimes (W of Passo del Tonale). Biotite-andalusite-sillimanite-garnet hornfels (cornubianitic) schists along contacts with plutons. Milonitic and cataclastic facies along Tonale Line.

Quartzites (**EDO_b**): micaceous and phyllitic quartzites, from white to grey coloured, generally foliated, outcropping in stretched thin levels. Metamorphic contact facies: quartzitic hornfels biotite-muscovite bearing.

Phyllites with greasy thin levels of black graphite-rich material, (**EDO_c**; *Scisti di Edolo Auct.*).

Amphibolites (**EDO_d**): rare lenses of amphibolites, hornblend, plagioclase and biotite bearing (Passo del Tonale); epidote-chlorite-biotite amphibolites, amphibole-biotite-epidote chloriteschists (Case Bedole, Monte Castablo).

Carbonatic schists with marbles (**EDO_h**): biotite-carbonate micaschists (Val Casola), sometimes with thin levels of grey marbles, more or less rich in micas (Rifugio Corno dell'Aola, Val Paghera); contact metamorphic facies piroxene, amphibole, Ca-plagioclase-bearing calc-rocks hornfels (Val Acqua Seria).

PRE-PERMIAN

UPPER AUSTROALPINE TECTONIC DOMAIN METAMORPHIC BASEMENT OF GROSINA AND TONALE NAPPE

GROSINA NAPPE

Two Mica Ortogneiss (GRS)

Granitoid ortogneisses, generally light coloured, plagioclase-K-feldspar-quartz-muscovite bearing, subordinate biotite, augen texture, generally coarse-grained, with feldspatic macrocrystals. They are characterized by a strong tectonic deformation, involving appearance of milonitic textures, more or less veined.

PRE-PERMIAN

TONALE NAPPE

TONALE UNITS

Sillimanite paragneisses (TTP)

Two mica paragneisses, fine- to coarse-grained, frequently with fibrolitic sillimanite and garnet, locally migmatitic and quartz rich at times. They outcrop largely in eastern areas.

PRE-PERMIAN

Ortogneisses (TTO)

Small slivers of granitic ortogneisses, with muscovite, subordinate biotite and weakly augen texture (M. Tonale Orientale). Medium-coarse-grained phengite light coloured ortogneisses, with greenish, pink, grey veining, pronounced milonitic-cataclastic foliation that, often, masks a previous augen texture. (Gneiss di Stavel.; **TTO_a**).

PRE-PERMIAN

Metapegmatites (TPN)

Medium-coarse-grained pegmatites, enveloped in paragneisses, deformed and foliated together. They are constituted by K-feldspar, quartz and muscovite, ± biotite, with sparse tourmaline crystals. Often, they appear very fractured and stretched, and affected by "boudinage". At times, they are discordant.

PRE-PERMIAN

Amphibolites (TTA)

Green amphibolites, light to dark, massive to weakly oriented, sometimes banded, owing to millimetric layering of alternating amphibolic and quartz-plagioclase levels.

PRE-PERMIAN

Peridotites and serpentinites (TID)

Amphibole (tremolite – actinolite) – olivine – biotite – chlorite ± diopside piroxene bearing serpentinites, with magnetite blobs and carbonate veins and scales (north of M. Tonale Orientale).

PRE-PERMIAN

Marbles (TTM)

Light coloured marbles, saccaroidal to fine-grained, impure banded marbles, often deeply folded and with shear zones and “boudinage”. Local yellowish vacuolar facies. The principal masses outcrop at M. Seròdine, C.ma di Cadi and M.Tonale Occidentale.

PRE-PERMIAN

Quartzites (TTQ)

Quartzites and micaceous grey quartzites, generally fine-grained, at times grading to quartzose paragneisses (SE slope of Punta dell’Albiolo).

PRE-PERMIAN

MIDDLE AUSTRALPINE TECTONIC DOMAIN

ORTLES-CAMPO NAPPE MAGMATISM

LATE-POST-VARISIC MAGMATISM

Metadiorites (DRI)

Diorites, gabbrodiorites and quartzdiorites plagioclase – amphibole – biotite – quartz bearing, often coarse-grained, usually massive without mineralogical orientation and weak metamorphic rearrangement of particles, sometimes showing foliated or milonitized coronitic structures. Associated to diorites, often with transitional boundaries, some metagranitoids can be recognized (**DRI_a**), related to the “granodiorites, two micas granits in regular masses, microgranitic dikes” linked to the “Monte Serottini Diorite” (BELTRAMI *et alii*, 1971) and to the “Tremoncelli Granodiorite” (BOCKEMÜL & PFISTER, 1985).

PERMIAN

SONDALO PLUTON

Gabbros (ISG)

Gabbros and noritic-gabbros, fine- to coarse-grained, generally massive and lacking mineral orientation, except near tectonic contacts. Occasionally piroxene-rich, with coarse crystals, and relatively plagioclase poor. Amphibolic greenish gabbros, with abundant plagioclase. Locally, garnet-rich bands appear at the contact with embedding rocks.

LOWER PERMIAN

Diorites (ISD)

Diorites and quartzdiorites, grey, very fine- to medium-grained, biotite-hornblende-plagioclase bearing. Gneissic, garnet-rich xenoliths are common. Very deformed levels of amphibolites are often present, in form of *boudins*.

Light grey- to brown diorites, fine- to medium- uniformly grained, plagioclase-hornblende-biotite bearing.

LOWER PERMIAN

Quartzdiorites (ISQ)

Massive texture quartzdiorites, generally fine- to medium- uniformly grained, plagioclase-biotite-hornblende-quartz bearing. They form minor masses in gabbros and diorites, with vanishing limits.

LOWER PERMIAN

Granodiorites (ISR)

Granodiorites, medium-coarse-grained, often garnetiferous by contamination with embedding rocks. They are present as small intercalations, in some cases not mappable. Occasionally they appear at pluton margins.

LOWER PERMIAN

Mineral-bearing quartz-slayers (qz)

Slivers of quartz with sulfure gathering, embedded in the pluton, milky in the centre and glassy at border, with a garnet-rich fine aureole (Val Mala).

LOWER PERMIAN

ORTLES-CAMPO NAPPE METAMORPHIC BASEMENT

PEIO UNIT

Chlorite-sericite micaschists (OME)

Phyllites and micaschists, highly silvery-grey to lead-grey in colour, muscovite and garnet bearing, fine-medium-grained, highly retrograded and widely chloritized, with sometimes total replacement of muscovite and garnet. Intercalations and alternated layers of more or less phyllitic paragneisses are frequent.

Micaschists, white mica – sericite – quartz – chlorite – albite – graphite bearing, with frequent quartz nodules and lenses, with uncommon staurolite. They are highly retrograded with late blastesis (OME_b).

PRE-PERMIAN

Garnet-staurolite bearing micaschists and paragneisses (OMI)

Micaschists and banded paragneisses, grey-brown in colour; typical is the alternation of layers, with abundance of micas, in respect of quartz and plagioclase; in the micaceous layers there are garnet ± staurolite ± fibrolitic sillimanite. Sometimes sillimanite has up to 1 cm crystals associated to light micas in porfiroblastic plates (*Micaschisti a granato e staurolite, Auct.*)

PRE-PERMIAN

Banded paragneisses (OMP)

Banded rocks, which schistosity is more or less evident, differing from previous lithotypes because of predominance of quartz and subordinate plagioclase over phyllosilicates. Usually muscovite is prevailing and paragneisses are garnet, fibrolithic sillimanite, andalusite and chloritoid bearing. Their mineralogical composition is different among different areas. (Pietra Rossa Peak Formation *Auct.*). Banded paragneisses with biotite prevailing on white mica (Biotitic Paragneisses, OMP_a). Paragneisses and

micaschists with common regional sillimanite (Sillimanitic Paragneisses, **OMP_b**). Albitic metablastesis paragneisses (*Pearlgness* Auct.) (Albitic Paragneisses **OMP_c**). Other lithologies are related to blastitic effects due to the Campo Nappe intrusive bodies (Cornubianitic Paragneisses, **OMP_a**), mainly around the Sondalo Pluton and Serottini, Tremoncelli and Mattaciul masses.

PRE-PERMIAN

Ortogneisses (OOG)

Light coloured ortogneisses, sometimes striped, more often with augen texture, containing microcline and plagioclase porphyroclasts enveloped by quartz, feldspars, white mica and biotite; micas are partially substituted by chlorite. They include dark-grey varieties with gneissic listed texture, fine to coarse grained, containing amphibole (green hornblend), garnet and epidote, close to the main tectonic lines they are milonitic. They come from pre-alpine, probably caledonian, granitic-granodioritic and sometimes granodioritic-aplitic protolithes. Some particularly light coloured ortogneisses are characterized by presence of garnet. (Garnet Orthogneiss, **OOG_a**). They are formed by quartz, K-feldspar, albitic plagioclase, white mica and garnet. As accessories there are epidote, apatite and opaque minerals.

PRE-PERMIAN

Metapegmatites (OPE)

Pegmatites and pegmatoid medium-coarse-grained ortogneisses, in lengthened lenses, some meter- one decameter thick, widely stretched and concordant respect to schistosity of enveloping rocks. They contain feldspars, quartz, abundant muscovite and tourmaline.

PRE-PERMIAN

Metarolites (OPO)

Rocks, light-grey to whitish in colour, characterized by some millimeter large feldspar porphyroclasts, with schistosity enhanced by white mica beds. Composition is microcline, plagioclase, quartz and micas, bearing also apatite, rutile, zircon and iron oxides. In less deformed facies, primary relics are yet present.

PRE-PERMIAN

Prasinites (OPS)

Metabasic rocks embedded in chlorite-sericite schists, outcropping in particular on eastern slope of M. Sobretta, in V. dell'Alpe . Usually they are light to dark green up to blackish coloured amphibole bearing rocks. Prasinites are not well developed, with maximum thickness of beds of about 1 m.

PRE-PERMIAN

Amphibolites (OAF)

Amphibolites are embedded both in garnet-staurolite micaschist (**OMI**) and in regional sillimanite paragneisses (**OMP_b**) showing with them a typical sequence, together with marbles and meta-pegmatites.

They are light- to dark-green coloured, black at times, often banded, with oriented granular texture defined by alternating millimetric dark beds of

amphibole and light green coloured levels of prevalent plagioclase (V. Pisòre, Baite del Coleazzo).

PRE-PERMIAN

Marbles (OMA)

White or pinky marbles, both saccharoidal and fine-grained, containing very few impurities. Such carbonatic levels can be considered one of the most typical lithofacies of the metamorphic basement of the Ortles-Campo Nappe. Some bodies are embedded in phyllites such as outcropping at Passo Gavia, some others in contact-metamorphosized paragneisses (M. Coleazzo). There are also dark-grey, yellowish vacuolar and grey banded marbles containing remarkable quantities of silicates, mainly tremolite, garnet, clinozoisite, white-mica. These bodies have limited outcropping areas (Silicate Marbles, **OMA_b**).

PRE-PERMIAN

Quartzites (OQU)

Quartzites and quartzschists, from deci- to decametrical thick layers are quite common in paragneisses and micaschists. Only thickest beds have been mapped. They are from very light gray to dark-gray coloured and they show massive or foliated texture. Mineral association is represented by quartz with white mica beds, ± biotite ± chlorite ± garnet ± graphite (M. Tresero, P.ta S. Matteo, V. del Monte).

PRE-PERMIAN

Milonites (TZL)

Black milonites, very fine-grained, with rare splinter of quartz crystal. Inside Banded Paragneisses (**OMP**), in the North-western corner of the Sheet (M. Mala) there are milonite levels involved in earlier alpine deformation phases.

PERMIAN – CRETACEOUS?

BIBLIOGRAFIA

- ADAMI C. (1962) - *La massa femica dell'alta Val Seria al margine settentrionale dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **23**: 1-58.
- ALBINI S., BATTAGLIA D., BELLINI G., BIGONI C., CARMINATI E., CERIANI S., FORCELLA F., GOSSO G., GUIZZETTI D., OLIVA A., REBAY G., SILETTO G.B. & SPALLA M.I. (1994) - *Alpine deformations and pre-Alpine remnants in the north-eastern Orobic Alps, Southalpine Belt*. In "Proc. of Symp. CROP - Alpi Centrali, Sondrio 20-22 Oct. 1993, Quad. Geodin. Alp. Quat., **2**: 25-39.
- ANDREATTA C. (1948) - *La linea di Peio nel massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. Acta Geol. Alpina, **1**: 1-63.
- ANDREATTA C. (1951a) - *Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio n. 9 Monte Cevedale* - Servizio Geologico d'Italia.
- ANDREATTA C. (1951b) - *Il metamorfismo delle formazioni del gruppo Ortles-Cevedale*. La Ricerca Sc., **21**: 190-196.
- ANDREATTA C. (1952) - *Polymetamorphose und Tektonik der Ortlergruppe*. N.Jb.Min., 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.
- ANDREIS F. (1997) - *Relazioni tra tettonica e sorgenti mineralizzate lungo la Linea di Peio*. Univ. degli Studi di Padova, Tesi di Laurea inedita.
- ARGAND E. (1909) - *L'exploration géologique des Alpes pennines centrales*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **45**: 217-276.
- ARGAND E. (1911a) - *Le nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte Géol. Suisse, **31** : 1-26.
- ARGAND E. (1911b) - *Le nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environants*. Essai de Carte Structurale. Mat. Carte Géol. Suisse, Carte Spec., **64**: 3 tav. profili.
- ARGAND E. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Ecl. geol. Helv., **14**: 146-204.
- ARGENTON A., DAL PLAZ 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.
- AZZONI A., CHIESA S., FRASSONI A. & GOVI M. (1992) - *The Valpola Landslide*. Engineering Geology, **33**: 59-70, Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- BAGGIO P., FRIZ C., GATTO G.O., GATTO P., GREGNANIN A., JUSTIN VISENTIN E., LORENZONI S., MEZZACASA G., MORGANTE S., OMENETTO P., PICCIRILLO E.M., SASSI F.P., ZANETTIN P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZULIAN T. (1971) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 4: "Merano"*. Ser. Geol. It.
- BARONI C. & CARTON A. (1988) - *Carta Geomorfologia della V. Miller e della Conca del Baitone (Gruppo dell'Adamello, Brescia)*. Natura Bresciana. Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, **25**: 5-25.
- BARONI C. & CARTON A. (1990a) - *Variazioni glaciali oloceniche nel gruppo del M. Adamello*. Mem. Soc. Geol. Ital., **45**: 877-882.
- BARONI C. & CARTON A. (1990b) - *Variazioni oloceniche della Vedretta della Lobbia (Gruppo dell'Adamello, Alpi Centrali)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **13**: 105-119.
- BARONI C. & OROMBELLI G. (1996) - *The Alpine "Iceman" and Holocene Climatic Change*. Quaternary Research **46**: 78-83.
- BELLONI S., PELFINI M. & SMIRAGLIA C. (1990) - *Oscillazioni frontali recenti dei ghiacciai e variazioni climatiche: Valtellina, un approccio metodologico*. Proceedings of the Italian Geographical Society. Conference, Roma, 5-6 Aprile, 1990 - Mem. Soc. Geogr. It., Vol. **XLVI**: 167-182.

- 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 alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 19: Tirano*. Ser. Geol. It.
- BENINCASA F. (1996a) - *Rilevamento geologico del versante destro della Val di Sole compreso tra Pellizzano e Mezzana*. Tesina rilevamento, Univ. Padova, 71 pp.
- BENINCASA F. (1996b) - *Studio geologico strutturale dell'area compresa tra la Val di Pejo, Cima Boai e la Val di Sole*. Tesi laurea, Univ. Padova, 118 pp.
- BERRUTI G. (1988) - *Osservazioni sulla tettonica dell'alta Val Seria e della Val di Casola (Brescia, Massiccio dell'Adamello)*. Natura Bresciana. Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, **24** (1987) 1988: 25-36.
- BERRUTI G. (1993) - *Note preliminari sulla tettonica recente nell'austroalpino tra le linee di Peio e del Mortirolo (Brescia, Lombardia)*. "Natura Bresciana" Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, **28** (1992) 1993: 5-31.
- BERTOTTI G., SILETTO G.B. & SPALLA M.I. (1993) - *Deformation and metamorphism associated with crustal rifting: the Permian to Liassic evolution of the Lake Lugano - Lake Como area (Southern Alps)*. Tectonophysics, **226**: 271-284.
- BERTRAND M. (1884) - *Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord*. Société Géologique de France Bulletin, 3rd series, v.12: 318-330.
- BIANCHI A., CALLEGARI E. & JOBSTRAIBIZER P.G. (1970) - *I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello (tonaliti, quarzodioriti, granodioriti, e loro varietà leucocrate)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 27: 148 pp.
- BIANCHI B., GORLA L. & NOTARPIETRO A. (1978a) - *La Formazione di Valle Grosina: revisione dei suoi aspetti petrografici in un nuovo contesto geologico. II Gli Gneiss Minuti*. Rend. SIMP, 34, pp. 371-385.
- BIANCHI B., GORLA L. & NOTARPIETRO A. (1978b) - *La Formazione di Valle Grosina: revisione dei suoi aspetti petrografici in un nuovo contesto geologico. III Gli Gneiss Occhiadini*. Rend. SIMP, 34, pp. 387-401.
- BIANCHI B. & NOTARPIETRO A. (1977) - *La Formazione di Valle Grosina: revisione dei suoi aspetti petrografici in un nuovo contesto geologico. I Gli Gneiss Granitoidi*. Rend. SIMP, 33, pp. 617-629.
- 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*. Geologisch-Palaeontologische Mitteilungen Innsbruck, proceedings of the 5th Workshop of Alpine Geological Studies, Oberurgl (Austria), September 18-20, 2001: 33-34.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural model of Italy 1:500 000*. C.N.R. Geodynamic Project, Sheets 1 and 2, SELCA, Firenze.
- BINI A. (1983) - *I depositi glaciali della Val del Nosè* - Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria n. 6: 175-177
- BINI A. (1987) - *L'apparato glaciale Wurmiano di Como* - Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano.
- BINI A. (1990) - *Dispense di Geologia del Quaternario I: descrizione degli affioramenti e sezioni stratigrafiche* - Università degli Studi di Milano: 180 pp.
- BINI A. (1994) - *Rapports entre la karstification periméditerranéenne et la crise de salinité du Messinian: l'exemple du karst lombard* - Karstologia n. 23: 33-53
- 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., BIELLA G., DE FRANCO R., GUGLIELMIN M. & TOGNINI P. (2001a) - *Deep-seated gravitational slope deformations as origin of the terraces on the Northern slope of Valtellina (Italian Central Alps)*. Geologisch-Palaeontologische Mitteilungen Innsbruck, proceedings of the 5th Workshop of Alpine Geological Studies, Obergurgl (Austria), September 18-20, 2001: 37-38.
- BINI A., CITA M.B., & GAETANI M. (1978) – *Southern alpine lakes: hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment* – Marine geology **27**: 271-288.
- BINI A., FELBER M. & GUGLIELMIN M. (2001b) - *Deep-seated gravitational slope deformation under the sediment fill of insubric valleys (Italy- Switzerland)*. Geologisch-Palaeontologische Mitteilungen Innsbruck, proceedings of the 5th Workshop of Alpine Geological Studies, Obergurgl (Austria), September 18-20, 2001: 35-36.
- BINI A., OROMBELLI G. (1987) - *Considerazioni sulla terminologia dei sedimenti glaciali*. Natura Bresciana” Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, **24** - pp. 213-216.
- BINI A., QUINIF Y., SULES O. & UGGERI A. (1992) - *Les mouvements tectoniques recents dans les grottes du Monte Campo dei Fiori (Lombardie, Italie)*. Karstologia **19**: 23-30.
- BINI A., ZUCCOLI L. & VETRI E. (1999) - *Dispense di Geologia del Quaternario*. IV Scuola estiva di Geologia del Quaternario, AIQUA, Leggiano (Va), settembre 1999, vol. **3**
- BOCKEMUHL C. & PFISTER H. (1985) - *Geologie der Serottini-Intrusion (Campo-Cristallin, Val Camonica, Italien*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **65**: 79-94.
- 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*. Servizio Geologico d'Italia, Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato- Direzione Generale delle Miniere – pp. 123.
- BONSIGNORE G. & RAGNI U. (1966) - *Carta geologica dell'Alta Valtellina e dell'Alta Val Camonica (1:50.000) con Schema Tettonico (1:250.000)*. Ist. Min. Petr. Geoch. Univ. Milano, Pubbl. n.176.
- BONSIGNORE G. & RAGNI U. (1968) - *Contributo alla conoscenza del cristallino dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica (Alpi Retiche)*. C.N.R., **73**: 2-39.
- BORIANI A., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., VON RAUMER J. & SASSI F.P. (1974) - *Caratteri, distribuzione ed età del metamorfismo prealpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **13**/1: 165-225.
- BORIANI A., COLOMBO A. & MACERA P. (1985) - *Radiometric geochronology of Central Alps*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 139-186, Milano.
- BRACK P. (1981) - *Structures in the Southwestern Border of the Adamello Intrusion (Alpi Bresciane, Italy)*. Schw. Min. Petr. Mitt., **61**: 37-50.
- BRACK P. (1984) - *Geologie der Intrusiva und Rahmengesteine des Sudwest-Adamello*. Diss. ETH-Zurich, Nr.7612.
- BRACK P. (1985) - *Multiple intrusions - Examples from the Adamello Batholith (Italy) and their significance on the mechanisms of intrusion*. Boll. Soc. Geol. It., **26**: 145-157.
- BRACK P., CALLEGARI E., CASSINIS G., CASTELLARIN A., FONTANA D., GAETANI M., ORI G., ORIGONI GIOBBI E., RIKLIN K., SARTORI R. & ULMER P. (1985) - *Guida all'escursione sull'Adamello Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 391-419.
- BREGA F. (1988) - *Studio geologico-petrografico della parte settentrionale dello Schlingen della Val di Rabbi (TN)*. Tesi di Laurea, Univ. degli Studi di Milano.
- BRAGA R., CALLEGARI A., MESSIGA B., OTTOLINI L., RENNA M.R. & TRIBUZIO R. (2003) - *Origin of prismaticine from the Sondalo granulites (Central Alps, Northern Italy)* – European Journal of Mineralogy, **15**: 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 amphibolites-facies metapelites*. Phys. Chem: Earth (A). Vol. **26**, No. 4-5 – pp. 333-342.

- CALLEGARI E. (1985) - *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 83-103.
- CALLEGARI E. & BRACK P. (2002) - *Geological map of the Tertiary Adamello batholith (Northern Italy): Explanatory notes and legend*. Mem. Sci. Geol., **54**: 19-49, Padova.
- CALLEGARI E. & DAL PIAZ G.B. (1973) - *Field relationship between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**: 1-39.
- CALLEGARI E., DAL PIAZ G.B. & GATTO G.O. (con la collaborazione di TROMMSDORFF V.) (1998) - *Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella. Scala 1:50.000*.
- CAMPA G. (1997) - *Studio petrologico delle trasformazioni paragenetiche nel basamento a contatto con l'intrusione di Sondalo*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Pavia.
- CAMPIGLIO C. & POTENZA R. (1964). *Facies dioritiche collegate con il gabbro di Sondalo (Alta Valtellina)*. Studio geologico-petrografico. Atti Soc. It. Sc. Nat. e Mus. Civ. St. Nat. Mi., **103**, 325-343.
- CAMPIGLIO C. & POTENZA R. (1966) - *Le facies oliviniche del Gabbro di Sondalo (Alta Valtellina, Lombardia)*. Atti Soc. It. Sc. Nat e Mus. Civ. St. Nat. Mi., **105**, 102-122.
- CAMPIGLIO C. & POTENZA R. (1967) - *Facies a pirosseno rombico del Gabbro di Sondalo (Alta Valtellina)*. - Atti Soc. It. Sci. Nat., **106**, 193-208
- CARTON A. & PELFINI M. (1988) - *Forme del paesaggio d'alta montagna* Zanichelli: 134 pp.
- CASTELLARIN A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra "Piattaforma Veneta" e "Bacino lombardo" a nord di Riva del Garda*. Giornale Geol., **38**: 11-212.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1982) - *Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino*. "Guida alla Geologia del Sudalpino Centro-Orientale" a cura di A.Castellarin e G.B. Vai, Soc. Geol. It., Bologna, 1-22.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA, C. & AMATO A. (2006) - *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002*, versione 1.1. INGV-CNT, Roma, consultato on line il 25-11-2007 (<http://www.ingv.it/CSI/>)
- CASTIGLIONI G.B. (1981) - *I depositi morenici del Gruppo dell'Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali post-würmiani* - Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, Vol. **23**: 3-131.
- CERIANI G. (1967) - *Metamorfiti e migmatiti dell'alta Valle Grosina (Sondrio)*. Istituto Lombardo - Accademia di Scienze e Lettere, Rendiconti, Classe di Scienze (A), Vol. **101**: 570-587.
- CHARDON M. (1990) - *Les catastrophes naturelles de l'été 1987 en Lombardie: crues, inondations, ecroulement de Val Pola*. Rev. Geogr. Alp., **LXXVIII**: 59-87.
- CHIESA S. (1998) - *La grande frana della Val Pola* - In "Guide Geologiche Regionali" - Alpi e Prealpi Lombarde, n. **1**, vol. II, Soc. Geol. It., BE-MA Editrice, Bologna: 90 - 96.
- CITA M.B & CORSELLI C. (1990) - *Messinian paleogeography and erosional surfaces in Italy: an overview* - Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology **77**: 67-82.
- CLAR E. (1973) - *Review of the Structure of Eastern Alps*. Gravity and Tectonics, De Jong & Scholten Ed., J. Wiley, 253-270.
- COLOMBO GP. (1983) - *La 'Serie del Tonale' tra la Val di Pejo e la Val di Rabbi (Trentino Occ.) e comparazione del magmatismo filoniano 'andesitico' associato, con quello delle aree adiacenti*. Tesi di Laurea, Univ. Studi di Milano.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1997) - *Catasto dei rock glacier delle Alpi italiane*. Archivio del, Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia, Sezione Glaciologia, GUGLIELMIN M. & SMIRAGLIA C. eds, Torino - pp.103.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO - *Catasto dei Ghiacciai Italiani e dell'Ortles-Cevedale*, Anno Geofisico 1957-1958. Boll. Comit. Glac. Ital., n. 15, Torino.

- CORNELIUS M. P. (1928) - *Zur Altesbestimmung der Adamello und Bergeller intrusion*. S. B. Osterr. Akad. Viss. mat. nat. cl. I **137**: 541-562.
- CORNELIUS H.P. & FURLANI-CORNELIUS M. (1930) - *Die Insubrische Linie vom Tessim bis zum Tonalepass*. Denkschr. Akad. Wiss., math.-nat. Kl., **102**: 207-301.
- CORRADINI M., NOTARPIETRO A. & POTENZA R. (1973) - *L'assetto geologico degli gneiss di Valle Grosina nell'alta Valtellina (Sondrio, Italia)*. Atti Soc. It. Scienze naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano, **114** (2): 135-151.
- CORSELLI C., CREMASCHI M. & VIOLANTI D. (1985) - *Il canyon messiniano di Malnate (Varese): pedogenesi tardomiocenica ed ingressione marina pliocenica al margine meridionale delle Alpi* - Riv. It Paleont. Strat., **91/2**: 259-286.
- COSTA J.E. (1991) - *Nature, mechanics, and mitigation of the Val Pola landslide, Valtellina, Italy, 1987-1988*. Zeitschrift für Geomorphologie **35**: 15-38.
- CROSTA G., FRATTINI P. & FUSI N. (2007) - *Fragmentation in the Val Pola rock avalanche, Italian Alps*. J. Geophys Res., **112**, F01006, doi:10.1029/2005JF000455.
- CROSTA G., ZANCHI A., AGLIARDI F., FRATTINI P. & AMBROSI C. (2000) - *Studio della frana di Le Mandriole in sponda sinistra della Val di Peio* - inedito, per concessione del Servizio Geologico della P.A.T.
- DAL PIAZ G.B. (1926) - *Il confine Alpino - Dinarico dall'Adamello al massiccio di Monte Croce nell'Alto Adige*. Atti. Acc. Sc. Ven. Trentino-Istria, **17**: 3-7.
- DAL PIAZ G.B. (1931a) - *Su alcuni fenomeni geologici avvenuti durante il Paleozoico superiore nella zona penninica della Tetide corrispondente al ricoprimento quinto (Gr. Paradiso e Gr. Veneziano - Alpi Aurine)*. Ass. Min. Piemonte, 1-3.
- DAL PIAZ G.B. (1931b) - *Sull'andamento delle linee di dislocazione che accompagnano i massicci intrusivi di M. Croce-Ivigna-Bressanone, nell'Alto Adige*. Rend. Acc. Lincei., **14**: 310-312.
- DAL PIAZ G.B. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige Orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **10**: 245 pp.
- DAL PIAZ G.B. (1935) - *Antichi depositi morenici presso Madonna di Campiglio nel Trentino occidentale*. Boll. Comit. Glaciol. It., **15**: 57-60.
- DAL PIAZ G.B. (1936) - *La struttura delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonice Venoste e nel massiccio dell'Ortles. Nuovo schema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina del Tirolo orientale*. Atti Acc. Sci. Torino, **71**: 1-29
- DAL PIAZ G.B. (1942) - *Geologia della bassa Valle d'Ultimo e del massiccio granitico di Monte Croce*. Mem. Museo St. Nat. Venezia Tridentina, **10**: 177-360.
- DAL PIAZ G.B. (Ed), 1953 - *Carta geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100 000. Foglio Adamello (F.20)*. Ufficio Idrogr. Magistrato alle Acque, Venezia.
- DAL PIAZ G.B. & DAL PIAZ G.V. (1984) - *Sviluppo delle concezioni faldistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940)*. In A. CASTELLARIN (Ed.) - Cento anni di geologia italiana. Vol. giubilare 1° Centenario Soc. Geol. It., 41-70.
- DAL PIAZ G.B. & VENTURELLI G. (1985) - *Brevi riflessioni sul magmatismo post-olofitico nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 5-19.
- DAL PIAZ G.V., CASTELLARIN A., MARTIN S., SELLI L., CARTON A., PELLEGRINI G. B., CASOLARI E., DAMINATO F., MONTRESOR L., PICOTTI V., PROSSER G., SANTULIANA E. & CANTELLI L. (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio 042 Malè*. APAT, Provincia Autonoma di Trento, 144 pp.
- DE MARCHI N. (1988) - *Studio degli ortogneiss della Bassa Val di Rabbi (Trento)*. Tesi di Laurea, Univ. degli Studi di Milano.
- DE SITTER L.U. (1939a) - *La geologie des Alpes meridionales d'apres les levés recents*. Geologie en Mijnbouw, **4**: 68-91.

- DE SITTER L.U. (1939b) – *Le porphyres luganois et leur enveloppes. Histoire géologique des Alpes Tessinoises entre Lugano et Varese*. Leid. Geol. Med., **2**: 1-61
- DE SITTER L.U. (1947) – *Antithesis Alpes- Dinaride*. Geologie en Mijnbouw, 1-13.
- DE SITTER L.U. (1949) – *Le style structural nord-pyreneen dans les Alpes bergamasques*. Bulletin de la Societe Geologique de France.
- DE SITTER L.U. (1950a) – *La tectonique d'ecoulement dans les Alpes bergamasques*. Geologie en Mijnbouw, **12**: 361-365.
- DE SITTER L.U. (1950b) – *Introduction au symposium sur la tectonique d'ecoulement par gravite, et quelques conclusions*. Geologie en Mijnbouw, **12**: 329-330.
- DE SITTER L.U. (1954) – *Gravitational gliding tectonics, an essay in comparative structural geology*. American Journal of Science, **252**: 6, 321-344.
- DE SITTER L.U. (1963) – *La structure des Alpes lombardes*. Soc. Geol. France, Fallot Memorial Vol., 245-256.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER-KOOMANS C.M. (1949) – *Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leidse Geol. Meded. **14**: 1-257.
- DELL'ORTO G. (1965) – *Ricerche geologico-petrografiche sul versante destro della bassa Valle Grosina (Sondrio)*. Atti della Soc. It. di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano, Vol. **CIV**, Fasc.**II**: 207-235
- DEL MORO A., FERRARA G., TONARINI S. & CALLEGARI E. (1985) – *Rb/Sr Systematics on Rock from the Adamello Batholith (Southern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 261-284.
- DEL MORO A. & NOTARPIETRO A. (1987) – *Rb/Sr geochemistry of some Hercynian granitoids overprinted by eo-Alpine metamorphism in the Upper Valtellina, Central Alps*. Schw. Min. Petr. Mitt., **67**: 295-306.
- DEL MORO A., NOTARPIETRO A. & POTENZA R. (1981) – *Revisione del significato strutturale e geocronologico delle masse intrusive minori dell'Alta Valtellina: risultati preliminari*. Rend. Soc. It. Min. Petr., vol.**38** (1): 89-96.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E. (1985) – *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 285-299.
- EDISONVOLTA S.P.A (1960) – *Diga di Pian Palù sul torrente Noce*.
- EXNER CH. (1976) – *Die geologische Position der Magmatite des Periadriatischen Linaments*. Verh. Geol. B-A. Wien: 3-64.
- FELBER M. (1993) – *La storia geologica del tardo- Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)* – Tesi di Dottorato in Scienze Naturali, Scuola Politecnica Federale di Zurigo.
- FELBER M. & BINI A. (1997) – *Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a late-Tertiary fluvial origin – Southern Alps Quaternary Geology*, IGCP 378 Meeting, Lugano 1995, Geologia Insubrica **2**(2): 46-47.
- FELBER M., BINI A., FREI W. & HEITZMANN P. (1994) – *Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino (Ticino, CH)* – Proc. Symp. Alpi Centrali, Sondrio 1993, in: Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria **2**: 103-133.
- FELBER M., FREI W. & HEITZMANN P. (1991) – *Seismic evidence of pre-Pliocene valley formation and filling in the region of Novazzano (Southern Ticino, Switzerland)* – Eclogae Geol. Helv., **84**(3): 753-761.
- FERRATI F. (1995) – *Rilevamento geologico del versante destro della Val di Sole compreso tra Pellizzano e Mezzana*. Tesina di Rilevamento, Univ. Padova, 61 pp.
- FINCKH P.G. (1978) – *Are Southern Alpine lakes former to Messinian canyons? Geophysical evidence for pre-glacial erosion in the Southern Alpine lakes* – Marine Geology **27**: 289-302.
- FINCKH P.G., KELTS K. & LAMBERT A. (1984) – *Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes* – Bull. Geol. Soc. Am., **95**: 1118-1128.

- FORCELLA F. (1983) - *Un eccezionale esempio di tettonica gravitativa di versante: il Sackung sviluppato tra il M. Padrio e il M. Varadega, Alpi Centrali, Italia*. Riv. Mus. Sc. Nat., Bg, vol. **5**: 1123.
- FORCELLA F. (1984) - *Brevi note sulla tettonica gravitativa di versante nelle Alpi Centrali*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 689-696.
- 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*. da "Contributi conclusivi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, n. **513**: 239-288.
- FORCELLA F. & OROMBELLI G. (1984) - *Holocene slope deformations in Valfurva, Central Alps, Italy*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **7**: 41-48.
- FORCELLA F., RIBALDI A., ONIDA M. & GALADINI F. (2001) - *Tecniche paleosismologiche per lo studio di deformazioni gravitative profonde di versante in alta Valle del Foscagno e al Passo del Mortirolo (Alpi Centrali, Italia)*. *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*; a cura di G. Pasquaré – Fondazione Cariplo per la ricerca scientifica; CNR, Istituto per la dinamica dei processi ambientali – pp. 103-150.
- FORNONI A. (1974) - *Ricerche geologiche sulla 'Serie d'Ultimo' nell'alta Val di Non (Trentino – Alto Adige)*. Tesi di Laurea, Univ. degli Studi di Milano.
- FRANK W. (1987) - *Evolution of the Austroalpine Elements in the Cretaceous* - In: H. Flugel & P. Faupl «Geodynamics of the Eastern Alps», pp. 379-406.
- GALETO M. (1984) - *Studio idrogeologico, geochimico e geofisico per la valutazione delle potenzialità geotermiche della Provincia di Trento* – inedito, per concessione del Servizio Geologico della P.A.T.
- GANSSER A. & PANTIC N. (1988) - *Prealpine events along the eastern Insubric Line (Tonale Line, northern Italy*. *Eclodge geol. Helv.*, **81**: 567-577.
- GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA M.I. (2000) - *Eo-Alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the steep belt of the central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale Series)*. *Geodinamica Acta.*, **13**: 149-167.
- GIACOMINI F. (1997) - *Studio meso-microstrutturale e petrografico del basamento cristallino nella zona compresa tra la Val di Scala e la Valle delle Presure*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Pavia.
- GIBBARD P., 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. ISSN 0267-8179.
- GIGLIA A. (1997) – *Il plutone gabbrico di Sondalo (Alta Valtellina): caratteri strutturali e magmatologici*. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Pavia.
- GORLA L. & POTENZA R. (1975) - *La "Formazione della Punta di Pietra Rossa" Auct: revisione del suo significato nel contesto geologico delle Alpi Centrali*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 177-183.
- GOVI M. (1989) - *The 1987 landslide on Mount Zandila in the Valtellina, northern Italy*. *Landslide News, Japan Landslide Soc.* **3**: 1-3
- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the Western Italian Tyrol*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **36** (1): 49-64.
- GREGNANIN A. (2004) – *Elementi di petrografia delle rocce ignee e metamorfiche*. Ed. ISU, Milano, 1-397.
- 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., CHIESA S., GOSSO G., LARDEAUX J., M. LENOTTI P., MARTIN S., POLI S., SPALLA M.I. & TUNESI A. (1989) - *High pressure metamorphism and contrasted P-T paths in the Austroalpine Basement (Centra-Eastern Alps)*. Workshop on the composition and structure of the lower continental crusta, Varallo Sesia, Italy, May 17-20, oral comm.
- GREGNANIN A. & MONTRASIO A. (1990) - *Struttura ed evoluzione delle Unità Sudalpine. Il basamento*. In "Guide Geologiche Regionali – Alpi e Prealpi Lombarde" a cura della Soc. Geol. It., BE-MA Editrice, Bologna, 24-25.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969a) - *Indagini preliminari geologico- petrografiche sulla zona compresa tra la Valle di Plan e la Val Clava (Alto Adige)*. Rend. Soc. It. Petr., **25**: 439-473.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1969b) - *Analisi microstrutturale di metamorfiti pelitico-psammitiche: evoluzione degli scisti austridici affioranti fra le valli Passiria e Senales (Alto Adige)*. Mem. Mus. Trid. Sc. Nat., **18**: 1-56.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1972) - *Litostratigrafia, tettonica e petrografia degli scisti austridici di alta e bassa pressione dell'area Passiria-Venosta (Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. Min. Un. Padova, **28**: 1-55.
- GREGNANIN A. & PICCIRILLO E.M. (1974) - *Hercynian metamorphism in the Austridic-crystalline basement of the Passiria and Venosta Alps (Alto Adige)*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 13-27.
- GREGNANIN A. & VALLE M. (1995) - *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): Early-Alpine evolution in Basement and Cover*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 393-409.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*, INGV, Bologna, consultato on-line il 25-11-2007, (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>)
- GUGLIELMIN M. & NOTARPIETRO A. (1997) - *Il permafrost alpino: concetti, morfologia e metodi di individuazione (con tre indagini esemplificative in alta Valtellina)*. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **5**: 117 pp.
- GUGLIELMIN M. & SILETTO G.B. (2000) - *Carta della criosfera*. Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio ed Edilizia Residenziale, Ufficio Progetti Speciali per la Geologia e la Sismica: 11 pp.
- HAMMER W. (1902) - *Die Krystallinen Alpen des Ultenthales. I^o Das Gebirge Südlich der Faltschauer*. Jahrb. k.k. Geol. Reichsanst., **52**: 105-134.
- HAMMER W. (1905) - *Geologische aufnahme des Blattes Bormio-Tonale*. Jahrb. k.k. geol. Reichanstalt, **55**: 1-26.
- HAMMER W. (1912) - *Geologische Spezial Karte 1:75.000 Glurns-Ortler und Erläuterungen*. Wien .
- HAMMER W. & VACEK M. (1903) - *Geologische Spezialkarte 1:75.000 Blatt 'Cles'*. Wien
- HEITZMANN P. (1987) - *Evidence of a late Oligocene/Early Miocene backthrusting in the central alpine "root zone"*. Geodinamica Acta., **1** (3): 185-192.
- HERITSCH F. (1923) - *Die Grundlagen der alpinen Tektonik*. Ed. Bornträger, Berlin, 1-259.
- HERITSCH F. (1927) - *Die Deckentheorie in den Alpen*. Fortschr. Geol. Pal., 1-210.
- HERZBERG C., RICCIO L., CHIESA S., FORNONI A., GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. & SCOLARI A. (1977) - *Petrogenetic evolution of a spinel-garnet-lherzolite in the Austridic crystalline basement from Val Clava (Alto Adige, Northeastern Italy)*. Mem. Ist. Geol. Min., Univ. Padova, v. **XXX**: 1-29.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTISCH G., DACHS E. HOECK V., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. (1999) - *Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. In: The new metamorphic map of the Alps. FREY M., DESMONS J. & NEUBAUER F. (ed.). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 79 (1): 155-181, Zurich

- KAGAMI H., ULMER P., HANSMANN W., DIETRICH V. & STEIGER R.H. (1991) - *Nd-Sr isotopic and geochemical characteristics of the Southern Adamello (Northern Italy) intrusives: implications for crust versus mantle origin*. J. Geoph. Res., 96 (B9), **14**: 331-336.
- KÖNIG M.A. (1964) - *Geologisch-petrographische Untersuchungen im oberen Veltlin*. Inaugural-Dissertation, Universität Zürich.
- LAUBSCHER H.P. (1971) - *Das Alpen-Dinariden Problem und die Palinspastik der südlichen Tethys*. Geol. Rundsch., **60**: 803-833.
- LENOTTI P. (1988) - *Rapporti fra "granuliti", migmatiti ed altri scisti nella Falda del Tonale dell'Alta Val di Non (Trento): Studio geologico-petrografico*. Tesi di Laurea. Univ. di Milano.
- LEPSIUS R. (1878) - *Das westliche Südtirol geologisch dargestellt*. 375 pp., Berlin.
- LESO M. (1995) - *Rilevamento geologico di un settore della zona d'Ultimo in Val di Sole*. Tesina Rilevamento Univ. Padova, 33 pp.
- LIBORIO G. & MOTTANA A. (1969) - *Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobic orientali*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 475-519.
- LORANDI F. (1975) - *Ricerche geologiche sulle ultramafiti della 'Serie d'Ultimo' dell'alta Val di Non (Trentino - Alto Adige)*. Tesi di Laurea, Univ. degli Studi di Milano.
- LUGEON M. (1901) - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. Géol. France, **1** : 723-825.
- LUGEON M. (1902) - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses*. Bull. Soc. Géol. France, **2** : 80-81.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) - *Sur le grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. Cr. Acad. Sc. Paris, **140**: 1364-1367.
- MACERA P., DEL MORO A., MARTIN S., TORNIELLI V. & ZATTIN M. (1996) - *Geochemical and isotopic (Sr, Nd) features of the Corno Alto pluton (Adamello batholith, Southern Alps)*. Its genesis. Plinius, **14**: 190-192.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 223-259.
- MANCKTELOW N., MEIER A., VIOLA G., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., SEWARD D. & VILLA I. & (1999) - *The Periadriatic and adjacent fault systems in the Eastern Alps south and west of Tauern Window*. [IN:] "Abstr. of the 4th Workshop on Alpine Geol. Studies", Tübingen 21-24 Sept. 1999, Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten, Series A, V. **52**: 7-9.
- MARTIN S., BIGAZZI G., ZATTIN M., VIOLA G. & BALESTRIERI M.L. (1998a) - *Neogenic kinematics of the Giudicarie fault (central-eastern Alps, Italy): new apatite fission-track data*. Terra Nova, **10**: 217-221.
- MARTIN S., GODARD G., PROSSER G., SCHIAVO A., BERNOULLI D. & RANALLI G. (1998b) - *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. (1991) - *La Linea di Peio e le sue relazioni cinematiche con le linee del Tonale e delle Giudicarie*. Rend. Soc. Geol. It., **14**: 79-82.
- MARTIN S., PROSSER G. & MORTEN L. (1993) - *Tectono-magmatic evolution of sheeted plutonic bodies along the north Giudicarie line (northern Italy)*. Geol. Rund., **82**: 51-66.
- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L. (1989) - *Tectonic data from the Peio, Giudicarie and Tonale lines*. Terra Abstracts, **3/1**: 223.

- MARTIN S., PROSSER G. & SANTINI L. (1991) - *Alpine deformation along the Insubric lineament in the Italian Eastern Alps*. *Annales Tectonicae*, **5**: 118-140.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P. (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy)*. *Annales Tectonicae*, **10**: 60-79.
- MARTINELLI G. (1984) - *Ricerche geotermiche nella Provincia di Trento – Indagini Isotopiche – inedito*, per concessione del Servizio Geologico della P.A.T.
- 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., Zurigo.
- MEIER A. & MANCKTELOW N. (1997) - *Possible westward continuation of the Peio fault to the Passo Mortirolo, Upper Valtellina, Italy and its regional significance*. In “Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies”, Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, Quad. Geod. Alp. Quat., vol.4: 79.
- MENDUM J.R. (1976) - *The structural and metamorphic geology of the Tonale Pass Area, Northern Italy*. Ph.D., University of Edimburgh.
- MERLINI S. & ZAMBOTTO M. (1983) - *Studio petrografico e geologico del basamento austroalpino dell’alta Val Canè* (prov. di BS. Sottotesi di Laurea in Scienze Geologiche. Relatori Prof. S. Chiesa e Prof. A. Gregnanin - Università degli Studi di Milano.
- MONTRASIO A., LONGHIN M., MAIR V., GUGLIELMIN M., BERRA F., DEICHMANN N., ZAPPONE A., SCIESA E., CERIANI M. & GUERRA S. - *Note illustrative della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:50.000: Foglio 024 - Bormio*. Servizio Geologico d’Italia - ISPRA – Regione Lombardia (in fase di stesura).
- MONTRASIO A., SFONDRINI G., GREGNANIN A. & BIGIOGGERO B. (2001) - *Le deformazioni gravitative di versante all’origine di molti processi attuali*. p. 193-206, in: “Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali, a cura di G. Pasquaré, 206 pp. Ed.: Fondazione CARIPLO e CNR-IDPA”.
- MONTRESOR L. & RIGATTI G. (1995) - *Le tonaliti foliate nel settore Nord-Orientale del Plutone della Presanella* - Nota preliminare. *Atti Tic. Sci. Terra*, **3**: 41-44.
- MORTEANI G. & FUGANTI A. (1998) - *Il ciclo geochimico dell’anidride carbonica e la sua origine nelle acque minerali effervescenti naturali di Peio e Rabbi (Trento-Italia)*. *Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol.*, vol. **73**: 129-136
- MOTTANA A. & SCHIAVINATO G. (1973) - *Metamorfismo regionale e di contatto nel settore nord-occidentale del massiccio dell’Adamello*. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **29**: 1-70.
- MÜLLER W. (1998) - *Isotopic dating of deformation using microsampling technique: the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. *Diss. ETH Zürich*, **12.580**: 135 pp.
- MÜLLER W., KELLEY S.P., MANCKTELOW N., MEIER M., OBERLI F. & VILLA I. (1997) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic fault system*. In “Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies”, Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, Quad. Geod. Alp. Quat., vol.4: 83-84.
- NANGERONI G. & GIACOMINI V. (1961) - *Ambiente fisico e paesaggio vegetale della Provincia di Sondrio*. *Fond. ProValtellina, Sondrio*: 193 pp.
- NAVA C. (1982) - *Studi geologici e petrografici della “Serie del Tonale” tra il Passo del Tonale e la Val di Peio (Alta Val di Sole)*. Tesi di Laurea. Univ. di Milano.
- NECKER L.A. (1829) - *Notice sur l’hypersthène de la Valtelline*. *Jb. f. Min.*, **3**: 88-89.
- NOTARPIETRO A. & GORLA L. (1981) - *Contributo alla conoscenza delle formazioni austriache nell’alta e media Valtellina: variazioni petrochimiche nella Formazione di Valle Grosina*. *Rendiconti Soc. It. Mineralogia e Petrologia*, **37** (2): 755-791.
- OROMBELLI G. (1971) - *Concetti stratigrafici utilizzabili nello studio dei depositi continentali quaternari* - *Riv. Ital. Paleont.*, vol. **77**, n. 2: 265-291 Milano.

- OROMBELLI G. & PELFINI M. (1985) - *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene sup., precedente alla piccola glaciazione, nelle Alpi Centrali*. Rend. Soc. Geol. It. **8** (1985): 17-20.
- OROMBELLI G. & RAVAZZI C. (1996) - *The late glacial and early Holocene chronology and paleoclimat*. Il Quaternario, It. Journ. Of Quat. Sciences, **9** (2) - 439-444.
- OROMBELLI G., RAVAZZI C. & CITA M. B. (2005) - *Osservazioni sul significato dei termini LGM (UMG), tardoglaciale e postglaciale in ambito globale, italiano ed alpino*. It. Journ. Quat. Sci., **18**,2, pp. 147-155.
- PELFINI M. & SMIRAGLIA C. (1992) - *Alcune serie secolari di variazioni frontali dei ghiacciai delle Alpi Lombarde*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **15**: 143-147.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- PERETTI G. (1982) - *Connessioni tra aspetti geologici e tettonici e fenomeni nivovallangologici: esempio della regione del M. Vallecetta (Alta Valtellina)*. Servizio Valanghe Italiano, 5° zona Regione Lombardia - Bormio, 1982: 16 pp.
- PORRO C. (1911) - *Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane*. Rend. R. Ist. Lomb. Sci. e Lett., **44**: 863-883.
- PORTER S. & OROMBELLI G. (1982) - *Late glacial ice advances in the Western Italian Alps*. *Boreas*, Vol. **11**: 125-140.
- POZZI R. & SFONDRINI G. (1972) - *Caratteri generali della franosità in provincia di Sondrio*. CNR Fondazione per i problemi montani dell'arco alpino, n.88: 174 pp.
- PROSSER G. (1992) - *Analisi strutturale e cinematica lungo la linea delle Giudicarie nord tra la Val di Sole e la Val di Non (Trentino Occidentale)*. Studi Trent. Sci. Nat., **67**: 87-115.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy)*. Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric Line, Northern Italy)*. J. Geodynamics, **30**: 229-250.
- RAFFAELLI L. (1988) - *Studio petrografico strutturale dell'alta valle di Peio (Alpi orientali Trento)*. Tesi di Laurea - Università' degli Studi di Milano, Facoltà' d Scienze, Dipartimento di Scienze della Terra, Sezione di Mineralogia, Petrografia, Geochimica e Giacimenti Minerari.
- RATSCHBACHER L. (1986) - *Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression*. - Tectonophysics, 125, 335- 356.
- RATSCHBACHER L. (1987) - *Strain, Rotation, and Traslation of Austroalpineu Nappes*. - In 'Flügel H.W. & Faupl P. (1987): Geodynamics of the Eastern Alps, Flügel & Faupl Ed., Deuticke Vienna, 418 pp', 237-243.
- REGIONE LOMBARDIA (2002) - *Inventario delle frane e dei dissesti idrogeologici della Regione Lombardia*. Note illustrative e CD. Bollettino Ufficiale Regione Lombardia n. **31** Edizione Speciale del 31 Luglio 2002.
- RIVA A. (1988) - *Studio petrografico strutturale dell'alta valle di Peio (Alpi orientali Trento)*. Tesi di Laurea - Università' degli Studi di Milano, Facoltà' d Scienze, Dipartimento di Scienze della Terra, Sezione di Mineralogia, Petrografia, Geochimica e Giacimenti Minerari.
- ROSSI S., ALBERTI F., FELBER M. & BINI A. (1991) - *Evidenze di fluttuazioni glaciali würmiane nella bassa valle della Breggia (Cernobbio, Como)*. Boll. Soc. Tic. Sci. Nat., **79**: 25-47
- SALOMON W. (1899) - *Il gruppo dell'Adamello. Un massiccio centrale e la sua importanza per la formazione della montagna e la nostra conoscenza del meccanismo delle intrusioni*. Traduzione di Silvino Romano, Quaderni Camuni, 535 pp.
- SALOMON W. (1901) - *Ueber neue Geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzunghen. K. Preus. Akad. Wiss., Berlin, **I**: 170-185.

- SALOMON W. (1908-10) – *Die Adamellogruppe*. Abhandl. K.K. Geol. Reichsans., **21**, Wien.
- SANDER B. & HAMMER W. (1926) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie. Foglio 'Merano'*. Sez. Geol. Uff. Idrograf. Magistrato alle Acque, Venezia, 72 pp.
- SCESE L. & DELLA TORRE P. (1979) - *Osservazioni geologiche sulla zona di spartiacque Valtellina- Valcamonica tra Trivigno e il M. Varadega*. Le strade anno LXXXI – 1979.
- SCHARDT H. (1884) – *Etude géologique sur le pays d'Enhaut vaudois*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **20** : 1-183.
- SCHARDT H. (1904) – *Note sur le profile géologique et la tectonique du Simplon*. Ecl. géol. Helv., **8**: 173-200.
- SCHARDT H. (1907) – *Les vues modernes sur la tectonique et l'origine de la chaîne des Alpes*. Arch. Sc. Phis. Nat., **23**: 356-385, 483-496.
- SCHMID S. (1973) - *Geologie des Umbrailgebietes*. Ecl. geol. Helv., **66**: 101-210.
- SCHMID S. M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989) - *The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps*. In: "Alpine Tectonics", Geol. Soc. London, Special Publ., **45**: 153-171.
- SCHMID S. M. & HAAS R. (1989) - *Transition from near-surface thrusting to intrabasement decollement, Schlüing Thrust, Eastern Alps*. Tectonics, **8**: 697-718.
- SCHOENLAUB H. (1979) - *Das Paläozoikum in Österreich*. Abh. geol. B. A., **33**: 1-124.
- SCHUSTER R., SCHARBERT S., ABART R. & FRANK W. (2001) - *Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Oesterr. **45**: 111-141.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 19 Tirano*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato- Direzione Generale delle Miniere.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 8 Bormio*. Ministero dell'Industria, del Commercio e dell'Artigianato- Direzione Generale delle Miniere.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Quaderni Serie III, 1* - Carta Geologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento, 203 pp, Roma.
- SÖLVA H. (1999) - *Strukturgeologische, petrologische und geochronologische Bearbeitung der Hüllserien der eoalpinen Eklogite im südöstlichen Ötztal-Stubai-Kristallin, Südtirol, Italien*. Diploma thesis, Univ. Wien, Austria, 119 pp.
- SÖLVA H., THÖNI M., GRASEMANN B. & LINNER M. (2001) - *Emplacement of eo-Alpine high-pressure rocks in the Austroalpine Ötztal complex (Texel group, Italy/Austria)*. Geodynamica Acta, **14**: 345-360.
- SÖLVA H., THÖNI M. & HÄBLER G. (2003) - *Dating a single garnet crystal with very high Sm/Nd ratios (Campo basement unit, Eastern Alps)*. Eur. J. Mineral., **15**: 35-42.
- SONGINI G. (1991) - *Studio geomorfologico e geologico della Val Grosina (Valtellina, Sondrio)*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche, Università degli Studi di Milano: pp. 200.
- SPALLA M.I. (1989) - *Percorsi P-T e tempi relativi della deformazione nella crosta austroalpina dell'Ötztal: l'ortogneiss di Parcines e le sue rocce incassanti*. Ph. D. Thesis, Univ. Milano, 268 pp.
- SPALLA M.I. (1990) - *Polyphased deformation during uplifting of metamorphic rocks: the example of the deformational history of the Texel Gruppe (Central-Western Austroalpine domain of the Italian Eastern Alps)* - Mem. Soc. Geol. It., **45**: 125-134.
- SPALLA M.I., MESSIGA B. & GOSSO G. (1995) – *LT-alpine overprint on the HT rifting-related metamorphism in the steep belt of the Languard-Campo nappe. The Cima Rovaia and Scisti del Tonale units represent two different extent of alpine re-equilibration*. IOS International Ophiolite Symposium, Pavia, Abstract volume, 148.

- SPITZ A. & DYHRENFURTH G. (1914) - *Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Schanfs und dem Stifserjoch.*- Beitr. geol. Karte Schweiz. N.F., **44**: 235 pp.
- STACHE G. (1874) – *Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen.* Jahrb. k. k. geol. r. Anst. Wien, **24**, 135-273; 333-424; Verhandl. k.k. geol. r. Ast. Wien, 214-218; 345-347.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen.* Geol. Karte Schweiz, (N.F.) **52**: 272 pp.
- STAUB R. (1937) - *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler.* Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. **72**: 1-115.
- STAUB R. (1964) - *Neuere geologische Studien zwischen Bunden und dem Oberem Veltlin-teil.* Jahrb. Naturf. Ges. Graubundens (N.F.) **90**: 110-216.
- 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/>).
- TELLER F. (1877) – *Aufnahmen im oberen Oetz- und Passaiertal.* Verh. geol. R. A. Wien, 231-235.
- TELLER F. (1878) – *Geologische Mitteilungen aus der Oetztalergruppe.* (Vorlage des Blattes Sölden-St. Leonhard. Vortr.) Verh. geol. R. A. Wien, 64-66.
- TELLER F. (1880) – *Über die Aufnahmen im Gebiet zwischen Etsch und Eisack (Vortr.).* Verh. geol. R. A. Wien, 91-98.
- TERMIER P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales.* C.R. Acad. Sci. Paris, **137**: 939-941.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtellina.* Bull. Soc. Geol. France, **5**, 209-289.
- TERMIER P. (1922) - *Sur la structure des Alpes orientales: rapport des Dinarides et des Alpes.* Comp. R. Acad. Sc. Paris, **175**: 1173-1178.
- THEOBALD G. (1866) - *Geologische Beschreibung der südöstlichen Gebirge von Graubünden.* Beitr. Geol. Karte Schweiz. Wien.
- THÖNI M. (1981) - *Degree and Evolution of the Alpine Metamorphism in the Austroalpine Unit W of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr Age Determinations in Micas.* Jahrb. Geol. B.-A., **124** (1): 111-174.
- THÖNI M. (1983) - *The thermal climax of the Early Alpine metamorphism in the Austroalpine thrust sheet. Some chronological and petrological considerations concerning age and grade of the "Schneeberger Kristallisation" in the southern Oetztal basement.* Mem. Sci. Geol., **43**: 319-329, Padova.
- THÖNI M. (1986) - *The Rb-Sr thin slab isochron method - an unreliable geochronologic method for dating geologic events in polymetamorphic terrains?* Mem. Sc. Geol., **38**: 283-352.
- THÖNI M. (1988) - *Rb-Sr isotopic resetting in mylonites and pseudotachylites: implications for the detachment and thrusting of the Austroalpine basement nappes in the Eastern Alps.* Jb. Geol. B.-A., **131**: 169-201.
- THÖNI M. (1993) - *Neue isotopendaten zur voralpidischen Geschichte des Örtalkristallins.* Arbeitstagung der geologischen Bundesanstalt, 10-112.
- THÖNI M. (1999) - *A review of geochronological data from the Eastern Alps.* Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **79**: 209-230.
- THÖNI M. (2003) - *Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm-Nd chronometry.* Chem. Geol. **194**, 4: 353-379
- THÖNI M. & HOINKES G. (1987) - *The southern Oetztal basement: geochronological and petrological consequences of Eo-alpine metamorphic overprinting.* In H. Flugel and P. Faupl (Eds): *Geodynamics of the Eastern Alps.* Deutike, Vienna, 200-213.

- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 177-189.
- THÖNI M. & MILLER CH., (1996) - *Garnet Sm-Nd data from Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and PT constraints on the thermal and tectonic history*. J. metam. geol., **14**: 453-466.
- TOLLMANN A. (1977) - *Geologie von Österreich, I, Die Zentralalpen*. Deuticke Verlag. Vienna, 766 pp.
- TOLLMANN A. (1987) - *The Alpidic Evolution of the Eastern Alps*. In 'Flügel H.W. & Faupl P. (1987): Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke Verlag Vienna, 418 pp.', 361-378.
- TOMASCHEK F. & BLÜMEL P. (1997) - *Eo-alpine medium grade metaöorphic in the Austroalpine Campo basement at Passo di Gavia (northern Italian Alps)*. Terra Nova, **9** (EUG9): 78-79.
- TRENER G.B. (1906) - *Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanella Gruppe* - Jahrb. d. geol. reichsan. Vol. **56**:. 405-496.
- TRENER G.B. (1908) - *Das Gebiet südlich des Noce und des Torrente Vermigliana (Nordlicher Rand der Presanella Masse)*. In HAMMER W. & TRENER G.B., Erläuterungen zu Blatt Bormio-P.d. Tonale, Teil II, Wien, 43-52.
- 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 Geological Studies, Orapa 29 settembre-1 ottobre 1997; Riassunti in Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **4** (1997), 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. (1999) **136**: 48-62.
- VACEK M. (1901) - *Aufnahmeberichte aus dem Silvretta-gebiete (Blatt Stuben)*. Verh. geol. R. A. Wienn, 10-11.
- VACEK M. (1902) - *Aufnahmeberichte aus dem Silvretta-gebiete (Blatt Stuben)*. Verh. geol. R. A. Wienn, 14-15.
- VACEK M. (1903) - *Aufnahmeberichte aus dem Silvretta-gebiete (Blatt Stuben)*. Verh. geol. R. A. Wienn, 13.
- VACEK M. (1904) - *Aufnahmeberichte aus dem Silvretta-gebiete (Blatt Stuben)*. Verh. geol. R. A. Wienn, 15-16.
- VACEK M. (1905) - *Aufnahmeberichte aus dem Silvretta-gebiete (Blatt Stuben)*. Verh. geol. R. A. Wienn, 8-9.
- VACEK M. (1906) - *Aufnahmeberichte aus dem Silvretta-gebiete (Blatt Stuben)*. Verh. geol. R. A. Wienn, 12-13.
- VAN GOOL J.A.M., KEMME M.M.J. & SCHREURS G.M.M.F. (1987) - *The Austroalpine Unit west of the Hohe Tauern: The Ötztal -Stubai complex as an example for the Eoalpine metamorphic evolution. Structural investigation along an E-W cross-section in the southern Ötztal Alps*. In H. Flügel and P. Faupl (Eds): Geodynamics of the Eastern Alps. Deuticke, Vienna, 103-111.
- VENZO S. (1971) - *Gli stadi tardo-wurmiani e post-wurmiani nelle Alpi insubriche valtelinesi. La valtellina da Chiuro a Delebio, la Val Malenco e la Val Masino*. Atti Soc. Sc. Nat. Mus. Civ. St. Nat. Milano, **112**(2): 161-276.
- VIOLA G. (2000) - *Kinematics and timing of the Periadriatic fault system in the Giudicarie region (central-eastern Alps)*. PhD. Diss. ETH Zürich, nr. 13.590, 205 pp.

- VIOLA G., MANCKTELOW N. S., SEWARD D., MEIER A. & MARTIN S. (2003) - *The Pejo fault system: an example of multiple tectonic activity in the Italian Eastern Alps*. GSA Bull., **115**: 515-532.
- VIOLA G., SEWARD D., MANCKTELOW N. & MEIER A. (1997) - *New fission-track geochronological constraints on a major intra-Austroalpine shear zone: the Pejo fault*. In "Abstr. Vol. 3rd Workshop on Alpine Geol. Studies", Oropa-Biella Sept.29-Oct.1, 1997, Quad. Geod. Alp. Quat., vol.4, 138.
- WERLING E. (1992) - *Tonale, Peio und Judicarien-Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden, aber verschiedenaltigen Verwerfungszonen*. PhD thesis, ETH, Zürich.
- ZAMBOTTI G. (1995a) - *Sovrascorrimenti e miloniti nell'Austroalpino della Valle di Peio (Trentino NW)*. Tesi Laurea Univ. Padova, 133 pp.
- ZARO G. (1980) - *Gli 'Scisti del Tonale' dell'alta Val di Sole*. Tesi di Laurea, Univ. degli Studi di Milano.
- ZARSKÉ G. (1988) - *Gefügekundliche und kristallinegeologische Untersuchungen zur alpinen Störungs kinematik im Umbiegungsbereich von Tonale- und Judicarien-Linie*. Göttinger Arb. Geol. und Paläont., **38**, 143.
- ZUCALI M. (2001) - *La correlazione nei terreni metamorfici: due esempi dall'Austroalpino occidentale (Zona Sesia-Lanzo) e centrale (Falda Languard-Campo / Serie del Tonale)*. Tesi di dottorato, Università di Milano, Milano.

BOZZA

IX - APPENDICE I – ABBREVIAZIONI DEI MINERALI

Ab	Albite
Aln	Allanite
Amp	Anfibolo
Ap	Apatite
Bt	Biotite
Chl	Clorite
Czo	Clinozoisite
Ep	Epidote
Grt	Granato
Ilm	Ilmenite
Kfs	K-feldspato
Mag	Magnetite
Mnz	Monazite
Pl	Plagioclasio
Qz	Quarzo
Ttn	Titanite
Zo	Zoisite
Zrn	Zircone