

BOZZA



ISPRA

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 056 SONDRIO

a cura di:

A. Boriani⁽¹⁾, A. Bini⁽¹⁾

con contributi di:

**G.P. Beretta⁽¹⁾, M. A. Bergomi⁽²⁾, F. Berra⁽¹⁾, M. Cariboni⁽³⁾, A. Ferrario⁽³⁾,
C. Ferliga⁽⁴⁾, D. Mazzoccola⁽⁴⁾, R. Migliacci Bellante⁽³⁾, A. Ronchi⁽³⁾, R.
Rossi⁽³⁾, S. Rossi⁽³⁾, L. Papani⁽³⁾, E. Sciesa⁽⁴⁾, P. Tognini⁽³⁾**

⁽¹⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano

⁽²⁾ Dipartimento di Geoscienze e Geotecnologie, Università di Milano Bicocca

⁽³⁾ Consulente della Regione Lombardia

⁽⁴⁾ Regione Lombardia

Ente realizzatore:



**Regione
Lombardia**

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

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, B. Mori**

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 cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec, S. Falcetti

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G. B. Siletto, M. Credali, C. Ferliga

Informatizzazione dei dati geologici:

coordinamento e direzione lavori: **G. B. Siletto**

informatizzazione: **S. Minella, S. Racchetti, F. Torri, M. Cetti**

collaudo: **a cura di Lombardia Informatica S.P.A**

**Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati
a cura di Lombardia Informatica S.P.A.**

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

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

I... INTRODUZIONE.....	9
1. - DATAZIONI RADIOMETRICHE E ANALISI CHIMICHE	13
II. STUDI PRECEDENTI	15
1. - DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO	15
1.1 - BASAMENTO AUSTROALPINO	18
2. - ZONE MILONITICO-CATACLASTICHE CONNESSE ALLA LINEA TETTONICA INSUBRICA - TONALE	22
3. - ALPI MERIDIONALI	23
3.1 - EVOLUZIONE DELLE ALPI MERIDIONALI.....	23
3.2 - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI.....	27
3.3 - COPERTURE PERMIANE E TRIASSICHE DELLE ALPI MERIDIONALI	30
III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO ED EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA.....	33
1. - BASAMENTO E COPERTURE SEDIMENTARIE	33
2. - DINAMICA GEOMORFOLOGICA ED EVOLUZIONE DEL TERRITORIO.....	37
2.1 - BACINO DEL FIUME ADDA.....	38
2.1.1. - <i>Il fondovalle del fiume Adda</i>	39
2.1.2. - <i>I versanti della Valle dell'Adda</i>	41
2.1.3. - <i>Le valli laterali e le valli minori</i>	44
2.1.4. - <i>Le aree sommitali di cresta</i>	47
2.2 - BACINO DEL FIUME BREMBO.....	49
2.3 - BACINO DEL FIUME SERIO	51
IV. STRATIGRAFIA.....	53
1. - BASAMENTO METAMORFICO AUSTROALPINO.....	53
1.1 - UNITÀ DEGLI GNEISS DEL MONTE CANALE (CON METAPLUTONITI PRE- VARISICHE).....	54

1.1.1. - <i>Paragneiss epidotici a due miche</i> (PBF).....	55
1.1.1.1. - Marmi e Calcescisti (PBF_a).....	56
1.1.2. - <i>Ortogneiss epidotici</i> (OBF)	56
1.1.2.1. - Migmatiti gneissiche (OBF_a)	58
1.2 - UNITÀ DEGLI GNEISS DELLA PUNTA DI PIETRA ROSSA (CON METAPLUTONITI ORDOVICIANE).....	59
1.2.1. - <i>Paragneiss muscovitici o a due miche</i> (PMM).....	60
1.2.2. - <i>Ortogneiss occhiadini a due miche</i> (OGP).....	61
1.3 - UNITÀ DEGLI GNEISS DEL MONTE TONALE.....	63
1.3.1. - <i>Micascisti e paragneiss “kinzigitici”</i> (KZG).....	65
1.3.1.1. - Marmi e calcefiri (KZG_a)	66
1.3.1.2. - Anfiboliti (KZG_b).....	66
1.3.1.3. - Metapegmatiti (KZG_c)	66
1.4 - METAPLUTONITI CARBONIFERE.....	68
1.4.1. - <i>Metagranodiorite del Monte Rolla</i> (ROL)	72
1.4.2. - <i>Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli</i> (MEC).....	72
1.4.2.1. - Metadiorite di Primaverta (MEC_a).....	73
2. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI (CON METAPLUTONITI ORDOVICIANE).....	74
2.1 - UNITA' DEGLI SCISTI DI EDOLO.....	75
2.1.1. - <i>Scisti di Edolo</i> (EDO).....	76
2.1.1.1. - Quarzoscisti (EDO_b)	76
2.1.1.2. - Paragneiss a due miche (EDO_d).....	76
2.1.1.3. - Micascisti a granato e biotite con noduli di plagioclasio (EDO_e)	77
2.1.1.4. - Filloniti (Filladi di Ambria <i>Auct.</i> – EDO_f).....	77
2.1.1.5. - Scisti cloritici (EDO_g).....	77
2.1.2. - <i>Ortogneiss del Monte Fioraro</i>	78
2.1.3. - <i>Gneiss del Pizzo Meriggio</i> (PRG).....	79
2.2 - UNITA' DEGLI GNEISS DI MORBEGNO	81
2.2.1. - <i>Gneiss di Morbegno</i> (MOB).....	82
2.2.1.1. - Micascisti a granato e biotite con noduli di plagioclasio (MOB_a).....	84
2.2.1.2. - Micascisti a granato e biotite (MOB_b).....	84

2.2.1.3. - Paragneiss a due miche (MOB_c)	84
2.2.1.4. - Quarzoscisti (MOB_d).....	84
2.2.1.5. - Micascisti a granato, staurolite e cianite (MOB_e)	85
2.2.2. - <i>Gneiss Chiari del Corno Stella (GCS)</i>	86
3. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI..	91
3.1 - SUCCESSIONE TARDO-PALEOZOICA	91
3.1.1. - <i>Gruppo dei Laghi Gemelli (LG)</i>	91
3.1.1.1. - Conglomerato Basale (CGB).....	93
3.1.1.1.1. - Arenarie micacee rosse bioturbate (CGB_a).....	94
3.1.1.2. - Vulcanite del Monte Cabbianca.....	94
3.1.1.2.1. - Tufi saldati e tufi porfirici violacei (VUC_b).....	96
3.1.1.2.2. - Colate laviche basiche (VUC_c).....	96
3.1.1.2.3. - Depositi sedimentari stratificati (VUC_d).....	96
3.1.1.2.4. - Piroclastiti di flusso e di caduta (VUC_g).....	96
3.1.1.3. - Formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ)	97
3.1.1.3.1. - Litofacies prevalentemente arenacea (FPZ_a)	99
3.1.1.3.2. - Litofacies prevalentemente pelitica (FPZ_b)	101
3.1.1.3.3. - Litofacies conglomeratica (FPZ_c)	102
3.1.1.3.4. - Vulcaniti intercalate (FPZ_e).....	104
3.1.1.3.5. - Litofacies carbonatico-evaporitica (FPZ_f)	104
3.1.1.4. - Verrucano lombardo (VER)	105
3.1.1.4.1. - Vene quarzose	106
3.1.1.4.2. - Ultracataclasiiti.....	106
4. - SUCCESSIONE TRIASSICA	106
4.1 - SERVINO (SRV)	106
4.2 - CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV).....	109
4.3 - CALCARE DI ANGOLO - LITOFACIES CALCAREA (ANG_a).....	110
4.4 - CALCARE DI CAMORELLI – LITOFACIES DOLOMITICA (CMR_a).....	111
4.5 - CALCARE DI PREZZO (PRZ).....	112
4.6 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC).....	114
4.7 - CALCARE DI PERLEDO-VARENNA (CPV)	115

4.8 - FORMAZIONE DI WENGEN (WEN)	116
4.9 - CALCARE DI ESINO (ESI)	118
4.9.1. - <i>Calcari biocostruiti e brecce</i> (ESI_a).....	118
4.9.2. - <i>Calcari in strati e banchi</i> (ESI_b).....	119
4.10 - CALCARE ROSSO (KLR).....	121
4.11 - ARGILLITE DI LOZIO (LOZ).....	121
4.12 - FORMAZIONE DI BRENO (BRE).....	122
4.13 - CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB)	124
4.14 - FORMAZIONE DI GORNO (GOR)	124
5. - ROCCE INTRUSIVE TERZIARIE	125
5.1 - ROCCE PLUTONICHE	126
5.1.1. - <i>Tonalite di Triangia</i> (TRA)	126
5.2 - ROCCE FILONIANE	127
5.2.1. - <i>Rocce filoniane afiriche</i> (fa)	127
5.2.2. - <i>Porfiriti</i> (fb)	127
6. - SUCCESSIONE CONTINENTALE NEOGENICO - QUATERNARIA	128
6.1 - CRITERI E METODI	128
6.1.1. - <i>Unità distinte in base al bacino di appartenenza</i>	128
6.1.2. - <i>Unità non distinte in base al bacino di appartenenza</i>	130
6.2 - UNITÀ DEL BACINO DEL SERIO	133
6.2.1. - <i>Supersintema della Selva di Clusone</i>	133
6.2.1.1. - <i>Sintema della Valle del Goglio</i> (SUY).....	134
6.2.1.2. - <i>Sintema di Martorasco</i> (SUX)	134
6.3 - UNITÀ DEL BACINO DEL BREMBO	135
6.3.1. - <i>Supersintema di Lenna</i> (LE).....	135
6.3.1.1. - <i>Sintema di Bordogno</i> (LEB).....	135

6.3.1.1.1. - Subsintema di San Simone.....	137
6.3.1.1.2. - Subsintema di Foppolo	138
6.3.1.1.3. - Subsintema di Carona	138
6.3.1.2. - Sintema di Mezzoldo	139
6.4 - UNITÀ DEI BACINI DELL'ADDA E DELL'OGGIO	140
6.4.1. - <i>Supersintema dei Laghi</i>	140
6.4.1.1. - Sintema di Cantu' (LCN).....	140
6.4.1.2. - Subsintemi del sintema di Cantù.....	142
6.4.1.2.1. - Subsintema della valle dell'Armisa	143
6.4.1.2.2. - Subsintema dell'Armisola.....	144
6.4.1.2.3. - Subsintema di Valmadre.....	145
6.4.1.2.4. - Subsintema di Valcervia	145
6.4.1.2.5. - Subsintema del Livrio.....	145
6.4.1.2.6. - Subsintema di Punta Portorella	146
6.4.1.2.7. - Subsintema di Val Venina.....	146
6.4.1.2.8. - Subsintema della Val Tartano	147
6.5 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	147
6.5.1. - <i>Supersintema della Colma del Piano (CM)</i>	147
6.5.2. - <i>Gruppo del Culmine (CU)</i>	149
6.5.2.1. - Conglomerato del Pegherolo	149
6.5.2.2. - Conglomerato di Piazzatorre	150
6.5.3. - <i>Gruppo di Prato Grande (GR)</i>	151
6.5.4. - <i>Sintema del Po (POI)</i>	152
6.5.4.1. - Subsintema Piccola Età Glaciale (POI ₇).....	155
6.5.4.2. - Subsintema del Po recente (POI ₈).....	157
V. . TETTONICA.....	159
1. - STRUTTURE MEGA- E MESOSCOPICHE.....	160
1.1 – ASSETTO STRUTTURALE DEL BASAMENTO AUSTROALPINO.....	160
1.1.1. - <i>Strutture alpine e prealpine</i>	161
1.2 - LINEE TETTONICHE PRINCIPALI	165
1.2.1. - <i>Linea tettonica Insubrica (LI) (sistema di faglie periadriatico)</i> ...	165
1.2.2. - <i>Linea del Porcile (LP)</i>	166
1.2.3. - <i>Linea Orobica (LO)</i>	169
1.2.4. - <i>Linee tettoniche minori</i>	169
1.3 - ASSETTO STRUTTURALE DEL BASAMENTO SUDALPINO	170

1.3.1. - <i>Tettonica ercinica</i>	170
1.3.2. - <i>Tettonica alpina</i>	174
1.4 - ASSETTO STRUTTURALE DELLA SUCCESSIONE TARDO-PALEOZOICA ..	174
1.4.1. - <i>Porzione meridionale</i>	175
1.4.2. - <i>Porzione centrale</i>	175
1.4.3. - <i>Porzione settentrionale</i>	176
1.5 - ASSETTO STRUTTURALE DELLA SUCCESSIONE MESOZOICA	177
2. - PALEOGEOGRAFIA, LITOSTRATIGRAFIA ED EVOLUZIONE MAGMATICA E METAMORFICA DEL BASAMENTO	179
VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATIVA.....	185
1. - MINIERE	185
2. - MATERIALI ORNAMENTALI E PER EDILIZIA	187
3. - IDROGRAFIA.....	187
3.1 - DIGHE.....	188
4. - IDROGEOLOGIA	18792
4.1 – GLI ACQUIFERI NEI DEPOSITI NON COERENTI	18893
4.2 - GLI ACQUIFERI IN ROCCE	18897
5. - DISSESTI (EVENTI ALLUVIONALI, FRANE ETC.).....	1929
VII. APPENDICE	203
VIII. ENGLISH LEGEND	205
IX. ABSTRACT	215

I. INTRODUZIONE

Il foglio 56 - Sondrio della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge n. 67/1988), per mezzo di una convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Lombardia. Esso ha un'estensione di circa 573 km², è localizzato nel centro-nord della Lombardia, ed interessa l'area compresa tra la Valtellina a Nord, la Valle Seriana a Sudest e la Val Tartano a Nordovest.

In termini orografici esso copre il settore centro-meridionale delle Alpi Retiche e il settore occidentale delle Alpi Orobiche.

Il rilevamento geologico è stato eseguito alla scala 1:10.000, utilizzando la Carta Tecnica della Regione Lombardia, in particolare le sezioni: C3b1 (Val Masino), C3b2 (Ardenno), C3c1 (Valle di Postalesio), C3c2 (Berbenno in Valtellina), C3c3 (Val Madre), C3c4 (Passo di Dordona), C3c5 (Foppolo), C3d1 (Spriana), C3d2 (Sondrio), C3d3 (Val Venina), C3d4 (Lago di Venina), C3d5 (Pizzo del Diavolo), C3e1 (Val Fontana), C3e2 (Chiuro), e le sezioni della cartografia I.G.M. scala 1:25.000.

I criteri del rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali, adattandosi poi alle necessità ed opportunità poste dai problemi geologici da affrontare, e dall'estensione territoriale delle diverse unità mega-strutturali (domini) della catena alpina, così distribuite:

- basamento metamorfico dell'Austroalpino: 67 km², corrispondenti al 12%;
- basamento metamorfico delle Alpi Meridionali: 345 km²,

corrispondenti al 60%;

- coperture permo-mesozoiche delle Alpi Meridionali: 160 km², corrispondenti al 28% del totale.

L'inquadramento dei principali domini geologici e geologico-strutturali del foglio Sondrio si è basato ad oggi su tutta la letteratura precedente e sui rilevamenti eseguiti nel periodo 1961-1969 da VENZO, CRESPI, SCHIAVINATO & FAGNANI per la Carta geologico-petrografica delle Alpi Insubriche Valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (1971), nonché sulla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, fogli 7 e 18 Pizzo Bernina e Sondrio. La descrizione è riportata nelle Note Illustrative stampate nel 1970. Sono stati inoltre presi particolarmente in considerazione i lavori pubblicati sul volume speciale del Bollettino Svizzero di Mineralogia e Petrografia (Fascicolo 3 del Volume 76 del 1996) *"Transition from Penninic to Austroalpine units in the Bergell Alps"*, nonché i lavori successivi degli autori che vi hanno contribuito. Si sono considerati con particolare attenzione anche i lavori di Spalla e collaboratori dal 1995 al 2003 su aree vicine, nonché la tesi di dottorato di MEIER (2003).

Il finanziamento statale per il programma operativo CARG 1988 per la realizzazione della Carta Geologica d'Italia, ricevuto dalla Regione Lombardia, ha consentito di procedere al rilevamento del foglio Sondrio 1:50.000 dal 1999.

Il rilevamento geologico è stato eseguito per il substrato pre-quadernario da: dott. Fabrizio Berra, dott. Alessandro Ferrario, dott.ssa Daria Mazzoccola, dott.ssa Rossella Migliacci Bellante, dott. Lorenzo Papani, dott. Ausonio Ronchi, dott. Enrico Sciesa; per la copertura quadernaria da: dott. Marcello Cariboni, dott.ssa Carla Ferliga, dott. Riccardo Rossi, dott. Stefano Rossi e dott.ssa Paola Tognini. Petrologia, geochimica isotopica e geocronologia sono state in gran parte curate dalla dott.ssa Maria Aldina Bergomi.

I dati del rilevamento sono stati sottoposti, in seguito a convenzione tra Regione Lombardia e Università di Milano – Dipartimento di Scienze della Terra, ad un accurato controllo scientifico da parte del Direttore di foglio - prof. Attilio Boriani e del Coordinatore Scientifico - prof. Arrigo Gregnanin.

Il rilevamento del basamento e delle coperture permo-triassiche sono stati condotti su base litologico/litostratigrafica. Sono stati raccolti dati giaciturali di stratificazioni, discontinuità planari e lineari. La campionatura è stata condotta in modo da ottenere una distribuzione quanto più omogenea dei campioni, ed in ogni caso in corrispondenza di

litologie incerte o di rilevante interesse: sono state ricavate oltre duecento sezioni sottili sulle quali sono state eseguite analisi sedimentologiche, petrologiche e microstrutturali.

Le distinzioni nel basamento metamorfico sono state effettuate utilizzando le unità litostratigrafiche. Dato che l'impronta metamorfica principale è varisica si sono utilizzate l'associazione litologica pre-metamorfica (vale a dire dei protoliti sedimentari e ignei), e la facies metamorfica di più alta temperatura. Nelle descrizioni petrografiche delle rocce dei basamenti e di quelle ignee si è usato, secondo la tradizione italiana più consolidata, il termine "struttura" con riferimento a forma e dimensione dei granuli e alle loro variazioni, mentre si è usato il termine "tessitura" con riferimento alla disposizione spaziale degli elementi della struttura. E' da notare, peraltro, che a volte i due concetti diventano difficili da separare (ad es. struttura – o tessitura? – occhiadina).

Le abbreviazioni dei nomi dei minerali utilizzate nelle presenti Note sono riportate in Appendice.

Il rilevamento dei depositi quaternari è consistito: nella loro individuazione e delimitazione areale; nella descrizione della facies di ciascuno, attraverso la ricerca e la descrizione di sezioni e profili stratigrafici rilevanti, descrivendone anche l'eventuale stato di conservazione o d'alterazione; nella descrizione e riporto in carta delle forme dei depositi, qualora espresse e conservate in modo rilevante; nella descrizione (se osservabile) e nell'interpretazione dei rapporti stratigrafici tra i vari depositi e tra questi e il substrato roccioso pre-quaternario.

Sono stati utilizzati i fotogrammi dei voli più recenti della Regione Lombardia.

L'analisi degli aerofotogrammi ha permesso di individuare alcune forme e processi caratteristici, di cui si è poi verificata l'esatta natura sul terreno (come, per esempio, *rock glacier* e *hummocky moraine* - topografie da ghiaccio morto, corpi di frana trasportati da ghiacciai, serie di cordoni morenici, aree interessate da deformazioni gravitative profonde, ecc.).

Tale analisi è stata d'aiuto anche in fase d'elaborazione cartografica, per determinare l'esatta distribuzione areale di forme e processi che interessano ampie porzioni del territorio, difficilmente cartografabili nella loro interezza con il solo rilevamento di terreno.

I dati raccolti sul terreno hanno permesso di attribuire ciascun deposito descritto ad una formazione, eventualmente suddivisa in unità di rango inferiore.

Secondo quanto suggerito dai Quaderni del Servizio Geologico

Nazionale, in funzione delle particolari caratteristiche dei corpi sedimentari continentali, le unità sono distinte utilizzando le unità stratigrafiche a limiti inconformi (*Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*, UBSU).

Un'unità a limiti inconformi è un corpo sedimentario identificato sulla base delle discontinuità che lo delimitano a tetto e a letto, che devono essere rilevanti e dimostrabili, preferibilmente d'estensione regionale. Un'unità comprende quindi tutti i sedimenti appartenenti ad un medesimo evento deposizionale, indipendentemente dalle caratteristiche litologiche, sedimentologiche, paleontologiche e d'espressione morfologica dei depositi. Tali caratteristiche non costituiscono, quindi, proprietà diagnostiche per la definizione e l'identificazione delle UBSU, tuttavia sono utili al riconoscimento delle unità.

I limiti sono rappresentati da superfici di discontinuità, compresa l'attuale superficie topografica, corrispondenti a lacune stratigrafiche d'estensione cronologica e areale significativa, e, per quanto riguarda i depositi continentali, sono eterocroni, data la natura diacrona degli eventi sedimentari d'apertura e di chiusura del ciclo di riferimento.

La morfologia e il grado di conservazione delle forme, il grado d'alterazione e di sviluppo di suoli, l'interpretazione genetica ed evolutiva possono concorrere ad una migliore identificazione dei limiti.

In linea di massima non è possibile effettuare correlazioni tra corpi sedimentari continentali, perciò le unità UBSU non possono essere estese arealmente al di fuori delle aree in cui entrambe le discontinuità sono identificabili.

S'individuano unità gerarchicamente ordinate in: sistemi, subsistemi ed anche unità di rango inferiore.

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*, 2010). Su richiesta del Servizio Geologico d'Italia – ISPRA la classificazione del Quaternario è stata adattata a tale decisione.

Queste note illustrative sono state compilate tenendo conto, in modo particolare, sia dei contenuti che della struttura, di quelle dell'adiacente foglio Malonno a cura di G. Gosso, M. I. Spalla, A. Bini, G. B. Siletto, F. Berra e del compianto F. Forcella, anche se per i basamenti cristallini non è stato possibile adottare gli stessi criteri.

1. - DATAZIONI RADIOMETRICHE E ANALISI CHIMICHE

(a cura di M. A. Bergomi e A. Boriani)

Una volta campionate le litologie più rappresentative e problematiche, si è scelto di eseguire una serie d'analisi volte a caratterizzare la natura e la genesi dei litotipi scelti.

Per quanto riguarda il basamento sudalpino, si è scelto di determinare l'età d'intrusione del protolito sia degli Gneiss Chiari del Corno Stella, sia del Complesso del Monte Fioraro, tramite datazioni U/Pb su zircone con metodo SHRIMP II. Al fine di meglio interpretare le età ottenute, si è dovuto anche ricorrere allo studio ed interpretazione d'immagini in catodoluminescenza, tramite microscopio elettronico a scansione (CL-SEM). Inoltre si è ritenuto utile effettuare analisi geochimiche ed isotopiche (Nd/Sm – MS-ICP/ID) su roccia totale, per determinare la genesi e la natura dei protoliti delle rocce costituenti il basamento sudalpino orobico.

Per caratterizzare il metamorfismo si è scelto di utilizzare microanalisi a dispersione d'energia tramite microscopio elettronico a scansione (EDS-SEM) su singoli minerali, con particolare riguardo agli Gneiss Chiari del Corno Stella. Le età, legate al ciclo orogenico varisco, sono state determinate tramite datazioni SHRIMP II (U/Pb su zircone) e tramite esperimenti di *stepwise heating* (Ar/Ar su mica chiara). L'interpretazione degli spettri Ar/Ar d'età apparente è stata supportata dai diagrammi di correlazione Cl/Ca, Cl/K e Ca/K.

Per quanto riguarda il basamento austroalpino si è eseguito uno studio sui granitoidi, in particolare gli ortogneiss appartenenti all'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa (Austroalpino superiore), gli ortogneiss dell'unità degli Gneiss del Monte Canale (Austroalpino inferiore) e le associate Metagranodiorite del Monte Rolla, Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli e Metadiorite di Primaverta. Per questi granitoidi sono state determinate le età d'intrusione dei protoliti tramite datazioni U/Pb su zircone con metodo SHRIMP II. Con questo metodo, inoltre, si è potuto determinare anche l'età del metamorfismo principale, cui sono stati sottoposti gli ortogneiss dell'Unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa. In questo caso, l'interpretazione delle età è stata anche supportata dallo studio delle immagini in catodoluminescenza (CL-SEM). Per alcune di queste metaplutoniti sono state eseguite indagini geochimiche ed isotopiche al fine di caratterizzare la genesi e la natura dei protoliti.

L'informatizzazione dei dati cartografici è stata effettuata tramite il software "Arc view", cui è associato un applicativo specifico per la cartografia geologica del Progetto CARG.

BOZZA

II. STUDI PRECEDENTI

Dai primi anni del secolo scorso si sono sviluppati numerosi studi relativi alla geologia dell'area del foglio Sondrio. Tali studi si sono articolati in modo differente e con un grado d'approfondimento molto variabile secondo il periodo in cui sono stati condotti.

Per una dettagliata trattazione storica del pensiero geologico si rimanda ai singoli capitoli riguardanti in dettaglio il dominio austroalpino (Paragrafo 1.), il basamento sudalpino (Paragrafo 3.2.), la successione sedimentaria permo-triassica (Paragrafo 3.3.).

1. - DOMINIO TETTONICO AUSTROALPINO

(a cura di A. Boriani e R. Migliacci Bellante)

I primi studi del versante valtellinese a Nord del Lineamento Insubrico risalgono alla seconda metà del 1800 e si devono a CURIONI e BONARDI (1876) e a MELZI (1893) che pubblicò una carta geologica in scala 1:75.000.

Lo studioso che per primo parlò di “Falda Retica” riferendosi al versante valtellinese fu STEINMANN (1906), mentre la prima interpretazione petrografica e geologico-strutturale si deve a CORNELIUS (1913), che chiamò la Falda Retica “Serie del Maloja” (Gneiss Chiari con occhi fedspatici, filladi sericitiche e quarzitiche).

CORNELIUS (1915) pubblicò una carta tettonica del versante retico, bassa Valtellina (nota come “zona di radice”), in scala 1:50.000.

Le prime interpretazioni della geologia dell’Austroalpino, anche in chiave cinematica, sono riferite a STAUB e DAL PIAZ.

STAUB (1916) pubblicò una carta tettonica in scala 1:250.000 dell’area tra la Valle Maggia ad Ovest e la Valle di Livigno. Egli distinse tre domini strutturali: Unità Austroalpina (Falda Campo; Falda Bernina; Falda Err; Falde Sella ed Albula). Unità Pennidica (Complesso ofiolitico e sedimenti mesozoici; Falda Retica, corrispondente alla Serie del Maloja; Falda Suretta). Dinaridi o Alpi Meridionali (Scisti di Edolo e Scisti dei Laghi della bassa Valtellina, corrispondenti all’attuale Sudalpino).

L’autore pose il limite Austroalpino-Pennidico tra la Falda Retica e la Falda Sella. Nel 1946 STAUB pubblicò la “Carta geologica del gruppo del Bernina” (*Geologische Karte der Bernina-Gruppe*) in scala 1:50.000 assieme alla “Carta tettonica delle Alpi Retiche meridionali” (*Tektonische Karte der Südlichen Raetischen Alpen*) in scala 1:250.000. L’autore propone, quindi, una divisione dell’Austroalpino in tre livelli strutturali:

- Austroalpino Superiore o Tirolidi della Falda Silvretta, che include le Falde Oetztal e Silvretta; la Serie del Tonale sarebbe la “zona di radice” delle Falde dell’Austroalpino Superiore;
- Austroalpino Medio o Grigionidi Superiori della Falda Campo con le Falde Languard-Campo, Umbrail e Ortles;
- Austroalpino Inferiore o Grigionidi Inferiori della Falda Bernina, con le Falde Suretta, Err e Bernina.

Dal punto di vista paleogeografico, l’Austroalpino Inferiore avrebbe provenienza più settentrionale, l’Austroalpino Superiore più meridionale.

Al disotto seguirebbero: il Pennidico supremo (Falda Sella s.l.: Cristallino Sella, Falda Sella s.s. - Cristallino di Foppa, Caspoggio, Taspinit); il Pennidico superiore (Falda Margna s.s.: Basamento mesozoico Margna - Cristallino della Serie del Maloja); il Pennidico medio (Falda Suretta s.s., con serie ofiolitica - Falda Tambò: Cristallino del Monte Forno e del Monte Disgrazia).

DAL PIAZ (1936, 1937, 1938, 1945, 1965) non concorda con lo schema proposto da STAUB e propone soltanto un duplice sistema di Falde: Austroalpino Inferiore e Austroalpino Medio-Superiore o Tirolidi (Oetztal- Campo).

Sulla base dei rilevamenti condotti da VENZO nel 1956, a Nord dell’Adda, tra Tresivio e Dubino, NANGERONI (1957) compilò la “Carta geologico-schematica” del territorio della provincia di Sondrio in scala 1:200.000 con relativo schema tettonico (scala 1:400.000), rielaborando

dati e conoscenze geologiche fino allora acquisite.

Le attività di rilevamento geologico-strutturale più recenti dell'Austroalpino del foglio Sondrio è stata quella di VENZO, CRESPI, SCHIAVINATO & FAGNANI (1971) per la "Carta geologico-petrografica delle Alpi Insubriche Valtellinesi" tra la Val Masino e la Val Malenco a scala 1: 25.000 e quella che ha portato alla realizzazione tra il 1961-1969 dei fogli 7 e 18 - Pizzo Bernina e Sondrio" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) e relative "Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia" (BONSIGNORE *et alii*, 1971).

I sopracitati autori, facendo solo in parte propria la ricostruzione di STAUB (1946), suddividono l'Austroalpino qui affiorante in due unità tettoniche: Austroalpino Superiore, che affiora immediatamente a Nord della Linea del Tonale, ed Austroalpino Inferiore, che affiora a quote più elevate.

In particolare, all'Austroalpino Superiore essi riferiscono le unità del Cristallino del Tonale e del Cristallino di Pietra Rossa (Falda Languard-Tonale), mentre all'Austroalpino Inferiore attribuiscono le unità del Sedimentario e Cristallino del Bernina (Falda Bernina).

Al Cristallino del Tonale, i sopracitati autori attribuiscono gli Gneiss del Monte Tonale, comprendenti paragneiss biotitici a granato e sillimanite, con fenomeni di retrocessione in facies degli scisti verdi abbastanza marcata, marmi, calcefiri, metapegmatiti e anfiboliti; al Cristallino di Pietra Rossa attribuiscono il Granito del Monte Rolla e la Formazione della Punta di Pietra Rossa, comprendenti paragneiss minuti muscovitici, ortogneiss occhiadini a due miche (Membro degli Gneiss occhiadini del Dosso Cornin *p.p.*), nonché gli "gneiss a fiamme di biotite". Al Cristallino del Bernina attribuiscono: marmi in parte dolomitici e calcescisti; Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli, Gneiss del Monte Canale, Gneiss muscovitico-epidotici, gneiss occhiadini.

BONSIGNORE *et alii* (1970) pubblicarono la "Carta geologica del territorio della provincia di Sondrio" in scala 1:200.000, redatta sulla base dei rilevamenti effettuati nel periodo 1960-68 dai rilevatori del Servizio Geologico d'Italia.

La "Carta tettonica della Svizzera" in scala 1:500.000 (SPICHER, 1980), fornì un'ulteriore versione dell'assetto tettonico di una buona parte delle Alpi Occidentali e Centrali.

Nella media-bassa Valtellina tra la Val Masino e la Val Malenco si distinguono da Sud a Nord: Cristallino Insubrico; Austroalpino (Zona del Tonale; Cristallino della Falda Bernina); Pennidico (Cristallino della Falda Margna e della Falda Sella; Gneiss granitici del Pizzo Mercantelli,

Gneiss del Monte Canale); Serpentine della Val Malenco; Intrusioni alpine e post-alpine (Masino-Bregaglia, Triangia).

1.1 - BASAMENTO AUSTROALPINO

Alcuni autori (BONSIGNORE & RAGNI, 1968; BONSIGNORE & RAGNI, 1966; BELTRAMI *et alii*, 1971; GORLA & POTENZA, 1975) attribuiscono alla Languard-Campo e alla Serie del Tonale solo le rocce metamorfiche, mentre i corpi intrusivi vengono considerati separatamente in quanto corpi plutonici e filoniani di età alpina.

BONSIGNORE & RAGNI (1968) definiscono la *Formazione della Punta di Pietra Rossa* come costituita da micascisti anfibolico-granatiferi, micascisti muscovitico-cloritici, talora filladici, gneiss minuti biotitici, gneiss occhiadini a due miche, gneiss occhiadini cloritico-epidotici e gneiss listati biotitici; sono presenti anche intercalazioni di quarziti, anfiboliti e scisti anfibolici, filoni aplitico-pegmatitici e porfiritici. Quest'unità formerebbe un'anticlinale asimmetrica scagliata con asse diretto all'incirca WSW-ENE.

Dal punto di vista strutturale, la Formazione della Punta di Pietra Rossa starebbe tettonicamente sopra al Sistema del Bernina ed avrebbe al tetto gli Gneiss del Monte Tonale e i Micascisti di Cima Rovaia.

Due sarebbero le impronte metamorfiche: la prima di mesozona, la seconda meno pervasiva sarebbe di epizona, ed avrebbe obliterato solo in parte l'evento principale, dando luogo a parziale cloritizzazione della biotite, dei granati e degli anfiboli e sericitizzazione dei feldspati.

La Formazione della Punta di Pietra Rossa, di grado metamorfico più basso, si troverebbe sotto al Cristallino del Tonale, di grado più elevato. Secondo GORLA & POTENZA (1975) la Formazione della Punta di Pietra Rossa e la Formazione di Valle Grosina sarebbero molto somiglianti sotto ogni aspetto, tanto da identificarsi. Gli autori propongono un diverso assetto, con gli Gneiss del Monte Tonale e Scisti di Cima Rovaia alla base della sequenza, sovrastati dalla Formazione di Valle Grosina (che include la Formazione della Punta di Pietra Rossa) e dalle Filladi di Bormio. La serie metamorfica non sarebbe quindi rovesciata ma normale, con alla base gli Gneiss del Monte Tonale in facies delle anfiboliti, zona della sillimanite, la Formazione di Valle Grosina in facies delle anfiboliti, zona della staurolite (quindi di minor temperatura e pressione) e le sovrastanti Filladi di Bormio in facies degli scisti verdi.

DEL MORO *et alii* (1982-83a) forniscono nuove età radiometriche (Rb-Sr su muscovite e biotite) che permettono di attribuire al ciclo ercinico l'intrusione di dioriti, quarzodioriti, granodioriti e graniti, ritenuti di età

alpina (BONSIGNORE & RAGNI, 1968). I dati chimici e le descrizioni petrografiche ne indicano un carattere calcalcalino, la posteriorità rispetto al metamorfismo principale ed un metamorfismo retrogrado non pervasivo di probabile età alpina che avrebbe, tra l'altro, parzialmente riaperto il sistema Rb-Sr delle miche.

GOSSO *et alii* (1995) descrivono l'evoluzione metamorfica pre-alpina nelle rocce incassanti il gabbro di Sondalo che includerebbe un primo evento, in facies delle eclogiti, una riequilibrio in facies delle granuliti durante l'intrusione del gabbro (~290 Ma; TRIBUZIO *et alii*, 1999). Parte di quest'evoluzione è riconosciuta nelle metapeliti della Falda Languard-Campo (SPALLA *et alii*, 1995; ZUCALI, 2001). La messa in posto dei corpi intrusivi permiani nella Falda Languard-Campo e nella Serie del Tonale, come già visto, avviene prima di 282 Ma (DEL MORO *et alii*, 1982-83a e b).

Nel 1996 fu pubblicato un fascicolo speciale del Bollettino Svizzero di Mineralogia e Petrografia, dedicato al plutone Val Masino-Bregaglia e alla sua situazione geologica. SCHMID *et alii* (1996) nella descrizione dell'Austroalpino adiacente al plutone, attribuiscono il Cristallino di Pietra Rossa di VENZO *et alii* (1971) alla Falda Campo-Languard, mentre il Cristallino del Tonale è denominato Serie del Tonale. La Linea Insubrica è marcata da miloniti in facies degli scisti verdi che si sviluppano nelle rocce della Serie del Tonale. Le miloniti sono tagliate in discordanza da una faglia fragile (faglia del Tonale). Lungo questa faglia affiorano relitti della copertura permo-mesozoica.

BERGER *et alii* (1996) descrivono l'origine, la messa in posto e l'erosione del plutone, nonché i rapporti con l'incassante che presentano caratteri contraddittori. Questi caratteri rivestono particolare importanza per comprendere la struttura della "zona raddrizzata meridionale" dell'Austroalpino del foglio Sondrio, perché il margine occidentale del foglio si trova a poca distanza dal contatto orientale del plutone.

Il recente lavoro di ROSENBERG (2004) sulla relazione tra la Linea Insubrica duttile (da lui denominata *Periadriatic Fault System* – PFS) e la messa in posto dei plutoni terziari è di particolare interesse a questo proposito. Il plutone di Val Masino-Bregaglia si sarebbe sollevato, ruotando su di un asse N–S, con un innalzamento della sua porzione più occidentale maggiore rispetto a quello della porzione orientale, provocando ad occidente l'affioramento del condotto alimentatore, tabulare e parallelo al PFS, del corpo magmatico che affiora fin quasi a Bellinzona. Il tetto del plutone affiorerebbe quindi solo a Est, in Val Masino. Dopo essere risalito lungo questa zona di *shear*, il magma si mise

in posto verso Nord sfruttando un contatto di falda attivo poco inclinato. In seguito il tutto fu piegato su assi E-W, ancora in presenza di magma, a causa di un forte raccorciamento regionale N-S.

Ne consegue che la formazione della “zona raddrizzata meridionale” sarebbe posteriore alle prime fasi di messa in posto del plutone. In seguito, nel settore orientale, avvenne un sensibile raccorciamento in senso W-E nel margine e nell’aureola di contatto, a causa, forse, delle fasi finali di messa in posto del plutone, accompagnate da *ballooning*.

E’ da ricordare che anche nel foglio Sondrio è presente un piccolo plutone terziario, il plutone di Triangia (FAGNANI, 1957, FAGNANI & RADICE, 1959) che taglia le strutture dell’Austroalpino Superiore a ridosso del PFS, ed appare quindi coevo con le fasi tardive della messa in posto del plutone di Val Masino-Bregaglia. GAZZOLA *et alii* (2000) descrivono l’esistenza di un metamorfismo alpino d’alta pressione nell’Austroalpino dell’adiacente foglio Malonno. Gli autori usano le stesse distinzioni dell’Austroalpino utilizzate da SCHMID *et alii* (1996). Senza menzionare il *Cristallino di Pietra Rossa*, affermano che la Falda Languard-Campo si differenzerebbe dalla Serie del Tonale su base litologica. La Falda Languard-Campo è costituita da paragneiss e scisti di basso-medio grado con minori intercalazioni di ortogneiss, mentre la Serie del Tonale è costituita da gneiss e micascisti di alto grado a sillimanite, con intercalazioni di anfiboliti, marmi e pegmatiti. Serie del Tonale e Falda Languard-Campo sarebbero separate dalle Linee di Pejo e Mortirolo. In entrambe le unità si trovano plutoni post-varisici costituiti da graniti, granodioriti, ma i granitoidi sarebbero concentrati nella Falda Languard-Campo.

Secondo GAZZOLA *et alii* (2000) e GOSSO *et alii* (2001a, b) i granitoidi si sarebbero intrusi a una pressione di 0,4-0,7 GPa e a una T di 870 ± 110 °C contemporaneamente allo sviluppo della foliazione regionale a Bt+Sil+Pl+Qtz+Grt±Tur.

SPALLA *et alii* (2003) sottolineano ancora una volta l’evoluzione alpina comune di Falda Languard-Campo e Serie del Tonale e pertanto propongono di non distinguerli in carta geologica. Gli autori distinguono ben sei fasi deformative, di cui le prime tre pre-alpine e le altre tre alpine inframmezzate dall’evento plutonico permiano. Gli eventi pre-alpini sarebbero stati: D_{1a} in facies granulitica, D_{1b} in facies delle anfiboliti, D₂ di alta T e bassa P. Il primo evento alpino D₃ sarebbe stato di alta P e bassa T, D₄ e D₅ in facies degli scisti verdi.

Secondo SPALLA *et alii* (1995), TOMASCHECK & BLUMEL (1998), GAZZOLA *et alii* (2000) e ZUCALI (2001) il metamorfismo alpino si

manifesta in tre fasi nella Falda Languard-Campo e nella Serie del Tonale: la prima sarebbe caratterizzata da alta pressione ($1,2 \pm 0,3$ GPa) e temperatura intermedio-bassa (485°C - 640°C), le altre due fasi scistogene sarebbero avvenute in facies degli scisti verdi ($P < 0,3-0,5$ GPa e $T < 350-450^{\circ}\text{C}$).

Secondo questi autori vi è quindi una sovrimpronta metamorfica alpina sulle rocce intrusive permiane e le loro rocce incassanti che già hanno subito un metamorfismo pre-alpino polifasico. La fase di alta P e basse T testimonierebbe le fasi iniziali della subduzione eo-alpina. L'Austroalpino delle Alpi Centrali non sarebbe quindi un semplice *orogenic lid*, ma avrebbe partecipato alla subduzione.

E' interessante rilevare come i terreni dell'Austroalpino valtellinese appaiano molto simili a quelli del Sudalpino del Massiccio dei Laghi. La Serie del Tonale è direttamente correlabile dal punto di vista litostratigrafico e per evoluzione metamorfica pre-alpina, con la Formazione Kinzigitica della Zona Ivrea-Verbanò, con la quale è, peraltro, in diretta continuità geometrica tra Ascona e Bellinzona, benché appaia assottigliata e trascinata verso oriente dal movimento trascorrente destro della Linea Insubrica duttile (PFS).

Il Cristallino di Pietra Rossa potrebbe, dal punto di vista litostratigrafico e dell'evoluzione pre-alpina, essere avvicinato alla Zona Strona-Ceneri della Serie dei Laghi. Una correlazione diretta tra queste due unità non sembra tuttavia proponibile. Il contatto tra Serie del Tonale e Cristallino di Pietra Rossa è sempre milonitico (così come lo è, ad esempio quello tra Formazione Kinzigitica e Serie dei Laghi nel Sudalpino, BORIANI & GIOBBI MANCINI, 2004).

Secondo WERLING (1992) le due unità dell'Austroalpino Superiore sono separate dalle linee tettoniche del Mortirolo e di Pejo, mentre la separazione appare difficile da individuare ad Ovest di Tirano (vedi anche SCHMID *et alii*, 1996). Secondo HOINKES *et alii* (1999) e SCHUSTER *et alii* (2001), la separazione tra la Falda Languard-Campo e la Serie del Tonale, costituirebbe parte del margine meridionale del metamorfismo di età alpina nell'Austroalpino (SAM - *Southern border of Alpine Metamorphism*).

MEIER (2003) propone un'età cretacea per la Linea del Mortirolo e per quella di Pejo, che sarebbero però faglie diverse. Mentre la Linea di Pejo è un accidente interno alla Serie del Tonale, la Linea del Mortirolo costituirebbe il contatto tettonico primario tra Serie del Tonale e Falda Languard-Campo. La Linea del Mortirolo non sarebbe quindi una faglia varisica come proposto da BONSIGNORE & RAGNI (1968).

Nel foglio Sondrio questo contatto milonitico tra Serie del Tonale e Cristallino di Pietra Rossa è però piegato da una deformazione alpina con pieghe ad asse per lo più poco inclinato verso E (tranne che in prossimità del plutone Val Masino-Bregaglia, dove gli assi possono raggiungere un'inclinazione fino a 60°, sempre verso Est) e quindi affioramenti di rocce delle due unità si ritrovano più volte nella sezione N-S. Questo piegamento corrisponderebbe a quello che avrebbe subito l'adiacente plutone Val Masino-Val Bregaglia descritto da ROSENBERG (2004).

A Nord di queste unità affiora il Cristallino del Bernina, costituito prevalentemente dagli Ortogneiss epidotici dell'unità degli Gneiss del Monte Canale accompagnati da paragneiss biotitici o a due miche più o meno cloritici, marmi e calcescisti.

Queste rocce, accompagnate da calcari e dolomie attribuiti al Sedimentario del Bernina (Monte Arcoglio), rappresentano la Falda Bernina (Austroalpino Inferiore) nella "zona raddrizzata meridionale".

Nella "Carta geologico-petrografica della Alpi Insubriche Valtellinesi" tra la Val Masino e la Val Malenco a scala 1:25.000 di VENZO *et alii* (1971) e nei "fogli 7 e 18 - Pizzo Bernina e Sondrio" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970), questa unità è rappresentata come affiorante a Nord del Cristallino di Pietra Rossa e del Cristallino del Tonale. Il contatto, che su un lungo tratto è con il Metagranito del Monte Rolla, è indicato come tettonico. L'unità si chiuderebbe poi in prossimità del Pizzo Mercantelli; verso Ovest l'Austroalpino Superiore verrebbe a contatto diretto con la Falda Sella.

Nello schema strutturale della "Carta geologica della Val Malenco" a scala 1:25.000 (MONTRASIO *et alii*, 2004), l'unità è invece rappresentata come continua verso Ovest fino al contatto con il plutone di Val Masino-Bregaglia.

2. - ZONE MILONITICO-CATACLASTICHE CONNESSE ALLA LINEA TETTONICA INSUBRICA - TONALE

(a cura di A. Boriani e A. Ferrario)

Costituiscono una fascia, ad andamento W-E, lungo la parte bassa del versante settentrionale della Valtellina. Identificano la discontinuità tettonica più importante delle Alpi, il Sistema di Faglie Periadriatico (PFS) che si estende per più di 700 km per l'intera lunghezza della catena. Lungo questa linea sono allineati diversi plutoni terziari, le cui relazioni con le miloniti provano che la faglia è stata attiva nel periodo tra 34 e 28

Ma (BERGER *et alii*, 1996). Il PFS è costituito da un insieme di faglie a grande scala, legate l'una all'altra dal punto di vista cinematico, ma con caratteristiche diverse, che nell'insieme indicano traspressione destrorsa (SCHMID *et alii*, 1989). Il rigetto verticale (sollevamento del lembo settentrionale) è di circa 20 km nelle Alpi Centrali, e si riduce a zero in quelle Orientali. Nelle Alpi Centrali la potenza della fascia milonitica può arrivare a qualche chilometro (*Southern Steep Belt* di MILNES, 1974). Il rigetto orizzontale destrorso è tuttora materia di discussione: dai circa 300 km stimati da LAUBSCHER (1971) a meno di 30 km (MUELLER *et alii*, 2001). Il PFS mette a contatto le propaggini settentrionali sudalpine con le unità austroalpine e costituisce la linea mediana che separa la catena a falde nord-vergente da quella sud-vergente. Accanto alle miloniti, compare in Valtellina un'ampia fascia cataclasitica, la cui presenza produce un effetto morfologico rilevante sul versante destro valtellinese.

3. - ALPI MERIDIONALI

3.1 - EVOLUZIONE DELLE ALPI MERIDIONALI

(a cura di A. Boriani, F. Berra, A. Ferrario, L. Papani, A. Ronchi)

Le Alpi Meridionali costituiscono una catena sud-vergente, formata da unità impilate a costituire un cuneo approfondito verso Nord (WENNEKERS, 1932; GAETANI & JADOUL, 1979; BRACK 1984; LAUBSCHER 1985; FORCELLA 1988; SCHÖNBORN, 1992; CASTELLARIN *et alii*, 1992). Quest'ultimo contiene terreni paleozoici prevalentemente metamorfici e le sovrastanti coperture sedimentarie depositatesi a partire dal Carbonifero superiore-Permiano inferiore, implicati in un complesso sistema di sovrascorrimenti sud-vergenti.

Lo spessore della catena delle Alpi Meridionali, secondo i risultati delle prospezioni geofisiche degli anni '80-'90 (PIERI & GROPPi, 1981; MONTRASIO *et alii*, 1994), è variabile da circa 5 km al disotto della Pianura Padana fino a circa 16 km in corrispondenza della Linea Insubrica che ne rappresenta il limite settentrionale.

L'età delle rocce diminuisce spostandosi da Nord, dove affiora il basamento varisco che era parte del margine passivo adriatico, verso Sud, dove affiorano formazioni sedimentarie dapprima continentali e poi marine.

Le Alpi Meridionali mostrano le testimonianze di una storia evolutiva complessa, data dalla sovrapposizione della tettonica varisica, della dinamica estensionale pre-alpina, nonché di quella collisionale alpina (BERRA & CARMINATI, 2010).

L'evoluzione pre-alpina del basamento cristallino si esplica in due fasi deformative con metamorfismo progrado ed una successiva evoluzione retrograda (MILANO *et alii*, 1988; ALBINI *et alii*, 1994; MARONI *et alii*, 1995; CADEL *et alii*, 1996; SPALLA *et alii*, 1999).

Il basamento sudalpino mostra evidenza di un'evoluzione geodinamica assai complessa (DIELLA *et alii*, 1992; SILETTO *et alii*, 1993; SPALLA & GOSSO, 1999), che prende origine da un iniziale ispessimento crostale, legato alla fase collisionale varisica, e da un metamorfismo regionale progrado per rilassamento delle geoisoterme. Il ciclo varisico si conclude con l'esumazione e lo smantellamento della catena, accompagnati dal metamorfismo retrogrado e, infine, con l'assottigliamento crostale, legato alle prime fasi d'apertura della Tetide, con la formazione di bacini di *pull-apart* (CASSINIS *et alii*, 1986; CASSINIS *et alii*, 2000; CASSINIS & RONCHI, 2001, CASSINIS & PEROTTI, 2007).

La fase tettonica tardo-post-ercinica fu infatti caratterizzata, soprattutto nel Permiano inferiore, da un regime prevalentemente di tipo trastensivo che generò l'apertura di più o meno vasti bacini continentali in tutto l'arco del Sudalpino centrale.

L'inizio dello smantellamento della catena varisica è testimoniato dalla presenza del Conglomerato Basale (Carbonifero superiore?-Permiano inferiore), costituito da elementi derivati da unità differenti del basamento metamorfico varisico, e che rappresenta il primo deposito della successione sedimentaria sudalpina.

Tale successione si sviluppa attraverso la deposizione di sedimenti dapprima continentali (gruppo dei Laghi Gemelli e Verrucano Lombardo) poi marino-marginali (Servino e carniola di Bovegno) e, infine, francamente marini (successione triassica). Questo *trend* sedimentario trasgressivo registra il passaggio dallo smantellamento della catena varisica alla distensione che precede l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese, che si verificherà nel Giurassico e che non è testimoniata da alcun sedimento nell'area del foglio Sondrio.

Le prime testimonianze della distensione pre-alpina sono date dalla formazione di bacini di tipo trastensivo, che sono presenti in tutto il Sudalpino centrale (Bacino Orobico, Bacino di Collio e bacini minori di Tione e Tregiovo); il Bacino Orobico accoglie la vulcanite del Monte Cabbianca ed i sedimenti fluvio-lacustri della formazione del Pizzo del

Diavolo (entrambe del Permiano inferiore).

L'ulteriore fase tettonica distensiva (Permiano superiore *p.p.*) porta alla cessazione del vulcanismo e alla deposizione di *red beds* alluvionali (Verrucano Lombardo) che vanno a ricoprire sia le zone bacinali, ormai colmate, che gli alti del basamento. Questi sedimenti appartengono ad un'estesa pianura alluvionale, delimitata da rilievi a Sud e ad Ovest e che digradava verso il mare tetideo posto ad Est.

Con l'inizio del Triassico, si realizza una importante trasgressione marina responsabile della deposizione, al di sopra di sedimenti alluvionali Permiani, di depositi marino-marginali, sia silicoclastici e carbonatici (Servino, Induano-Olenekiano) che carbonatico-evaporitici (carniola di Bovegno, Olenekiano superiore-Anisico inferiore).

La sedimentazione francamente marina inizia col Calcare di Angolo (Anisico inferiore-medio), costituito da sedimenti carbonatici di ambiente subtidale. Dopo una piccola fase regressiva, su buona parte del Bacino Lombardo si diffusero sedimenti misti silicoclastico-carbonatici caratteristici di ambienti marini aperti con circolazione al fondo ristretta (calcare di Prezzo, Anisico superiore, Illirico); da questa situazione iniziarono a diffondersi le prime biocostruzioni carbonatiche che rappresentavano i nuclei di sviluppo delle progradazioni delle piattaforme ladiniche (calcare di Esino, Anisico superiore-Ladinico, con una età basale tempo-trasgressiva legata all'evoluzione progradante dell'unità), ai bordi delle quali continuava la deposizione di sedimenti bacinali di diversa natura (Formazione di Buchenstein, Formazione di Wengen, calcare di Perledo-Varenna). Tali piattaforme si espansero progressivamente durante il Ladinico, incorporando i bacini che le circondavano, nei quali erano andate deponendosi le Formazioni di Buchenstein (Illirico superiore-Ladinico inferiore, Fassanico), di Wengen (Ladinico superiore) e il calcare di Perledo-Varenna (Ladinico superiore).

Nel Ladinico superiore si instaurò quasi ovunque una tendenza regressiva, che culminò con estese emersioni del tetto della piattaforma del calcare di Esino. A questa fase regressiva è probabilmente ascrivibile il brusco cambio di sedimentazione nel bacino, con il passaggio dalle facies carbonatico-vulcanoclastiche della Formazione di Wengen e del calcare di Perledo-Varenna alla deposizione di argille e siltiti quarzose dell'Argillite di Lozio.

Con il Carnico inferiore (intervallo più giovane presente nel foglio Sondrio) si assiste ad importanti cambiamenti paleogeografici: in corrispondenza dell'attuale pianura furono edificati apparati vulcanici, che furono molto rapidamente smantellati ed i cui detriti furono

convogliati verso Nord tramite grandi apparati deltizi (Arenarie di Val Sabbia, Carnico inferiore, non presenti nel foglio Sondrio) che progradavano in un bacino poco profondo in cui si deponevano durante il Carnico inferiore sedimenti misti silicoclastico-carbonatici (Argillite di Lozio, Calcare Metallifero Bergamasco, formazione di Gorno). Nel frattempo, al margine Nord del bacino, dopo la fase di emersione che aveva chiuso la deposizione del calcare di Esino, era ripresa la sedimentazione delle piattaforme carbonatiche (Formazione di Breno, Carnico inferiore).

La successione sedimentaria sudalpina del foglio Sondrio non arriva oltre questo punto; per completezza d'informazione, in ogni caso, descriviamo brevemente il processo che porta dalla fine dell'orogenesi ercinica al *rifting* alpino.

Durante il Carnico continua la tendenza regressiva già manifestatasi, e seguono la deposizione di sedimenti marino-marginali (Formazione di San Giovanni Bianco, Carnico superiore) e, infine, episodi di emersione.

Il *trend* regressivo termina alla fine del Carnico, quando una nuova trasgressione porta alla disattivazione degli apparati sedimentari silicoclastici ed all'instaurarsi di sedimentazione carbonatica di mare sottile (Dolomia Principale, Carnico inferiore-Norico). In questo periodo inizia anche il *rifting* che prelude all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese, che si traduce in una paleogeografia molto articolata, con piattaforme carbonatiche circondate da bacini intra-piattaforma. Alla fine del ciclo trasgressivo-regressivo, costituito da Formazione di Castro (Carnico inferiore), Dolomia Principale e Gruppo dell'Aralalta (Norico), inizia un nuovo ciclo, caratterizzato da sedimenti misti calcareo-pelitici di mare basso (Argilliti di Riva di Solto, Norico superiore; Calcare di Zu, Norico superiore-Retico; Formazione dell'Albenza, Retico superiore-Hettangiano).

In seguito, nel Giurassico, tutta la regione fu interessata dallo smembramento tettonico della piattaforma della Formazione dell'Albenza e da un importante approfondimento che ebbe modalità ed entità diverse da luogo a luogo, traducendosi in un alternarsi di aree rilevate, a debole subsidenza, e di aree molto subsidenti. Questa paleogeografia, in generale, fu dominata da sedimentazione calcarea pelagica: sugli alti la sedimentazione si alterna a fasi di erosione o non-deposizione e troviamo essenzialmente successioni ridotte tipo Calcarei di Domaro (Pliensbachiano) e poi Rosso Ammonitico (Toarciano-Aaleniano inferiore), mentre nei bacini si trovano successioni carbonatiche molto fini (Calcare di Sedrina, Hettangiano; Calcare di Moltrasio, Sinemuriano-

Pliensbachiano; Calcare di Domaro, Pliensbachiano; Formazione di Concesio, Toarciano-Bathoniano inferiore); numerosi corpi sedimentari di origine gravitativa (megabrecce, *slumps*, calciruditi) circondano le basi degli alti.

La deposizione delle Radiolariti del Selcifero Lombardo (Bathoniano superiore-Kimmeridgiano) e del Rosso ad Aptici (Kimmeridgiano-Titoniano) su tutto il Bacino Lombardo segnala l'attenuarsi della tormentata topografia preesistente, e le nuove condizioni persisteranno anche per tutto il tempo in cui si deposerà la Maiolica (Titoniano superiore-Aptiano inferiore), costituita da sedimenti carbonatici pelagici. Queste tre ultime unità individuano la successione che è classicamente ritenuta legata alla fase di *spreading* del neonato Oceano Ligure-Piemontese, perché le Radiolariti, nelle zone centrali dell'Oceano, poggiano direttamente sulla crosta oceanica.

A questo punto si può considerare concluso il percorso, che era iniziato con i primi segni della distensione pre-alpina nel Permiano, e che è terminato ora con l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese (BERRA & CARMINATI, 2010).

Durante l'orogenesi alpina si sono formati, all'interno della successione stratigrafica, tre blocchi aventi differente età, stratigrafia e comportamento reologico, separati e sovrascorsi l'uno sull'altro lungo due principali superfici di scollamento. Tali superfici sono: la carniola di Bovegno (Triassico inferiore), e le evaporiti della formazione di San Giovanni Bianco (Carnico).

La porzione inferiore della successione stratigrafica è costituita dal basamento metamorfico varisco e dalle sovrastanti coperture terrigene e vulcanoclastiche permiane; quella intermedia dai carbonati subtidali anisici e dalle piattaforme carbonatiche ladiniche, ricoperte da sedimenti misti di acque poco profonde; quella superiore, dalle potenti piattaforme carbonatiche noriche e dai sovrastanti sedimenti di mare più profondo.

L'evoluzione tettonica alpina non ha portato in esposizione livelli profondi della crosta varisica (CARMINATI & SILETTO, 1997; CARMINATI *et alii*, 1997).

3.2 - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI

(a cura di M. A. Bergomi, A. Boriani e A. Ferrario)

Il Basamento Orobico (B.O.) costituisce la porzione centrale del basamento metamorfico pre-alpino e si estende, a Sud della Linea Insubrica, dal Lago di Como fino all'Adamello.

Il B.O. è costituito da due unità litostratigrafiche principali formate da rocce silicoclastiche di supposta età eopaleozoica che hanno subito un metamorfismo varisco (MOTTANA *et alii*, 1985): un'unità prevalentemente metapsammitica, costituita da paragneiss a noduli plagioclasici diffusi, conosciuta in letteratura come Gneiss di Morbegno (CORNELIUS, 1915) ed una prevalentemente metapelitica conosciuta come Scisti di Edolo (che include anche le cosiddette "Filladi di Ambria"; SALOMON, 1901; DOZY, 1933). Gneiss di Morbegno e Scisti di Edolo sono intrusi da corpi plutonici ed epiplutonici di presunta età ordoviciana (MILANO *et alii*, 1988).

Tra i primi lavori geologici condotti sul basamento sono da ricordare la carta di PORRO (1911), quelli di SALOMON (1899), CORNELIUS (1928) e il gruppo di studiosi olandesi coordinati da DE SITTER (vedi DE SITTER & DE SITTER - KOOMANS, 1949).

Dopo questi studi pionieristici sul Basamento Orobico della prima metà del '900, troviamo nel 1970 le descrizioni dei rilevamenti nelle note illustrative dei fogli 7 e 18 - Pizzo Bernina e Sondrio (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970).

Gli studi moderni sulle Alpi Meridionali iniziano negli anni '80 per opera di CASSINIS *et alii* (1986), FORCELLA (1988), GANSSE & PANTIC (1988), MILANO *et alii* (1988), DOGLIONI & BOSELLINI (1987), CASTELLARIN *et alii* (1992), SCHÖNBORN (1992) che mostrano un particolare interesse per l'evoluzione metamorfica e strutturale. MILANO *et alii* (1988) e DIELLA *et alii* (1992) individuano nel B.O. porzioni a diversa evoluzione tettonometamorfica: l'area lariana (all'estremità occidentale del B.O.) e la zona della Val Vedello-Passo San Marco (la parte compresa nel foglio Sondrio). In entrambe le aree gli autori hanno riconosciuto due fasi metamorfiche prealpine legate ad altrettante fasi deformative.

Secondo MILANO *et alii* (1988), nella zona della Val Vedello, ad una prima fase deformativa D_1 , che ha generato una foliazione pervasiva in facies delle anfiboliti, è seguita una seconda D_2 , in facies degli scisti verdi; D_1 è riconoscibile come relitti nei *lithons* di D_2 .

DIELLA *et alii* (1992) riconoscono nell'area lariana tre fasi di deformazione duttile: le strutture associate a D_1 sono pieghe isoclinali sradicate con una foliazione di piano assiale pervasiva con associazione mineralogica in facies delle anfiboliti, alla D_2 sono associate pieghe da isoclinali a serrate con foliazione pervasiva nella quale il granato è sostituito da biotite titanifera e sillimanite che, secondo SILETTO *et alii* (1991) testimonierebbe un riscaldamento durante le fasi di risalita; a

questa sarebbe seguita una fase retrograda nella facies degli scisti verdi (D_3). La storia evolutiva delle rocce delle due aree si differenzia dopo una prima fase tettonometamorfica ercinica D_1 : l'area della Val Vedello sarebbe stata soggetta ad un rapido sollevamento anteriormente a 280 Ma, (SILETTO *et alii*, 1993). Le rocce dell'area lariana avrebbero subito dapprima un innalzamento termico e successivamente un metamorfismo retrogrado in facies degli scisti verdi: evoluzione riferita dagli autori al regime estensionale permo-triassico (SILETTO *et alii*, 1993).

Alle prime due fasi prealpine principali sono seguite due fasi (D_3 , D_4) di età alpina con pieghe e sovrascorrimenti che implicano basamento e copertura permo-mesozoica.

MILANO *et alii* (1988) associano alla D_3 pieghe tipo *chévron* o *kink band* nelle rocce di basamento, ed una consistente deformazione nelle coperture permo-carbonifere con formazione di un pervasivo clivaggio di piano assiale. La D_4 avrebbe generato una debole ondulazione delle strutture preesistenti ed un *fracture cleavage* spaziato.

Le unità di basamento sono sovrascorse verso Sud sulle coperture permo-triassiche, lungo una serie di discontinuità tettoniche orientate E-W, conosciute in letteratura come Linea Orobica (*Thrust Orobico*).

Questa fase tettonica compressiva avvenuta tra l'Eocene superiore e l'Oligocene inferiore sarebbe responsabile, secondo LAUBSCHER (1990), di un raccorciamento crostale compreso tra 40 e 100 km.

SCHÖNBORN (1992) riconosce tre diversi sistemi di *thrust* attivatisi in due differenti fasi, una tardo-cretacica precedente all'intrusione del plutone dell'Adamello ed una seconda del Miocene medio-superiore.

Secondo MILANO *et alii* (1998) il contatto tra il basamento e le coperture permo-triassiche, nelle zone da loro rilevate, avviene lungo una fascia di cataclasiti ed ultracataclasiti.

La direzione principale di compressione alpina doveva essere N-S, localmente con una componente trascorrente destra. A questa componente SILETTO (1991a) attribuisce i movimenti trascorrenti lungo la Linea Insubrica e localmente lungo la Linea Orobica. Compatibile con un movimento trascorrente destro è l'orientazione delle anticlinali orobiche e della Linea del Porcile. Questa ha avuto sicuramente un'attività di età almeno mesozoica poiché in essa si trovano implicate scaglie di sedimenti permo-triassici (CASSINIS *et alii*, 1974).

SPALLA & GOSSO (1999) ritengono che, all'interno di una singola unità litostratigrafica del basamento, siano presenti porzioni distinte che presentano evidenze di storie tettoniche tra loro differenti. Questo porta gli autori a distinguere, nel basamento, unità tettonometamorfiche con

evoluzione termica e deformativa differente.

3.3 - COPERTURE PERMIANE E TRIASSICHE DELLE ALPI MERIDIONALI

(a cura di L. Papani e A. Ronchi)

La successione tardo-paleozoica, di età compresa tra il Carbonifero superiore (?) - Permiano inferiore e il Permiano superiore, affiora nella porzione centrale delle Alpi Orobiche (Orobie), che rappresentano il settore delle Alpi Meridionali compreso tra il Lago di Como a Ovest e la Val Camonica a Est. L'assetto tettonico delle Orobie è caratterizzato a settentrione da sovrascorrimenti sud-vergenti del basamento cristallino sulle sequenze sedimentarie di copertura (permo-mesozoiche), denominati *Thrust* Orobici. Nell'area del foglio Sondrio è presente uno di questi *thrust*, denominato Linea del Porcile, ritenuta da alcuni autori una discontinuità principale tra due embri di basamento. Un'altra importante caratteristica di questo settore delle Alpi Meridionali è la presenza di ampie culminazioni del basamento coperte da depositi vulcano-sedimentari di età permo-triassica, con assi disposti WSW-ENE e variamente scagliate verso Sud. Tali culminazioni, dette nel loro complesso Anticlinali Orobiche, sono distinte rispettivamente, da Ovest verso Est, in "Anticlinale Orobica s.s.", "Anticlinale Trabuchello-Cabianca" e "Anticlinale di Cedegolo".

La successione permiana affiorante nel Bacino Orobico e, in particolare, nel settore considerato è stata oggetto nel tempo di numerose ricerche, che possono essere distinte in tre periodi principali: tra i lavori "storici" si possono citare quelli di PORRO (1933), DOZY (1935), DE SITTER & DE SITTER KOOMANS (1949), CASATI & GNACCOLINI (1965, 1967), CASATI & FORCELLA (1988); negli anni '80 le ricerche ebbero un nuovo impulso, legato soprattutto allo studio e al tentativo di sfruttamento di importanti mineralizzazioni uranifere (si vedano, ad esempio, i lavori di CADEL, 1986; CADEL *et alii*, 1987; CASSINIS *et alii*, 1986); infine, studi più recenti si devono soprattutto a CADEL *et alii*, 1996; SCIUNNACH *et alii*, 1996; SCIUNNACH, 2001 a,b; CASSINIS *et alii*, 2000; FORCELLA *et alii*, 2000; NICOSIA *et alii*, 2000; GIANOTTI *et alii*, 2001).

Nel foglio Sondrio affiorano la terminazione orientale dell'Anticlinale Orobica s.s. e la porzione centro-orientale dell'Anticlinale Trabuchello-Cabianca nelle quali si trova una successione deposta in ambiente continentale, in discordanza sopra il basamento ercinico. Questa successione è costituita da un primo ciclo vulcano-sedimentario, attribuito al Permiano inferiore, e rappresentato dal gruppo dei Laghi Gemelli (LG),

recentemente istituito, che comprende, dal basso, il Conglomerato Basale (CGB), la vulcanite del Monte Cabianca (VUC) e la formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ).

Questa successione si è deposta in un'articolata depressione tettonica delimitata da sistemi di faglie: tale tettonica è responsabile dell'individuazione di alti strutturali e della disomogeneità sia nella distribuzione areale sia negli spessori della copertura sedimentaria.

A causa di ciò, i rapporti verticali e laterali tra le diverse litozone riconosciute all'interno delle formazioni del gruppo dei Laghi Gemelli sono ancora in parte in discussione, essendo interessati dalla complessa storia tettonica sperimentata da queste unità, in parte ripresa dalle fasi compressive alpine (BLOM & PASSCHIER, 1997).

Rispetto alla cartografia già esistente su quest'area (foglio 7-18 "Pizzo Bernina-Sondrio" scala 1:100.000 - BONSIGNORE *et alii*, 1971; "Carta geologica delle Alpi Orobiche Occidentali" a scala 1:25.000 - CASATI & GNACCOLINI, 1967; "Carta geologica 1:50.000 della Provincia di Bergamo" - FORCELLA & JADOUL, 2000), recenti lavori scientifici (CADEL *et alii*, 1996; FORCELLA *et alii*, 2001; SCIUNNACH, 2001a) hanno cercato di dettagliare le varie litofacies presenti all'interno dei depositi vulcanici e sedimentari tardo-paleozoici allora noti complessivamente come Formazione di Collio.

In generale, quindi, la suddivisione stratigrafica qui adottata per i depositi vulcanici e sedimentari tardo-paleozoici è un importante elemento di novità rispetto alla suddetta cartografia a scala 1:100.000 ove, nell'ambito della Formazione di Collio, si distingueva solamente una porzione inferiore, vulcanoclastica, ed una superiore, prevalentemente terrigena (si veda, ad esempio, anche DOZY, 1935, e CASATI & GNACCOLINI, 1967). Viceversa, la descrizione operata nel lavoro di CADEL *et alii* (1996) di svariate sub-unità nella porzione vulcanoclastica e in quella terrigena della Formazione di Collio del Bacino Orobico centrale (Anticlinale Trabuchello-Cabianca) è apparsa fin troppo dettagliata per gli scopi del presente rilevamento.

Superiormente, dopo un *gap* stratigrafico sottolineato da una debole discordanza angolare, si passa ad un secondo ciclo deposizionale (Permiano superiore *p.p.*), rappresentato dai sedimenti fluviali del Verrucano Lombardo (VER). La deposizione del Verrucano Lombardo segna la fine della intensa attività tettonica che caratterizzò la sedimentazione del gruppo dei Laghi Gemelli. Durante il Permiano superiore ed il Triassico nel foglio Sondrio non sono documentati fenomeni di attività tettonica significativa. Anche la fase tettonica

distensiva anisica (BERRA *et alii*, 2005), che interessa il settore centrale del Bacino Lombardo, non è documentata dagli affioramenti anisici preservati nel settore sud-occidentale del foglio Sondrio.

La successione prosegue nel Triassico con i sedimenti marino-marginali del Servino e della carniola di Bovegno che continuano il *trend* sedimentario trasgressivo, iniziato col Conglomerato Basale, che registra il passaggio dallo smantellamento della catena varisica alla distensione che precede l'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese. Recenti lavori (SCIUNNACH *et alii*, 1996; SCIUNNACH *et alii*, 1999) hanno definito in dettaglio l'architettura interna del Servino e la sua correlazione con la Formazione di Werfen delle Dolomiti.

Con l'Anisico la sedimentazione diviene francamente marina con la deposizione di sedimenti neritici (Calcare di Angolo) e successivamente di ambiente peritidale (Calcare di Camorelli): al termine dell'Anisico una generalizzata trasgressione porta alla deposizione dei sedimenti di mare aperto del calcare di Prezzo. Con il Ladinico si insediano articolate piattaforme carbonatiche (calcare di Esino) che tendono a progradare sulle zone bacinali dove avviene la deposizione prima di facies di mare aperto con selce (Formazione di Buchenstein), poi di facies a sedimentazione mista terrigeno-carbonatica (Formazione di Wengen) che passano nelle zone più prossime alle piattaforme a facies calcaree risedimentate (calcare di Perledo-Varenna).

Dopo una importante regressione al tetto del Ladinico (calcare rosso), si verifica una ripresa della sedimentazione carbonatica sulle zone di alto (Formazione di Breno) e alla deposizione di facies argilloso-siltose (Argillite di Lozio) nelle depressioni bacinali (BERRA *et alii*, 2011). Le unità di substrato più giovani presenti nel foglio Sondrio registrano il passaggio a condizioni più lagunari a sedimentazione argilloso-calcareo anche nelle zone di alto (Calcare Metallifero Bergamasco, formazione di Gorno). La successione anisico-carnica è conservata solamente nel settore sud-occidentale del foglio Sondrio (Massiccio del Pegherolo).

III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO ED EVOLUZIONE GEOMORFOLOGICA

1. - BASAMENTO E COPERTURE SEDIMENTARIE

(a cura di A. Boriani e R. Migliacci Bellante)

Il foglio Sondrio (Fig. 1) comprende un tratto della Valtellina ad orientazione E-W, una parte del versante retico con valli N-S ed il versante orobico, anch'esso con valli N-S, e parte delle alte valli Brembana e Seriana. Nel foglio Sondrio sono presenti, da Nord a Sud, una fascia di terreni appartenenti al dominio austroalpino e terreni del basamento cristallino delle Alpi Meridionali con la loro copertura permo-mesozoica. I due domini sono separati da un'importante zona di faglia subverticale E-W, il Lineamento Insubrico, che corre alla base del versante retico della Valtellina. I terreni attribuiti al dominio austroalpino affiorano sul versante retico della Valtellina, vale a dire in destra idrografica del Fiume Adda. Le Austridi costituiscono la parte strutturalmente più alta dell'edificio alpino caratterizzato da una struttura a falde. La loro porzione qui affiorante è nota come "zona raddrizzata meridionale" delle Alpi Centrali, il cui assetto subverticale è, almeno in parte, legato all'attività della Linea Insubrica.

I terreni austroalpini sono costituiti, per lo più, da rocce metasedimentarie polideformate che hanno subito sia un metamorfismo varisco di alto grado, sia un metamorfismo alpino non pervasivo di basso grado. Si riconoscono due unità tettoniche:

1. Austroalpino superiore (Falda Languard-Tonale *Auct.*) che comprende: a) l'unità degli Gneiss del Monte Tonale, costituita prevalentemente da metapeliti con metamorfismo pre-alpino in facies delle anfiboliti di alta T e b) l'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa, costituita da metasedimenti con lenti di ortogneiss granitici con metamorfismo pre-alpino in facies delle anfiboliti di bassa T.
2. Austroalpino inferiore (Falda Bernina *Auct.*) che comprende l'unità degli Gneiss del Monte Canale costituita in prevalenza da un ortogneiss granitoide associato a minori metapeliti e marmi, con metamorfismo pre-alpino in facies degli scisti verdi.

Le unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa e del Monte Canale contengono granitoidi di età ordoviciana, che hanno subito entrambi i cicli metamorfici, e granitoidi di età tardo-carbonifera, che hanno subito solo il metamorfismo alpino. In prossimità della Linea Insubrica, i terreni austroalpini sono intrusi da granitoidi non metamorfici oligocenici, quali il plutone di Val Masino-Val Bregaglia e il piccolo plutone di Triangia.

L'edificio alpino propriamente detto è separato dalle Alpi Meridionali da un fascio di faglie duttili e fragili subverticali, a direzione E-W (PFS = *Periadriatic Fault System* o Lineamento Insubrico), con scaglie di terreni mesozoici.

Le Alpi Meridionali costituiscono una catena sud-vergente che implica terreni prevalentemente metamorfici paleozoici e le loro coperture sedimentarie di età da paleozoica a terziaria. Il basamento orobico costituisce la porzione centrale del basamento metamorfico pre-alpino e si estende, a Sud della Linea Insubrica, dal Lago di Como fino all'Adamello. Nel foglio Sondrio nel basamento orobico si riconoscono due unità tettoniche:

1. Unità Orobica, data dalle unità degli Gneiss di Morbegno e degli Scisti di Edolo.
2. Unità della Gallinera, data dalle unità degli Gneiss di Morbegno e degli Scisti di Edolo e dalle coperture permo-carbonifere.

L'unità degli Gneiss di Morbegno è prevalentemente metapsammitica, mentre l'unità degli Scisti di Edolo (che include anche le cosiddette "Filladi di Ambria") è prevalentemente metapelitica; entrambe hanno subito un metamorfismo varisco polifasico, con una prima fase in facies delle

anfiboliti di bassa T ed una fase retrograda in facies degli scisti verdi, che in alcuni casi diventa dominante. Il limite tra le due unità è graduale.

L'unità degli Gneiss di Morbegno contiene i cosiddetti Gneiss Chiari del Corno Stella, derivati da leucograniti ordoviciani intrusi a bassa profondità. L'unità degli Scisti di Edolo contiene ortogneiss derivati da plutoniti ordoviciane di composizione da dioritica a granitica.

I terreni del basamento sono attraversati da un'importante faglia subverticale a direzione SW-NE, la Linea del Porcile, con scaglie di terreni permo-triassici. Il basamento cristallino appare sovrascorso verso Sud sopra la copertura permo-triassica, lungo una serie di discontinuità tettoniche orientate E-W, conosciute in letteratura come Linea Orobica o *Thrust* Orobico. La copertura sedimentaria si trova anche in giacitura normale sopra il basamento. Alle prime due fasi tettonometamorfiche pre-alpine principali sono seguite due fasi di età alpina, con pieghe e sovrascorrimenti che implicano sia il basamento sia la copertura.

Alla base della copertura sedimentaria si trova la successione tardo-paleozoica, di età compresa tra il Carbonifero superiore (?) - Permiano inferiore e il Permiano superiore, che affiora in corrispondenza o in prossimità del crinale orobico.

Un'importante caratteristica delle Alpi Meridionali è la presenza di ampie culminazioni del basamento con assi WSW-ENE, dette Anticlinali Orobiche quali l'Anticlinale Orobica s.s. e l'Anticlinale Trabuchello-Cabianca e l'Anticlinale di Cedegolo.

Nel foglio Sondrio affiorano la porzione più orientale dell'Anticlinale Orobica s.s. e la porzione centro-occidentale dell'Anticlinale Trabuchello-Cabianca. La successione sedimentaria di ambiente continentale è deposta in discordanza al di sopra del basamento metamorfico. A causa di problemi stratigrafici e di sinonimia tra la Formazione di Collio nell'area orobica e in quella bresciana e dopo un lungo dibattito, si è proceduto a coniare nuovi nomi formazionali. La successione è ora pertanto costituita da un ciclo vulcano-sedimentario del Permiano inferiore (gruppo dei Laghi Gemelli), che comprende il Conglomerato Basale, la vulcanite del Monte Cabianca e la formazione del Pizzo del Diavolo. Al di sopra si ha la deposizione discordante del secondo ciclo (Permiano superiore *p.p.*), rappresentato dal Verrucano Lombardo.

La successione mesozoica affiora solamente nella porzione occidentale del foglio, con l'eccezione delle piccole scaglie di Servino assai tettonizzate affioranti nel settore sud-orientale, lungo il contatto tettonico con la successione permiana (Passo di San Simone). Sono presenti una litofacies inferiore prevalentemente arenacea, che passa verso l'alto alla carniola di

Bovegno, costituita da calcari dolomitici e dolomie vacuolari di colore giallastro. Quest'unità costituisce il primo degli orizzonti plastici di distacco, dove si sono impostate le superfici alpine di scollamento tettonico.

Sopra di essa affiora il Calcare di Angolo, che, nel foglio Sondrio, è praticamente limitato all'area del Monte Pegherolo ed al Monte Valgussera in prossimità di Foppolo. Il Calcare di Angolo è rappresentato da calcari grigio-scuri. Sopra di esso affiora il Calcare di Camorelli, costituito da facies per lo più dolomitiche (base del Massiccio del Monte Pegherolo e al Monte Valgussera) che passa poi al calcare di Prezzo. Quest'ultimo consiste in una successione calcareo-marnosa con alto contenuto fossilifero che affiora nell'area del Monte Pegherolo. L'unità è ricoperta dalla Formazione di Buchenstein, costituita da calcari nodulari con selce e intercalazioni di arenarie grigio-verdastre. Verso l'alto passa in modo transizionale al calcare di Esino nella parte Sud del foglio, e al calcare di Perledo-Varenna nella parte Nord del Monte Pegherolo. Questa formazione ladinica è costituita in prevalenza da calcari micritici neri. Seguono poi la Formazione di Wengen, costituita da facies argilloso-marnose di colore nero e da calcari scuri in strati sottili, e il calcare di Esino (Anisico superiore-Ladinico) che costituisce l'ossatura del massiccio del Monte Pegherolo. Lo spessore totale raggiunge circa 700-800 m. Il calcare rosso costituisce una sottile fascia che separa il calcare di Esino dalla Formazione di Breno nella parte più alta del Monte Pegherolo. Le facies prevalentemente argillose con intenso clivaggio affioranti nel settore Nord del massiccio del Monte Pegherolo, coltivate per l'estrazione di lastre per coperture di tetti, sono riferite all'Argillite di Lozio (Carnico inferiore). La Formazione di Breno (Carnico inferiore) che affiora al tetto della piattaforma del calcare di Esino, è caratterizzata da calcari grigio-chiari. Gli affioramenti del Calcare Metallifero Bergamasco (Carnico inferiore) seguono la distribuzione della sottostante Formazione di Breno. Il Calcare Metallifero Bergamasco è costituito da calcari grigio-scuri ben stratificati da micritici a calcareniti fini. Verso l'alto l'unità passa alle marne scure e calcari della formazione di Gorno, anch'essa del Carnico inferiore, costituita da una successione mista carbonatico-pelitica.

2. - DINAMICA GEOMORFOLOGICA ED EVOLUZIONE DEL TERRITORIO

(a cura di M. Cariboni, C. Ferliga, S. Rossi e P. Tognini)

L'area rappresentata nel foglio Sondrio comprende un tratto della Valtellina ad orientazione E-W, una parte del versante retico solcato da

valli ad orientazione N-S, il versante orobico, anch'esso interessato da valli N-S, e parte delle alte valli Brembana e Seriana.

2.1 - BACINO DEL FIUME ADDA

(a cura di P. Tognini e M. Cariboni)

Per quanto riguarda il settore valtellinese, i tratti morfologici salienti sono determinati principalmente da:

1 – processi di erosione fluviale che hanno portato alla formazione e all'approfondimento della Valle del Fiume Adda, di origine pre-quadernaria;
 2 – processi glacigenici, connessi a ripetute glaciazioni, che hanno determinato per tutto il Quaternario diversi episodi di avanzata e ritiro del grande ghiacciaio vallivo che occupava la Valle dell'Adda e degli apparati glaciali minori suoi affluenti: tuttavia sono riscontrabili evidenze di terreno, morfologiche e deposizionali soltanto dell'ultima glaciazione (NANGERONI & GIACOMINI, 1961; VENZO, 1971; PORTER & OROMBELLI, 1982; OROMBELLI & RAVAZZI, 1996). Poiché ad ogni glaciazione le aree di alimentazione e le quote raggiunte dal Ghiacciaio dell'Adda e dai suoi affluenti erano simili (il *Last Glacial Maximum* venendo a coincidere con il *Maximum Extension Glacier*), sia i depositi che le morfologie legati a glaciazioni più antiche sono stati completamente obliterati dall'ultimo passaggio del ghiacciaio. Depositati glaciali più antichi sono probabilmente conservati sul fondovalle dell'Adda, sepolti da depositi glaciali, fluvioglaciali, lacustri e alluvionali più recenti, risultando pertanto osservabili solo in sondaggio (BIELLA *et alii*, 2001; BINI *et alii*, 2001a, 2001b);

3 - processi fluviali, sia di trasporto che di deposizione, che operano sul fondovalle dell'Adda e, in misura molto minore, lungo gli affluenti laterali principali;

4 - processi gravitativi di dinamica dei versanti che determinano sia il rimaneggiamento di depositi glaciali che la formazione di detriti di versante attuali a spese del substrato affiorante, e che si esplicano con la messa in posto di coltri di detriti di versante e con processi di franamento e di colamento di vario tipo (FRANCANI, 1969; POZZI & SFONDRINI, 1972; PERETTI, 1982);

5 - processi di deformazione gravitativa profonda che hanno interessato entrambi i versanti della Valle dell'Adda già precedentemente alle glaciazioni plio-quadernarie, e si mantengono tuttora in attività, contribuendo alla dinamica dei versanti, a cui conferiscono una marcata instabilità a grande e piccola scala (FORCELLA, 1983; 1984; FORCELLA & OROMBELLI,

1984; BINI *et alii*, 1994).

L'area può essere suddivisa, dal punto di vista morfologico e fisiografico, in settori omogenei, che differiscono sia per le forme del territorio che per i processi geologici e geomorfologici, passati o in atto. Si individuano così:

- 1 - il fondovalle dell'Adda;
- 2 - i versanti direttamente prospicienti la Valle dell'Adda;
- 3 - le valli laterali principali, affluenti della Valle dell'Adda e le valli montane minori, affluenti delle valli laterali principali;
- 4 - le aree sommitali di cresta.

2.1.1. - *Il fondovalle del fiume Adda*

Nel tratto compreso nel foglio, la Valle dell'Adda si presenta incisa nel substrato, con versanti in roccia ad elevata inclinazione sia sul versante orobico sia sul versante retico.

E' di origine pre-glaciale e mostra il fondo completamente occupato da sedimenti alluvionali attuali, a topografia pianeggiante.

Nell'ambito di un progetto di collaborazione tra la Regione Lombardia e il CNR, tra il Novembre 2000 e l'Aprile 2001 sono stati realizzati un profilo sismico a riflessione e un sondaggio a carotaggio continuo nella zona Toglio-Valgella (foglio 57 Malonno), allo scopo di individuare la morfologia sepolta della Valle dell'Adda e la natura dei depositi di riempimento (BIELLA *et alii*, 2001; BINI *et alii*, 2001a, BINI *et alii*, 2001b).

Il profilo sismico a riflessione ha messo in evidenza la presenza della *bedrock* ad una profondità di 550 m sotto al piano campagna, vale a dire circa 180 m al di sotto dell'attuale livello del mare.

Questo permette di escludere un'origine glaciale della valle, la cui genesi, come risultato di erosione fluviale all'interno di un profondo *canyon*, è in relazione con lo sviluppo di una rete idrografica complessa pre-messiniana in tutta l'area alpina e sudalpina delle Alpi Centrali e Prealpi Lombarde (FINCHK, 1978; BINI *et alii*, 1978; FINCHK *et alii*, 1984; CORSELLI *et alii*, 1985; CITA *et alii*, 1990; CITA & CORSELLI, 1993; BINI, 1994; BINI, 1997; BINI *et alii*, 1998). I dati ben si accordano con quanto rilevato in altri profili sismici in aree limitrofe delle Alpi Centrali, ad esempio il profilo sismico del Piano di Magadino, Canton Ticino (FELBER *et alii*, 1991; FELBER, 1993; FELBER *et alii*, 1994; FELBER & BINI, 1997).

In sondaggio sono stati individuati, tra -192 e - 209 m dal piano campagna, depositi lacustri che vengono messi in relazione con un importante riflettore suborizzontale ben individuabile sul profilo sismico e che testimoniano un episodio di sbarramento del corso dell'Adda (non è

possibile dire se ad opera di frane, di deformazioni gravitative profonde o di apparati glaciali laterali). I depositi lacustri sono ricoperti da *till* fino ad una profondità di 40 m al di sotto del piano campagna, profondità alla quale ha inizio la sequenza di depositi fluviali. E' probabile che tra i depositi glaciali e i depositi fluviali recenti e attuali siano presenti depositi fluvioglaciali lasciati dal Ghiacciaio dell'Adda durante le fasi di ritiro, ma la distinzione tra questi e i depositi fluviali attuali è praticamente impossibile, poiché le aree di alimentazione sono le stesse, e i depositi fluviali rimaneggiano depositi glaciali più antichi.

Superfici di movimento e legate a deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV), chiaramente visibili sul profilo sismico, interessano sia il substrato roccioso, sia i depositi che riempiono la valle.

Per quanto riguarda il substrato, un riflettore leggermente convesso viene interpretato come una superficie di scivolamento legata ad una grande DGPV del versante retico. Numerosi orizzonti riflettori, ben individuabili all'interno dei depositi di riempimento, interpretati come superfici di scivolamento, individuano cunei di sedimenti interessati da deformazioni e piegamenti, causati dalle concomitanti DGPV in roccia su entrambi i versanti: ciò è particolarmente visibile in corrispondenza di un importante riflettore suborizzontale, messo in relazione con depositi lacustri sottostanti a depositi glaciali.

Le deformazioni interessano poi, a diverse profondità, depositi interpretati come depositi glaciali. Le geometrie dei corpi deformati (con deformazioni che appaiono più intense nella parte basale della sequenza sedimentaria) suggeriscono che le DGPV siano state attive non soltanto durante l'ultima fase di ritiro o posteriormente ad essa, ma anche in epoca precedente. Poiché le deformazioni sembrano continuare anche in epoca assai recente, e forse anche attualmente, appare trascurabile l'effetto di contrasto alle DGPV esercitato dai sedimenti che colmano la valle.

I processi fluviali, sia di deposizione che di erosione, risultano essere i processi attualmente dominanti in questo settore, con il fiume che presenta un corso a meandri liberi di divagare sulle alluvioni mobili che colmano il fondovalle.

Nel complesso sembrano prevalere processi deposizionali: è presente un solo terrazzo d'erosione fluviale, relativamente continuo, soprattutto lungo la sponda destra, d'altezza limitata (1 - 3 m), che delimita l'alveo di piena attuale. Sopra di questo, il fondovalle ha caratteri di piana d'esondazione, con prevalente deposizione di materiale fine, terminata con la realizzazione delle attuali opere di regimazione.

Dalle valli laterali, in particolare dalla Val di Rhon, dalla Val Fontana,

dalla Val Malenco, dalle valli dei Torrenti Vendolo, Caldenno, Finale e Maroggia da Nord, dalle Valle Armisa, Valle del Torrente Serio, Val Venina, Valle del Torrente Torchione, Valle del Torrente Livrio, Valcervia, Valmadre e Valle del Torrente Presio da Sud, ricevono alimentazione conoidi che, per la morfologia e la natura dei depositi, mostrano caratteri di depositi gravitativi (conoidi prevalentemente costituiti dalla sovrapposizione di più corpi di frana) o da trasporto in massa (*debris-flow*) invece 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, come i conoidi su cui sorgono gli abitati di Sondrio e di Albosaggia; altri appaiono ormai tagliati dal corso del fiume, come il conoide della Val di Rhon, costituito da due corpi di frana sovrapposti che hanno causato lo sbarramento della valle e la formazione di un lago.

Al raccordo tra versanti e fondovalle sono spesso presenti modesti depositi di materiale colluviato dai versanti, piccole frane di crollo del substrato roccioso, frane di colamento e conoidi da *debris-flow* che interessano i depositi glaciali: questi depositi coprono in parte le alluvioni attuali (e probabilmente in profondità vi si interdigitano), anche se sovente sono mascherati dall'intenso rimaneggiamento antropico, in particolare lungo il versante retico.

2.1.2. - I versanti della Valle dell'Adda

Entrambi i versanti prospicienti il fondovalle dell'Adda mostrano caratteristiche simili, con alcune particolarità dovute alle differenze litologiche e strutturali, che rendono alcuni processi geomorfologici localmente più evidenti.

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 del ghiacciaio vallivo dell'Adda e dei suoi confluenti laterali. Sono evidenti, in particolare:

- processi d'esarazione glaciale, con forme d'erosione e modellamento del substrato in dossi montonati, allungati parallelamente alla valle, particolarmente evidenti ed estesi sul versante retico. Forme d'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, in particolare dall'orientazione della foliazione prevalente, a direzione circa E-W. La morfologia a ripiani e gradini, a scala da metrica a chilometrica, è legata primariamente a motivi strutturali a grande scala, su cui l'azione del ghiacciaio si è limitata a produrre forme d'esarazione: in particolare, sia sul versante retico che sul versante orobico, già in epoca pre-

glaciale processi di deformazione gravitativa profonda dei versanti hanno originato una serie di terrazzi (interpretati in passato come terrazzi di origine glaciale o fluviale), caratterizzati da dossi e contropendenze e delimitati da profonde trincee da rilascio, poi modellati dall'esarazione glaciale (BINI *et alii*, 2001b);

- processi di deposizione di sedimenti glaciali, sotto forma di *till* di alloggiamento, *till* di fondo e *till* di ablazione. 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, mentre depositi di ablazione sono particolarmente evidenti e ben conservati in corrispondenza dei dossi. Gli spessori del materiale di deposizione glaciale (sicuramente ampiamente sovrastimati in passato) sono in realtà piuttosto esigui (in genere non superiori ai 2-3 m, ma in media inferiori al metro); 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, dove spesso si individuano sequenze di depositi di contatto glaciale, o dove i depositi glaciali sono interessati da successivi fenomeni franosi. Tracce del passaggio del Ghiacciaio dell'Adda (depositi glaciali e/o superfici di esarazione) sono riconoscibili fino a quote intorno ai 2000 - 2100 m, e testimoniano le quote massime raggiunte dal ghiacciaio nella sua fase di massima espansione (*Last Glacial Maximum*, o LGM): a quote superiori hanno prevalso e prevalgono tuttora processi di produzione e messa in posto di detrito di versante in ambiente periglaciale;

- tra i processi geomorfologici, attualmente o recentemente in atto, risultano prevalenti i processi gravitativi, con 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 quest'area sempre intensamente fratturato), frane per colata e scivolamento che interessano i depositi quaternari insieme a colate di *debris-* o *mud-flow* e processi di colluvionamento. I processi gravitativi sono spesso variamente sovrapposti, e interagenti tra loro, tanto da non poter essere facilmente identificati e cartografati singolarmente.

Sono probabilmente tuttora attivi, o lo sono stati in un passato assai recente, sicuramente anche in epoca post-glaciale, fenomeni di deformazione gravitativa profonda dei versanti (DGPV) (BINI *et alii*, 2001a,b; FORCELLA, 1983; 1984), testimoniati dalla riattivazione post-glaciale di fratture e trincee di distensione, 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 in quest'area. Le cause dell'intensità di tali fenomeni sono sia di natura litologica che, soprattutto, tettonico strutturale: non si dimentichi che le strutture del Lineamento Insubrico costeggiano la Valle dell'Adda lungo tutto il versante retico.

Oltre a movimenti franosi direttamente legati all'emergenza di detto lineamento, si osservano numerose superfici di scivolamento all'interno del substrato roccioso, con scivolamenti rotazionali a corpo rigido di vaste porzioni del versante che lasciano pressoché indisturbate le giaciture delle strutture del substrato, permettendo talvolta la conservazione della copertura quaternaria, essenzialmente costituita da *till* d'alloggiamento e di ablazione che conservano spesso il proprio profilo di alterazione. Questo tipo di deformazione gravitativa profonda condiziona pesantemente lo sviluppo del reticolo idrografico superficiale: i corsi d'acqua presentano un tipico andamento arcuato, essendo impostati lungo le linee di debolezza legate all'intersezione della superficie topografica con le superfici di movimento, tipicamente concave. Questo produce nicchie di distacco e di scivolamento semicirculari, ben individuabili anche a grande scala, in cui 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.

Le DGPV hanno determinato inoltre l'insorgere di fenomeni particolari, come serie di *pseudodoline* che hanno interessato depositi di copertura quaternari, lungo le principali linee di deformazione e di distacco.

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 un generico deposito di versante. A testimonianza della complessità delle deformazioni restano, qua e là, lembi

di depositi glaciali la cui giacitura ed i rapporti stratigrafici rimangono apparentemente indisturbati.

Oltre al condizionamento legato alle DGPV, processi di franamento per colata e *debris-flow* nella copertura hanno sicuramente subito un forte incremento a causa del disboscamento antropico che, a partire dall'epoca romana, ha privato buona parte dei versanti della copertura boschiva che li proteggeva dai fenomeni di dissesto più superficiali.

2.1.3. - *Le valli laterali e le valli minori*

Il foglio comprende numerose valli laterali provenienti dal versante orobico (Valle dell'Armisa, Valle dell'Armisola, Valle del Torrente Serio, Val Venina, Valle del Torrente Torchione, Valle del Torrente Livrio, Valcervia, Valmadre e Valle del Torrente Presio) e dal versante retico (Val Fontana, Val di Rhon, Val Rogna, valle del Torrente Davaglione, Val Malenco, Valle del Torrente Vendolo, Valle di Postalesio, Valle del Torrente Finale, Valle del Torrente Maroggia).

Tra le valli orobiche, la Valle del Torchione e la Valle del Torrente Presio sono dovute a grandi frane, probabilmente composite, con le parti alte delle valli che costituiscono le nicchie di distacco; tali frane hanno provocato e provocano la formazione di importanti accumuli di detriti sul fondovalle dell'Adda (per esempio, presso Albosaggia o presso l'abitato di Colorina).

Molte valli laterali principali (Valle dell'Armisa, Valle dell'Armisola, Valmadre, Valcervia e la Valle del Torrente Livrio) presentano alcune caratteristiche comuni.

In particolare:

- si presentano molto lunghe, con andamento pressoché rettilineo a direzione N-S e profondamente incise;
- sono più ampie ed aperte nelle parti sommitali;
- nella parte centrale presentano piccole piane fluviali, per lo più create da sbarramenti per frana.

Nelle porzioni centrali di tali valli sono presenti tratti pianeggianti dove spesso si ritrovano depositi glaciali, talvolta caratterizzati da archi morenici e morene mediane, che testimoniano le pulsazioni dei ghiacciai laterali al ritirarsi del Ghiacciaio dell'Adda al termine dello LGM. In queste porzioni si osservano i relativi depositi glaciali in ricoprimento sui depositi del Ghiacciaio dell'Adda. Ciò avviene spesso in corrispondenza di grandi ripiani strutturali, in particolare in Valle dell'Armisa, Valle dell'Armisola, Val di Scais e Valle del Lago di Venina.

La Valle dell'Armisa, la Valle dell'Armisola e la Val Venina nelle parti

alte si suddividono in ulteriori valli laterali. Per esempio, la Val Venina si suddivide nelle valli di Scais (BRAJ, 1994; FREULI, 1994), di Ambria e del Lago di Venina.

In tutte le valli laterali, le parti terminali, a quote comprese tra i 1110 e i 700 m s.l.m., si chiudono bruscamente, originando forre profondamente incise nel substrato roccioso, con forme di erosione (marmitte) che appaiono non proporzionate alle portate, relativamente esigue, che caratterizzano attualmente i torrenti.

Queste caratteristiche si ripetono, a scala differente, anche per le piccole valli laterali tributarie delle valli principali.

Le valli laterali provenienti dal versante retico, a parte la Val Malenco che per le sue dimensioni merita una trattazione a parte, presentano anch'esse alcune caratteristiche comuni: sono tutte impostate in corrispondenza di estese aree in forte dissesto. Queste rappresentano la zona di sorgente e di distacco di imponenti corpi franosi, che costruiscono i numerosi e grandi conoidi allo sbocco nella Valle dell'Adda. Molti di tali conoidi misti, ben riconoscibili per la marcata inclinazione e per lo spingersi dei depositi profondamente all'interno delle valli, risultano parzialmente annegati nei sedimenti alluvionali del fondovalle dell'Adda. Tutti i corsi d'acqua che ne fuoriescono sono radicalmente modificati da interventi antropici di regimazione idraulica. Tutte le valli laterali sono fortemente incassate, con i torrenti che scorrono spesso in profonde forre, specie nella parte terminale, ma su questo versante risulta meno evidente e sistematica la brusca variazione di pendenza riscontrabile sul versante orobico.

Nel tratto compreso nel foglio il Torrente Mallero, che defluisce dalla Val Malenco, si presenta molto incassato a formare una profonda forra, denominata Cassandre del Mallero, che taglia il terrazzo roccioso su cui sorge Triangia. A causa del restringimento della sezione in corrispondenza della forra, il conoide che si sviluppa alla confluenza con il Fiume Adda, pur essendo a carattere misto, ha un'importante componente alluvionale. Anche questo torrente ha subito una lunga serie di interventi idraulici, specie a seguito della disastrosa alluvione del 1987. Lungo tutto il corso del Mallero i fianchi vallivi sono fortemente in dissesto, interessati da processi di versante molto intensi e a diverse scale, che spesso evolvono in episodi di franamento. In particolare, poco a Nord del limite del foglio incombe la grande frana di Spriana, costantemente monitorata per il grave pericolo che una sua eventuale discesa in alveo potrebbe rappresentare. La ristrettezza della sezione della valle e il grande volume di materiale potrebbero infatti provocare uno sbarramento al deflusso delle acque del Mallero.

All'interno della Val Malenco, anche i grandi conoidi fortemente incisi

di Arquino e del Torrente Antognasco testimoniano l'importanza dei processi gravitativi nella costruzione di conoidi.

Le forme a grande scala del territorio suggeriscono l'azione di diffusi e intensi fenomeni di deformazione gravitativa profonda dei versanti, 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 creste, ribassamenti di porzioni dei versanti, sviluppo di gradini e terrazzi strutturali con contropendenze e trincee di distensione, apertura di grandi sistemi di fratture beanti su versanti subverticali e innesco di fenomeni franosi secondari, in particolare nella copertura quaternaria. Anche in questo caso, come lungo i versanti della Valle dell'Adda, questo tipo di deformazione gravitativa profonda condiziona lo sviluppo del reticolo idrografico superficiale, che presenta un tipico andamento arcuato concentrico.

I processi geomorfologici che in passato hanno maggiormente contribuito alla caratterizzazione delle valli laterali sono stati, a parte le già accennate DGPV, processi di deposizione in ambiente glaciale e periglaciale connessi alla presenza di importanti apparati glaciali attestati nelle valli, dapprima confluenti nel Ghiacciaio dell'Adda, poi, al termine dello LGM, individuati come lingue vallive di apparati glaciali a bacini composti (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, 1958; OROMBELLI & PELFINI, 1985; BELLONI *et alii*, 1990; PELFINI & SMIRAGLIA, 1992; CATASTA & GALLUCCIO, 1992).

Nella fase del loro massimo sviluppo volumetrico nel corso dello LGM i ghiacciai laterali raggiungevano quote intorno ai 2200-2300 m s.l.m., leggermente superiori, quindi, al Ghiacciaio dell'Adda, mentre vi sono evidenze che nelle aree di testata i ghiacciai raggiungevano la maggior parte dei passi orobici, con probabile contatto, ma non trasfuenza, con i ghiacciai del versante orobico meridionale.

Sicuramente dovevano essere attivi fenomeni franosi di cui talvolta è possibile ritrovare evidenze come corpi di frana caduti direttamente sul ghiacciaio e trasportati lontano dalla zona di alimentazione, con sviluppo di morfologie a dossi e depressioni.

Estesi e diffusi campi ad *hummocky moraine* testimoniano la formazione di lembi di ghiaccio morto coperto da detriti, in corrispondenza di ostacoli o gradini rocciosi, dove i ghiacciai in ritiro, ormai con spessori inferiori a 100-200 m, dovevano frammentarsi, formando, tra l'altro, importanti campi di seracchi.

Un esempio particolarmente bello è osservabile allo sbocco della Valle dell'Armisola.

Attualmente i processi più evidenti sono:

- processi gravitativi, con produzione di detriti di versante alle quote più elevate e fenomeni di franamento, sia nel substrato roccioso che nella copertura quaternaria. Tali processi, insieme a fenomeni di *debris-flow*, contribuiscono ampiamente ad obliterare le morfologie glaciali più antiche;
- processi glaciali e fluvioglaciali in corrispondenza di piccoli ghiacciai, attualmente estremamente ridotti sia come estensione che come volume. Di essi è possibile ricostruire le principali fasi di avanzata e di ritiro in epoca storica;
- processi torrentizi, per lo più limitati ad erosione e dilavamento della copertura, talvolta originano piccole piane fluviali, probabilmente impostate su precedenti piane fluvioglaciali;
- formazione di piccoli bacini lacustri (come, per esempio, l'ex Lago di Zappelle) e piccole torbiere d'alta quota, confinati in depressioni del substrato modellato a dossi montonati (per esempio, in località Baita Cigola in Val d'Ambria), o delimitati da successivi cordoni morenici (come, per esempio, il Lago delle Zocche e il Lago della Casera in Valle della Casera);
- deformazioni gravitative profonde di versante: contropendenze e trincee di distensione di recente formazione, che dislocano o rimaneggiano depositi glaciali più antichi, e testimoniano una probabile attività post-glaciale, se non attuale, almeno in tempi recenti, delle DGPV.

2.1.4. - Le aree sommitali 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.

Le aree di cresta sono interessate dalla presenza, attuale o storicamente documentata, di piccoli ghiacciai, per esempio i Ghiacciai del Druet, del Vagh, delle Fascere, del Marovin, del Lupo, del Pizzo del Diavolo di Tenda (Nordovest), Podavista, Aga e Pizzo Omo (Ovest e Nordovest) (COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, 1958; CATASTA & GALLUCCIO, 1992).

In corrispondenza di quasi tutti i passi orobici vi sono evidenze di esarazione glaciale (fino a quote di circa 2500-2600 m s.l.m.). Ciò implica che, nelle fasi di massima espansione, i ghiacciai laterali nelle zone di alimentazione occupavano estesamente il territorio fino a quote molto elevate, con contatti, anche se non trasfluenze, con i ghiacciai tributari del Bacino del Serio. Solo le cime più elevate dovevano emergere come *nunatak*, elevandosi di poche centinaia di metri al di sopra della superficie dei ghiacciai. Questi, pur trovandosi tra loro a contatto nelle zone più alte

dei bacini di alimentazione, conservarono una propria identità, con direzioni di deflusso ben individuate e proprie di ciascun apparato glaciale. I ghiacciai poi si attestarono a quote di 2200-2300 m sulle dorsali che separano le valli laterali, mentre il Ghiacciaio dell'Adda sembra non aver mai superato quote di 2000-2100 m lungo i versanti della Valtellina.

Le aree che non sono mai state interessate da glacialismo sono caratterizzate da morfologie aspre e dirupate ed estesi campi di detriti, con evidente modellamento crioclastico.

Evoluzione del territorio

Sulla base delle forme e dei depositi quaternari, l'evoluzione del territorio può essere ricostruita a partire dalla fase del *Last Glacial Maximum* (LGM), non essendosi conservati depositi più antichi di questa avanzata (Pleistocene superiore): nell'area in esame le quote massime raggiunte dai ghiacciai durante lo LGM coincidono con le quote del *Maximum Extension Glacier* (MEG).

Sui versanti della Valle dell'Adda si riconoscono:

- la fase di massima espansione volumetrica (presumibilmente coincidente con la fase di massima avanzata LGM) del Ghiacciaio dell'Adda, la cui massima quota si attesta intorno ai 2000-2100 m s.l.m., permettendo di individuare i punti di confluenza con i principali ghiacciai provenienti dalle valli laterali. In questi punti si osserva come nei depositi glaciali del Ghiacciaio dell'Adda divengano improvvisamente prevalenti, per un breve tratto, litologie caratteristiche dei bacini di alimentazione dei ghiacciai laterali. Tali depositi interessano soltanto i versanti da cui provengono i singoli apparati laterali, che non si spingono mai, evidentemente, a toccare il versante opposto. Come avviene attualmente per i ghiacciai dell'Alaska e della Patagonia, ciò indica che i ghiacciai affluenti probabilmente trovavano difficoltà ad inserirsi nel flusso del ghiacciaio principale che aveva, qui, spessori superiori ai 2000 m. Essi rimanevano, pertanto, confinati in prossimità delle zone di confluenza da dove venivano spinti e trascinati lungo il versante della valle. I depositi a litologia locale rappresentano, quindi, depositi glaciali laterali di un fianco dei ghiacciai affluenti, mentre il materiale laterale dell'altro fianco andava a costituire una delle tante morene mediane del Ghiacciaio dell'Adda.

Quest'ultimo doveva, quindi, essere costituito da una serie di lingue a differente alimentazione, che scorrevano parallelamente tra loro, conservando proprie caratteristiche di velocità di flusso, senza mescolamento del materiale trasportato, almeno per quanto riguarda il materiale endo- e sopra-glaciale.

- fasi successive di avanzata e ritiro al termine dello LGM, alla fine del Pleistocene superiore, testimoniate da successioni di cordoni morenici laterali a quote progressivamente decrescenti.

Nelle valli laterali, si riconoscono fasi locali di avanzata e ritiro posteriori allo LGM, quando, venendo a mancare il sostegno del Ghiacciaio dell'Adda, gli apparati laterali avanzano, ricoprendo i depositi del Ghiacciaio dell'Adda: 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 fondovalle dell'Adda.

In modo analogo si comportano i ghiacciai delle valli minori al ritirarsi delle lingue glaciali dalle valli laterali principali.

Si riconoscono contemporanei processi gravitativi, con grandi corpi di frana caduti sui ghiacciai.

Caratterizzano le ultime fasi di ritiro lembi di ghiaccio morto rimasti isolati a dare, attualmente, campi ad *hummocky moraine* e piccoli *rock glacier* (GUGLIELMIN & SMIRAGLIA, 1997).

Sono già attivi importanti fenomeni di deformazione gravitativa profonda, con grandi *sackungen*, testimoniati da gradini e ripiani strutturali con contropendenze e trincee da rilascio: poiché molte di queste ultime sono interessate da forme di erosione glaciale, se ne deduce che le DGPV devono essere, almeno in parte, pre-glaciali.

L'evoluzione post-glaciale vede il prevalere di processi gravitativi, con produzione di detriti da versante, depositi di colluvio e diffusi fenomeni franosi, sia per crollo e scivolamento rotazionale nel substrato, sia per *debris-flow* nella copertura quaternaria.

Allo sbocco delle valli sul fondovalle dell'Adda, ciò ha determinato la messa in posto di imponenti ed estesi corpi di frana e la formazione di conoidi misti che in parte sono coperti, e in parte ricoprono le alluvioni attuali dell'Adda, dove i processi fluviali sono naturalmente dominanti. Sono inoltre attivi in epoca recente, sicuramente post-glaciale, fenomeni di DGPV.

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

2.2 - BACINO DEL FIUME BREMBO

(a cura di S. Rossi)

Nel foglio Sondrio sono comprese le parti più settentrionali dei tre sottobacini del Fiume Brembo: Brembo di Mezzoldo nel settore occidentale, Brembo di Valleve in quello centrale e Brembo di Carona in quello

orientale. La confluenza di questi rami origina il Fiume Brembo più a Sud, a Piazza Brembana, entro il foglio Lecco.

I tratti morfologici salienti del Bacino del Brembo sono determinati principalmente da (ROSSI & RIGAMONTI, 2000):

1 – processi di erosione fluviale che hanno portato alla formazione e all'approfondimento della valle del Fiume Brembo e dei suoi affluenti, di origine pre-quadernaria;

2 – processi glacialigenici, connessi a ripetute glaciazioni, che hanno determinato per tutto il Quaternario diversi episodi di avanzata e ritiro del ghiacciaio vallivo che occupava la valle del Brembo e degli apparati glaciali minori suoi affluenti. Gli eventi più antichi, di cui sono conservate poche testimonianze sedimentarie prevalentemente prive della morfologia originaria, hanno interessato la Val Brembana fino all'altezza di San Pellegrino (MEG). La più recente fase dello LGM è stata di estensione più ridotta, e le lingue glaciali che occupavano i due rami del Brembo non erano coalescenti. Le testimonianze meglio conservate interessano la valle del Brembo di Carona, dove sono ben documentate le fasi di ritiro nelle aree di anfiteatro di testata di Foppolo e San Simone;

3 – processi gravitativi di dinamica dei versanti, che determinano sia il rimaneggiamento di depositi glaciali sia la formazione di detriti di versante antichi ed attuali a spese del substrato affiorante; hanno interessato i versanti in modo discontinuo, con maggiore intensità ed evidenza in corrispondenza di versanti carbonatici.

Nel bacino del Brembo i torrenti si presentano incisi nel substrato, con versanti in roccia ad elevata inclinazione e substrato localmente affiorante in alveo. I processi fluviali, sia di deposizione sia di erosione, risultano legati a dinamiche di tipo *braided* dove la valle è più ampia, passanti a torrentizio in canale rettilineo nelle strettoie. Prevalgono i processi erosivi, a spese di depositi più antichi che vengono localmente terrazzati.

Gli apporti torrentizi minori generano conoidi di limitata estensione, mentre le confluenze tra le valli principali (es. Brembo di Valleve e Brembo di Carona) sono prevalentemente incise in roccia.

I piccoli conoidi, per la morfologia e la natura dei depositi mostrano prevalenti caratteri di depositi gravitativi (conoidi misti) o da trasporto in massa (*debris-flow*) più che alluvionale s.s..

Accumuli estesi di detrito di falda sono legati al massiccio carbonatico del Monte Pegherolo, e la tipologia di evoluzione per crollo dei versanti si manifesta nelle pareti subverticali. Gli orizzonti sommitali del Servino corrispondono generalmente a tettofacies che manifestano in superficie diffusi fenomeni di colata.

Tra i processi agenti in passato, quelli che hanno contribuito in maggior misura alla caratterizzazione morfologica dei versanti, impostati sulle unità del Permiano e sul basamento metamorfico, sono stati i processi glaciali e periglaciali, legati alla presenza del ghiacciaio vallivo del Brembo e degli apparati locali nelle fasi di ritiro. Sono evidenti, in particolare:

- processi di esarazione glaciale, con forme di erosione e modellamento del substrato in dossi montonati. Quasi sempre tuttavia le forme di esarazione non sono vere e proprie montonature, ma sono guidate da fattori litologici e strutturali;

- processi di deposizione di materiale glaciale, sotto forma di *till* di alloggiamento e di ablazione. Si osserva che il ricoprimento con depositi glaciali di un substrato modellato ha portato al colmamento, parziale o totale, delle depressioni essenzialmente con *till* di ablazione; con l'eccezione del fondovalle non sono state riscontrate evidenze di *till* di alloggiamento. Gli spessori del materiale di deposizione glaciale sono, in realtà, piuttosto esigui (in genere non superiori ai 2-3 m, talvolta 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. Alle quote più alte la sovrapposizione di depositi glaciali su dossi strutturali ha portato alla genesi di numerosi laghi e paludi;

- tra i processi geomorfologici 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 quest'area sempre intensamente fratturato), frane per colata e scivolamento che interessano i depositi quaternari insieme a processi di soliflusso, 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.

2.3 - BACINO DEL FIUME SERIO

(a cura di C.Ferliga)

Nel foglio Sondrio il fondovalle del Serio si presenta stretto e con versanti molto acclivi; i processi di modellamento prevalenti sono quindi quelli legati alla gravità. Tutto il versante nord-orientale del Monte Vigna Soliva si presenta interessato da un'estesa DGPV, evidenziata da una serie di trincee e sdoppiamenti della cresta; essa dà luogo ad estesi fenomeni di

scivolamento rotazionale di interi blocchi, nonchè a vere e proprie frane a blocchi di minore entità. Il fondovalle stesso è caratterizzato da conoidi misti allo sbocco dei canali principali, messi in posto dopo il definitivo ritiro del ghiacciaio. Solo in ristrette aree allo sbocco delle valli affluenti in destra idrografica (Grabiasca, Fiumenero) sono presenti piccole piane alluvionali e ridotti conoidi misti.

I bacini secondari della sponda destra presentano una porzione inferiore stretta e con versanti molto acclivi, per poi aprirsi nella parte alta in ampi ripiani sospesi, a quote comprese tra i 1700 (Val Grabiasca-Cardeto) e i 2000 m (Valle d'Aviasco-Cernello, anfiteatro del Coca); fa eccezione la valle di Fiume Nero che si mantiene profondamente incisa per tutto il suo decorso. I ripiani, chiusi verso monte da creste aguzze, si presentano modellati dall'azione erosiva dei ghiacciai, con frequenti dossi e rocce montonate, fra cui si estendono torbiere d'alta quota; in alcuni casi ospitano invasi artificiali, costruiti nella prima metà del secolo scorso (laghi di Aviasco, Campelli, Cernello).

IV. STRATIGRAFIA

Sono qui descritte le unità utilizzate nella legenda del foglio Sondrio. Per le rocce sedimentarie della copertura permo-triassica delle Alpi Meridionali è stato applicato il criterio formazionale. E' opportuno segnalare subito che per le rocce metamorfiche dei basamenti austroalpino e delle Alpi Meridionali si è unito al criterio litostratigrafico quello dei caratteri metamorfici principali, tenendo in minor conto i locali fenomeni di metamorfismo retrogrado o di retrocessione metamorfica. L'associazione litologica d'ogni unità comprende i litotipi i cui protoliti sedimentari e ignei erano già associati, prima dell'evento metamorfico principale (nel nostro caso quello varisico). Le unità in questione sono spesso separate tettonicamente l'una dall'altra. Si è preferito utilizzare le unità più aderenti a quelle consolidate nella letteratura precedente invece di quelle tettonometamorfiche (SPALLA & GOSSO, 1999; SPALLA *et alii*, 2005), che rischiavano, tra l'altro, di far sparire importanti distinzioni, specie nel basamento austroalpino.

1. - BASAMENTO METAMORFICO AUSTROALPINO

*(a cura di A. Boriani, M. A. Bergomi, A. Ferrario, R. Migliacci
Bellante)*

Il basamento metamorfico austroalpino comprende le seguenti unità:

- Unità degli Gneiss del Monte Canale (Austroalpino inferiore – Falda Bernina *Auct.*) costituita da paragneiss epidotici a due miche, con intercalazioni di marmi e un enorme corpo di ortogneiss. Paragneiss e ortogneiss sono trasformati a luoghi in migmatiti gneissiche;
- Unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa (Austroalpino superiore - Falda Languard-Campo *Auct.*) costituita da paragneiss minuti muscovitici o a due miche, passanti talora a micascisti a granato e staurolite (micascisti di Cima Rovaia?), con lenti di ortogneiss occhiadini a due miche;
- Unità degli Gneiss del Monte Tonale (Austroalpino superiore - Serie del Tonale *Auct.*) costituita da micascisti e paragneiss kinzigitici contenenti metapegmatiti, e intercalazioni di anfiboliti, marmi e calcefiri.

Sia l'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa, sia quella degli Gneiss del Monte Canale contengono grossi corpi di metagranodioriti carbonifere, come quelle del Monte Rolla e del Pizzo Mercantelli, e corpi di dimensioni minori di metadioriti (Metadiorite di Primaverta).

L'età dei protoliti delle unità austroalpine è in parte valutabile attraverso le misure radiometriche e in parte dedotta dalle relazioni tra metamorfismo e plutonismo. Gli zirconi degli ortogneiss dell'Unità del Monte Canale hanno apparentemente perso la memoria della cristallizzazione dal magma e danno solo età carbonifere riferibili all'evento metamorfico principale, ma, avendo subito il metamorfismo varisco, sono sicuramente pre-carboniferi (molto probabilmente ordoviciani). Non abbiamo età radiometriche su paraderivati, ma essendo intrusi dai granitoidi e mostrando la stessa evoluzione metamorfica, sono verosimilmente pre-ordoviciani (cambriani?).

L'età radiometrica dei protoliti degli ortogneiss dell'Unità della Punta di Pietra Rossa è ordovicianiana. Non abbiamo dati sui protoliti dei paraderivati incassanti, ma sono anch'essi verosimilmente cambriani. I protoliti sedimentari delle kinzigiti dell'Unità del Monte Tonale contengono zirconi detritici le cui età più recenti sono intorno ai 430 Ma. Le kinzigiti non contengono granitoidi ordoviciani. La loro più probabile età di deposizione è pertanto siluriana.

L'evoluzione metamorfica e deformazionale alpina è presente in tutte queste rocce, ma è poco pervasiva e pertanto i caratteri impressi dal metamorfismo varisco restano dominanti. Non esistono quindi, a nostro giudizio, ragioni sufficienti per giustificare un raggruppamento.

1.1 - UNITÀ DEGLI GNEISS DEL MONTE CANALE (CON METAPLUTONITI PRE-VARISCHE)

Quest'unità, che affiora al margine settentrionale del foglio Sondrio, è costituita in prevalenza da rocce con metamorfismo in facies degli scisti

verdi di età pre-alpina (verosimilmente varisica). Essa consiste in prevalenza di ortogneiss di composizione da granodioritica a granitica e a tendenza da metalluminosa a debolmente peralluminosa. I protoliti sono presumibilmente rocce plutoniche di età ordoviciana. Le rocce incassanti di questi ortogneiss, che affiorano in aree limitate nel foglio Sondrio, sono paraderivati per lo più ricchi in carbonati fino a veri e propri marmi.

Quest'unità è separata dall'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa da una continua fascia milonitica.

Secondo la rappresentazione che ne dà il foglio Pizzo Bernina-Sondrio della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000, l'unità degli Gneiss del Monte Canale va rastremandosi verso Ovest fino a scomparire alla longitudine di Buglio in Monte. In questo rilevamento l'unità è invece estesa verso Ovest fino a comprendere gli "gneiss a fiamme di biotite" (VENZO *et alii*, 1970) affioranti fino alla Val Masino e oltre.

Il rilevamento e lo studio petrografico hanno infatti permesso di comprendere come il contatto milonitico con le unità dell'Austroalpino superiore sia stato coinvolto nello stesso evento plicativo tardo-alpino che ha interessato quelle unità, con pieghe a piano assiale subverticale diretto a ENE e assi poco inclinati verso ENE nella parte orientale, ma con inclinazione fino a 70° ENE nella parte più occidentale. Ciò porterebbe ad affiorare in un anticlinorio tutte e tre le unità austroalpine nella zona a Nord di Ardenno.

Un'altra peculiarità di quest'unità è di contenere corpi lenticolari di rocce intrusive tardo-varisiche quali la Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli e la Metadiorite di Primaverta del tutto analoghe a quelli dell'adiacente unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa, e cioè la Metagranodiorite del Monte Rolla. In prossimità dei contatti con la Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli e delle metadioriti, gli gneiss del Monte Canale appaiono più o meno intensamente migmatitici.

1.1.1. - *Paragneiss epidotici a due miche (PBF)*

Rocce in genere molto calciche, ricche in epidoto ad $Ab+Qtz+Ms\pm Bt\pm Cal\pm Grt$ passanti a gneiss cloritico-epidotici di colore verde, a quarziti massicce grigie o grigio-verdi. Localmente sono presenti facies micascistose, che si rinvengono interdigitate all'ortogneiss del Monte Canale. Spesso queste rocce sono milonitiche.

Affiorano estesamente a Nord di Castione Andevenno (tra Prati e Prà Isio e tra Gaggio e Alpe Calchera).

In affioramento presentano colore verde-bruno o grigio a grana fine e tessitura foliata. La foliazione, che corrisponde alla S_2 osservabile negli

ortogneiss, appare localmente crenulata da un evento deformativo successivo. Si osservano talora pieghe intrafoliali che testimoniano la presenza di una foliazione S_1 .

1.1.1.1. - Marmi e Calcescisti (**PBF_a**)

Rocce da bianche a grigie a grana medio-fine e saccaroide con quarzo e mica chiara e clorite, spesso ricche in solfuri (in particolare pirite), associate a calcescisti e dolomie cariate. Essi derivano dal metamorfismo di calcari dolomitici e dolomie. Gli affioramenti più significativi li ritroviamo lungo la mulattiera che congiunge Prà Isio con Alpe Caldenno, lungo il sentiero che congiunge Prà Isio con Prà Maslin; ed ancora in corrispondenza di Poggio del Cavallo, Bocchetta Valdona e Cagnoletti. Questi marmi mostrano delle mesopieghe isoclinali piuttosto serrate. Presso Cagnoletti e in prossimità del Monte Rolla ai marmi sono associati scarsi calcescisti ricchi di quarzo, mica bianca, clorite ed epidoto, di colore più scuro.

1.1.2. - *Ortogneiss epidotici* (**OBF**)

Gli ortogneiss epidotici (Fig. 2) hanno composizione da granitica a granodioritica a $Qtz+Kfs+Ab+Ep+WM\pm Chl\pm Hbl\pm Act$ con tessitura da poco foliata fino a milonitica. Localmente appaiono molto laminati, spesso micropiegheggiati, di colore grigio-verde dato dalla presenza di epidoto e clorite.

La facies di composizione granitica, completamente priva di biotite ed anfibolo, è caratterizzata da K-feldspato rosato e presenta struttura gneissica occhiadina. Generalmente questi ortogneiss leucocrati sono caratterizzati da una grana più grossolana.

Gli affioramenti si sviluppano in modo esteso, per una ventina di chilometri, raggiungendo la massima potenza in Val Malenco e in Valle di Postalesio; qui la facies granodioritica con relitti di orneblenda ha una potenza di circa una decina di metri. La facies occhiadina è poco diffusa, mentre è più comune la facies molto foliata e micropiegheggiata.

Questi ortogneiss sono caratterizzati da un ampio *range* di SiO_2 tra 66 e 76% (Tab. 1a), che si correla positivamente con K_2O e Rb e negativamente con Al_2O_3 , Fe_2O_3 tot, MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 , Sr, Zr e V. I valori di Na_2O e Ba sembrano invece dispersi. E' da notare che nonostante l'abbondanza di epidoto, queste rocce non presentano contenuti di CaO particolarmente elevati (0,04-4,2%). Tali rocce mostrano un tipico *trend* di rocce calcicline, caratterizzate da arricchimenti in Rb ed impoverimenti in Sr all'aumentare del rapporto Rb/Sr.

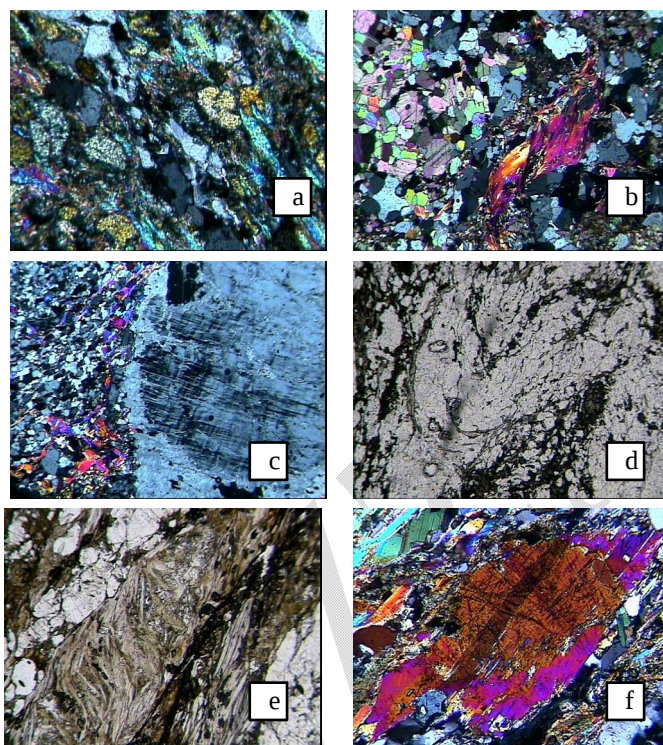


Fig. 2 - Unità degli Gneiss del Monte Canale - Microfotografie di sezioni sottili: a) Paragneiss ricco di epidoto, con Ab, Qtz, Bt, Cal. Pol+, 10X. A Nord di Prà Isio, lungo la mulattiera (q. 1720 m s.l.m.) verso Alpe Caldenno; b) Calcescisto. Pol+, 10X - Cal, Chl, Qtz, Ab e mica chiara verdina. A Nord di Prà Isio, lungo la mulattiera (q. 1685 m s.l.m.) verso Alpe Caldenno; c) Ortogneiss. Pol+, 15X - Ortogneiss derivato da una facies porfirica del protolite granitico - porfiroclasto di microclino con bordo di plagioclasio mirmechitico. A Nord di Prà Isio, lungo mulattiera (q. 1710 m s.l.m.) verso Alpe Caldenno; d) Milonite di ortogneiss con pieghe. Solo pol. 10X - Località Prati, lungo il sentiero in destra idrografica del Torrente Caldenno (q. 1380 m s.l.m.); e) Paragneiss incassante dell'ortogneiss. Solo pol. 10X - Struttura SC nelle bande a clorite che si trasforma in biotite, a Nord di Prà Isio lungo la mulattiera (q. 1730 m s.l.m.) verso Alpe Caldenno; f) Ortogneiss. Pol+, 15X - Anfibolo zonato. Il nucleo (reliitto magmatico) è composto di orneblenda, il bordo è attinolitico. Sopra Prà Curati, strada Torre Santa Maria - La Foppaccia (q. 1300 m s.l.m.).

Le relazioni tra Rb-Ba-Sr suggeriscono un frazionamento dominato dai feldspati. Essi mostrano un *pattern* delle REE, caratterizzato da arricchimenti in LREE (60-100X), da un andamento piatto delle HREE (7-

12X) e da un'anomalia negativa di Eu ($Eu/Eu^*=0,14-0,78$) (Fig. 3). E' stato inoltre osservato che l'anomalia negativa di Eu tende ad approfondirsi all'aumentare del rapporto Rb/Sr, confermando un frazionamento dominato dal plagioclasio, oltre che da K-feldspato. Nei diagrammi multielemento normalizzati alla crosta continentale media, essi presentano arricchimenti in Rb, Th, U, e K ed impoverimenti in Sr, Ti, P e Ba.

L'evento deformativo (AMBIVERI, 2006) più antico riconosciuto (D_1) è rappresentato localmente o da una foliazione relitta S_1 o da cerniere sradicate nei *microlithon* della foliazione regionale S_2 .

La foliazione relitta S_1 risulta definita da mica chiara (WM_1) di composizione fengitica (Ph_1) e da biotite (Bt_1) di composizione prevalentemente ferriera ($Fe-Bt_1$).

La presenza di cerniere sradicate ha suggerito la presenza di una fase deformativa (D_2) con sviluppo di una foliazione di piano assiale S_2 , pervasiva a scala regionale e di una paragenesi di facies degli scisti verdi a $Qtz+Kfs+Ab+Ph_1\pm Ep\pm Act\pm Chl$. Porfiroclasti di orneblenda (relitti magmatici) sono parzialmente sostituiti da actinolite lungo i bordi.

1.1.2.1. - Migmatiti gneissiche (OBF_a)

Queste rocce, attribuite da VENZO *et alii* (1970) al Cristallino di Pietra Rossa (gneiss "a fiamme di biotite"), affiorano nella parte Nordovest del foglio Sondrio. Si tratta di migmatiti gneissiche, spesso milonitiche, con filoni e *stock* da gabbrodioritici a granitici foliati, in cui i melanosomi molto stirati prendono appunto l'aspetto di "fiamme". Entro questi gneiss si trovano frequenti sacche di metadiorite (Metadiorite di Primaverta) variamente deformata fino a milonitica. La metadiorite appare petrograficamente assai affine alle metagranodioriti del Monte Rolla e del Pizzo Mercantelli, dei quali rappresenta la facies più basica. Non mancano inoltre differenziati acidi, quali micrograniti e apliti.

Gli gneiss "a fiamme di biotite" con sacche di metadiorite compaiono a contatto con l'unità degli Gneiss del Monte Canale a Nordest di Buglio in Monte, proprio dove quell'unità inizia ad assottigliarsi per poi chiudersi, secondo il foglio Pizzo Bernina - Sondrio della Carta Geologica d'Italia a scala 1:100.000, a Nord di Ardenno. Si può ragionevolmente speculare che gli gneiss "a fiamme di biotite" siano per lo più correttamente attribuibili all'unità degli Gneiss del Monte Canale e che la roccia, dalla quale sono derivati per migmatizzazione e successiva milonisi, sia in buona parte riferibile agli ortogneiss epidotici.

In sezione sottile queste migmatiti, fortemente laminate fino a milonitiche, mostrano una tessitura a bande e qualche occhio di albite

glomeroblastica. I *lithon* quarzo-feldspatici hanno struttura granoblastica quasi poligonale. Questi si alternano a *film* e lenti micacee, ricche di muscovite, biotite e clinozoisite.

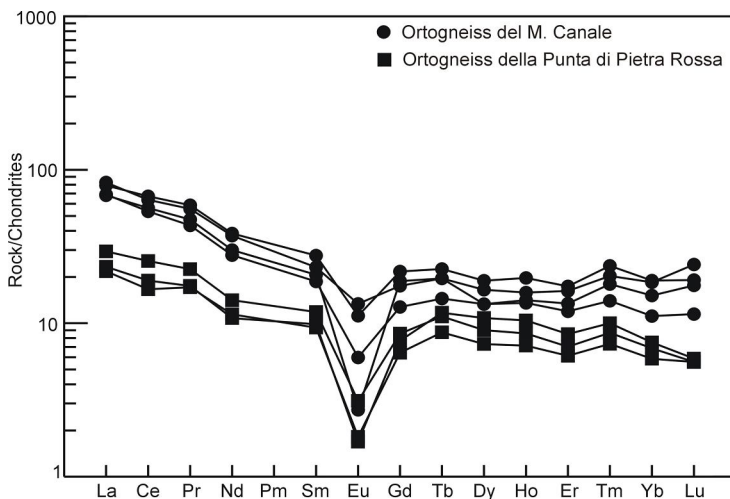


Fig. 3 - Pattern delle REE, normalizzato alla condrite CI (NAKAMURA, 1974) degli ortogneiss occhiadini a due miche dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa (Austroalpino superiore) e degli ortogneiss epidotici dell'unità degli Gneiss del Monte Canale (Austroalpino inferiore) (BERGOMI et alii, 2005).

1.2 - UNITÀ DEGLI GNEISS DELLA PUNTA DI PIETRA ROSSA (CON METAPLUTONITI ORDOVICIANE)

Si tratta di un'unità costituita per lo più da paragneiss (almeno nell'area del foglio Sondrio) con estese lenti di ortogneiss in prevalenza biotitico-muscovitici (Fig. 4).

I paragneiss, o meglio i loro protoliti, costituivano l'incassante delle rocce plutoniche granitiche poi trasformate in ortogneiss.

Il metamorfismo pre-alpino ha raggiunto la condizione della facies delle anfiboliti di bassa T. E' abbastanza diffusa una sovraimpronta retrograda in facies degli scisti verdi non chiaramente riferibile all'evento retrogrado varisico o a un metamorfismo alpino (retroceSSIONe). L'unità contiene anche un grosso corpo di metagranitoide tardo-varisico (Granito del Monte Rolla Auct.). Per quanto riguarda il contatto tettonico con l'unità precedentemente

descritta, vedasi il paragrafo precedente.

1.2.1. - *Paragneiss muscovitici o a due miche (PMM)*

Gneiss a grana minuta a prevalente muscovite, con biotite in quantità variabile, a Qtz+Pl+Ms+Bt±Grt±Chl, struttura per lo più granoblastica, tessitura da massiccia a debolmente foliata. Sono presenti livelli più ricchi in mica passanti a micascisti, talora con staurolite (probabilmente corrispondenti ai Micascisti della Cima Rovaia *Auct.*). Il plagioclasio si presenta talora con struttura granoblastica poligonale simile a quella dei “Cenerigneiss” della Serie dei Laghi (BORIANI & GIOBBI MANCINI, 2004). La biotite originale è per lo più cloritizzata, il che conferisce alla roccia un colore grigio-verdastro; dalla clorite si forma talvolta una biotite nuova generatasi in condizioni statiche. E’ talora presente una modesta quantità di anfibolo di colore verde-azzurrognolo.

La foliazione principale è S₂ in facies delle anfiboliti di bassa T; relitti di S₁ sono riconoscibili nelle varietà più micacee. A S₂ si sovrappone una foliazione milonitica sviluppatasi in condizioni variabili dalla facies delle anfiboliti a quella degli scisti verdi. La frequente retrocessione in facies degli scisti verdi è di probabile età alpina, anche se non si può escludere un ruolo importante del metamorfismo retrogrado varisico.

Queste rocce affiorano estesamente in una fascia che da sopra Berbenno si estende fin sopra a Tresivio assottigliandosi.

In prossimità della Metagranodiorite del Monte Rolla compaiono facies migmatitiche foliate. Talora, in prossimità delle lenti di ortogneiss occhiadini a due miche, contengono filoni pegmatitici foliati.

Ai margini del plutone di Triangia si hanno facies di contatto, a tessitura massiccia, scure, con evidente ricristallizzazione di biotite. Un campione raccolto al di fuori del foglio Sondrio, nell’aureola di contatto del plutone dioritico tardo-varisico del Monte Masuccio (sopra a Tirano), mostra la foliazione principale S₂ crenulata con peciloblasti di cordierite che includono le pieghe. Ciò potrebbe far pensare ad un’ulteriore fase deformativa tardo-varisica precedente l’intrusione dei plutoni carboniferi.

Facies particolarmente ricche in clorite, non chiaramente riferibili a una delle specifiche unità, affiorano presso Gatti, lungo la Linea del Tonale. Sono rocce verdastre, molto laminate, con sottili bande quarzoso-feldspatiche alternate a livelli spesso milonitici ricchi di fillosilicati, in cui prevale la clorite.

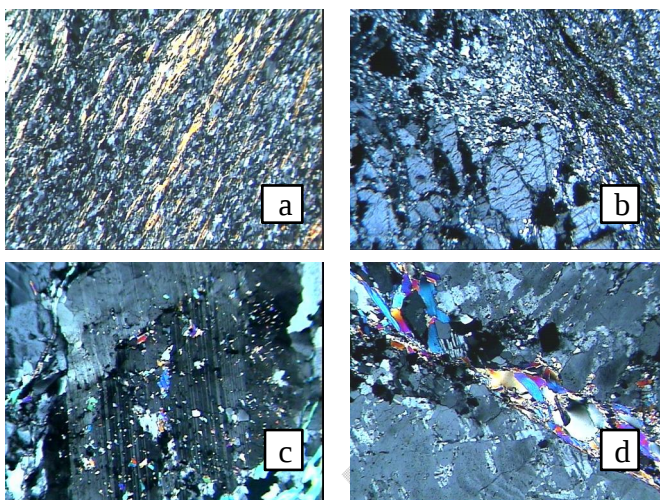


Fig. 4 - Unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa - Microfotografie di sezioni sottili: a) Milonite di gneiss minuto. Pol+, 10X - Lungo la strada per Sasso, sopra Tresivio, nel tratto tra Prasomaso e Premacher (q. 1370 m s.l.m.); b) Milonite di ortogneiss occhiadino a due miche. Pol+, 15X - Porfiroclasto feldspatico. Val Fontana. c) Ortogneiss occhiadino a due miche. Pol+, 15X - Plagioclasio con zonatura ignea conservata. Lungo la strada a Nord di Regoledo, nel tratto Sogno-Prà Balzar (q. 980 m s.l.m.); d) Ortogneiss occhiadino a due miche. Pol+, 15X - K-feldspato concresciuto con plagioclasio. Lungo la strada a Nord di Regoledo, nel tratto Sogno-Prà Balzar (q. 980 m s.l.m.).

1.2.2. - Ortogneiss occhiadini a due miche (OGP)

Costituiscono lenti di varia estensione entro i paragneiss minuti muscovitici dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa. Si tratta di rocce di composizione granitica a grana per lo più grossolana con quarzo, plagioclasio, occhi di K-feldspato grandi anche più di 5 cm, biotite e muscovite (Fig. 4) Localmente gli ortogneiss si presentano con tessitura *flaser* in cui gli occhi feldspatici sono appiattiti secondo la foliazione. Queste facies più intensamente laminate sono per lo più confinate ai contatti con i paragneiss incassanti.

In prossimità del contatto con la Metagranodiorite del Monte Rolla compaiono facies migmatitiche foliate attribuibili a metamorfismo di contatto indotto dai plutoni tardo-carboniferi sugli ortogneiss.

Gli ortogneiss occhiadini a due miche dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa mostrano una composizione prevalentemente leucogranitica

ad affinità calcalkalina e un carattere peralluminoso con ASI (*alumina saturation index*) $\approx 1,2-1,4$. Essi sono caratterizzati da elevati contenuti di SiO_2 (74-77%), Al_2O_3 (13-15%), K_2O ($\approx 5\%$), Na_2O ($\approx 3\%$), Rb (192-237 ppm) e Ba (142-322 ppm) e bassi in MgO (0,2-0,5%), CaO (0,07-0,6), TiO_2 (0,09-0,2%), Sr (14-82 ppm) e Zr (63-102 ppm) (Tab. 1a).

Questi ortogneiss mostrano un *trend* tipico di magmi molto evoluti, caratterizzato da diminuzione di Sr ed aumento di Rb. In particolare, le relazioni tra Rb, Ba e Sr indicano un dominante frazionamento di K-feldspato. Essi presentano un *pattern* degli Elementi delle Terre Rare (REE), caratterizzato da variabili arricchimenti in Terre Rare Leggere (LREE) (30-100X), da un andamento piatto delle Terre Rare Pesanti (HREE) e da una pronunciata anomalia negativa di Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,12-0,40$) (Fig. 3).

Tab. 1a – Contenuto in elementi maggiori degli ortogneiss e metagranitoidi più rappresentativi del basamento austroalpino. OBF: Ortogneiss epidotici dell'unità degli Gneiss del Monte Canale; OGP: Ortogneiss occhiadini a due miche dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa; ROL: Metagranodiorite del Monte Rolla; MEC: Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli; MEC_a: Metadiorite di Primavera. (BERGOMI et alii, 2005).

	OBF		OGP	ROL	MEC	MEC _a
SiO₂	76,96	65,16	74,93	68,25	58,35	54,79
Al₂O₃	12,61	15,62	13,46	14,74	16,6	14,1
Fe₂O_{3tot}	0,7	3,92	1,6	4,29	7,31	7,2
MnO	0,04	0,09	0,02	0,07	0,11	0,12
MgO	0,24	1,72	0,19	1,33	3,65	9,71
CaO	0,03	2,58	0,45	3,16	6,39	7,21
Na₂O	3,11	3,5	3,2	3,22	2,63	2,29
K₂O	5,06	4,04	4,89	3,07	1,96	1,53
TiO₂	0,08	0,51	0,11	0,61	0,77	0,56
P₂O₅	0,02	0,14	0,24	0,19	0,16	0,13
LOI	1	2,5	0,8	1,1	2,2	2,4

Quest'ultima suggerisce che il magma del protolite si è prodotto per frazionamento di plagioclasio, oltre che di K-feldspato. L'elevato contenuto in silice ed i bassi valori di CaO, unitamente al carattere peralluminoso, suggeriscono una genesi puramente crostale per il magma del protolite degli ortogneiss occhiadini a due miche dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa. Quest'ipotesi è, inoltre, confermata dalla geochimica isotopica su roccia totale, che fornisce valori crostali sia per la composizione isotopica del Nd ($\epsilon\text{Nd} = -5/-6$) che per il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,710-0,712) (Tab. 1b). I bassi valori del rapporto $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,02-0,2) e gli alti valori dei rapporti $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ (65-148) e Rb/Sr (3-14) indicano come roccia

sorgente del magma una roccia metasedimentaria ricca in muscovite. Lo studio delle immagini in catodoluminescenza (CL) ha messo in evidenza che gli zirconi degli ortogneiss occhiadini a due miche dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa sono caratterizzati dalla presenza di nuclei ereditati, circondati da bordi magmatici o metamorfici.

I nuclei ereditati possono presentare sia una zonatura oscillatoria e concentrica ben sviluppata che essere molto luminescenti e privi di zonatura. Analisi radiometriche U/Pb (metodo SHRIMP II) eseguite su nuclei ereditati hanno fornito una popolazione di età piuttosto omogenea tra 515 e 600 Ma, che può essere interpretata come l'età degli zirconi della roccia sorgente del magma del protolite.

Quindici punti analisi eseguite su bordi di zircone, mostranti una zonatura oscillatoria e concentrica, hanno fornito un'età concordante di 448 ± 14 Ma, interpretabile come l'età di messa in posto del protolite degli ortogneiss occhiadini a due miche dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa (BERGOMI & BORIANI, 2004). Nove analisi eseguite, invece, su bordi scuri e privi di strutture, definiscono una popolazione con un'età di 358 ± 27 Ma. Quest'ultima potrebbe rappresentare la ricristallizzazione avvenuta alle fasi iniziali dell'evento metamorfico principale varisico, quando era massimo il rilascio di fluidi a causa delle reazioni di devolatilizzazione (BERGOMI & BORIANI, 2004).

1.3 - UNITÀ DEGLI GNEISS DEL MONTE TONALE

Quest'unità è costituita da rocce a protolite silicoclastico in prevalenza pelitico. Si tratta di paragneiss e micascisti "kinzigitici" in quanto mostrano di aver raggiunto, durante un evento metamorfico pre-alpino (varisico), condizioni di temperatura tali da subire fenomeni di *dehydration melting* che hanno coinvolto la sola muscovite ($T=750^{\circ}\text{--}800^{\circ}\text{C}$) producendo quantità di fuso inferiori al 20%, cioè al disotto del RCMP (*Rheologically critical melt percentage*). Il fuso non si è quindi allontanato dal luogo in cui si è prodotto, dando origine a sacche e filoni aplitico-pegmatitici. La muscovite si è però in parte riformata dopo la fusione parziale e compare nelle tipiche lamelle post-cinematiche *cross* (Fig. 5).

Sono presenti intercalazioni abbastanza estese di marmi a silicati e calcefiri contenenti granato grossularia e diopside, che derivano da protoliti carbonatici, più o meno puri, presenti nelle peliti originarie.

Intercalazioni di anfiboliti a $\text{Pl}+\text{Hbl} \pm \text{Grt}$ di scarsa potenza (derivate da protoliti basici presenti nelle peliti originarie), si rinvengono in diverse località, quali: ad Est di Castione Andevenno, a Nord di Ponte in Valtellina.

Il protolite di quest'unità sembra riferibile ad un flysch pre-varisico con

olistoliti carbonatici e mafici o ad un *mélange* tettonico, come ipotizzato per l'analogia unità kinzigitica della Zona Ivrea-Verbanò (QUICK *et alii*, 1995).

E' interessante notare come quest'unità, analogamente a quanto avviene per la Zona Ivrea-Verbanò, non contenga granitoidi pre-varisici e tardo-varisici.

Su un campione di paragneiss kinzigitico è stato separato un concentrato di zirconi, su cui sono stati eseguiti sia uno studio in catodoluminescenza (CL) sia analisi radiometriche U/Pb in situ, mediante SHRIMP II. Le immagini in CL mostrano che la maggioranza dei granuli di zircone sono caratterizzati o da una ben marcata zonatura oscillatoria concentrica, o da una debole e luminescente zonatura. I punti analisi eseguiti sugli zirconi caratterizzati da una ben evidente zonatura hanno fornito età tra 430 e 630 Ma. In particolare è stato possibile distinguere due predominanti popolazioni di età: una popolazione ordoviciana (430-470 Ma) ed una da cambriana inferiore a neo-proterozoica (520-630 Ma). Le analisi, invece, eseguite sui granuli mostranti una debole zonatura hanno dato un'età neo-proterozoica inferiore piuttosto omogenea (850-970 Ma). Solamente due cristalli di zircone hanno fornito un'età meso-proterozoica (1106 ± 20 Ma) ed una paleo-proterozoica (2032 ± 35 Ma). Talora è stato possibile osservare un doppio bordo intorno ad alcuni cristalli di zircone: uno più interno omogeneo e di colore scuro, circondato a sua volta da un bordo più esterno molto luminescente e di spessore variabile tra 10 μm e 70 μm . Sui bordi interni, i pochi punti che sono stati analizzati a causa dell'esiguo spessore hanno fornito un'età di 333 ± 10 Ma, probabilmente riferibile all'evento metamorfico varisico principale. Le determinazioni eseguite sui bordi più esterni hanno fornito un'età permiana (280 ± 8 Ma), correlabile con quelle ottenute sulle kinzigiti della Zona Ivrea-Verbanò (BARBOZA & BERGANTZ, 2000). E' da notare che il protolite dei paragneiss kinzigitici deriva sicuramente dall'erosione di rocce magmatiche proterozoiche, ma anche di quelle ordoviciane.

Il contatto con l'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa è chiaramente tettonico, poiché marcato dalla presenza di un orizzonte continuo di miloniti, che mostrano caratteri variabili dalla facies delle anfiboliti a quella degli scisti verdi. Il contatto tettonico appare piegato da pieghe isoclinali d'età alpina, con piano assiale immerso di circa 80° verso NNW, e inclinazione generalmente di circa 10° verso ENE. Il piegamento comporta un'apparente intercalazione di queste rocce con gli Gneiss della Punta di Pietra Rossa. A Ovest del foglio Sondrio il contatto non appare piegato e coincide con la Linea del Mortirolo (vedi capitolo V. Tettonica).

1.3.1. - *Miscascisti e paragneiss “kinzigitici” (KZG)*

Si tratta di rocce a Bt+Qtz+Pl+Sil+Grt+Ms±Kfs, d'alto grado metamorfico (Fig. 5), contenenti leucosomi aplitico-pegmatitici con melanosomi a biotite, granato e sillimanite. Minerali accessori frequenti sono rutile, ilmenite, titanite e minerali opachi. La struttura è per lo più da protomilonitica a milonitica. Relitti della foliazione S_1 sono raramente preservati; in quei casi si riconosce che la foliazione dominante S_2 in facies delle anfiboliti di alta T è di crenulazione.

I tipi più pelitici danno luogo a tipiche “kinzigiti”, caratterizzate da una netta alternanza di livelli granoblastici a quarzo e plagioclasio e *film* lepidoblastici a biotite prevalente, con larghe lamine di muscovite *cross* (disposte per lo più perpendicolarmente alla foliazione S_2) e abbondanti leucosomi. I paragneiss derivano da protoliti più arenacei. Nei tipi più paragneissici i leucosomi sono ovviamente rari o assenti. Sono prevalentemente biotitici con biotite millimetrica, quarzo e livelli a feldspati che presentano tessitura da poco a debolmente foliata. Il granato non sempre è presente.

La foliazione dominante S_2 è spesso sovrainpressa da una foliazione milonitica con formazione di minerali di condizioni metamorfiche di facies degli scisti verdi come la clorite, ma talora non è da escludere un episodio milonitico precedente in facies delle anfiboliti. La foliazione milonitica S_3 appare piegata a grande e piccola scala, dando luogo localmente ad una foliazione S_4 di piano assiale non pervasiva. S_3 e S_4 possono essere attribuite a deformazioni alpine. L'ultimo evento riconoscibile è una crescita di una biotite sulla clorite in condizioni statiche. Localmente (zona di Berbenno), i paragneiss passano a veri e propri quarzoscisti violacei, con scarsa componente pelitica, mentre più subordinate e ridotte a livelli di pochi metri di spessore, sono le facies micascistose, ricche in biotite. Gli affioramenti principali si trovano tra la Val di Rhon e la Val Fontana ed in corrispondenza dell'incisione del Torrente Caldenno (Valle di Postalesio), dove è possibile osservare, in destra idrografica, un'estesa parete rocciosa priva di vegetazione. Affioramenti di minore estensione è possibile osservarli lungo strada da Postalesio verso Prà Lone e a Nordovest di Postalesio (Volta dei Cavalli). Gli affioramenti sono spesso interrotti da coperture di depositi glaciali.

I leucosomi metapegmatitici-metaplitici mostrano grana molto variabile, da grossolana a medio fine, con talora larghe lamine di muscovite. Hanno spessore da decimetrico a decametrico e sono per lo più concordanti con la foliazione principale.

Dove questi leucosomi sono più abbondanti, i paraderivati assumono un

aspetto tipicamente migmatitico (greto del Torrente Vendolo a Ovest di Castione Andevenno).

Ai margini del plutone di Triangia queste rocce hanno subito un metamorfismo di contatto. Mostrano tessitura massiccia, con evidente ricristallizzazione di lamine di biotite, abbondante cordierite “pinitizzata” e tormalina. (LTN del limitrofo F. Malonno).

1.3.1.1. - Marmi e calcefiri (**KZG_a**)

Si tratta di rocce carbonatiche a grana fine, di colore da grigio-chiaro fino a nero, localmente brecciate, che affiorano in lenti discontinue di dimensioni metriche entro i micascisti e paragneiss kinzigitici. Gli affioramenti più significativi li ritroviamo in modo discontinuo a Sud dell’abitato di Triangia ed estesamente tra la Val di Rhon e la Val Fontana. Oltre a carbonati, contengono piccole quantità di mica chiara, epidoto, anfibolo e talora diopside. Un sottile livello anfibolico è stato rinvenuto entro una bancata di marmi.

All’aumentare dei silicati, passano a calcefiri; questi ultimi sono rocce per lo più massicce, composte in prevalenza da Cal, Grt e Di. Il granato è talora in individui di grandi dimensioni. (LTC del limitrofo F. Malonno).

1.3.1.2. - Anfiboliti (**KZG_b**)

Le anfiboliti, associate ai micascisti e paragneiss kinzigitici, sono scarsamente diffuse in livelli di pochi metri di spessore. Si tratta di tipiche anfiboliti di colore nerastro a struttura nematoblastica. Contengono Hbl+Pl±Qtz±Grt±Bt±WM±Chl. La foliazione dominante, sicuramente prealpina, è determinata dall'orientazione dimensionale preferenziale di anfiboli e biotite. Nei campioni esaminati non sono stati riscontrati grandi indizi di retrocessione in facies degli scisti verdi. Solo localmente sono presenti anfiboli della serie tremolite-attinolute. In un caso è stata rilevata la presenza di tasche pegmatoidi ad anfibolo. (LTA del limitrofo F. Malonno).

1.3.1.3. - Metapegmatiti (**KZG_c**)

Sono rocce piuttosto diffuse entro i micascisti e paragneiss kinzigitici, in cui formano lenti, tasche e letti discontinui di spessore da decimetrico a decametrico. Sono per lo più concordanti con la foliazione principale, ma con margini in genere sfumati; mostrano grana molto variabile, da grossolana a medio-fine e sono talora caratterizzate da grandi lamine di muscovite. Contengono Ms+Qtz+Pl+Kfs±Bt±Tur. Nelle fasce milonitiche appaiono fortemente deformate, boudinate e piegate.

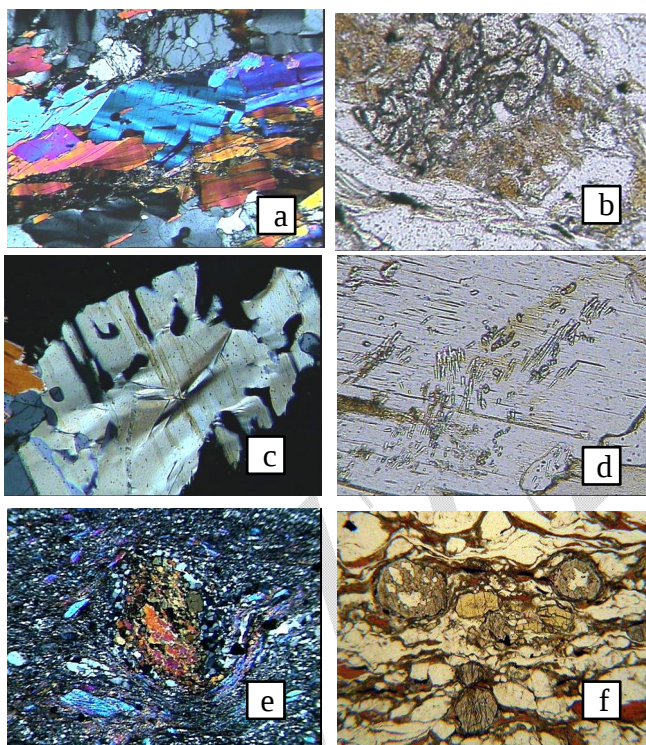


Fig. 5 - Unità degli Gneiss del Monte Tonale – Microfotografie di sezioni sottili: a) Paragneiss kinzigitico. Pol+, 15X - Muscovite cross deformata con relitti di sillimanite. Lungo la strada in sinistra idrografica del Torrente Davaglione, in prossimità di Alpe Arcino (q. 1675 m s.l.m.); b) Protomylonite di paragneiss Pol+, 15X - Granato parzialmente cloritizzato. Dalla clorite si forma biotite nuova. Lungo la strada a Nord di Postalesio in sinistra idrografica del Torrente Calderno (q. 1000 m s.l.m.); c) Paragneiss kinzigitico Pol+, 15X - Muscovite cross deformata con gocce di quarzo (tipo mirmechite). Lungo la strada in sinistra idrografica del Torrente Davaglione, in prossimità di Alpe Arcino (q. 1675 m s.l.m.); d) Paragneiss kinzigitico. Pol+, 20X - Muscovite cross deformata con inclusi di sillimanite relitta. Lungo la strada in sinistra idrografica del Torrente Davaglione, in prossimità di Alpe Arcino (q. 1675 m s.l.m.); e) Milonite di paragneiss. Pol+, 10X - Porfiroclasto di tormalina ricristallizzato. Lungo la strada nel tratto tra Prasomaso e Premachera (q. 1330 m s.l.m.); f) Milonite di micascisto a Bt+Grt+St. Solo pol. 10X. - Lungo la strada in destra idrografica della Val Fontana, a Nord delle Baite della Piana (q. 830 m s.l.m.).

1.4 - METAPLUTONITI CARBONIFERE

Granodioriti a grana generalmente medio-grossolana, solo in parte deformate e metamorfosate, sono assai abbondanti nelle unità austroalpine degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa e degli Gneiss del Monte Canale. L'associazione mineralogica è data da: $Qtz+Pl+Kfs+Bt\pm Hbl$. Accessorio caratteristico è un epidoto con nuclei ortitici. Nella Valle Primaverta, sopra Buglio in Monte, affiorano termini più basici da quarzodioritici fino a orneblenditici, qui descritti come Metadiorite di Primaverta.

Caratteristico di queste rocce è il quarzo in granuli con riflessi grigio-bluastri, dovuto al probabile smistamento submicroscopico di ossidi di Ti. NIGGLI & THOMPSON (1979) hanno notato che nella maggior parte dei casi il quarzo bluastro è altamente *strained*, il che suggerisce che la deformazione del quarzo possa promuovere il presunto processo di smistamento.

Queste metaplutoniti carbonifere presentano una composizione da dioritica a granodioritica con un'affinità calcalcalina ed una tendenza da metalluminosa a moderatamente peralluminosa con A/CNK (rapporto molare $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)\approx 0,8-1,15$). La maggior parte di queste litologie possono essere classificate come graniti *I-type* sulla base del loro contenuto di Na_2O (1,3-3,6%) e basso valore del rapporto A/CNK. Gli elementi maggiori ed alcuni elementi in traccia (Ba, Rb) mostrano una correlazione positiva con SiO_2 , mentre CaO, Fe_2O_{3tot} , Sr e gli elementi ferromagnesiaci (Co, V) risultano invece correlati negativamente (Tab. 1a, b).

Alcuni diagrammi (Zr-Hf, Zr-Ta, Ta-Hf e Th-(La+Ce)), unitamente alle variazioni degli elementi maggiori, suggeriscono un'evoluzione del magma per frazionamento di orneblenda accompagnato da una variabile interazione con materiale crostale. I *pattern* delle REE delle metagranodioriti sono del tutto confrontabili tra loro e sono caratterizzati da un forte arricchimento in LREE (100-120X) e da un andamento piatto delle HREE (Fig. 6).

Caratteristica peculiare è l'assenza dell'anomalia negativa di Eu, che suggerisce la mancanza di un frazionamento rilevante di plagioclasio. Le Metadioriti di Primaverta presentano un andamento piatto delle REE, caratterizzato da moderati arricchimenti in LREE (20-30X).

Nei diagrammi interelementi normalizzati agli ORG (*Ocean Ridge Granite*), la Metagranodiorite del Monte Rolla e la Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli sono arricchite in K, Rb, Ba, Th e Ce rispetto alla Metadiorite di Primaverta suggerendo una contaminazione crostale durante l'evoluzione del magma. Entrambe le metagranodioriti, infatti, presentano un andamento del tutto confrontabile con la crosta superiore (TAYLOR &

MCLENNAN, 1985), mentre le metadioriti sono impoverite in Rb, Ba, Th, U, K, La e Ce. I dati di geochimica isotopica su roccia totale (Tab. 1b) confermano l'ipotesi di una contaminazione crostale durante l'evoluzione del magma, poiché i valori del $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ passano da 0,705 (Metadiorite di Primaverta) a 0,712 (Metagranodiorite del Monte Rolla), mentre i valori di ϵNd variano tra -5 (Metadiorite di Primaverta) e -7,5 (Metagranodiorite del Monte Rolla). Sia i dati geochimici che quelli isotopici suggeriscono che tutte le litologie prese in considerazione dovrebbero derivare da un medesimo magma parentale.

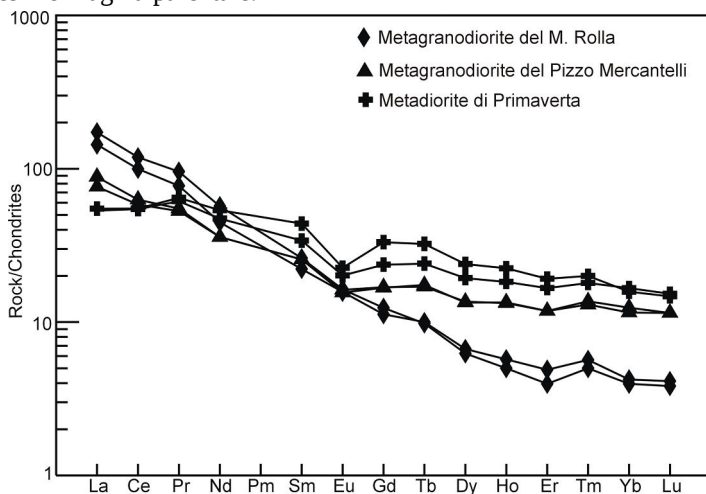


Fig. 6 - Pattern delle REE normalizzato alla condrite CI (NAKAMURA, 1974) della Metagranodiorite del Monte Rolla, della Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli e della Metadiorite di Primaverta (BERGOMI *et alii*, 2005).

Cinque campioni, che rappresentano le varietà più diffuse di metagranitoidi, sono stati selezionati per uno studio geocronologico U/Pb mediante metodo SHRIMP II (BERGOMI *et alii*, 2005). Gli zirconi separati da due campioni della Metagranodiorite del Monte Rolla mostrano tessiture tipicamente magmatiche, caratterizzate da una ben sviluppata zonatura concentrica oscillatoria (Fig. 7).

Le datazioni radiometriche U/Pb su zircone hanno fornito per la Metagranodiorite del Monte Rolla un'età $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media di 306 ± 6 Ma (BERGOMI *et alii*, 2005) (Fig. 7). Gli autori interpretano questa età come quella di messa in posto. Le immagini in CL degli zirconi dei due campioni

della Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli rendono evidente una zonatura concentrica oscillatoria, che può essere interpretata come dovuta ad una crescita magmatica primaria. Datazioni U/Pb su zirconi hanno fornito un'età $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media di 300 ± 4 Ma (BERGOMI *et alii*, 2005). La Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli mostra un'età di cristallizzazione magmatica simile a quella della Metagranodiorite del Monte Rolla. Gli zirconi del campione di Metadiorite di Primavera, che mostrano una zonatura concentrica oscillatoria, hanno fornito un'età $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ di 300 ± 3 Ma (BERGOMI *et alii*, 2005).

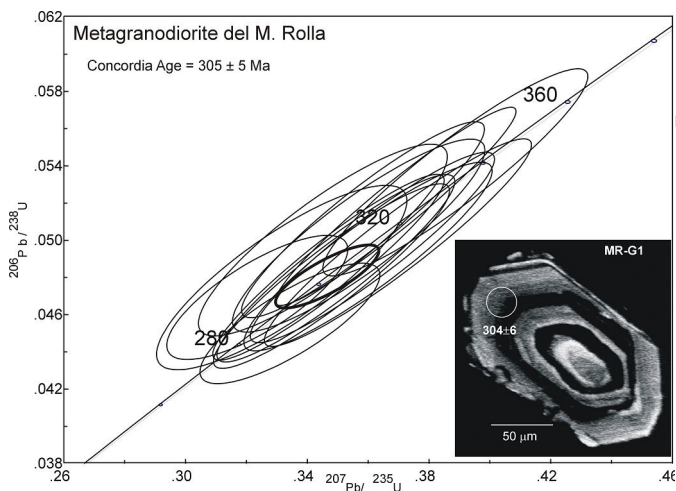


Fig. 7 - Diagramma della concordia di un campione appartenente alla Metagranodiorite del Monte Rolla (BERGOMI *et alii*, 2005).

Tutti questi dati geocronologici indicano un'età di messa in posto tardo-carbonifera per tutti i metagranitoidi appartenenti a questa porzione del basamento austroalpino (si veda anche quella determinata da RAGETH, 1985 sui metagranitoidi del Pizzo Mercantelli). I comuni caratteri petrografici, geochemici e geocronologici porterebbero a concludere che le unità nelle quali sono intrusi fossero già adiacenti nel tardo Carbonifero anche se sono attribuite a due diverse falde alpine.

Tutti i cristalli di zircone analizzati mostrano un bordo, di spessore variabile da pochi micron fino a $60 \mu\text{m}$, omogeneo e molto luminescente, caratterizzato da bassi valori di U e Th e del rapporto Th/U ($< 0,1$). Nei punti dove è stato possibile eseguire le misure, i dati hanno fornito un'età

permiana (270±9 Ma) confrontabile con quella ritrovata nei paragneiss kinzigitici dell'unità degli Gneiss del Monte Tonale (BERGOMI *et alii*, 2005). Il significato di quest'età è ancora in discussione. Di contro tutti gli zirconi studiati non sembrano aver registrato il metamorfismo alpino.

Tab. 1b - Contenuto in elementi in tracce e Terre Rare degli ortogneiss e metagranitoidi più rappresentativi del basamento austroalpino. OFB: Ortogneiss epidotici dell'unità degli Gneiss del Monte Canale; OGP: Ortogneiss occhadini a due miche dell'unità degli Gneiss della Punta della Pietra Rossa; ROL: Metagranodiorite del Monte Rolla; MEC: Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli; MEC_a: Metadiorite di Primavera. (BERGOMI et alii, 2005).

	OBF		OGP	ROL	MEC	MEC _a
Rb	264,5	181,3	318,5	176,7	98,9	51,2
Sr	16,5	234,8	18,6	188,9	258,5	260,3
Ba	108,7	477,1	85,4	533,8	335,1	298,3
Y	39,8	23	22,8	22,3	28,9	17,5
Zr	80,1	137	68,9	159	157,8	90
Nb	14,1	10,2	11,3	16,6	10,2	6,4
Ta	3,7	1,2	1,7	1,2	1	0,5
Hf	4,6	4,4	2,6	4,6	4,2	2,7
Ni	0,6	3,7	0,6	7	10	73,9
V	6	71	0	68	164	146
Th	30,5	10	7,2	9,6	12,4	3,4
Pb	19,7	1,4	3,3	5,5	3	0,8
U	4,5	4,8	2,7	2,4	4,8	1,2
La	22,5	28,1	7,7	32,7	29,2	16,3
Ce	48,8	54,9	16,4	59,9	54,4	32,9
Pr	5,31	6,05	1,96	6,53	6,16	4,02
Nd	18,9	22,1	6,8	21,9	22,6	16,1
Sm	4,2	4,5	2	4,3	5,2	3,5
Eu	0,21	0,73	0,13	0,95	1,2	1,03
Gd	5,19	4,11	2,12	3,89	4,62	3,09
Tb	0,92	0,69	0,55	0,62	0,82	0,51
Dy	5,67	3,78	3,71	3,32	4,6	2,88
Ho	1,11	0,74	0,73	0,68	0,94	0,6
Er	3,65	1,98	1,91	1,95	2,66	1,53
Tm	0,61	0,32	0,3	0,32	0,41	0,26
Yb	4,07	1,85	1,65	1,62	2,73	1,54
Lu	0,82	0,35	0,2	0,26	0,39	0,24
εNd	nd	nd	-6,15	-6,2	-6,59	-5,35
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	nd	nd	0,712	0,712	0,709	0,706

1.4.1. - *Metagranodiorite del Monte Rolla (ROL)*

Queste rocce formano un grande corpo principale lenticolare, che si scompone poi in lenti più piccole, con direzione ENE–WSW, della potenza massima fino a 500 m. Questo corpo si estende dalla media Val Fontana a Est fino nei pressi di Monastero a Ovest.

La Metagranodiorite del Monte Rolla ha tessitura da massiccia a debolmente orientata; localmente sono presenti facies a megacristalli di K-feldspato. Nella porzione centrale del corpo, a composizione granitica, la tessitura è massiccia, ed è, più o meno, intensamente laminata ai margini del corpo ortogneissico. E' costituita da Qtz+Pl(fino a 40% An)+Kfs+Bt+Hbl, spesso con epidoto con nuclei ortitici, titanite e ilmenite con orli di leucoxeno. Il plagioclasio appare spesso “saussuritizzato”; solo nelle porzioni più laminate fino a milonitiche appare, almeno in parte, riequilibrato alla facies degli scisti verdi. In questo caso la struttura appare da protomilonitica a milonitica con porfiroclasti di K-feldspato, plagioclasio e orneblenda, mentre la biotite, in parte cloritizzata, è sminuzzata in lamelle finissime. La deformazione è chiaramente concentrata sul quarzo, il che testimonia che essa è avvenuta a temperatura piuttosto bassa. Una biotite II si forma infine a spese della clorite. Le miloniti appaiono ricristallizzate staticamente in prossimità del contatto con il plutone di Triangia (tardo-alpino).

Sono stati osservati numerosi contatti ignei tra le Metagranodioriti del Monte Rolla e le rocce para- e orto- dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa. Nelle vicinanze del contatto l'incassante assume un aspetto migmatitico. Ciò significa che la messa in posto di queste plutoniti deve essere avvenuta abbastanza in profondità, in una roccia incassante piuttosto calda (almeno 200°C), altrimenti la temperatura raggiunta nell'aureola di contatto non sarebbe stata sufficientemente alta da provocare una fusione parziale.

Sia all'interno che ai margini della metagranodiorite sono presenti facies milonitiche. Al contatto con le rocce dell'Unità del Monte Canale le facies milonitiche non risultano pertanto univocamente attribuibili al contatto tettonico tra Austroalpino superiore e Austroalpino inferiore.

1.4.2. - *Metagranodiorite del Pizzo Mercantelli (MEC)*

Si tratta di metagranodioriti a Qtz+Pl+Kfs+Bt+Hbl a grana medio-grossolana, intruse nell'unità degli Gneiss del Monte Canale.

Gli affioramenti si sviluppano lungo una fascia diretta all'incirca E-W con larghezza massima di 1 km circa, dal Pizzo Mercantelli alla Valle di Postalesio. Caratteri petrografici, geochimici ed età radiometrica sono

analoghi a quelli descritti per la Metagranodiorite del Monte Rolla. Rispetto a quest'ultima, nell'area rilevata risultano più mafiche (da granodioritiche a tonalitiche).

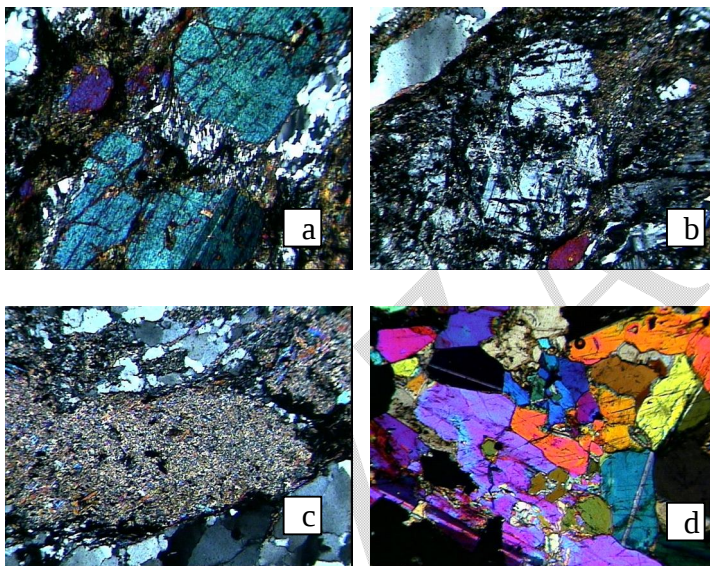


Fig. 8 - Metaplutoniti carbonifere - Microfotografie di sezioni sottili: a) Metagranodiorite a Bt, Hbl, Pl, Qtz. Pol+, 15X - Orneblenda boudinata. A Nord di località Prà Isio, lungo la mulattiera (q. 1260 m s.l.m.) verso Alpe Caldenno; b) Metagranodiorite a Bt, Hbl, Pl, Qtz. Pol+, 15X - Plagioclasio con forte deformazione post-cristallina. A Nord di località Prà Isio lungo mulattiera (q. 1260 m s.l.m.) verso Alpe Caldenno; c) Plagioclasio sericitizzato nella metagranodiorite. Pol+, 15X - Lungo sentiero verso località Prà Sterli, ad Ovest di località Prà della Piana (q. 1340 m s.l.m.); d) Orneblenda cumulitica nella metadiorite di Primaverta. Pol+, 15X più lamina di quarzo - In destra idrografica del Torrente della Valle Primaverta, lungo sentiero ad Est di località Our di fondo (q. 1040 m s.l.m.).

1.4.2.1. - Metadiorite di Primaverta (MEC_a)

Il maggiore affioramento di queste rocce si trova nella Valle Primaverta sopra Buglio in Monte, in prossimità degli alpeggi di Our. Forma piccoli ma numerosissimi corpi (filoni o sacche di dimensioni metriche), entro facies più o meno migmatitiche, spesso fortemente laminate, di ortogneiss, da noi attribuiti agli ortogneiss dell'unità degli Gneiss del Monte Canale, al nucleo

di un'antiforme con piano assiale subverticale ed asse immerso fino a 50° verso ENE. Questi corpi si rinvencono in corrispondenza del contatto milonitico con i sovrastanti gneiss minuti dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa.

Si tratta di rocce intrusive a grana variabile di composizione prevalentemente quarzodioritica che passano a gabbri e orneblenditi, chiaramente cumulitiche, e a facies granitoidi o aplitiche tipicamente residuali. Sono per lo più fortemente deformate, fino a milonitiche, in facies degli scisti verdi. Non mancano porzioni inalterate e indeformate. Sono costituite da orneblenda bruno-verdastra, $Pl+Qtz+Bt+Ttn\pm Czo\pm Ilm$ (Fig. 8). Nelle facies più deformate l'orneblenda è molto decolorata, il plagioclasio è "saussuritizzato" e la biotite è cloritizzata. Questa clorite appare sovente trasformata in nuova biotite a causa di un evento termico successivo, forse connesso alla messa in posto del vicino plutone tardo-alpino di Val Masino-Val Bregaglia.

2. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI (CON METAPLUTONITI ORDOVICIANE)

(a cura di A. Boriani, M. A. Bergomi, A. Ferrario)

I litotipi rilevati nel basamento sono associati nelle due unità litostratigrafiche distinte in letteratura e cioè unità degli Gneiss di Morbegno (unità prevalentemente metaarenitica) e unità degli Scisti di Edolo (unità prevalentemente metapelitica).

Entrambe le unità sono caratterizzate dalla presenza di masse ignee di età ordoviciane che mostrano evidenze peculiari: nell'unità degli Scisti di Edolo ricorrono rocce granitico-granodioritiche plutoniche (plutone del Monte Fioraro e Gneiss del Pizzo Meriggio, *Auct.*), mentre nell'unità degli Gneiss di Morbegno si rinvencono corpi di gneiss leucocrati chiaramente derivati da rocce epiplutoniche di (Gneiss Chiari del Corno Stella, *Auct.*).

Le rocce attribuite all'unità degli Gneiss di Morbegno mostrano una variazione composizionale che va dalle tipiche metapsammiti alle metapeliti fino alle quarziti. Tale variazione è rispecchiata da un progressivo aumento di SiO_2 ed una diminuzione di Al_2O_3 (BERGOMI, 2004a,b) (Tab. 2a). Le rocce attribuite all'unità degli Scisti di Edolo si sovrappongono perfettamente alle varietà più metapelitiche degli Gneiss di Morbegno. I protoliti sembrano avere una storia comune: i sedimenti potrebbero derivare dall'erosione di rocce neo-proterozoiche ad affinità da granodioritica a

granitica (BERGOMI, 2004a,b). L'età di sedimentazione dei protoliti è pertanto vincolata verso il basso dall'età degli zirconi detritici di origine ignea tardo proterozoiche e cambriane inferiori, e verso l'alto dalle età ordoviciane medie-inferiori delle plutoniti che le attraversano.

La mancanza di evidenze di terreno di un contatto tettonico tra le due unità e le variazioni chimiche sopra descritte fanno ritenere che il passaggio tra le due unità, diversamente da quanto riportato nell'attuale cartografia in scala 1:100.000, sia di tipo transizionale, marcato da un aumento delle intercalazioni metapelitiche all'interno dell'unità metaarenacea.

Come si è già detto nel capitolo III, si possono distinguere due unità tettoniche:

- l'unità Orobica che si estende a Nordovest della Linea del Porcile fino al contatto con il basamento austroalpino a Nord; essa è costituita interamente dai metasedimenti dell'unità degli Scisti di Edolo, dell'unità degli Gneiss di Morbegno e dalle metaplutoniti del Monte Fioraro e degli Gneiss Chiari del Corno Stella;

- l'unità della Gallinera che si estende a SE della Linea del Porcile, fino al limite del foglio; è limitata verso Sud dalla Linea Orobica che la porta a sovrascorrere verso Sud sulle coperture permo-triassiche. L'unità Orobica si differenzia da quella della Gallinera per la presenza di rocce sedimentarie carbonifero-permiane sopra il basamento in continuità stratigrafica (Conglomerato Basale e formazione del Pizzo del Diavolo).

Nel contiguo foglio Malonno il basamento metamorfico delle Alpi Meridionali è stato invece diviso in tre unità tettonometamorfiche: Forno d'Allione, Aprica e Passo Cavalcafciche, le ultime due molto simili tra loro dal punto di vista delle associazioni litologiche (SPALLA & GOSSO, 1999).

Nei paragrafi seguenti viene riportata una dettagliata descrizione litologico-stratigrafica delle unità tettoniche sopra descritte.

2.1 - UNITÀ DEGLI SCISTI DI EDOLO

Si estende con continuità a Nord della Linea del Porcile fino al fondovalle della Valtellina nella zona orientale, mentre verso occidente passa in modo graduale all'unità degli Gneiss di Morbegno. Affiora in modo rilevante anche nel settore orientale del foglio, tra la Linea del Porcile a Nord e gli Gneiss di Morbegno a Sud. E' per lo più rappresentata da micascisti muscovitici a granato e staurolite, con diverse alternanze di porzioni più arenacee e quarziti; il settore orientale è invece dominato da filloniti.

2.1.1. - Scisti di Edolo (EDO)

Il litotipo caratterizzante degli Scisti di Edolo è costituito da micascisti muscovitici a granato e staurolite, a grana media di colore da grigio-scuio a grigio-argento, con frequenti lenti di quarzo, allungate e piegate; spesso mostrano fenomeni di metamorfismo retrogrado che gli conferiscono un colore grigio-verdastro.

L'associazione tipica è data da $Qtz+Pl+Ms+Bt+Grt+St\pm Chl\pm Tur$; la scistosità sempre evidente e pervasiva è originata da *film* fillosilicatici (essenzialmente muscovite con associate clorite o biotite). Il granato è spesso presente in associazione con la staurolite che compare in piccoli cristalli sui piani di scistosità e con orientazione casuale (Val Cervia - Fienili Arale). Nei livelli a grana maggiore, nelle ombre di pressione del granato cristallizza quarzo. Localmente si rinviene tormalina in cristalli di alcuni millimetri (Valle del Livrio-Baita Sasso Chiaro). Dove il metamorfismo retrogrado è più sviluppato si osserva la clorite formarsi al bordo dei granati fino a sostituirli completamente dando origine ad aggregati globulari. Sono frequenti le intercalazioni di orizzonti fillonitici a grana molto fine, di colore da verde-scuio a nero, dovuti a milonitizzazione a cui si accompagna un metamorfismo retrogrado che comporta un forte arricchimento in clorite.

2.1.1.1. - Quarzoscisti (EDO_b)

Sono rocce di colore grigio-verde, costituite da letti di quarzo alternati a *film* micacei (essenzialmente muscovitici, più raramente biotitici o cloritici) che ne determinano la tessitura da foliata a fortemente scistosa. Spesso granatiferi, con il granato che compare in piccoli cristalli rossastri all'interno dei letti quarzosi. Sono sempre intercalati ai micascisti con spessori anche superiori a 100 m. La foliazione di queste rocce si presenta spesso piegata e sono osservabili, localmente, fenomeni di sovrapposizione che generano figure di interferenza a piccola scala. Affiorano all'interno di tutta l'unità, specialmente in prossimità del fondovalle della Valtellina, tra Faedo ed il limite orientale del foglio. (CFQ del limitrofo F. Malonno).

2.1.1.2. - Paragneiss a due miche (EDO_d)

Rocce a grana fine, costituite da $Qtz+Pl+Bt+Ms\pm Grt$ talora con tormalina, con foliazione poco evidente. Sono sempre intercalati ai litotipi più micacei e hanno spessori variabili da alcuni decimetri fino a pochi metri; il contatto con i micascisti è sempre transizionale ed avviene in breve spazio. Sono diffusi nella zona di transizione agli Gneiss di Morbegno.

2.1.1.3. - Micascisti a granato e biotite con noduli di plagioclasio (**EDO_e**)

Rappresentano una variante dei micascisti a granato e biotite (EDO); sono costituiti da $Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt\pm St$ e sono caratterizzati dalla presenza di noduli di plagioclasio di dimensioni inferiori al centimetro. Tali noduli risultano sempre appiattiti parallelamente alla foliazione.

Costituiscono intercalazioni di spessore da decimetrico a metrico entro i micascisti a granato e staurolite (EDO); sono diffusi specialmente nella zona di transizione agli Gneiss di Morbegno.

2.1.1.4. - Filloniti (Filladi di Ambria *Auct.* – **EDO_f**)

Affiorano in modo continuo nel settore orientale dell'area, a Sud della Linea del Porcile (LP), fino al contatto tettonico con gli Gneiss di Morbegno.

Sono rocce a grana fine di colore verde-grigio, caratterizzate da una fitta scistosità intensamente crenulata. Sono presenti alternanze di *film* fillosilicatici (clorite e sericite) e *lithon* quarzoso-feldspatici, distinguibili ad occhio nudo solo negli orizzonti più grossolani. Molto abbondanti le lenti di quarzo. Sono presenti numerose intercalazioni di quarziti.

I costituenti fondamentali sono $Qtz+WM+Chl+Pl$; spesso sono presenti granato e abbondanti minerali opachi.

La foliazione S_1 è preservata solo localmente, in porzioni dove la fase D_2 ha generato una scistosità meno pervasiva. La scistosità S_1 si presenta continua, o zonale, costituita da alternanze molto fitte di domini-Q a $Qtz+Pl\pm Grt\pm Bt$, alternati a domini-M dati essenzialmente da mica chiara con subordinata biotite, spesso presente come relitto, essendo, nella maggior parte dei casi sostituita quasi completamente da clorite. Mica chiara e biotite, nei domini-M, si presentano sempre in lamelle sottili, isoorientate parallelamente a S_1 e con estinzione ondulata molto marcata. La scistosità S_1 è fittamente crenulata da D_2 , cui è associata una scistosità continua o, più raramente, spaziata, costituita da *film* fillosilicatici a mica chiara e clorite. Quest'ultima compare sia in sottili lamine all'interno dei *film* di S_2 , sia come plaghe prive d'orientazione preferenziale, sia come prodotto di sostituzione di biotite e granato. Il granato, associato alla fase D_1 , si presenta sostituito in parte o totalmente da clorite. Alla fase D_2 è associata la formazione di sericite a spese del plagioclasio.

2.1.1.5. - Scisti cloritici (**EDO_g**)

Rocce a grana da media a fine, di colore da verde-scuro a nero, costituite da fitte alternanze di *lithon* quarzoso-feldspatici e *film* fillosilicatici (clorite

e rara mica chiara) talvolta con grosse plaghe cloritiche di colore verde-scuro; localmente compare granato di dimensioni massime di 1-2 mm, colore bruno, privo di aggregati cloritici al bordo. Queste rocce costituiscono un corpo lentiforme, molto allungato in direzione WSW-ENE, parallelo alla Linea del Porcile. Questo affiora in modo continuo tra Baita Sasso Chiaro (Valle del Livrio) e Casera Caprarezza (Val Cervia), con uno spessore compreso tra 10 e 50m (Bocchetta Queciada), a contatto con gli Gneiss di Pizzo Meriggio e in alternanza a paragneiss biotitici a grana fine.

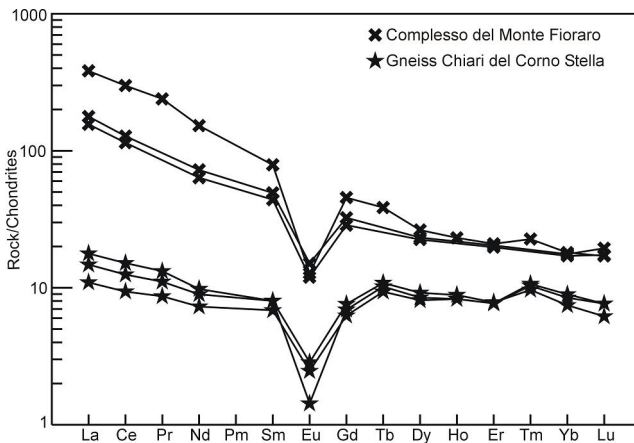


Fig. 9 - Pattern delle REE, normalizzato alla condrite CI (NAKAMURA, 1974) degli ortogneiss appartenenti al Complesso del Monte Fioraro (BERGOMI et alii, 2004) e degli Gneiss Chiari del Corno Stella (BERGOMI, 2004a).

2.1.2. - Ortogneiss del Monte Fioraro

Gli ortogneiss del Monte Fioraro costituiscono un plutone composito di composizione variabile da granitica a granodioritica; si presentano come rocce a grana media-grossolana da equigranulare ad inequigranulare. La varietà dominante è rappresentata da ortogneiss biotitico-muscovitici a diverso grado di *strain*. La composizione mineralogica più caratteristica è data dall'associazione $Kfs+Qtz+Pl+Bt\pm Ms\pm Chl\pm Grt\pm Ttn$. Zircone e titanite sono i minerali accessori più comuni.

Essi presentano una tessitura da porfiroclastica o debolmente foliata – al nucleo del plutone – fino a foliata (**FIO_a**: Ortogneiss biotitico-muscovitici localmente a granato e titanite - Granito del Monte Fioraro *Auct.*). In alta

Val Tartano, a Est di Cima Vallocci, sono stati riconosciuti per la prima volta ortogneiss da granodioritici a dioritici (**FIO_b**), a grana medio-grossolana mostranti una struttura da massiccia ad occhiadina (occhi di Kfs fino a pluricentimetrici) e caratterizzati da una associazione mineralogica a Pl+Hbl+Bt+Qtz+Kfs±Grt±Act. Associati a questi ortogneiss sono stati distinti anche ortogneiss a composizione francamente dioritica, o addirittura gabbbrica a grana grossolana, costituiti da plagioclasio e orneblenda e caratterizzati da una tessitura *flaser*.

All'interno del corpo plutonico è riconosciuta una varietà di ortogneiss biotitico-muscovitici a porfiroclasti di K-feldspato, talora con granato e tormalina (**FIO_c**-Ortogneiss biotitico-muscovitici del Monte Pedena).

Nelle porzioni più periferiche si osservano ortogneiss biotitico-muscovitici da occhiadini fino a *flaser* (**FIO_d**).

La foliazione dominante a scala regionale S₁, ad andamento SW-NE, è definita dall'isorientazione dei fillosilicati (Bt+WM). Localmente (imbocco della Valle dei Lupi) la foliazione S₁ è crenulata da una fase D₂ scistogena, con sviluppo di una foliazione di piano assiale S₂ definita da Chl+WM.

Dal punto di vista chimico essi mostrano contenuti di SiO₂ che variano da 63% a 73% (Tab. 2a), un'affinità calcicalina ed un carattere debolmente peralluminoso (COLOMBO *et alii*, 1994). Essi mostrano un pattern delle REE caratterizzato da un maggiore arricchimento in LREE (100-130X) rispetto alle HREE (20X), e da un'anomalia negativa di Eu (Eu/Eu*=0,21-0,50) (Fig. 9). La presenza di inclusi mafici microgranulari, unitamente alla composizione isotopica (εNd=-7/-8; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr= 0,701-0,718; Tab. 2b), suggerisce una genesi del magma del protolito data dall'interazione crosta-mantello (BERGOMI *et alii*, 2004). Diciassette punti analisi (U/Pb metodo SHRIMP II) eseguiti su bordi di singoli cristalli di zirconio, caratterizzati da una zonatura oscillatoria e concentrica, hanno fornito un'età concordante di 462±11 Ma, interpretabile come l'età di messa in posto del protolito (BERGOMI *et alii*, 2004). Date le caratteristiche geochemiche, l'età di messa in posto del protolito e la sua storia metamorfica, gli ortogneiss del Monte Fioraro sono confrontabili con gli ortogneiss del basamento sudalpino occidentale (Serie dei Laghi; BORIANI *et alii*, 1982-83).

2.1.3. - Gneiss del Pizzo Meriggio (**PRG**)

In corrispondenza della Linea del Porcile affiora, associato agli ortogneiss del Monte Fioraro, un orizzonte continuo di ortogneiss di colore grigio-scuro, di spessore variabile da 20 m fino oltre 100 m, caratterizzato da una tessitura da occhiadina (occhi di Kfs da pochi mm fino ad oltre 2 cm) a laminata fino a milonitica (Gneiss del Pizzo Meriggio *Auct.*) (Fig. 10). Gli

Gneiss del Pizzo Meriggio affiorano in corpi lenticolari molto allungati dalla Bocchetta di Santo Stefano a NE fino ai laghi del Porcile a SW. Essi sembrano costituire un'apofisi molto deformata del plutone del Monte Fioraro. In alcune aree (Agenda, Passo di Portorella, Camp Cervè, Bocchetta Querciada) si rinvencono due distinti orizzonti di spessore differente: quello più meridionale e sottile si mostra discontinuo.

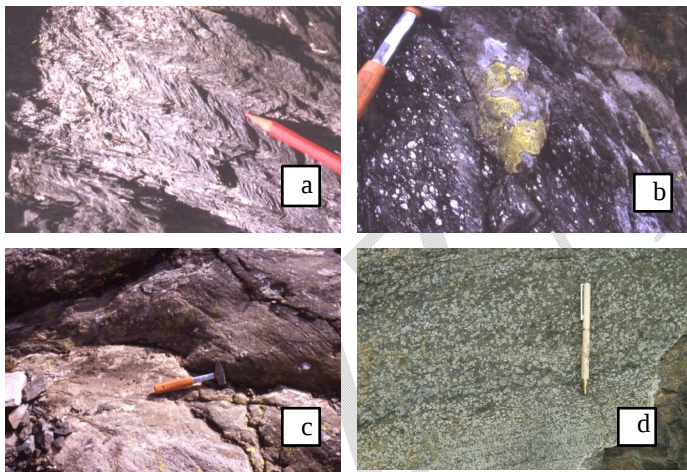


Fig. 10 - a) Filloniti - Evidente foliazione di crenulazione S_2 – Scale di Venina, Val Venina; b) Gneiss del Pizzo Meriggio – PRG. Tipica struttura occhiadina – Valle dei Lupi, alta Val Tartano; c) Contatto stratigrafico tra Gneiss di Morbegno – MOB, e conglomerati del gruppo dei Laghi Gemelli - LG – Passo del Forcellino, alta Val d'Ambria; d) Tipico aspetto degli Gneiss di Morbegno con "noduli" (peciloblasti) di oligoclasio, fino a 1 cm di diametro. Strada per Tartano q. 1000 m s.l.m.

Sono rocce mostranti un'associazione tipica a $Qtz+Kfs+Pl+Bt\pm WM\pm Grt\pm Chl\pm Tur$. La foliazione dominante S_1 è definita dall'isorientazione di $WM+Bt\pm Chl$. Nelle porzioni meno deformate, è possibile osservare una foliazione di crenulazione relitta pre- S_1 definita da $Bt+WM$. La foliazione di tipo milonitico, in facies delle anfiboliti, è concordante con la foliazione regionale S_1 . Localmente la foliazione milonitica è molto piegata a scala centimetrica (Lago della Casera, Camp Cervè). Gli indicatori cinematici (porfiroclasti di K-feldspato, *shear band* di spessore millimetrico), dove visibili, suggeriscono un senso sinistro di movimento.

2.2 - UNITA' DEGLI GNEISS DI MORBEGNO

Costituisce la parte più estesa del basamento che affiora con continuità su tutto il versante orobico della Valtellina, dal limite occidentale del foglio fino all'abitato di Cedrasco ad Est; compare nuovamente a Sud della Linea del Porcile con continuità fino alle coperture carbonifero-permiane. Il litotipo prevalente si presenta in grosse bancate di paragneiss massicci caratterizzati dalla presenza di noduli di plagioclasio variamente distribuiti, alternati a livelli più micacei di spessore variabile e ad orizzonti più quarzitici.

Le microanalisi sui porfiroblasti di plagioclasio, hanno rivelato che la maggior parte dei noduli presentano una composizione oligoclasica, con contenuto in anortite compreso tra 14-19% e piccole plaghe albitiche. Localmente sono stati riconosciuti noduli di composizione albitica con piccole plaghe di K-feldspato. I porfiroblasti potrebbero derivare dalla reazione di *break-down* della paragonite (BERGOMI, 2004a,b).

Gli Gneiss di Morbegno presentano contenuti variabili di SiO_2 tra 50-88% e Al_2O_3 tra 6-25% (Tab. 2a). Eccetto che per Na_2O , gli elementi maggiori si correlano negativamente con SiO_2 e positivamente con Al_2O_3 . La maggior parte degli elementi in traccia (Tab. 2b; Rb, Ba, V, Sc, Y, Ga) mostra una correlazione lineare positiva con Al_2O_3 e K_2O (BERGOMI, 2004a,b). Gli Gneiss di Morbegno presentano un *pattern* delle REE confrontabile a quello della crosta continentale superiore (TAYLOR & MCLENNAN, 1985), con maggiori arricchimenti in LREE rispetto alle HREE, e da una pressoché costante anomalia negativa di Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,65-0,7$), confrontabile con quella del NASC (0,67) (*North-American Shale Composite*).

I caratteri geochimici, ed in particolare i valori del rapporto Th/Sc da 0,6 a 2, suggeriscono che le rocce sorgenti del protolite sedimentario degli Gneiss di Morbegno erano per lo più rocce magmatiche da intermedie ad acide (BERGOMI, 2004a,b).

I bassi contenuti di Cr (65 ppm), Ni (23 ppm), V (90 ppm) e Nb (14 ppm) (Tab. 2b) suggeriscono l'assenza nel protolite degli Gneiss di Morbegno di apporti da parte di rocce mafiche ed ultramafiche (BERGOMI, 2004a,b). La composizione isotopica del Nd per gli Gneiss di Morbegno, espressa come ϵNd (0), varia tra -16 e -10 (Tab. 2b). In particolare le metapeliti, che sono maggiormente arricchite in LREE, sono caratterizzate da valori di ϵNd maggiori (-11/-12) rispetto alle metapsammiti (-16) (BERGOMI, 2004a,b).

I valori di ϵNd (<-10) e del rapporto Th/Sc (≤ 1) suggeriscono un

ambiente geodinamico di margine passivo (BERGOMI, 2004a,b). Esiste quindi una forte analogia tra gli Gneiss di Morbegno e le moderne successioni arenaceo-pelitiche di margine passivo (BERGOMI, 2004a,b).

Tab. 2a – Contenuto in elementi maggiori dei litotipi rappresentativi del basamento metamorfico delle Alpi Meridionali ^(*) COLOMBO et alii, 1994; ^(**) BERGOMI, 2004; ^(***) CAIRONI et alii, 2002).

	Gneiss di Morbegno		Scisti di Edo	Ortogneiss del Monte Fioraro		Gneiss Chiari del Corno Stella
	(**)	(**)	(***)	(*)	(*)	(**)
SiO ₂	57,2	68,21	55,2	63,7	72,02	75,51
Al ₂ O ₃	20,21	14,69	22,13	17,13	13,91	13,63
Fe ₂ O ₃ tot	7,38	6,21	6,12	nd	nd	0,87
FeO	3,34	4,29	3,96	3,96	1,95	0,23
Fe ₂ O ₃	3,67	1,44	2,16	0,81	0,81	0,61
MnO	0,062	0,04	0,088	0,1	0,09	0,02
MgO	2,63	2,06	1,49	1,2	0,66	0,2
CaO	0,54	0,41	2,9	2,02	0,75	0,36
Na ₂ O	1,7	1,45	2,11	5,82	5,83	3,05
K ₂ O	4,21	2,83	3,36	2,26	1,95	5,04
TiO ₂	1,005	0,73	0,9	0,66	0,24	0,07
P ₂ O ₅	0,15	0,12	0,09	0,17	0,19	0,24
LOI	4,06	2,54	4,76	2,16	1,14	1,07

Uno studio radiometrico U/Pb su zircone eseguito tramite SHRIMP II ha permesso di distinguere due gruppi d'età dominanti. Un primo gruppo, caratterizzato da zirconi mostranti una zonatura oscillatoria concentrica, che varia tra 520-610 Ma, ed un secondo, anch'esso caratterizzato da tessiture attribuibili a sovracrescite magmatiche, con età variabili tra 714 Ma e 765 Ma. I dati geochimici, isotopici e radiometrici suggeriscono che il protolite sedimentario degli Gneiss di Morbegno derivi dall'erosione di rocce sorgenti, di composizione da granodioritica a granitica, d'età per lo più cambriana inferiore-neo-proterozoica.

2.2.1. - Gneiss di Morbegno (MOB)

Il litotipo caratterizzante degli Gneiss di Morbegno è costituito dai paragneiss a due miche con noduli di plagioclasio. Sono presenti nella porzione nord-orientale dell'area, a Nord della Linea del Porcile e in una fascia continua con direzione E-W a Sud di questa. Nella parte più

settentrionale dell'area rilevata si osserva un graduale aumento delle intercalazioni micascistose verso Est, accompagnate da una contemporanea diminuzione delle dimensioni e della quantità di noduli di plagioclasio. A Sud della Linea del Porcile si estendono, con continuità dalle pendici del Monte Cadelle ad Ovest, fino ai laghi di Venina e di Scais, raggiungendo il contatto con le coperture permo-triassiche e la Linea Orobica.

Si presentano in orizzonti di spessore variabile dal centimetro fino alla decina di metri, dati dall'alternanza di livelli a diversa quantità e dimensione dei noduli che variano da 2-3 mm fino a 12-15 mm di diametro nei litotipi più massicci.

Sono rocce di colore da bruno a grigio fino a bianco, da massicce a debolmente foliate, talora grano-lepidoblastiche con foliazione S_1 spaziata gradazionale. Il litotipo dominante è caratterizzato dalla presenza di peciloblasti di plagioclasio (oligoclasio) e talora di granato.

L'associazione mineralogica tipica è data da Qtz+Pl+Bt+WM +Grt±St±Ky. Quando presente, il granato ha sempre dimensioni ridotte (mai superiori ai 2 mm), di colore rosso, disperso sia nei *lithon* quarzoso-feldspatici sia nei *film* fillosilicatici.

La foliazione dominante S_1 è costituita da domini fillosilicatici a biotite, mica chiara ed opachi alternati a *lithon* quarzoso-feldspatici, spesso con granato. Solo raramente sono conservati, nei domini-Q meno deformati, relitti di una foliazione più antica (pre- S_1), data dall'iso-orientazione preferenziale di biotite e mica chiara, fortemente crenulata da S_1 : biotite e mica chiara presentano un'evidente estinzione ondulata, con riorientazione, senza ricristallizzazione, parallelamente a S_1 ; i domini-Q di S_1 sono costituiti da *lithon* quarzoso-feldspatici nei quali il quarzo costituisce aggregati policristallini, con rari cristalli seriatati, interlobati, spesso incluso nel plagioclasio in forma ameboidale; nelle rocce maggiormente deformate il quarzo da origine a nastri allungati parallelamente a S_1 , con evidente estinzione ondulata. Il plagioclasio è presente sia in associazione al quarzo nei domini-Q, sia come noduli pecilitici, talora molto abbondanti con inclusioni di quarzo, mica chiara, biotite, granato, staurolite, rara clorite, talora disposti a dare una foliazione interna concordante con pre- S_1 ; il granato compare sia come incluso all'interno dei peciloblasti di plagioclasio, sia in cristalli nei letti quarzoso-feldspatici, spesso si presenta pecilitico con inclusi di quarzo, mica chiara, biotite che danno una foliazione interna concordante con pre- S_1 . La piuttosto diffusa staurolite e la più rara cianite cristallizzano sempre in associazione con granato e non mostrano orientazione preferenziale. Alla fase D_2 è associato un clivaggio di crenulazione spaziato, in facies degli scisti verdi, con cristallizzazione di

nuova mica chiara e di clorite. Quest'ultima si trova sia come prodotto di sostituzione di granato e di biotite, sia come plaghe di neoformazione cristallizzate nelle ombre di pressione.

2.2.1.1. - Micascisti a granato e biotite con noduli di plagioclasio (**MOB_a**)

Rocce di colore bruno, bruno-argento, costituite da Qtz+Pl+Ms+Bt ±Grt±St, generalmente a grana minuta, con scistosità molto evidente ondulata attorno ai noduli plagioclasici e frequenti lenti di quarzo (*rods*) appiattite parallelamente alla scistosità. Il granato e la staurolite, quando presenti, sono disposti sui piani di scistosità; la staurolite ha sempre dimensioni ridotte (mai superiori a 5 mm) e non ha orientazione preferenziale. La transizione tra i micascisti ed i paragneiss è graduale, ed avviene per una contemporanea diminuzione di grana e di contenuto in fillosilicati. A Sud della Linea del Porcile, in alta Valle del Livrio, alta Val Cervia ed Alta Val Madre vi sono intercalazioni, non cartografate, di un micascisto a granato e cianite.

2.2.1.2. - Micascisti a granato e biotite (**MOB_b**)

Rocce a grana media di colore da grigio-scuro a grigio-argento, con frequenti lenti di quarzo. L'associazione tipica è data da Qtz+Pl+ Bt+Ms+ Grt±St±Chl; la scistosità è pervasiva e sempre evidente. Il granato è spesso presente in associazione con la staurolite. Queste rocce compaiono sempre come intercalazioni entro i micascisti a noduli di plagioclasio (**MOB_a**). Sono presenti con maggior frequenza nella fascia di transizione tra l'unità degli Gneiss di Morbegno e gli Scisti di Edolo (Val Lunga, Foppa degli Uccelli).

2.2.1.3. - Paragneiss a due miche (**MOB_c**)

Rare e sottili intercalazioni di paragneiss a grana fine, costituiti da Qtz+Pl+Bt+Ms±Grt, con foliazione poco evidente. Sono sempre intercalati agli Gneiss di Morbegno (**MOB**) e hanno spessori variabili da alcuni decimetri fino a pochi metri; il contatto con i paragneiss a noduli è sempre transizionale e si manifesta per comparsa e graduale aumento in quantità e dimensione dei noduli di plagioclasio. Sono diffusi nella zona di transizione tra i paragneiss a noduli di plagioclasio (**MOB**) ed i micascisti a granato e biotite (**EDO**).

2.2.1.4. - Quarzoscisti (**MOB_d**)

Sono rocce chiare costituite da quarzo e fillosilicati (essenzialmente muscovite, rara biotite e, talvolta, granato) che ne determinano la tessitura,

da massiccia a debolmente foliata. Si presentano come orizzonti di spessore assai variabile, da pochi decimetri fino ad oltre 100 m; alla transizione, generalmente piuttosto netta, tra paragneiss a due miche e quarzoscisti talora si localizzano sottili livelli milonitici. Sono presenti in tutta l'unità.

2.2.1.5. - Micascisti a granato, staurolite e cianite (**MOB_e**)

Rocce scistose, i cui costituenti principali sono Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt+St+Ky±Chl. Sono sempre riconoscibili due diverse foliazioni (S_1 e S_2). Talora è preservata, come relitto in S_1 , una scistosità pre- S_1 . E' sempre presente una scistosità predominante (S_1), data dall'alternanza di *film* fillosilicatici e domini quarzoso-feldspatici a Qtz+Pl+Grt; dove sono presenti fenomeni di metamorfismo retrogrado si ha sostituzione della biotite e del granato da parte di clorite. La scistosità S_1 si presenta da spaziata a continua (secondo la definizione di PASCHIER & TROUW, 2005), per lo più discreta, spesso ondulata, costituita da *film* fillosilicatici di mica chiara, biotite e clorite. In alcuni campioni è stata osservata la presenza di relitti di una foliazione pre- S_1 , preservata nei *microlithon* di S_1 .

Nei domini-Q della S_1 il quarzo si presenta sempre in aggregati policristallini con evidente estinzione ondulata o in subgranuli isorientati; nelle porzioni a maggior grado di deformazione si formano nastri di quarzo allungati. Il plagioclasio è presente in piccoli cristalli nei letti quarzoso-feldspatici o come grossi "occhi" nelle varietà nodulari dove compare sempre come peciloblasto con inclusioni ameboidali di quarzo e lamine di mica chiara, rutilo, biotite; dove la deformazione è meno intensa, il plagioclasio raggiunge dimensioni notevoli, sempre con bordi irregolari e tondeggianti, mentre le inclusioni di quarzo assumono un aspetto mirmechitico. Con l'aumentare del grado di deformazione il plagioclasio si appiattisce parallelamente alla foliazione. Il granato è spesso peciloblastico con inclusioni di quarzo, mica chiara e biotite. S_1 è marcata da *film* fillosilicatici di biotite e mica chiara di neoformazione con staurolite e, più raramente, cianite nelle cui ombre di pressione cristallizzano biotite e mica chiara; il plagioclasio è sempre precinematico rispetto a S_1 . Talvolta la foliazione S_2 si presenta come un clivaggio di crenulazione spaziato, legato al metamorfismo retrogrado nelle zone di *shear*, costituito da *film* fillosilicatici a clorite e mica chiara. Nei domini-Q di S_2 si ha la sostituzione di biotite da parte di clorite, lungo i bordi ed i piani di sfaldatura; il granato è sostituito in parte o totalmente da clorite che cristallizza spesso in plaghe nelle ombre di pressione; nei piani di sfaldatura di staurolite e cianite cristallizzano quarzo e clorite; il plagioclasio è localmente sostituito

totalmente o in parte da sericite ed epidoto.

2.2.2. - *Gneiss Chiari del Corno Stella (GCS)*

Gli Gneiss Chiari del Corno Stella sono ortogneiss che affiorano, al contatto tra il basamento e la copertura vulcano-sedimentaria permotriassica, dalla Val Sesia al Massiccio dell'Adamello. Essi risultano metamorfosati in facies delle anfiboliti durante l'orogenesi ercinica. Nel foglio gli Gneiss Chiari del Corno Stella, di colore bianco ed aspetto massiccio, affiorano come grosse masse, in modo piuttosto continuo.

Sono presenti anche masse isolate di dimensioni ridotte (Cima Sasso Chiaro, Passo di Val Buona, Passo del Tonale, Foppolo).

Sono rocce a tessitura da granoblastica a debolmente foliata con foliazione spaziata, discreta ed ondulata data da domini-Q alternati a domini-M discontinui. La mica chiara cristallizza in lamine con deformazione post-cristallina parallele a S_1 , che costituisce la foliazione dominante. I domini-Q sono costituiti da aggregati seriatati poligonali di quarzo, albite a "scacchiera", plagioclasio, microclino. Il quarzo presenta sempre estinzione ondulata e localmente subgranuli al bordo dei cristalli, non presenta orientazione cristallografica preferenziale; l'albite a "scacchiera" è sempre presente in cristalli di notevoli dimensioni, con forma da lenticolare a tabulare, sempre pecilistica con inclusioni di quarzo e plagioclasio. Il plagioclasio si presenta in cristalli di piccole dimensioni, con numerose inclusioni di mica chiara al nucleo. La biotite mostra caratteri di instabilità ed è spesso sostituita da clorite.

Gli Gneiss Chiari del Corno Stella mostrano una composizione geochemica peculiare, che li contraddistingue da tutti gli altri ortogneiss affioranti nel basamento sudalpino. Presentano, infatti, un carattere fortemente peralluminoso e sono caratterizzati da elevati contenuti di SiO_2 (>75%) (Tab.2a). Essi sono caratterizzati da un inusuale andamento piatto del *pattern* delle REE (Fig. 9), mostrante bassi arricchimenti sia in LREE (10-20X) che HREE (8-10X) ed una pronunciata anomalia negativa di Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,12-0,43$). Gli inusuali arricchimenti in Nb, Ta, Rb, Sn, Li, F, B e P (Tab. 2b) fanno supporre che il magma del protolite degli Gneiss Chiari del Corno Stella non doveva rappresentare un puro sistema silicatico, ma un sistema di transizione tra un puro fuso silicatico ed un sistema acquoso (BERGOMI, 2004b). La componente volatile del fuso originale rappresenta quindi il fattore critico. L'autore suggerisce o (1) una graduale transizione da fuso silicatico a fluido idrotermale di alta T, durante la cristallizzazione, o (2) un aumento dell'importanza della coesistenza di una fase fluida ricca in F.

Tab. 2b – Contenuto in elementi in tracce e terre rare dei litotipi rappresentativi del basamento orobico (COLOMBO et alii, 1994; BERGOMI, 2004; CAIRONI et alii, 2002).

	Gneiss di Morbegno		Scisti di Edolo	Ortogneiss del Monte Fioraro		Gneiss Chiari del Corno Stella
Rb	142	113	113	131	101	350
Sr	162	106	232	254	113	29
Ba	1350	516	858	498	195	72
Y	36,2	29,7	38,6	41	41	13,1
Zr	212	208	175	324	180	56
Nb	15,9	17,1	21	40	39	14,1
Ta	1,2	1,25	1,4	nd	nd	3,19
Cr	10,9	69	110	17	6	0
Ni	57	47	68	10	4	0
V	144	87	136	52	16	0
Th	13,4	11,3	15,5	37	34	5,1
Pb	12	12	8	nd	nd	13
U	3,94	1,96	3,47	nd	nd	2,19
La	43,1	39,2	86,8	86,8	39,98	5,03
Ce	84	76,4	155,5	155,5	83,94	12,4
Pr	9,32	8,23	nd	nd	nd	1,32
Nd	38,2	32,9	63,8	63,8	32	5,66
Sm	7,13	5,98	12,63	12,63	7,41	1,51
Eu	1,68	1,39	1,72	1,72	0,59	0,13
Gd	7,1	6,06	10,17	10,17	6,57	1,69
Tb	1,09	0,94	nd	nd	nd	0,4
Dy	6,18	5,27	8,02	8,02	7,21	2,39
Ho	1,29	1,07	0	nd	nd	0,43
Er	3,82	3,07	4,1	4,1	4,07	1,19
Tm	0,59	0,459	nd	nd	nd	0,194
Yb	3,63	2,84	3,27	3,27	3,78	1,1
Lu	0,53	0,423	0,56	0,56	0,62	0,139
F	nd	nd	nd	nd	nd	1537
B	nd	nd	nd	nd	nd	164
Li	nd	nd	nd	nd	nd	80
εNd	-10	-16	nd	-5	-7	-3
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0,726	0,710	nd	0,704	0,713	0,732

Il basso contenuto in CaO, il carattere fortemente peralluminoso e la geochimica isotopica ($\epsilon Nd = -4/-5$) (Tab. 2a, b) suggeriscono per il protolite magmatico degli Gneiss Chiari una genesi per fusione di una roccia sorgente metasedimentaria tramite *dehydration melting* che coinvolge la sola muscovite (BERGOMI, 2004a).

Essi presentano una struttura da porfirica ad occhiadina fino a milonitica. La foliazione, quando visibile, si presenta discontinua, evidenziata da sottili *film* di mica chiara ondulati intorno agli occhi di K-feldspato.

L'associazione mineralogica costante è $Qtz + Ab + Kfs + Pl + WM \pm Chl \pm Bt \pm Tur$. Microanalisi condotte al SEM (BERGOMI, 2004a) hanno reso evidente una composizione prevalentemente albitica per il plagioclasio, mentre tra gli alcali-feldspati è stato possibile distinguere: microclino, ortoclasio ed albite a “scacchiera”. Le microanalisi hanno evidenziato la natura mista dell'albite a “scacchiera”: essa è costituita da K-feldspato, di composizione simile a quella del microclino microperitico delle pegmatiti a tormalina, e da “plaghe” di albite pura.

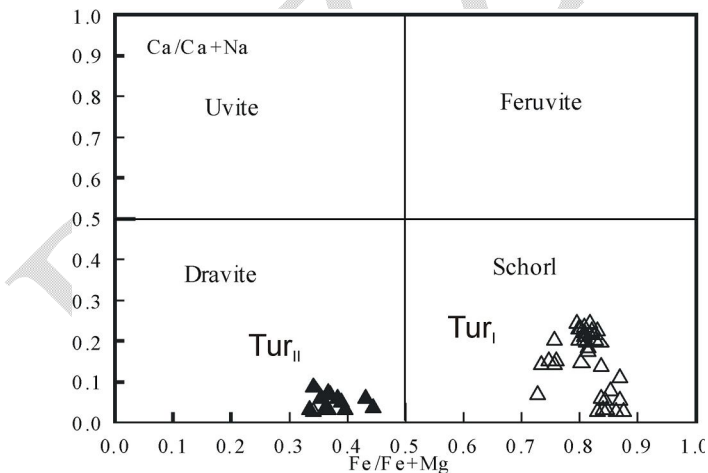


Fig. 11 - Diagramma composizionale delle tormaline provenienti dagli Gneiss Chiari del Corno Stella (BERGOMI, 2004a).

Per quanto concerne la tormalina (BERGOMI, 2004a), essa si presenta anche in grossi individui pleocroici sul verde scuro di composizione schorlitica (Tur_I , Fig. 11), confrontabile con quella dei leucograniti a tormalina (LONDON & MANNING, 1995). Essa appare, inoltre, fratturata con

fratture riempite da una tormalina tardiva (Tur_{II}) pleocroica sul verde-chiaro di composizione dravitica di origine metamorfica (Fig. 11).

Il contatto igneo con le rocce incassanti (Gneiss di Morbegno) è ancora riconoscibile, essendo caratterizzato dalla presenza di apofisi, da metriche a chilometriche, di chiara origine magmatica. Queste apofisi sono completamente trasposte dalla foliazione regionale S_1 , che taglia in continuità sia gli Gneiss Chiari del Corno Stella sia la roccia incassante. In particolare il contatto è marcato da una sottile fascia milonitica, da centimetrica (Monte Toro) (Fig. 12) a metrica (Publino), che coinvolge solamente le rocce incassanti, e da orizzonti arricchiti in quarzo (Valle del Livrio).

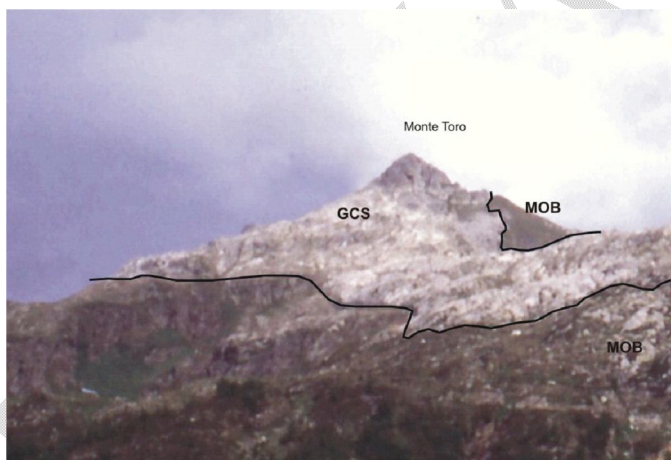


Fig. 12 - Contatto tra Gneiss Chiari del Corno Stella (GCS) e Gneiss di Morbegno (MOB) visto da NW. Versante NE del Monte Toro.

La presenza di orizzonti milonitici è causata dal differente comportamento reologico che presentano gli Gneiss Chiari del Corno Stella e i paraderivati incassanti.

Negli Gneiss Chiari del Corno Stella sono state osservate le stesse fasi deformative riscontrate negli Gneiss di Morbegno: una fase pre- D_1 associata a vene di quarzo ripiegate da una fase D_1 scistogena (S_1 foliazione regionale principale) ed una fase D_2 , non scistogena, che crenula la foliazione S_1 . Ciò suggerisce che il protolite degli Gneiss Chiari del Corno Stella si sia messo

in posto quando la roccia incassante era ancora non metamorfica. L'assenza di metapegmatiti e metaaplititi, i cui protoliti solitamente accompagnano le intrusioni, fa supporre che il protolite degli Gneiss Chiari del Corno Stella doveva essersi messo in posto in condizioni epipלטонiche.

Gli zirconi separati da tre campioni di Gneiss Chiari del Corno Stella (BERGOMI, 2004a,b) sono caratterizzati dalla presenza costante di nuclei ereditati circondati da sottili bordi ricristallizzati o sovracresciuti. Le immagini in catodoluminescenza (CL) dei nuclei ereditati hanno mostrato tessiture differenti, da tipicamente magmatiche (zonatura oscillatoria concentrica) fino a nuclei fortemente luminescenti e privi di qualsiasi tessitura interna.

I nuclei ereditati presentano età variabili tra 520 e 2000 Ma, raggruppabili in tre famiglie principali anche in base alle tessiture osservate in CL: 510-600 Ma, 620-710 Ma e 790-900 Ma (BERGOMI & BORIANI, 2004). Ciò testimonia che la roccia, sorgente del magma del protolite degli Gneiss Chiari del Corno Stella, doveva essere costituita da sedimenti di natura differente ed età prevalentemente neo-proterozoiche. Solo tre punti analisi, eseguiti su tre differenti cristalli di zircone, hanno fornito un'età meso-proterozoica (1256 ± 24 Ma) ed età paleo-proterozoiche (1646 ± 57 Ma, 2000 ± 29 Ma). Dati radiometrici U/Pb (BERGOMI & BORIANI, 2004) determinati su bordi mostrandoti una zonatura oscillatoria e concentrica, hanno fornito un'età concordante di 475 ± 8 Ma interpretabile come l'età di cristallizzazione del protolite. Di contro, punti analisi effettuati su bordi omogenei, di colore scuro e privi di strutture hanno prodotto una popolazione di età di 349 ± 16 Ma, interpretata dagli autori come età di ricristallizzazione durante l'evento principale ercinico. Esperimenti di *stepwise-heating* su mica chiara (BERGOMI & BORIANI, 2004) hanno fornito spettri di età apparente molto disturbati a forma di scala. I diagrammi di correlazione Cl/K e Cl/Ca hanno evidenziato che la forma di tali spettri dipende da *mixing* tra l'argon rilasciato da una mica chiara, ricca nella componente celadonitica ($311 \pm 0,4$ Ma), e da una mica ricca nella componente paragonitica ($272 \pm 0,46$ Ma). Gli autori hanno interpretato l'età apparente di $311 \pm 0,4$ come l'età del metamorfismo retrogrado in facies degli scisti verdi associato alla ricristallizzazione di una mica più ricca nella componente celadonitica. Le condizioni T e P di questo evento secondo COLOMBO *et alii* (1997) sarebbero di 440°C e 4kbar. L'età apparente di $272 \pm 0,46$ Ma sarebbe attribuibile ad un evento termico legato al ciclo magmatico permiano, rappresentato nel foglio dalle vulcaniti del Monte Cbianca.

3. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI

3.1 - SUCCESSIONE TARDO-PALEOZOICA

(a cura di A. Ronchi)

3.1.1. - Gruppo dei Laghi Gemelli (LG)

Questo nuovo termine stratigrafico sostituisce quella che, nei lavori precedenti (CASATI & GNACCOLINI, 1967), era stata indicata come Formazione di Collio (in sinonimia col Bacino Triumplino), che comprendeva una parte inferiore vulcanica e una medio-superiore sedimentaria (vedi CASATI & GNACCOLINI, 1967). L'esecuzione dei rilevamenti del foglio Sondrio è parsa l'occasione adatta a proporre un riesame delle successioni vulcano-sedimentarie tardo-paleozoiche. Soprattutto per le rocce comprese nella vecchia Formazione di Collio erano entrate in uso denominazioni in parte informali (es.: Scisti di Carona, Conglomerati del Monte Aga, etc.) che portavano a perdere di vista l'ambiente regionale a favore di peculiarità locali. La revisione stratigrafica (Fig. 13) ha posto l'accento sulla presenza degli importanti eventi tettonici transtensivi, che interessano tutto il Sudalpino e sul fatto che il Bacino Orobico s'inserisce in un ambiente evolutivo, e forse cronologico, ben preciso, e sostanzialmente diverso dal classico Bacino di Collio triumplino.

Il gruppo dei Laghi Gemelli contiene, a partire dal basso: il Conglomerato Basale (CGB); la vulcanite del Monte Cabbianca (VUC), costituita dalle vulcaniti e vulcanoclastiti precedentemente note come "parte inferiore vulcanica" (CASATI & GNACCOLINI, 1967; CASSINIS *et alii*, 1986) o "membro inferiore vulcanoclastico" (CADEL *et alii*, 1996) della Formazione di Collio; la formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ), costituita dai depositi continentali sopstanti (ex "parte medio-superiore sedimentaria", della Formazione di Collio di CASATI & GNACCOLINI (op. cit.). Il gruppo dei Laghi Gemelli è seguito dal Verrucano Lombardo, i cui depositi si appoggiano in discordanza angolare su quelli del gruppo stesso o, a luoghi, su rocce del basamento ercinico (Fig. 14).

All'interno d'ogni formazione possono essere distinte diverse litofacies, i cui rapporti laterali e verticali sono di volta in volta definiti in funzione delle caratteristiche locali del bacino.

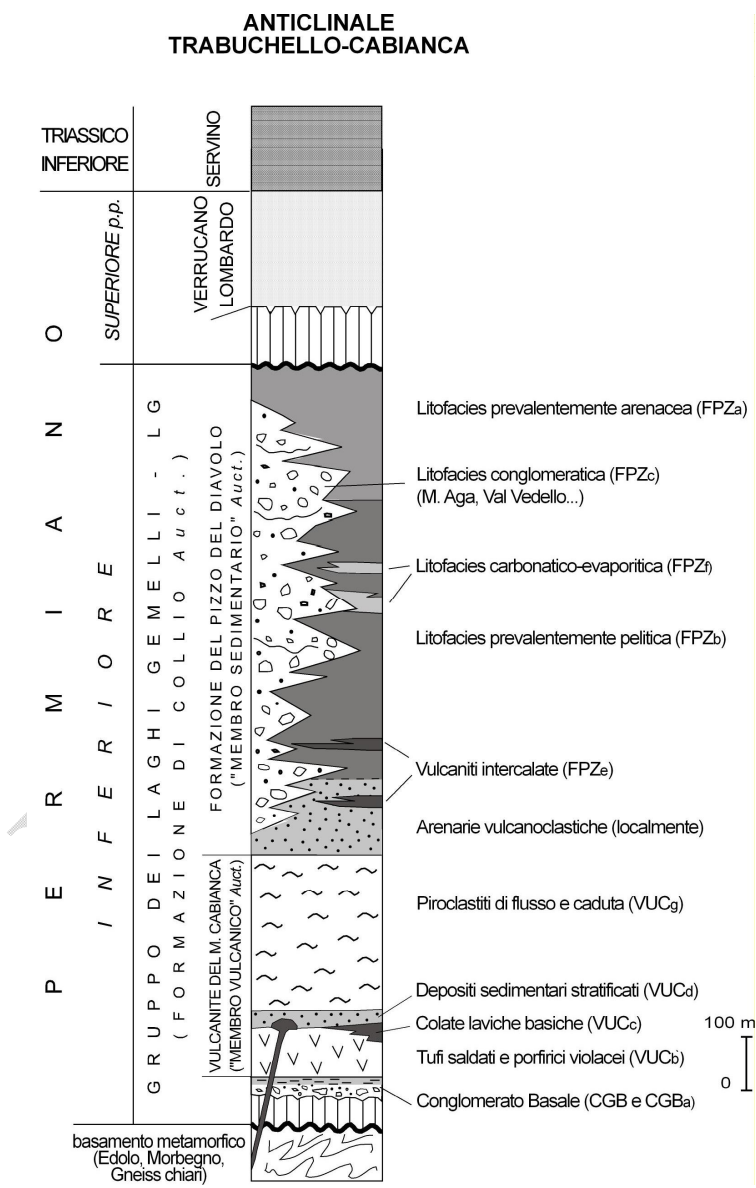


Fig. 13 - Sezione stratigrafica rappresentativa della successione permiana nell'anticlinale Trabuchello-Cabianca.

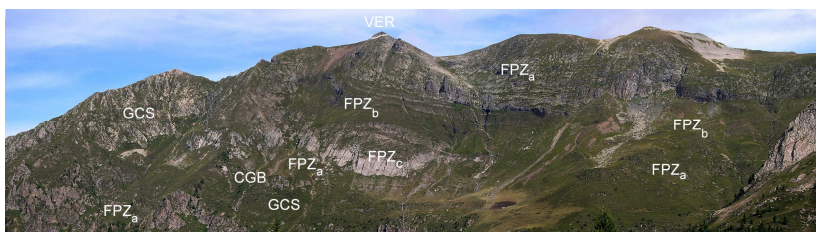


Fig. 14 - Panorama Monte Masoni (alta valle del Fiume Brembo, visto da SSE). Lungo le pendici sud-orientali si osservano, oltre al Conglomerato Basale (CGB), le lito-facies sedimentarie della formazione di Pizzo del Diavolo (FPZ_a, FPZ_b e FPZ_c), gli Gneiss Chiari del Corno Stella (GCS) e un piccolo lembo di Verrucano Lombardo (VER).

3.1.1.1. - Conglomerato Basale (CGB)

Rappresenta la prima unità sedimentaria (dal termine *Bazalkonglomerat* di DOZY, 1935) che si depone in discordanza sul basamento metamorfico. Essa è presente soprattutto nella porzione sud-orientale dell'area indagata, e, da vari autori (e.g. CASATI & GNACCOLINI, 1967) è stata sempre scorporata dalla soprastante Formazione di Collio, presso i Laghi del Poris e tra i Passi di Portula e Reseda, in Val Grabiasca, nonché in una stretta fascia lungo le pendici settentrionali del Monte Cabianca-Val Rossa, poco a Sud del Lago di Fregaborgia. Limitati affioramenti si hanno anche presso Baita Masoni, alle pendici sud-orientali del Monte Masoni (Fig.14) nei pressi del Monte Sasso-Lago del Diavolo e sul Monte Arete, presso Foppolo.

E' costituito da conglomerati, breccie e arenarie ciottolose, di colore rossastro o grigio-verde i cui clasti provengono prevalentemente dall'erosione del basamento cristallino sudalpino (ciottoli di quarzo, elementi litici metamorfici) e, in piccola parte, dall'erosione di unità vulcaniche (rocce afiriche acide e, forse, anche a chimismo intermedio). Quest'unità si presenta frequentemente disorganizzata ma, a volte (alta Val Grabiasca, Laghi del Poris), si osservano alternanze di livelli ortoconglomeratici medio-grossolani, e livelli a prevalente matrice arenacea con clasti dispersi, da pluricentimetrici a decimetrici. La selezione è generalmente scarsa e gli elementi si presentano da scarsamente arrotondati a molto angolosi. Le porzioni stratigraficamente inferiori, solitamente più grossolane, massicce e poco strutturate, suggeriscono accumuli in conoidi alluvionali prossimali ad opera di corsi d'acqua torrentizi. Nelle porzioni medio-superiori, strutture sedimentarie quali gradazioni, cicli *fining-upward* a media e grande scala, embricazioni di clasti, canalizzazioni e stratificazioni incrociate tabulari e concave sono relativamente frequenti e indicano una deposizione per opera di corsi d'acqua di tipo intrecciato.

L'età di questa prima unità silicoclastica post-orogena è da tempo discussa. Flore fossili tardo-carbonifere (Westphaliano C - Stefaniano basale) sono state ritrovate nel Varesotto e nel Luganese (Bedero, Manno), all'interno di conglomerati basali aporfirici (Bedero, Manno; VENZO & MAGLIA, 1947; JONGMANS, 1960; PITTAU *et alii*, 2008) tuttavia, dato che sia nel Bacino Orobico sia in quello Triumplino il CGB risulta totalmente azoico, la sua deposizione è ricondotta ad un intervallo compreso tra il Carbonifero superiore e il Permiano inferiore, con maggior propensione per quest'ultima età. Il Conglomerato Basale poggia in discordanza (*non-conformity*) sulle differenti unità di basamento cristallino (Gneiss di Morbegno, Scisti di Edolo, Gneiss Chiari del Corno Stella). Tale discordanza, che marca un *gap* temporale di notevole durata, è spesso sottolineata (pendici meridionali del Monte Masoni, Valle del Monte Sasso) da un orizzonte di cataclasiti e ultracataclasiti a tormalina, che evidenziano quasi sempre faglie distensive permiane (DE CAPITANI *et alii*, 1999; CADEL *et alii*, 1996). Il passaggio stratigrafico con le unità soprastanti avviene sempre con le litofacies vulcaniche o vulcanoclastiche della vulcanite del Monte Cabianca, ed è caratterizzato da un'apparente paraconcordanza, cui è probabilmente legato un periodo di non-deposizione di ignota durata.

Lo spessore medio del CGB nell'area considerata è di circa 30 m, mentre quello massimo è di circa 120 m (Laghi del Poris-Pian dell'Asino).

3.1.1.1.1. - Arenarie micacee rosse bioturbate (CGB_a)

Quest'unità è stata descritta e, localmente, cartografata nelle porzioni medio-superiori del Conglomerato Basale nella sua facies litica, sulla base delle forti somiglianze con le bioturbazioni della Pietra Simona (v. anche RONCHI, 2008); si tratta d'arenarie medio-fini e siltiti rosso-vinate, micacee, intensamente bioturbate (icnospecie *Paleophicus sp.*) e con presenza di paleosuoli (*calcrete*). Essa rappresenta intercalazioni lentiformi, potenti anche parecchi metri, presenti nelle località sopradette.

3.1.1.2. - Vulcanite del Monte Cabianca

Con questo termine di recente istituzione (si veda lo schema del Sottocomitato d'Area "Alpi" - Gruppo di Lavoro sulle Coperture Sedimentarie – in CASSINIS, 2007a) si intendono tutte le unità vulcaniche e vulcanoclastico-sedimentarie intercalate, denominate nel tempo come "parte inferiore" (CASATI & GNACCOLINI, 1967; CASSINIS *et alii*, 1986) o "gruppi vulcano-sedimentari inferiore e superiore" (CADEL, 1986; CADEL *et alii*, 1987) e "membro" vulcano-clastico inferiore (CADEL *et alii*, 1996) della Formazione di Collio Auct. CADEL *et alii* (1996) hanno successivamente

operato ulteriori distinzioni, dividendo questa porzione vulcanica in una "unità vulcano-sedimentaria inferiore" e una "unità vulcano-sedimentaria superiore", a loro volta suddivise in un gran numero di flussi ignimbrici e intercalazioni sedimentarie (LS1-4 e LR1-5 per l'unità inferiore e US1-4 e UR 1-6 per quella superiore).

Questa unità è costituita principalmente da depositi vulcanoclastici cui si intercalano in maniera complessa depositi vulcanici e sedimentari.

Tali depositi affiorano in modo continuo nel settore a meridione della faglia del Lago di Fregaborgia (massiccio del Monte Cabianca-Monte dei Frati-Monte Madonnino) e, molto meno frequentemente, a Nord di questa (sia sul versante destro della Valle del Monte Sasso che alle pendici meridionali del Monte Masoni).

Unità vulcanoclastiche che appartengono alla vulcanite del Monte Cabianca sono presenti anche a Nord di Carona e a Nord e Nordest di Branzi.

Al tetto del Conglomerato Basale si depongono diverse unità vulcaniche e vulcanoclastiche; tale contatto non è quasi mai netto ma contrassegnato dalla presenza di intercalazioni decimetriche di livelli piroclastici di flusso e caduta. Il *gap* temporale intercorso tra la fine della deposizione del CGB e l'inizio dell'attività vulcanica soprastante è difficilmente quantificabile.

La potenza stimata della vulcanite del Monte Cabianca varia tra i circa 500 m (CASSINIS *et alii*, 1986) e gli oltre 1000 m (CADEL *et alii*, 1996), per un volume totale calcolato in almeno 150 km³ (CADEL, 1986). Le unità vulcaniche presentano affinità chimica calcalcalina e un'origine anatettico-crostaie (ORIGONI GIOBBI *et alii*, 1981). Datazioni radiometriche eseguite da HUNZIKER in CADEL *et alii* (1987) su zirconi appartenenti alle ignimbriti permiane (LR3 e LR4 *sensu* CADEL *et alii*, 1996) hanno fornito età di 288,4 Ma (U/Pb) e 285,3 Ma (Pb/Pb). PHILIPPE *et alii* (1987) riportano un'età di 280±3 Ma (U/Pb su zircone) per un livello ignimbrico soprastante i precedenti, nella miniera di Novazza. CADEL (1986) riporta invece un'età di 287 Ma per la terza unità ignimbrica del gruppo riolitico inferiore.

Scaglie attribuibili a questa unità compaiono lungo le linee tettoniche principali; in questo caso le rocce appaiono fortemente laminate e parzialmente ricristallizzate.

Sulla base dei presenti rilievi e tenendo conto della letteratura recente (CADEL *et alii*, 1996; SCIUNNACH, 2001a,b; FORCELLA *et alii*, 2001), all'interno di questa Formazione sono state distinte le litofacies che seguono.

3.1.1.2.1. - Tufi saldati e tufi porfirici violacei (**VUC_b**)

Si tratta di litotipi vulcanoclastici, soprattutto di caduta, rappresentati da tufi saldati riolitici vetrosi (porzione inferiore) e tufi saldati porfirici (porzione superiore). Aspetto caratteristico è il colore rosso-violaceo e la loro intercalazione, dal basso verso l'alto, con conglomerati ed arenarie rosse di origine prevalentemente vulcanica e con siltiti e tufi fini. Questa litofacies è la prima a comparire nella vulcanite del Monte Cabianca e ha come limite stratigrafico inferiore il Conglomerato Basale. E' stata riscontrata presso i Laghi del Poris, nei rilievi compresi tra il Passo di Reseda e quello di Portula, e in una fascia compresa tra il versante meridionale del Monte Madonnino e il Lago Fregaborgia.

3.1.1.2.2. - Colate laviche basiche (**VUC_c**)

L'aspetto di queste rocce vulcaniche, di composizione andesitica (UA di CADEL *et alii*, 1996) o trachibasaltica-andesitica (FORCELLA *et alii*, 2001), è massiccio e il loro colore è generalmente grigio-scuro o verde. Esse affiorano in plaghe, sparse tra il Monte Madonnino, il Monte Cabianca, il Lago Gemello e il Lago dei Curiosi sotto forma di lave, porfiriti e brecce massicce, molto compatte e saldate, all'interno della litofacies sedimentaria (**VUC_d**).

3.1.1.2.3. - Depositi sedimentari stratificati (**VUC_d**)

Questa litofacies, intercalata tra la litofacies vulcanica (**VUC_b**) e la prevalente litofacies ignimbratica soprastante (**VUC_g**), è costituita da strati pluricentimetrici di arenarie medio-grossolane, cui si alternano anche subordinati episodi conglomeratici, siltitici e piroclastici fini non saldati. Spesso questi depositi silicoclastici, di colore grigio-rosato e con frequente presenza di fenocristalli di feldspato detritico e muscovite, mostrano gradazioni dirette con una base grossolana. L'ambiente di deposizione di questa litofacies è di tipo alluvionale (*braided*), periodicamente interessato da episodi piroclastici medio-fini.

Le due principali aree di affioramento sono ubicate in una stretta fascia alle pendici nord-occidentali del Monte Cabianca, tra il Monte Madonnino e il Lago di Fregaborgia, e nella zona appena a Nord di Passo Reseda.

3.1.1.2.4. - Piroclastiti di flusso e di caduta (**VUC_g**)

Tale unità vulcanoclastica è rappresentata da piroclastiti di flusso o di caduta, di colore verde-chiaro, grigio o, talora, violaceo, in bancate metriche o con aspetto massiccio. Essa rappresenta il prodotto più esteso e potente della vulcanite del Monte Cabianca. Dal punto di vista petrografico-

composizionale queste ignimbriti, prevalentemente riolitiche, appaiono uniformi (nonostante alcuni autori distinguano vari flussi ignimbritici), diverso invece è il loro modo di messa in posto. Tali piroclastiti di flusso, il cui studio petrografico è stato condotto da ORIGONI GIOBBI *et alii* (1981), CADEL (1986) e CADEL *et alii* (1987), presentano fenocristalli di quarzo e feldspato, litici differenti e pomici bianche di dimensioni anche pluridecimetriche, sovente stirate per carico e ricristallizzate. Ignimbriti verdine, dall'aspetto massiccio e con pomici da centimetriche a pluridecimetriche, affiorano con continuità in tutto il versante Nord del Monte Madonnino-Monte Cabbianca. Le piroclastiti di caduta sono invece rappresentate dall'alternanza, talora molto fitta, di livelli cineritici, in genere scuri, e livelli pomicei o tufacei più chiari. Agli episodi piroclastici sono intercalati episodi prettamente terrigeni con tessitura e spessore variabile. In questa litofacies piroclastica sono state distinte un gran numero di differenti colate ignimbritiche (CADEL *et alii*, 1996) che, secondo FORCELLA *et alii* (2001), possono essere raggruppate di massima in due porzioni: inferiore e superiore.

3.1.1.3. - Formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ)

Questa formazione è costituita dai depositi continentali alluvio-lacustri del Permiano inferiore soprastanti alle vulcaniti e vulcanoclastiti della vulcanite del Monte Cabbianca, e che in precedenza erano noti come "membro superiore" (CASATI & GNACCOLINI, 1967; CASSINIS *et alii*, 1986) o "parte medio-superiore sedimentaria" (CADEL *et alii*, 1996) della Formazione di Collio.

La successione orobica aveva tradizionalmente preso lo stesso nome della Formazione di Collio tipica, cioè quella affiorante nel Bacino Triumplino (si veda ad esempio CASSINIS, 1966, 1966b, 1985, CASSINIS *et alii*, 2000). Tuttavia, i depositi sedimentari e vulcanici della Formazione di Collio triumplina, suddivisi dal citato autore in differenti litozone, anche se simili per facies e ambiente deposizionale, non appaiono direttamente comparabili e correlabili con quelli del Bacino Orobico. Queste due fosse intramontane, anche se forse in parte coeve, hanno subito una diversa evoluzione sia tettono-sedimentaria che magmatica, e le successioni al loro interno presentano lacune stratigrafiche più o meno ampie. La recente istituzione di nuovi nomi formazionali ha avuto quindi la principale intenzione di evitare confusioni stratigrafico-nomenclaturali.

Dal punto di vista paleotettonico la formazione del Pizzo del Diavolo si è deposta in un bacino transtensile molto asimmetrico (*semigraben*) caratterizzato da una subsidenza maggiore a Nord rispetto al comparto

meridionale. All'interno di tale fossa intramontana si svilupparono ambienti alluvio-lacustri, caratterizzati da paleolaghi, generalmente permanenti, e da un sistema idrografico circoscritto e bordato da conoidi alluvionali anche di vaste proporzioni ("Conglomerato del Ponteranica *Auct.*" e "conglomerati di Monte Aga").

Una possibile sezione-tipo della formazione del Pizzo del Diavolo (RONCHI *et alii*, 2005) è stata descritta lungo le pendici sud-occidentali del Pizzo del Diavolo, tra l'alta Val Camisana e il Passo Podavit (Fig. 15).

Negli ultimi anni sono state effettuate diverse ricerche nel tentativo di ricostruire l'assetto stratigrafico ed evolutivo della successione permiana orobica.

CADEL *et alii* (1996), in un lavoro sull'area a cavallo tra le alte Valli Brembana e Seriana, svolgono un'approfondita ricerca sui sedimenti permiani, giungendo a delineare con una certa precisione la fisiografia del bacino e la provenienza dei sedimenti.

Nel Bacino Orobico, nonostante sia stato riscontrato un *record* paleontologico abbastanza cospicuo, non sono presenti dei chiari *marker* biostratigrafici. DOZY (1935) ha segnalato la presenza d'impronte di tetrapodi all'interno di depositi pelitici presso la Bocchetta di Podavit (Pizzo del Diavolo di Tenda). All'interno di una simile litofacies ma più ad Ovest, nell'Anticlinale Orobica (Alta Val Varrone-Valle dell'Inferno), altre impronte sono state rinvenute da CASATI & GNACCOLINI (1967) e successivamente studiate da CEOLONI *et alii* (1987), CONTI *et alii* (1991, 1997). Inoltre nella stessa area è stata identificata recentemente un'importante associazione di tetrapodi (CONTI *et alii*, 2000; CASSINIS *et alii*, 2000; NICOSIA *et alii*, 2000; SANTI & KRIEGER, 2001): resti di macroflore e stromatoliti algali (FREYTET *et alii*, 1996, KERP *et alii*, 1996) (Fig. 15).

Una fauna a foraminiferi bentonici è stata segnalata da SCIUNNACH (2001b) in arenarie fini al tetto della formazione del Pizzo del Diavolo nell'Anticlinale Orobica s.s.

Nuovi ritrovamenti, riguardanti invertebrati (meduse lacustri) e tracce di artropodi, aiutano a ricostruire le facies e i paleoambienti che caratterizzarono questo bacino continentale (RONCHI & SANTI, 2003; RONCHI *et alii*, 2005). In complesso, soprattutto sulla base delle orme di tetrapodi, la formazione del Pizzo del Diavolo del Bacino Orobico è stata attribuita alla porzione intermedia del Permiano inferiore (Artinskiano).

Sottili scaglie tettoniche, rinvenute in località Camp Cervè (Valle del Livrio) e, probabilmente, a Est di Casera Caprarezza (Val Cervia) sono state attribuite alla formazione del Pizzo del Diavolo. Nel primo caso si tratta di

arenarie da grossolane a fini e argilliti rossastre con evidente clivaggio immergente verso Nordest; lo spessore di questo corpo non supera i 50 m. In Val Cervia affiorano delle siltiti da rosso mattone a nere lungo un piccolo orizzonte di pochi metri di spessore; presentano un clivaggio pervasivo molto fitto, sono limitate a tetto e a letto da sottili orizzonti cataclastici. Arenarie e conglomerati poligenici di probabile pertinenza di questa unità affiorano nella porzione Nordest dell'area poco a monte dell'abitato di Piateda. Si tratta di rocce a grana minuta omogenee, di colore verde-scuro o grigio, di aspetto arenaceo. In sezione sottile mostrano un'evidente ricristallizzazione (legata all'attività tettonica della Linea del Porcile?). I litotipi più grossolani hanno l'aspetto di conglomerati poligenici a matrice arenacea grossolana con grossi ciottoli quarzosi allungati.

Attualmente nella formazione del Pizzo del Diavolo (Fig. 16), appartenente all'Anticlinale Trabuchello-Cabianca (Fig. 13), sulla base di questi rilievi e grazie a lavori scientifici recenti (CASSINIS *et alii*, 1986; CADEL *et alii*, 1996; FORCELLA *et alii*, 2001; SCIUNNACH, 2001a, 2002; RONCHI *et alii*, 2005) sono state distinte le diverse litofacies. Tali litofacies presentano rapporti verticali e laterali complessi riconducibili ad una deposizione nei bacini trans tensivi sopra descritti, caratterizzati lungo i bordi da conoidi alluvionali con sedimenti grossolani e da sedimenti sempre più fini verso le aree depocentrali.

3.1.1.3.1. - Litofacies prevalentemente arenacea (FPZ_a)

Si tratta d'arenarie litiche, talora vere e proprie epiclastiti, di colore da grigio a marrone-chiaro costituite prevalentemente da frammenti vulcanici e subordinatamente da quarzo, miche e feldspati. Localmente appaiono stratificate e presentano strutture sedimentarie, altrove hanno stratificazione indistinta. Spesso al loro interno sono presenti livelli pelitici scuri, intervalli conglomeratici e intervalli vulcanoclastici più o meno fini. In sezione sottile appare evidente la composizione vulcanoclastica di tali arenarie: prevalgono i litici vulcanici su quelli metamorfici e sul quarzo e si osserva una struttura "occhiadina" causata da una foliazione anastomizzata, a sua volta sottolineata da *film* di sericite e miche bianche.

Rientrano in questa litofacies i sedimenti definiti come "membro arenaceo-vulcanoclastico inferiore" e "membro arenaceo-vulcanoclastico superiore" da FORCELLA *et alii* (2001); il primo è riconducibile ai *fluvialite and outer alluvial fan deposit* di CASSINIS *et alii* (1986) ed è caratterizzato da prevalenti arenarie grossolane a stratificazione massiccia alternate ad epiclastiti e tufi. Il clivaggio è più pervasivo e si vedono poche strutture sedimentarie. Il secondo è invece riferibile alla *heterolithic, sand-dominated*

facies di CASSINIS *et alii* (1986), con arenarie medio-fini grigio-verdastre e numerose strutture sedimentarie al loro interno, come stratificazione incrociata tabulare e concava, strutture da carico e convolute, *ripple* d'onda e da corrente, cicli *fining* e *coarsening upwards*.

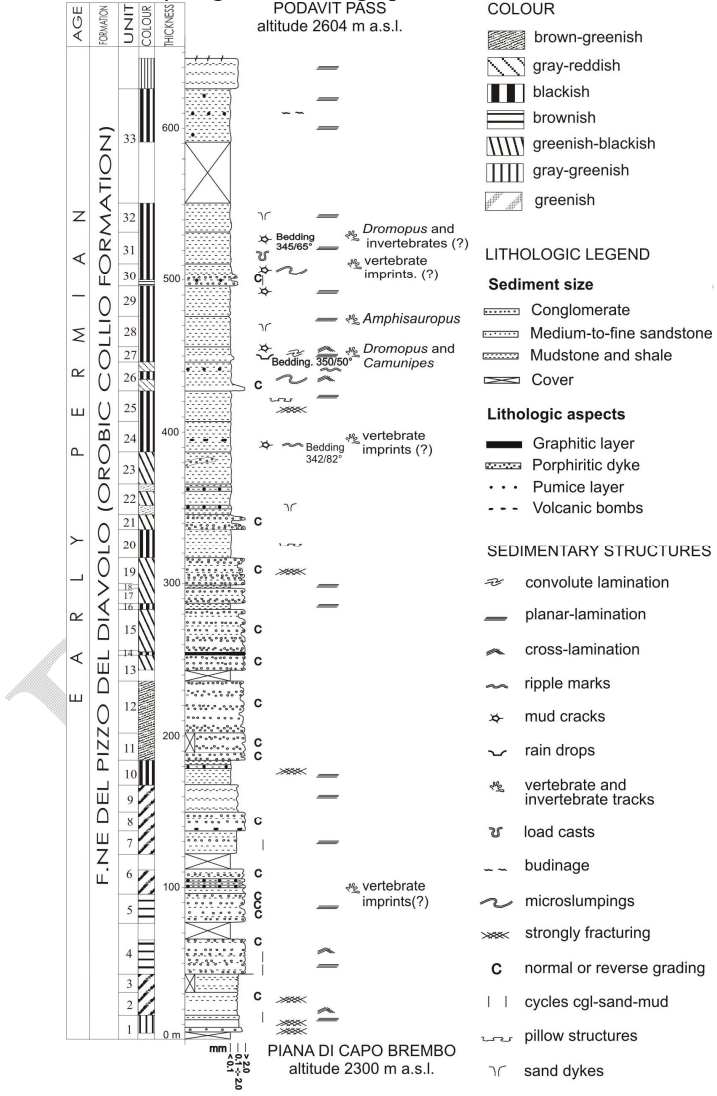


Fig. 15 - Sezione stratigrafica delle unità vulcanoclastiche e sedimentarie alluvio-lacustri (membro sedimentario della Formazione di Collio Auct.= formazione di Pizzo del Diavolo) misurata nell'area del Pizzo del Diavolo (da RONCHI et alii, 2005, mod.).

L'ambiente sedimentario è riconducibile ad una piana alluvionale sabbiosa, caratterizzata da ampi ventagli alluvionali attraversati da corsi d'acqua effimeri.



Fig. 16 - Sedimenti continentali alluvio-lacustri (litofacies FPZ_a e FPZ_b) e vulcanoclastiti (litofacies FPZ_e) del Permiano inferiore presso il Pizzo del Diavolo e il "Diavolino" (appartenenti all'omonima formazione). Da SW verso NE (alta Val Camisana).

3.1.1.3.2. - Litofacies prevalentemente pelitica (FPZ_b)

Si tratta di siltiti e argilliti nere, talora massicce e, più spesso, fittamente laminate o con alternanze d'orizzonti arenacei da millimetrici a pluridecimetrici, da grigi a marrone; queste alternanze, in cui prevalgono i sedimenti più fini, formano delle bancate anche di varie decine di metri, come ad esempio presso il Lago Sardegnana. Frequentemente, all'interno di questa litozona sono osservabili diverse strutture sedimentarie, come *ripple* asimmetrici e simmetrici, laminazione parallela e obliqua, *mud-crack*, *clay chip*, impronte di pioggia, etc. (Fig. 15; si veda anche CASATI, 1969). All'interno di questa litofacies sono spesso rinvenibili strutture deformative sinsedimentarie (*soft sediment deformation*) dovute al carico o all'attività tettonica e/o sismica (Fig. 17d).

In sezione sottile queste argilliti e siltiti appaiono generalmente poco selezionate, con una massa di fondo fine, al cui interno si osservano clasti angolosi di quarzo, plagioclasio con geminazione polisintetica, lamine di miche bianche, litici vulcanici e abbondanti ossidi.

L'ambiente di sedimentazione di tale litofacies (riferibile alla

heterolithic mud-dominated facies di CASSINIS *et alii*, 1986) è di tipo prevalentemente lacustre caratterizzato da corsi d'acqua, spesso effimeri, e, talora laghi da semi-perenni a perenni e con profondità variabili.

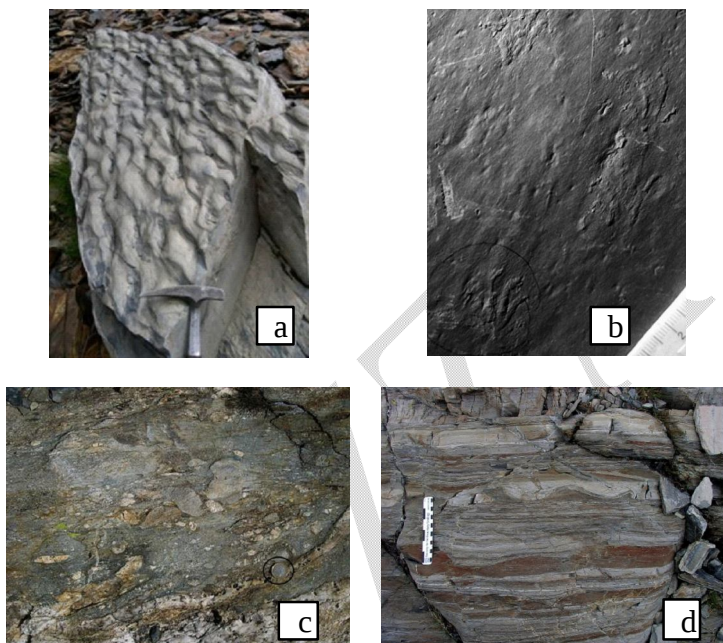


Fig. 17 - Strutture sedimentarie ed elementi paleontologici nei depositi fluvio-lacustri o litofacies FPZ_b della formazione di Pizzo del Diavolo (Permiano inferiore): a) ripples linguoidi in prossimità del Passo di Valsecca; b) impronte di *Dromopus lacertoides*, tetrapodi del Permiano inferiore (Foto G. Santi, Passo di Valsecca); c) depositi vulcanoclastici (litofacies FPZ_c) appartenenti alle vulcaniti intercalate nella formazione di Pizzo del Diavolo; d) deformazioni da carico o sismi nei sedimenti fini laminati.

Soprattutto nella zona occidentale (tra i paesi di Branzi e di Carona) questa litofacies è caratterizzata da un incipiente metamorfismo alpino (da cui il nome di “scisti o ardesie di Carona” *Auct.*) responsabile del tipico clivaggio, ripidamente immergente a Nord e della trasposizione, lungo tali piani, della stratificazione.

3.1.1.3.3. - Litofacies conglomeratica (FPZ_c)

A questa litofacies corrispondono corpi conglomeratici talora molto

potenti ma poco continui lateralmente, intercalati a vari livelli nella formazione del Pizzo del Diavolo, talvolta erroneamente attribuiti al Conglomerato Basale da autori precedenti (in particolar modo gli affioramenti presso Casera dei Dossi, lungo il versante Ovest del Monte Sasso e in Val Camisana). E' rappresentata da arenarie ciottolose e conglomerati composti prevalentemente da elementi eterometrici derivati dalle sottostanti vulcaniti e dal basamento metamorfico orobico (prevalentemente micascisti e filladi e, in subordine, quarzo policristallino).

Questi conglomerati affiorano lungo il medio corso del Fiume Brembo di Carona e a settentrione di questo, come ad esempio nella Valle Camisana, nel versante Sud del Monte Masoni, al Passo Cigola e nel versante occidentale del Monte Aga: lungo il Crinale orobico nelle zone della Val Vedello, Val Caronno e Val d'Ambria.

Dal punto di vista litostratigrafico tali litofacies grossolane possono essere comparate alle stesse che, nell'Anticlinale Orobica, sono state indicate da CASATI & GNACCOLINI (1967) come Conglomerato di Ponteranica.

Presso il Monte Aga, ove tale litofacies raggiunge all'incirca i 200 m, si osserva una porzione inferiore, molto più grossolana e poco strutturata, che evolve verso paraconglomerati con intercalazioni d'arenarie medio-fini fino ad argilliti scure. In generale l'ambiente deposizionale di questi depositi è tipico di ventagli alluvionali, da prossimali a distali, deposti da fiumi torrentizi a medio-alta energia. Bande cataclastiche più o meno ampie e di colore nerastro spesso marcano il contatto tettonico tra questa litofacies grossolana e il basamento metamorfico (soprattutto nell'area Lago del Diavolo-Valle del Monte Sasso-Monte Masoni) (CADEL *et alii*, 1996).

Nella Val Vedello, Val Caronno e Val d'Ambria questa litofacies grossolana è caratterizzata dalla presenza di elementi del basamento (micascisti, filladi e gneiss) in uguali proporzioni e, subordinatamente, da vulcaniti permiane. La selezione di questi conglomerati è moderata tuttavia si osservano sovente strutture come canalizzazioni, laminazioni piano-parallele e gradazioni.

Nell'ambito della litofacies conglomeratica CADEL *et alii* (1996) individuano tre petrofacies, riferibili ad altrettanti sistemi di conoidi alluvionali, che riflettono le peculiarità geologiche d'ogni singola area d'alimentazione. Esse sono così denominate:

Tip 1 (Val Sanguigno, parte meridionale del bacino) – i clasti sono per lo più d'origine vulcanica (andesiti, soprattutto), con ciottoli di quarzo abbastanza rari.

Tip 2 (Monte Aga, parte nord-occidentale del bacino) – i clasti sono

per lo più costituiti da frammenti angolosi di micascisti (Scisti di Edolo *Auct.*) e di filladi (Filladi di Ambria *Auct.*); sicuramente subordinati come quantità i clasti costituiti da quarzo metamorfico, Gneiss di Morbegno, porfiriti riolitiche e conglomerati quarzosi. La matrice sabbiosa ha composizione del tutto paragonabile.

Tipo 3 (Val Vedello e Val Caronno, parte nord-orientale del bacino) – i clasti appaiono costituiti da tutte le litologie note del basamento metamorfico sudalpino (Gneiss di Morbegno, Scisti di Edolo, Filladi di Ambria, Gneiss Chiari del Corno Stella, quarzo e quarziti) in proporzioni variabili e da subordinate quantità (fino al 20% degli elementi della grana *pebble-cobble*) di elementi di origine vulcanica (per lo più rioliti, con pochissime andesiti).

3.1.1.3.4. - Vulcaniti intercalate (**FPZ_e**)

Litofacies vulcanoclastiche e piroclastiche di caduta possono essere rinvenute, anche se non frequentemente, all'interno della FPZ. La loro continuità laterale è scarsa e le potenze non sono superiori a qualche decina di metri (ad es. in corrispondenza della Piana di Capo Brembo e nel versante Sud del Monte Masoni). Si tratta talora di vere e proprie epiclastiti rimaneggiate, talora con clasti pluridecimetrici e/o con strutture di deposizione molto simili a quelle delle litofacies sedimentarie (embricature, strutture di flusso, di carico). E' spesso forte la presenza di pomici o di *dropstone* d'impatto. Il colore è generalmente grigio-grigio scuro-verdastro.

3.1.1.3.5. - Litofacies carbonatico-evaporitica (**FPZ_f**)

Quest'unità litostratigrafica è caratterizzata da carbonati (spesso dolomie) lacustri con frequenti croste ferruginose e noduli di colore da nocciola a giallo-ocra o nerastri associati ad arenarie medio-fini. Queste litofacies, spesso in orizzonti localizzati e a scarsa persistenza laterale, sono interpretabili come la testimonianza di sottili depositi salini in ambienti ad alta evaporazione (*playa*). Essi hanno potenze da decimetriche a plurimetriche, e affiorano in particolare nella porzione occidentale dell'area rilevata (Lago Sardegnana e Monte Sardegnana), ove appaiono eteropici con la litofacies arenacea del Collio e, più limitatamente, in quella occidentale (Baite del Poris, Pizzo del Diavolo e a Nord del Lago di Fregaborgia). Talora all'interno di questa litofacies si possono osservare oncoliti algali e probabili duomi stromatolitici (RONCHI & SANTI, 2003). Questi depositi sono da ricondursi a laghi alcalini di tipo generalmente effimero.

3.1.1.4. - Verrucano lombardo (VER)

Questa formazione (ASSERETO & CASATI, 1965, 1966) è costituita dai classici conglomerati e arenarie arrossati, a stratificazione indistinta o massiccia nelle porzioni inferiori e più organizzata in quelle superiori. L'unità è stata formalizzata da CASSINIS (2007b). Nell'area considerata, essa affiora estesamente in prossimità del Passo d'Aviasco-Val dei Frati, tra il Pizzo Vacca e il Pizzo del Becco e in sinistra idrografica della Valle di Carisole, al Monte Arete presso Foppolo e lungo la Valle del Brembo di Valleve nonché, più limitatamente, in piccole plaghe presso le cime dei Monti Aga e Masoni, e in una piccola scaglia tettonica in corrispondenza della Casera dei Dossi, poco ad Ovest del Lago di Fregabolia.

Il Verrucano Lombardo è costituito da conglomerati poligenici a clasti pluricentrici (in media di alcuni cm) subarrotondati, prevalentemente di quarzo, in subordine di vulcaniti violacee e, ancor più raramente, di scisti cristallini. All'interno del Verrucano Lombardo sono presenti intervalli arenacei rossastri, talora con ciottoli sparsi o tasche di ciottoli, e lenti siltose, rosso-scuro. All'interno delle porzioni grossolane sono visibili strutture canalizzate, tipiche di sistemi fluviali tipo *braided*, con, all'interno, laminazioni parallele o incrociate concave, mentre in quelle più fini si osservano bioturbazioni e *mud crack*. L'aspetto sedimentologico generale è molto simile a quello descritto per la medesima formazione affiorante nel Bacino di Collio triumplino (si veda ORI, 1988; ORI *et alii*, 1988).

In linea generale il Verrucano Lombardo può essere suddiviso in due porzioni: quella inferiore è rappresentata da conglomerati e da arenarie conglomeratiche con rare lenti siltose; la porzione superiore è costituita invece da alternanze d'arenarie grossolane e siltiti. La tendenza evolutiva è quindi un passaggio, con la diminuzione dell'asperità del rilievo, da un sistema fluviale di tipo anastomizzato a meandriforme fino ad un ambiente di piana alluvionale (ORI, 1988).

Il Verrucano Lombardo si depone in discordanza angolare (con angolo variabile da 10° a 30°) sui depositi della formazione del Pizzo del Diavolo; tale discordanza è visibile con chiarezza nell'area, solo presso la cima del Monte Aga e del Monte Masoni.

Questa Formazione, fino ad oggi totalmente azoica, è attribuita al Permiano superiore *p.p.* (Tatariano nella scala del Permiano continentale) sia per la sua posizione stratigrafica, sottostante al Servino che per correlazione con la formazione dell'Arenaria di Val Gardena, più ricca in fossili (macroflore, microflore e impronte di tetrapodi), e alla quale passa lateralmente ad Est della Val d'Adige.

Rocce attribuibili al Verrucano Lombardo compaiono come scaglie

tettoniche entro la Linea del Porcile. Si tratta di un conglomerato di colore violaceo, a supporto clastico costituito da ciottoli eterodimensionali di quarzo, in genere spigolosi, arenarie fini e rari frammenti di ignimbriti. L'affioramento più esteso si ha in prossimità dell'abitato di Sazzo dove si osservano lenti allungate di conglomerati ed arenarie da rosso-bruno a verdi, spesso molto deformate e con impronta anchimetamorfica. Affiora inoltre a Sudest di Casera di Grassone (Val Madre) ed in prossimità del Passo Tartano, dove è presente con una litofacies prevalentemente conglomeratica talora con un debole clivaggio; affiora anche a Camp Cervè (Valle del Livrio), dove presenta una grana arenacea con piccoli clasti quarzosi e una evidente foliazione con allungamento dei clasti parallelo ad essa.

3.1.1.4.1. - Vene quarzose

In corrispondenza della sommità del Monte Grabiasca e lungo l'estremità orientale della faglia del Lago di Fregaborgia (parallelamente alla stessa) sono visibili numerose vene quarzose subverticali.

3.1.1.4.2. - Ultracataclasiti

Fenomeni pervasivi di tormalinizzazione interessano diverse faglie permiane (soprattutto nella Valle del Monte Sasso-Lago del Diavolo, in alta Val Venina e alle pendici del Monte Masoni) e sono stati riferiti ad attività di fluidi idrotermali ricchi in boro (CADEL *et alii*, 1987; ZHANG *et alii*, 1994; DE CAPITANI *et alii*, 1999). Tali ultracataclasiti permettono, con un certo margine di confidenza, di attribuire alla tettonica che strutturò il bacino permiano, le linee cui sono associate e anche, localmente, di individuare il contatto stratigrafico tra il basamento e i depositi permiani soprastanti.

4. - SUCCESSIONE TRIASSICA

(a cura di F. Berra e L. Papani)

La successione mesozoica affiora solamente nella porzione occidentale del foglio, ad eccezione di piccole scaglie di Servino affioranti nel settore sud-orientale. La successione è ben esposta nel massiccio del Pegherolo (Fig. 18), dove sono presenti i termini più giovani (formazione di Gorno).

4.1 - SERVINO (SRV)

Il termine Servino è nome usato in Val Trompia sin dagli inizi del XIX

secolo (BROCCHI, 1808). Questa unità è stata formalizzata da SCIUNNACH (2007a).

L'unità affiora nel settore sud-orientale del foglio (Monte Vigna Soliva) dove è conservato il passaggio con il Verrucano Lombardo. Altri affioramenti, intensamente tettonizzati, sono presenti nel settore sud-occidentale del foglio lungo il contatto tettonico tra la successione permiana e quella triassica (Passo di San Simone).

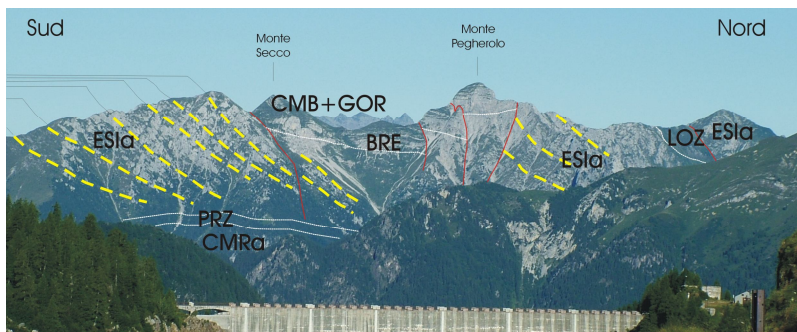


Fig. 18 - Panorama del Monte Pegherolo da Est (rifugio Calvi). Nella figura si nota la successione triassica dal Calcare di Camorelli (CMR_a) fino alla formazione di Gorno che costituisce la cima del Monte Secco, ribassato da alcune faglie normali rispetto alla cima del Monte Pegherolo. Si noti la clinostratificazione nel calcare di Esino in facies di pendio ($ESla$) progradante verso Nord. L'Argillite di Lozio (LOZ) si appoggia in onlap sull'ultima clinoforme di $ESla$.

Nel settore brembano occidentale sono state riconosciute due principali associazioni di litofacies (CASATI & GNACCOLINI, 1967). L'inferiore è prevalentemente costituita da arenarie quarzose a cemento dolomitico giallastro, ben stratificate, con laminazioni parallele od oblique da *ripple* d'onda e di corrente; alle arenarie s'intercalano siltiti, marne, argilliti giallastre o verdastre e localmente sottili orizzonti-lenti di calcareniti oolitiche e bioclastiche. La litofacies superiore è invece caratterizzata da alternanze di siltiti, siltiti marnose spesso micacee, marne dolomitiche e dolomie marnoso-siltose in strati decimetrici. Tale suddivisione si mantiene verso oriente, anche se più sfumata, mentre aumentano in tutta la successione le intercalazioni di dolomie arenacee o marnoso-arenacee giallastre. Date le condizioni d'affioramento, sovente pessime, non è stato possibile distinguere a livello cartografico tali litofacies. La base dell'unità è costituita da quarzareniti talora a cemento carbonatico di spessore decimetrico (Monte Vigna Soliva): tale livello, non cartografabile, corrisponde al membro di Prato Solaro, riconosciuto da SCIUNNACH *et alii*

(1999) nel settore della Valsassina.

Il Servino è limitato inferiormente dal Verrucano Lombardo; il passaggio fra le due formazioni, sempre netto, è caratterizzato dalla comparsa di conglomerati fini, arenarie quarzose e siltiti carbonatiche ben stratificate, generalmente paraconcordanti. Il limite superiore con la carniola di Bovegno è più transizionale, evidenziato dalla progressiva riduzione delle intercalazioni pelitiche policrome ed aumento delle dolomie. A causa di questo tipo di limite non è sempre possibile riferire con certezza alla parte sommitale del Servino o alla soprastante carniola di Bovegno affioramenti prevalentemente dolomitici.

Il Servino presenta in genere faune scarse ed oligotipiche, fra cui sono segnalate (PORRO, 1933; CASATI & GNACCOLINI, 1967): i gasteropodi *Natiria costata* (Münster), *N. semicostata*, *Turbo* cfr. *rectecostatus*, i bivalvi *Neoschizodus laevigatus*, *Unionites canalensis*, *Claraia intermedia*, *C. cf. clari*, *C. aurita*, *Neoschizodus ovatus*, *Costatoria costata* (Zenker), *Miophoria costata* (Zenker), il foraminifero *Meandrospira pusilla*, e rari crinoidi e ammonoidi (*Tirolites* sp., *Dinarites* sp.) nella parte superiore. Sulla base del contenuto faunistico esso viene concordemente attribuito al Triassico inferiore (Induano ed Olenekiano).

Il Servino rappresenta l'inizio della trasgressione marina triassica progressiva da Est verso Ovest (ASSERETO *et alii*, 1973) sui depositi continentali del Verrucano Lombardo. Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche e le associazioni faunistiche indicano infatti un progressivo passaggio da ambienti litorali-epineritici a condizioni di mare più profondo ed aperto.

Arenarie fini di colore giallo-ocra o verde-azzurro, molto foliate, con preservate le relazioni tra foliazione e stratificazione originaria compaiono in scaglie tettoniche entro la Linea del Porcile. L'affioramento di maggiori dimensioni è osservabile in sponda destra del Fiume Adda, all'altezza di Tresivio, dove formano un'estesa parete rocciosa subverticale. Affioramenti di dimensioni minori si hanno in Valle del Livrio (Camp Cervè) dove sono a diretto contatto con le cataclasiti della Linea del Porcile a Nord e con il Verrucano Lombardo a Sud, nonché in Val Madre (Casera di Grassone) dove sono delimitate a Nord dalla Linea del Porcile, mentre a Sud sono in contatto con il sottostante Verrucano Lombardo. Affioramenti poco estesi di arenarie carbonatiche giallastre si hanno in prossimità del Passo di Portorella e al Passo dei Lupi; in entrambi i casi gli affioramenti sono delimitati da sottili orizzonti cataclasitici.

4.2 - CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV)

L'unità, descritta inizialmente da CURIONI (1855) come "Calcareo farinacea", è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica. L'area di riferimento è l'alta Valle Trompia presso la località omonima. Questa formazione affiora in limitatissime aree, generalmente lungo superfici di scollamento tettonico, costituendo un livello di scollamento preferenziale tra la successione permiano-triassica basale e le spesse successioni carbonatiche mesozoiche che seguono.

La carniola di Bovegno è costituita da calcari dolomitici e dolomie di colore giallastro, con sottili intercalazioni argillose da ocra a grigio-verdi. La stratificazione, in grossi banchi metrici o indistinta, è tipica delle intercalazioni di dolomie-calcaree vacuolari (carniole). I carbonati vacuolari presentano intercalazioni lenticolari strato-concordanti, ma anche in tasche-filoni discordanti di breccie intraformazionali costituite da clasti angolosi centimetrici di calcari dolomitici, dolomie marnose, e subordinate argilliti e marne. Queste particolari litologie e tessiture della carniola di Bovegno sono in gran parte legate alle fasi tettoniche alpine.

Queste carnioli o *rauhwacke* sono state descritte ed interpretate come breccie autoclastiche di possibile origine tettonica da METZELTIN & VEZZOLI (1977). L'unità considerata, infatti, costituisce il primo degli orizzonti plastici di distacco del Triassico, in corrispondenza dei quali si sono impostate preferenzialmente le estese superfici di scollamento tettonico d'età alpina.

Lo spessore dell'unità non è ben determinabile a causa della sua intensa tettonizzazione e per gli affioramenti discontinui: sulla base d'indicazioni dalle aree limitrofe si ritiene che possa aggirarsi attorno a 50-100 m.

Il limite inferiore con il Servino non è stato osservato; il limite superiore con il Calcare di Angolo è generalmente transizionale, evidenziato dalla progressiva ma rapida scomparsa delle intercalazioni delle marne e dolomie marnose sottilmente stratificate sostituite da calcari e calcari dolomitici di colore grigio, grigio-scuro, in strati medi talora amalgamati. CASATI & GNACCOLINI (1967) propongono, per la successione delle Orobie occidentali, una parziale eteropia tra la carniola di Bovegno ed il Calcare di Angolo basale.

L'unità è scarsamente fossilifera: in base alla sola posizione stratigrafica la carniola di Bovegno è stata attribuita all'Olenekiano superiore-Anisico inferiore (ASSERETO & CASATI, 1965). Recentemente studi stratigrafici di dettaglio sul Servino le hanno attribuito un'età Anisico inferiore (Egeico, SCIUNNACH *et alii*, 1999).

La deposizione della carniola di Bovegno è attribuibile ad una vasta

piana costiera, in prevalenza sopratidale, con ambienti di *sabkha* e di laguna a sedimentazione mista carbonatico-pelitica, in condizioni climatiche aride, confrontabili con le attuali coste del Golfo Persico. Nella parte superiore della successione erano localmente presenti piccoli bacini evaporitici (salina) in cui precipitavano gessi-anidriti (**BOV_a**).

Controversa è invece la genesi delle brecce non legate a fenomeni tettonici; esse possono derivare dalla dissoluzione delle evaporiti e conseguente collasso degli strati soprastanti o dalla fratturazione idraulica della roccia sotto forti pressioni di fluidi derivanti dalla disidratazione delle evaporiti (METZELTIN & VEZZOLI, 1977) e/o circolazione di fluidi tardivi lungo le superfici dei sovrascorrimenti alpini (JEANBOURQUIN & LUALDI, 1994).

Dolomie vacuolari e calcari dolomitici di colore giallastro, massicci, attribuibili alla carniola di Bovegno si rinvencono anche nelle scaglie tettoniche entro la Linea del Porcile. Affiorano in prossimità del Passo Tartano a diretto contatto con le arenarie fini del Servino.

4.3 - CALCARE DI ANGOLO - LITOFACIES CALCAREA (**ANG_a**)

L'unità è stata riconosciuta e descritta in passato da numerosi autori con varie terminologie lito-cronostratigrafiche, comprendendo a volte anche il soprastante calcare di Prezzo ("Scisti a gracilis", "Gruppo di Valsecca, "dolomie grigio-scuere in strati sottili" ecc.). Al Calcare di Angolo sono state in passato attribuite anche le facies, in prevalenza dolomitiche, affioranti in Val Brembana (Membro delle Dolomie Peritidali, JADOUL & ROSSI, 1982), ora riferite al Calcare di Camorelli: tali facies costituiscono la parte superiore della successione anisica della Val Brembana.

Il Calcare di Angolo è stato formalizzato da ASSERETO & CASATI (1968b) in Valle Camonica.

La sua area di affioramento nel foglio Sondrio è limitata al settore del Monte Pegherolo, in destra del Fiume Brembo di Valleve, ed alla zona del Monte Valgussera e del crinale tra Val Brembo di Valleve e Val Carisole.

Il Calcare di Angolo è rappresentato da calcari grigio-scuri in strati pluridecimetrici planari localmente con intercalazioni di orizzonti costituiti da strati più sottili, amalgamati, debolmente nodulari, bioturbati e con interstrati millimetrico-centimetrici marnoso-argillosi. I calcari sono in prevalenza fini con locali intercalazioni calcarenitiche con dispersi crinoidi e rare laminazioni parallele. Alla base dell'unità sono anche intercalati livelli, di spessore da decimetrico a plurimetrico, di dolomie calcaree vacuolari (simili a quelle della carniola di Bovegno) che evidenziano la fascia di transizione con la carniola di Bovegno. Nella zona del Passo di San

Simone è presente, nella parte alta dell'unità, un livello siltoso caratterizzato da abbondante mica bianca detritica: questo livello potrebbe rappresentare un equivalente distale della Formazione di Bellano, affiorante nel settore del Lago di Lecco.

Lo spessore massimo della Formazione è di 150-200 m (Monte Pegherolo).

Il limite inferiore con la carniola di Bovegno è transizionale, così come il limite superiore con il Calcare di Camorelli.

Il contenuto paleontologico del Calcare di Angolo è piuttosto ricco e variato. Sono stati segnalati, infatti, lamellibranchi e gasteropodi non determinabili; ammoniti; crinoidi, fra cui *Dadocrinus gracilis* (Buch) ed *Encrinus liliiformis* (Lamarck) e foraminiferi. In base al contenuto paleontologico ed alla posizione stratigrafica il Calcare di Angolo è attribuito all'Anisico inferiore-medio. In Val Seriana dove è presente il Calcare di Camorelli, l'unità interrompe il suo sviluppo dall'Anisico medio (BERRA *et alii*, 2005), altrove arriva fino all'Anisico superiore (Val Canonica).

Il Calcare di Angolo rappresenta un articolato ambiente deposizionale a sedimentazione prevalentemente carbonatica di baia subtidale, caratterizzato da fondali sufficientemente ossigenati per consentire lo sviluppo di una ricca fauna di organismi molli, responsabili della bioturbazione che caratterizza l'unità.

4.4 - CALCARE DI CAMORELLI – LITOFACIES DOLOMITICA (CMR_a)

Quest'unità corrisponde in gran parte alle “Dolomie peritidali” di JADOUL & ROSSI (1982), che presentano differenze litologiche e di ambiente deposizionale dal Calcare di Angolo: in particolare il Calcare di Camorelli raccoglie le successioni di mare prevalentemente basso che caratterizzano la successione anisica del Bacino Lombardo. L'unità è stata formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000).

Nel foglio Sondrio il Calcare di Camorelli è costituito da facies prevalentemente dolomitiche (CMR_a). Affiora alla base del Massiccio del Monte Pegherolo, e nella zona del Monte Valgussera e del crinale tra la Val Brembo di Valleve e la Val Carisole. Localmente (Val Carisole) si presenta intensamente tettonizzato a causa del sovrascorrimento orobico. E' la prima volta che quest'unità viene cartografata in quest'area, perché, in precedenza, le stesse rocce erano considerate parte del Calcare di Angolo.

La parte inferiore di quest'unità è costituita da calcareniti bio-intraclastiche, localmente oolitiche o ricche in crinoidi che passano superiormente a calcari con cicli da subtidali a peritidali con diffuse alghe

Dasycladaceae e laminazioni stromatolitiche planari. Questi carbonati peritidali hanno strati planari di spessore pluricentimetrico-metrico. Al passaggio con il Calcare di Angolo sono presenti livelli terrigeni fini che rappresentano il settore di passaggio al Calcare di Angolo della Valsassina-Grigne (GAETANI *et alii*, 1987).

Il Calcare di Camorelli raggiunge i 100-150 m di spessore.

Il limite superiore con il calcare di Prezzo (Banco a Brachiopodi) è netto e dato dalla comparsa di calcari e calcari marnosi neri, ben stratificati con molte intercalazioni marnose, che ricoprono le dolomie ed i calcari stratificati del Calcare di Camorelli. Al passaggio è presente un livello di brecciole (Vallone della Valenzana, ad Ovest di Valleve). Il limite inferiore con il Calcare di Angolo è transizionale, posto in corrispondenza delle prime intercalazioni di calcari dolomitici con laminazioni stromatolitiche e *fenestrae*.

Le facies dolomitiche peritidali sono in genere povere di fossili; tuttavia la presenza di ricche faune a foraminiferi nel settore marginale (Monte Corru, BERRA *et alii*, 2005) consente di attribuire quest'unità all'Anisico medio-superiore. Il limite con il soprastante Banco a Brachiopodi indica come l'unità non superi il limite dell'Anisico superiore.

Il Calcare di Camorelli documenta lo sviluppo di estese piane carbonatiche tidali. Verso occidente iniziano ad essere presenti anche ambienti carbonatici lagunari e di piana tidale più prossimali ad aree continentali evidenziati dalle intercalazioni arenaceo-siltose ricche in quarzo e mica.

4.5 - CALCARE DI PREZZO (PRZ)

Questa successione calcareo-marnosa, ben stratificata, nota per il suo contenuto fossilifero, è stata oggetto di molte indagini paleontologiche e biostratigrafiche, sin dal XIX secolo. Come unità litostratigrafica è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965). L'area di riferimento sono le Valli Giudicarie. La sua area di affioramento nel foglio Sondrio è limitata all'area del Monte Pegherolo in destra del Brembo di Valleve. La serie più completa si trova nel settore a monte dell'abitato di Valleve, in sponda destra del Brembo.

Il calcare di Prezzo è caratterizzato dall'alternanza ritmica di calcilutiti nere con spessori decimetrici, spesso marnose e bioturbate, in strati da 10 a 40 cm da piano-paralleli a leggermente nodulari o con *boudin* diagenetici, marne e argilliti nere con mica (GAETANI *et alii*, 1987). La base dell'unità è caratterizzata dalla presenza di un noto orizzonte *marker* dello spessore di 0,5-4 m costituito da calcari grigio-scuri, bioturbati alla base, e calcareniti

bioclastiche ricche in crinoidi e localmente in brachiopodi (*Tetractinella trigonella*) (Calcare di Cimego o “Banco a brachiopodi” Auct., ASSERETO *et alii*, 1977). Il contatto inferiore tra quest’orizzonte e la sottostante successione carbonatica peritidale è netto, marcato da una discontinuità (paraconcordanza) che evidenzia l’inizio della trasgressione marina che si svilupperà durante la deposizione del calcare di Prezzo. Dal punto di vista dell’interpretazione dell’evoluzione paleoambientale e della stratigrafia sequenziale il “Banco a brachiopodi” trova una logica sistemazione alla base del calcare di Prezzo. Pertanto, pur essendo stato riferito in precedenza al Calcare di Angolo, si ritiene corretto considerarlo come una facies all’interno del calcare di Prezzo piuttosto che del Calcare di Camorelli (in precedenza non distinto dal Calcare di Angolo in questo settore del Sudalpino). Il “Banco a brachiopodi” è caratterizzato da *packstone* e *rudstone* in prevalenza bioclastici con prevalenti crinoidi, valve di lamellibranchi, brachiopodi; la matrice contiene sovente peloidi, piccoli foraminiferi bentonici (*Pilamina* sp.) e rare *Dasycladaceae*. L’unità è caratterizzata dalla presenza di brachiopodi, fra cui *Tetractinella trigonella* (Schloteim), *Koeveskallina koeveskallensis* (Suess), *Mentzelia mentzelii* (Dunker), *Coenothyris vulgaris* (Schloteim) (ASSERETO & CASATI, 1965; CASATI & GNACCOLINI, 1967) soprattutto nel settore centro-occidentale brembano (GAETANI *et alii*, 1987; JADOUL *et alii*, 1992; JADOUL, 1994; “Calcare a brachiopodi” della Val Trompia, ASSERETO & CASATI, 1965). Le faune presenti nel “Banco a brachiopodi” permettono di attribuirlo all’Anisico superiore.

Lo spessore complessivo del calcare di Prezzo si aggira attorno ai 5-15 m.

Il limite superiore del calcare di Prezzo è osservabile nel Vallone della Valenzana, ad Ovest di Valleve, e nel settore settentrionale del Monte Pegherolo dove l’unità è ricoperta dalla Formazione di Buchenstein. Il limite con la Formazione di Buchenstein è netto, evidenziato dalla comparsa di calcari grigio-scuri, generalmente in strati planari, con noduli e liste di selce nera, intercalazioni di tufiti e vulcanoclastiti siltoso-arenacee.

Il calcare di Prezzo della Val Brembana è ricco di fossili, in particolare ammonoidi (ASSERETO, 1963, 1969; BALINI, 1992); fra queste ricordiamo: *Paraceratites brembanus* (Mojsisovics), *Paraceratites trinodosus* (Mojsisovics), *Ptychites oppeli* Mojsisovics, *Beyrichites benekei*, *Judicrites meneghinii*, *Flexoptychites gibbus* (Benecke), *Semiornites aviticus* (Mojsisovics), *Discoptychites megalodiscus* (Beyrich), *Lardoceras* n.sp. (BALINI, 1992), *Asseretoceras camunum* (ASSERETO, 1963). Abbondanti sono i lamellibranchi pelagici, fra cui *Daonella sturi* (Benecke),

più rari i brachiopodi, fra cui *Piarorhynchia trinodosi* (Bittner) e piccoli gasteropodi. Sulla base del contenuto paleontologico (ammoniti e conodonti), il calcare di Prezzo può essere riferito alla parte superiore dell'Anisico, zona a *Trinodosus* (ASSERETO, 1969; BALINI, 1992).

Le lito- e bio-facies uniformi estese su vaste aree e le loro graduali variazioni di spessore evidenziano un sistema deposizionale bacinale con condizioni di mare aperto ma non eccessivamente profondo, con sedimentazione mista e circolazione al fondo ristretta. I bacini in parte erano delimitati dalle facies carbonatiche di pendio delle prime biocostruzioni carbonatiche dell'Anisico superiore-Ladinico che rappresentavano i nuclei di sviluppo delle progradazioni delle piattaforme ladiniche (calcare di Esino). Gli apporti terrigeni fini provenivano da aree emerse situate verosimilmente a Nordovest. Il rapporto fra organismi bentonici e forme necto-planctoniche mostra una prevalenza delle seconde verso oriente, e questo indicherebbe diminuzione delle condizioni di ossigenazione al fondo piuttosto che incremento di profondità del bacino verso Est (GAETANI *et alii*, 1987).

4.6 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC)

La Formazione di Buchenstein è una storica unità d'estensione interregionale, inizialmente descritta e denominata nelle Dolomiti nel XIX secolo, il cui nome è stato utilizzato nella litostratigrafia e nella cartografia geologica di tutto il Sudalpino per caratterizzare le successioni bacinali del Ladinico inferiore a sedimentazione calcareo-silicea e con importanti apporti vulcanoclastici. L'unità è stata formalizzata da BALINI (2007b) tra le unità tradizionali. In Lombardia non esiste un'area di riferimento, anche se esiste una successione ben studiata presso Bagolino (BRACK & RIEBER, 1993). L'unità è confrontabile con la Formazione di Livinallongo descritta in Dolomiti, sin dal secolo scorso, da vari autori di lingua italiana (bibliografia in VIEL, 1979; *Buchensteiner Schichten* di VON RICHTHOFEN, 1860).

Nel settore brebano questa unità è generalmente rappresentata da pochi metri di calcari nodulari con selce (facies tipica): si tratta di calcari grigi in strati da sottili a spessi, con selce diffusa o in noduli. Vi si possono individuare livelli di calcari a stratificazione sottile e media piano-parallela, oppure calcari in strati da medi a spessi, nodulari, separati da sottili veli argillitici neri. Nelle facies fini sono presenti radiolari calcitizzati, filamenti pelagici e bioclasti di crinoidi ed echinoidi.

Tipicamente sono presenti intercalazioni costituite da livelli di tufiti giallo-verdastre sottilmente fogliettate e sfaticce di spessore variabile da

pochi centimetri ad alcuni decimetri. Nei calcari s'intercalano strati lenticolari di spessore sino a decimetrico, di arenarie grigio-verdastre medio grossolane in strati da sottili a spessi separati da interstrati siltitico-marnosi.

Superiormente prevalgono le calcareniti medio fini, localmente con frammenti di crinoidi, oncoidi, *Dasycladaceae* rimaneggiate in strati decimetrici amalgamati o nodulari e con selce, che passano gradualmente a calcareniti intra-bioclastiche e calciruditi con clasti grigio-chiari di piattaforma carbonatica del calcare di Esino (facies di transizione Buchenstein-Esino, JADOUL *et alii*, 1992). Questa associazione di litofacies, particolarmente presente nel settore brembano, è stata in precedenza cartografata come calcare di Esino.

Lo spessore si aggira attorno ai 50-70 m, compresa la facies di transizione al calcare di Esino.

Il limite inferiore della Formazione di Buchenstein è sempre con il calcare di Prezzo; quello superiore si realizza in modo transizionale con il calcare di Esino (parte meridionale del foglio) e in modo netto con il calcare di Perledo-Varenna a partire dal Vallone della Valenzana e sul versante settentrionale del Monte Pegherolo.

Nell'area del foglio Sondrio non sono stati rinvenuti fossili significativi in questa unità. In Val di Scalve (foglio Breno) sono stati segnalati ammonoidi: *Protrachyceras curionii* (Mojsisovic), *Ptychites* sp., *Protrachyceras* sp., *Daonella* sp. (ASSERETO & CASATI, 1965). L'unità viene attribuita alla parte sommitale dell'Anisico e al Ladinico inferiore sulla base della sua posizione stratigrafica e soprattutto per le correlazioni con le successioni fossilifere del bresciano (BRACK & RIEBER, 1986, 1993). Le successioni ridotte della Val Brembana rappresentano verosimilmente solo la parte sommitale dell'Anisico.

Le caratteristiche della Formazione di Buchenstein indicano una sedimentazione prevalentemente carbonatica entro bacini intrapiattaforma delimitati dalle piattaforme carbonatiche anisico sommitale-ladiniche e con importanti, anche se locali, apporti vulcanici verosimilmente provenienti dai settori più meridionali ed occidentali del Sudalpino lombardo. Le facies di transizione al calcare di Esino della Val Brembana rappresentano invece flussi gravitativi per lo più carbonatici che costituiscono le facies di bacino prossime alla base del pendio della piattaforma del calcare di Esino.

4.7 - CALCARE DI PERLEDO-VARENNA (CPV)

L'unità, proposta nel Gruppo delle Grigne da TRÜMPY (1930), è stata oggetto di studi di PASQUARÈ & ROSSI (1969) e GAETANI *et alii* (1992). Dal punto di vista litostratigrafico, il calcare di Perledo-Varenna presenta

notevoli analogie con il calcare di Meride della Lombardia occidentale e con il calcare di Pratotondo del settore occidentale (Val Camonica).

Nel foglio Sondrio questa unità affiora esclusivamente nel settore settentrionale del Massiccio del Monte Pegherolo (BERRA *et alii*, 2011). Una sezione continua è esposta nel Vallone della Valenzana, ad Ovest di Valleve. E' la prima volta che questa unità viene cartografata in quest'area dato che, in precedenza, le stesse rocce venivano considerate come appartenenti alla parte inferiore del calcare di Esino.

L'unità è costituita in prevalenza da calcari micritici neri, fetidi, in strati di 10-15 cm, costituiti da calcareniti laminate e localmente granoclassate intercalate a calcari bioturbati con marne. Localmente è presente selce nera in noduli. Alcune calcareniti sono riccamente bioclastiche. Verso l'alto tendono a prevalere facies calcarenitiche medio-fini di colore grigio-scuro, localmente con intercalazioni ruditiche con clasti intraformazionali del calcare di Esino. Nel settore del Passo di San Simone l'unità è caratterizzata dalla presenza di pieghe simili metriche con piano assiale subverticale.

Il limite inferiore con la Formazione di Buchenstein è netto e continuo, caratterizzato dalla comparsa di calcari laminati e gradati sopra i calcari fini con selce. Il limite superiore è in genere transizionale con il calcare di Esino, con il passaggio a facies ruditiche massicce (pendio di piattaforma).

Lo spessore massimo rilevato è di circa 80-100 m. L'unità tende a chiudersi verso Sud, dove il calcare di Esino poggia direttamente sul calcare di Prezzo.

Nel settore studiato non sono stati trovati fossili significativi; immediatamente a Sud del Monte Pegherolo (Monte Menna) l'età dell'unità è Ladinico superiore (Note Illustrative foglio 1:50.000 Clusone), come anche nell'area delle Grigne (GAETANI *et alii*, 1992).

L'ambiente deposizionale del calcare di Perledo-Varenna è un settore bacinale prospiciente una piattaforma carbonatica (Monte Pegherolo) caratterizzata da una marcata progradazione verso Nord. I processi sedimentari che caratterizzano i carbonati di questa unità sono in prevalenza connessi a correnti di torbidità e *debris flow* alimentati dai margini della piattaforma carbonatica ladinica (calcare di Esino).

4.8 - FORMAZIONE DI WENGEN (WEN)

Quest'unità rappresenta un'unità di estensione interregionale, inizialmente descritta e denominata nelle Dolomiti, il cui nome è stato utilizzato nelle ricerche crono-litostratigrafiche e nella cartografia geologica di tutto il Sudalpino per caratterizzare le successioni in prevalenza arenacee e vulcanoclastiche di bacino del Ladinico superiore. Mentre nelle Dolomiti

questa unità, secondo VIEL (1979), ha attualmente il rango di gruppo e contiene numerose formazioni, nelle Prealpi Lombarde non esiste ancora una revisione stratigrafica di questa unità con una sezione di riferimento e viene tuttora utilizzata la denominazione di Formazione di Wengen (ASSERETO & CASATI, 1965; foglio geologico scala 1:100.000 34 Breno; carta geologica 1:50.000 della Provincia di Bergamo, coordinatori FORCELLA & JADOUL, 2000). L'unità è stata formalizzata da GIANOLLA & NERI (2007)

Classicamente questa formazione è costituita da strati silicoclastici variamente associati a strati carbonatici e a depositi vulcanoclastici. Nel foglio Sondrio la Formazione di Wengen è rappresentata da facies argilloso-marnose di colore nero e da calcari scuri in strati sottili; al Passo di San Simone la Formazione di Wengen si presenta intercalata nel calcare di Esino. Le facies arenacee, che caratterizzano l'unità più a Sud, sono subordinate nella successione affiorante nel foglio Sondrio.

Al Monte Pegherolo si osservano argilliti marnose nerastre e marne nere, laminate, a stratificazione indistinta, cui si intercalano calcari dolomitici chiari.

Si rinvencono ammonioidi e bivalvi pelagici, tra cui: *Protrachyceras ladinum*, *P. archelaus*, *Rimkinites niiensis*, *Arcestes* sp., *Daonella lommeli*, *Celtites epolensis*.

La Formazione di Wengen poggia generalmente in continuità sulla Formazione di Buchenstein, ma sul Monte Pegherolo tra le due formazioni si frappone il calcare di Perledo-Varenna. Il limite inferiore della Formazione di Wengen è transizionale ed in parziale eteropia con il calcare di Perledo-Varenna; il limite superiore è transizionale ed in parziale eteropia con il calcare di Esino.

Anche questa unità, come le altre formazioni bacinali ladiniche, nel foglio Sondrio affiora unicamente nel settore Nord del massiccio del Monte Pegherolo, dove si presenta localmente tettonizzata, e sul Monte Valgussera subito ad Est di Foppolo. A questa unità erano in passato riferite le facies argilloso-siltose e marnose affioranti nelle cave a Nord del Monte Pegherolo, che invece hanno una posizione stratigrafica differente e sono qui riferite alla Argillite di Lozio. Lo spessore della formazione è di 160 m sul versante settentrionale del Monte Pegherolo.

Nell'unità non sono stati trovati fossili significativi. La Formazione di Wengen viene attribuita al Ladinico superiore in relazione alla sua posizione stratigrafica soprastante la Formazione di Buchenstein

L'ambiente di deposizione della Formazione di Wengen è costituito da bacini interpiattaforma variamente articolati a circolazione ristretta, nei

quali confluiscono apporti sia silicoclastici che carbonatici. Il sistema deposizionale di questa formazione richiama quello del calcare di Perledo-Varenna, ad essa eteropico, dal quale si differenzia per la natura degli apporti sedimentari (vulcaniti risedimentate, abbondanza di peliti). Gli apporti carbonatici tendono a prevalere in genere solo nella parte sommitale della formazione e documentano l'inizio della progradazione della piattaforma carbonatica (calcare di Esino). Nel foglio Sondrio è preservata solamente la parte più prossimale della Formazione di Wengen, in eteropia con il calcare di Esino.

4.9 - CALCARE DI ESINO (ESI)

Questa nota ed estesa formazione è stata descritta per la prima volta con il significato di unità litostratigrafica da HAUER (1858). Nelle Prealpi Bergamasche occidentali VARISCO (1881) descrive questa unità con il nome di "Dolomia di Esino-Lenna". Studi recenti sono stati effettuati da CASATI & GNACCOLINI (1967), ASSERETO *et alii* (1977) e JADOUL *et alii* (1992) in Val Brembana. L'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica, ma non sono mai state proposte un'area ed una sezione di riferimento. L'unità presenta analogie litologiche e di età con la Dolomia dello Sciliar del Sudalpino orientale.

Il calcare di Esino costituisce l'ossatura del massiccio del Monte Pegherolo (Fig. 18), dove affiora dalla base al tetto (BERRA *et alii*, 2011), anche se le condizioni di esposizione non consentono l'esecuzione di sezioni di dettaglio.

Varie associazioni di litofacies carbonatiche di piattaforma sono state descritte nel calcare di Esino della Val Brembana da ASSERETO *et alii* (1977), JADOUL *et alii* (1992): alcune presentano significato solo ambientale, altre anche stratigrafico. Nel foglio Sondrio sono state distinte due litozone che identificano porzioni differenti della stessa piattaforma carbonatica.

4.9.1. - Calcarei biocostruiti e brecce (ESI_a)

Carbonati biocostruiti, brecce, calcareniti e calciruditi in prevalenza massicci contenenti organismi e strutture tipiche di piattaforma marginale e di pendio.

Il calcare di Esino di piattaforma marginale-pendio presenta colorazione grigio-chiara-nocciola passante a grigio-scuro ed è caratterizzato dalla presenza di calcari compatti, sovente bioclastici, localmente con biocostruzioni (coralli, alghe, *Tubiphytes*) e/o intercalazioni calcarenitico-ruditiche, interessati da numerose cavità dai contorni mammellonari e

riempite da cementi calcitici, sovente di colore grigio- scuro, in croste isopache (evinosponge; JADOUL & FRISIA, 1988; FRISIA *et alii*, 1989). Localmente si associano e diventano prevalenti le calcareniti grossolane-granoclassate, laminate, intercalate con calciruditi intraclastiche e bioclastiche (spesso ricche in lamellibranchi) e brecce-megabrecce caotiche amalgamate, con clasti intraformazionali di dimensione sino a metriche, cementate e permeate da un esteso ed irregolare reticolato di cavità tipo evinosponge e locali filoni sedimentari. Questa litofacies si presenta spesso dolomitizzata nel massiccio del Monte Pegherolo, rendendo talora complesso il riconoscimento delle strutture sedimentarie originarie.

4.9.2. - *Calcarei in strati e banchi (ESI_b)*

Carbonati in strati e banchi con strutture caratteristiche degli ambienti della piattaforma interna.

Il calcare di Esino della piattaforma interna è costituito da calcari grigio-chiari con *Dasycladaceae*, oncoliti e dispersi gasteropodi, e da calcareniti bioclastiche grigio-chiare-nocciola in strati o in grossi banchi. Alcuni orizzonti presentano intercalazioni di calcari e calcari dolomitici peritidali con *fenestrae*, stromatoliti, tasche con pisoliti e piccoli *tepee*. L'unità affiora limitatamente nel settore più meridionale del massiccio in prossimità del Monte Secco.

Lo spessore totale del calcare di Esino del Massiccio del Pegherolo raggiunge circa 700-800 m; le facies di piattaforma interna sono limitate a 100-150 m e si chiudono a Nord del Monte Secco: queste facies ricoprono le facies di pendio che costituiscono la maggior parte del calcare di Esino affiorante nel Monte Pegherolo.

Le due diverse facies distinte all'interno del calcare di Esino presentano tra di loro passaggi graduali piuttosto rapidi, caratterizzati da un cambio granulometrico (facies più grossolane e di alta energia presso i margini, facies più fini nella piattaforma interna) e da un passaggio da un aspetto massiccio (ESI_a) a uno stratificato (ESI_b).

Il calcare di Esino presenta un limite stratigrafico inferiore con varie unità: calcare di Prezzo, Formazione di Buchenstein, calcare di Perledo-Varenna e Formazione di Wengen. Il limite, da netto a transizionale, viene posto dove iniziano a prevalere le facies calcarenitiche, calciruditiche grigio-nocciola stratificate o massicce che caratterizzano la base di questa Formazione. Il limite superiore con i carbonati peritidali del calcare rosso in è genere netto, evidenziato dalla presenza di una discontinuità stratigrafica con un livello caratterizzato da fenomeni di dissoluzione e localmente pedogenesi ("terra rossa"). Questo limite non è sempre ben osservabile:

talora si riconosce un orizzonte più massiccio ricoperto da calcari meglio stratificati. Sul versante Nord del Monte Pegherolo le facies progradanti clinostratificate sono ricoperte, con limite netto e discontinuo, in *onlap*, dalle argilliti e argilliti marnose dell'Argillite di Lozio.

Nel calcare di Esino del Monte Pegherolo non sono stati effettuati ritrovamenti di fossili significativi. Nei settori limitrofi, nelle zone di transizione laterale tra la piattaforma interna e quella marginale, sono presenti nel calcare di Esino inferiore e medio della Val Parina numerose tasche con grandi gasteropodi (prevalenti *Trachynerites* sp.), lamellibranchi (PATRINI, 1927), ammonoidi (JADOUL *et alii*, 1992) e brachiopodi (TORTI & ANGIOLINI, 1997). In particolare tra le associazioni ad ammonoidi (FANTINI, 1994) si segnala la presenza di: *Norites dieneri*, *Epigymnites moelleri*, *E. paronae*, *E. frequens*, *Celtites* sp., *Argolites* sp., *Protrachyceras longobardicum*, *P. steinmanni*, *P. irregulare*, *Eoprotrachyceras gervasuttii*, *Rossiceras orobicum*, *Chiesiceras perticaense*, *Detoniceras raricostatum*, *Monophyllites wengenensis*, *Aploceras* sp. Gli studi stratigrafici e paleontologici condotti sulla successione della Val Brembana hanno documentato la presenza di biozone dell'Anisico sommitale (zona a Nevadites), Ladinico inferiore (zona Curioni) e la parte basale di quello superiore (zona Archelaus) (JADOUL *et alii*, 1992; FANTINI, 1994). Il calcare di Esino è caratterizzato da una rapida pro gradazione verso Nord rispetto alla zona di enucleazione della piattaforma posizionata a sud. Questo sviluppo è evidenziato dai rapporti di eteropia con le diverse unità bacinali, via via più giovani verso Nord. In particolare, nel massiccio del Monte Pegherolo, la presenza di unità di età Ladinico superiore alla base della piattaforma progradante (calcare di Perledo-Varenna) porta a ritenere che l'età di inizio della deposizione del calcare di Esino in questo settore sia iniziata nel Ladinico superiore.

La parte stratigraficamente più alta di questa piattaforma, spesso caratterizzata da cicli peritidali e troncata dalla soprastante discontinuità stratigrafica al passaggio con il calcare rosso, dovrebbe essere attribuita al Ladinico sommitale.

La potente e differenziata associazione di litofacies del calcare di Esino documenta l'evoluzione areale e temporale di un articolato sistema deposizionale di piattaforma carbonatica comprensivo di numerosi ambienti deposizionali, dai transizionali, alle successioni di bacino (facies di pendio), ai margini biocostruiti (*reef*) sino alla piattaforma interna (lagune subtidali aperte, ristrette e piane tidali). Le evidenze di terreno indicano una importante progradazione verso Nord (Fig.18) della piattaforma ladinica, documentata sia dalle variazioni delle unità litostratigrafiche su cui essa

poggia (più vecchie a Sud, più giovani a Nord) sia dalla evidente clinostratificazione verso Nord delle facies di pendio (ESI_a), sia dall'*onlap* delle facies bacinali dell'Argillite di Lozio lungo l'originario pendio ancora oggi conservato nel settore del Passo di San Simone (BERRA *et alii*, 2011).

4.10 - CALCARE ROSSO (KLR)

L'unità è stata istituita da ASSERETO *et alii* (1977) come il membro sommitale del calcare di Esino ed è stata cartografata nella carta Geologica 1:50.000 della Provincia di Bergamo. La facies tipica del calcare rosso è stata intensamente coltivata nel recente passato come pietra ornamentale ("arabescato orobico") per le sue peculiari caratteristiche litologiche.

Gli affioramenti del calcare rosso costituiscono una sottile fascia che separa il calcare di Esino dalla Formazione di Breno nel settore più alto del massiccio del Monte Pegherolo e soprattutto nei settori ribassati per faglia del Monte Secco. Nel foglio Sondrio non è presente la facies tipica (oggetto di coltivazione lungo la media Val Brembana) ma solamente la facies residuale, spesso dolomitizzata: si tratta di livelli di dissoluzione (ricchi in cementi), tasche di spessore metrico di brecce calcaree con clasti poligenici subangolosi in matrice marnoso-calcareo, argilloso-marnoso da rosso-vinato a grigio-ocra. L'aspetto è generalmente massiccio.

Lo spessore si aggira mediamente attorno ai 10-15 m: a causa della dolomitizzazione è talora difficile identificare correttamente sia il limite inferiore con il calcare di Esino, sia quello superiore con la Formazione di Breno.

L'età del calcare rosso, sulla base degli scarsi fossili rinvenuti (MUTTI, 1992) e per la sua posizione stratigrafica, è riferita al Ladinico superiore? – Carnico inferiore.

La deposizione dell'unità è avvenuta in ambiente di piattaforma carbonatica, con periodiche e lunghe parentesi sopratidali responsabili della formazione dei paleosuoli.

4.11 - ARGILLITE DI LOZIO (LOZ)

L'unità, introdotta da ROSSETTI (1967) e formalizzata da ASSERETO & CASATI (1968a), presenta la sua area tipo nel settore immediatamente a Sud del Massiccio della Concarena (versante destro della Val Camonica). A quest'unità sono riferite, per la prima volta, le facies prevalentemente argillose che affiorano nel settore Nord del massiccio del Monte Pegherolo, in precedenza riferite alla Formazione di Wengen (CASATI & GNACCOLINI, 1967; FORCELLA & JADOUL, 2000). L'affioramento di quest'unità è

preservato all'interno di una stretta sinclinale, con asse orientato circa E-W, caratterizzata, sul fianco meridionale, dall'affioramento della successione di pendio del calcare di Esino del Monte Pegherolo e sul fianco settentrionale dal prevalere delle facies bacinali ladiniche. Questo assetto tettonico è responsabile dello sviluppo dell'intenso clivaggio che interessa quest'unità e che la rende oggetto di coltivazione per l'estrazione di lastre per coperture di tetti, ottenute sfruttando i piani di clivaggio.

La formazione è costituita da argille, siltiti e marne scure, con rare intercalazioni di livelli più calcarei, con uno spessore massimo preservato che si aggira attorno a qualche decina di metri (la valutazione dello spessore è complessa, a causa dell'assetto tettonico). Sono presenti laminazioni parallele e localmente *ripple mark*.

Il limite inferiore dell'unità è con il calcare di Esino (a Sud della piega) o con il calcare di Perledo-Varenna (a Nord). Il limite con il calcare di Esino è netto e dato dal graduale *onlap* delle marne ed argille sulle brecce clinostratificate della facies ESI_a; il limite con il calcare di Perledo-Varenna è transizionale - rapido. Il limite superiore non è conservato.

Nel settore studiato non sono stati rinvenuti fossili: sulla base della posizione stratigrafica (e soprattutto del rapporto geometrico con le facies di pendio del calcare di Esino) e delle analogie con l'Argillite di Lozio nell'area tipo si suggerisce un'età carnica inferiore.

L'unità si è deposta in un bacino intrapiattaforma, in un momento di limitata produzione di carbonati (sono assenti livelli calciruditici e calcarenitici), e con fondali scarsamente ossigenati (i fenomeni di bioturbazione sono piuttosto rari). I settori di provenienza del materiale argilloso erano probabilmente posti a Nord (BERRA & JADOUL, 2002).

4.12 - FORMAZIONE DI BRENO (**BRE**)

L'unità è stata definita in bassa Val Camonica da ASSERETO & CASATI (1965) e formalizzata in ASSERETO & CASATI (1968). Nella bergamasca centro-occidentale è stata riconosciuta e descritta da ASSERETO *et alii* (1977), mentre precedentemente era stata considerata parte integrante del calcare di Esino o del "Calcare Metallifero Bergamasco", unità informale utilizzata nelle ricerche giacimentologiche (VACHÈ, 1966, OMENETTO & VAILATI, 1977; RODEGHIERO & VAILATI, 1978). La scheda formazionale è contenuta in DELFRATI *et alii* (2002)

L'unità affiora al tetto della piattaforma del calcare di Esino, dalla quale è separata dall'orizzonte di emersione del calcare rosso, nel settore del Monte Secco (Fig. 19).

La Formazione di Breno è caratterizzata da calcari grigio-chiari, in strati

e banchi di spessore sino al metro. Questi carbonati sono organizzati in cicli peritidali regressivi di spessore decimetrico-metrico. Le porzioni subtidali sono costituite da calcari grigio-chiari micritici e bioclastici con *Dasycladaceae*, gasteropodi, oncoidi e bioturbazioni. Gli intervalli inter-sopratidali presentano *fenestrae*, dolomitizzazioni selettive precoci, laminazioni stromatolitiche planari e clasti intraformazionali piatti al tetto dei ciclotemi.

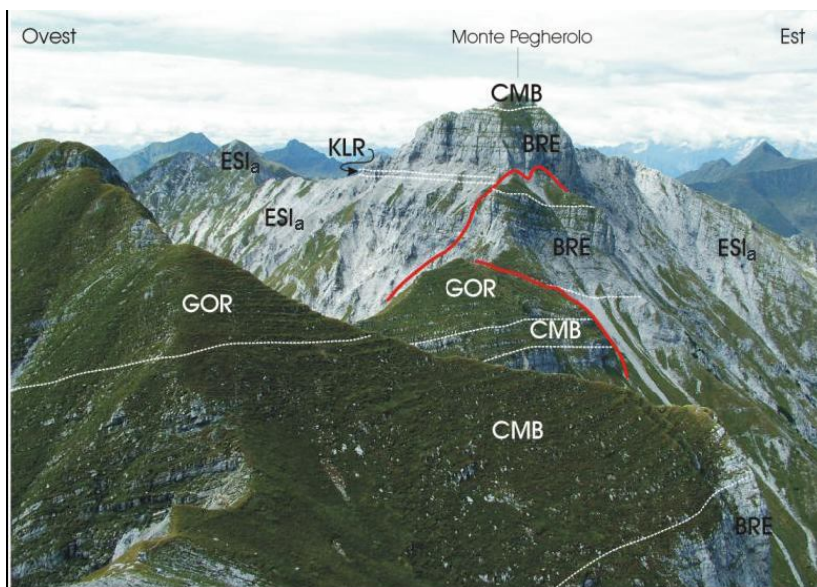


Fig. 19 - Panorama del Monte Pegherolo da Sud. È evidente il passaggio tra le facies massicce e clinostratificate del calcare di Esino (ESI_a) e la soprastante successione carnica a stratificazione orizzontale costituita da Formazione di Breno (BRE), Calcare Metallifero Bergamasco (CMB) e formazione di Gorno (GOR). Tra ESI_a e BRE è presente un sottile livello con breccie ed evidenze di emersione che corrisponde al calcare rosso (KLR). La presenza di faglie normali (linee rosse) abbassa il settore del Monte Secco rispetto alla cima del Monte Pegherolo.

Lo spessore massimo di circa 140 m è raggiunto nel settore del Monte Secco. La Formazione di Breno affiorante nel foglio Sondrio rappresenta solo la “facies calcarea” (Membro dell’Annunciata) dell’omonima formazione affiorante in Val Camonica (ASSERETO & CASATI, 1965).

Il limite inferiore è con il calcare rosso. Il limite superiore con il Calcare Metallifero Bergamasco è in genere netto, evidenziato dalla comparsa di calcari grigio-scuri e meglio stratificati.

In relazione al contenuto in alghe *Dasycladaceae* (*Clypeina besici*) ed ammonoidi (settore della Presolana) l'unità è attribuita al Carnico inferiore.

L'ambiente deposizionale della Formazione di Breno è una piattaforma carbonatica interna, con ambienti lagunari e di piana tidale.

4.13 - CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB)

Quest'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica. Il termine minerario di "Metallifero", utilizzato in passato negli studi giacimentologici, è più estensivo poiché comprende questa unità e la sottostante Formazione di Breno (RODEGHIERO & VAILATI, 1977; OMENETTO, 1966). Un significato simile è stato dato alla "Dolomia Metallifera" cartografata nel foglio 33 Bergamo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954). La scheda formazionale è contenuta in DELFRATI *et alii* (2000).

Gli affioramenti di questa unità seguono la distribuzione della sottostante Formazione di Breno nel settore del Monte Secco (Fig. 18, 19).

Il Calcare Metallifero Bergamasco è costituito da calcari grigio scuri ben stratificati (10-50 cm), da micritici a calcarenitici fini, organizzati localmente in cicli peritidali di spessore decimetrico, con livelletti stromatolitici planari parzialmente dolomitizzati, *fenestrae* e bioturbazioni, particolarmente diffuse nelle facies subtidali.

Lo spessore di questa unità si aggira attorno ai 20-30 m.

Il limite inferiore è con la Formazione di Breno e si realizza con passaggio, da netto a transizionale ma rapido, da calcari grigio scuri ben stratificati con stromatoliti e, localmente, liste di selce nera. Superiormente l'unità passa rapidamente ai calcari scuri con intercalazioni marnose della formazione di Gorno.

I fossili sono scarsi e limitati a rare *Dasycladaceae* (*Clypeina besici*), piccoli gasteropodi, lamellibranchi e foraminiferi bentonici. Per la posizione stratigrafica ed il contenuto in *Dasycladaceae* questa formazione è attribuita al Carnico inferiore.

L'ambiente deposizionale del Calcare Metallifero Bergamasco è una piana tidale ristretta prospiciente il sistema deposizionale lagunare deltizio dell'Arenaria di Val Sabbia-formazione di Gorno (ASSERETO *et alii*, 1977; GARZANTI & JADOUL, 1985).

4.14 - FORMAZIONE DI GORNO (GOR)

La formazione di Gorno è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965); in passato questa unità è stata descritta come "Strati di Gorno e Dossena" e

cartografata nel foglio geologico scala 1:100.000 33 Bergamo, come "Facies marnoso calcarea del Carnico medio" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954).

Affiora al tetto del Calcare Metallifero Bergamasco e costituisce la cima del Monte Secco (Fig. 19).

La formazione di Gorno è costituita da una successione mista carbonatico-pelitica; le litofacies prevalenti sono costituite da calcari grigio-scuro spesso micritici con giunti e livelletti sottili di marne scure intercalate. Gli strati calcarei hanno spessori decimetrici, sono piano-paralleli, raramente nodulari o con geometrie lenticolari.

Lo spessore locale della formazione di Gorno non è definibile, giacché non è conservato il limite superiore. Lo spessore massimo preservato è di circa 140 m.

L'unità poggia in genere sul Calcare Metallifero Bergamasco, con limite netto, posto in corrispondenza dalla comparsa di marne grigio-scure.

La formazione di Gorno è nota nella letteratura geologica sin dal secolo scorso per l'abbondante contenuto faunistico, che però nella zona del Pegherolo risulta meno abbondante che nei settori limitrofi. Nei livelli calcareo-marnosi sono, infatti, frequenti le associazioni oligotipiche a lamellibranchi [*Myophoria kefersteini* (Münster), *Myoconcha lombardica* (Hauer), *Modiolus raiblianus* (Bittner), *Amussium filus* (Hauer), *Curionia curionii* (Hauer)] e livelli con coproliti. Vari altri organismi tra cui nautiloidi, rari ammonoidi, *Problematica* (*Hydrosclera plumosa* GAETANI & FOIS, 1978) sono stati rinvenuti in quest'unità. Sulla base delle faune a lamellibranchi l'unità è stata attribuita al Carnico inferiore (Cordevolico e Julico, ALLASINAZ, 1968).

L'associazione di facies della parte inferiore della formazione di Gorno evidenzia un ambiente deposizionale di ampia laguna-baia a sedimentazione mista carbonatico-terrigena fine (ASSERETO & CASATI, 1965; GNACCOLINI, 1986). Le strutture sedimentarie presenti indicano ambienti relativamente poco profondi, soggetti a correnti trattive e localmente all'azione del moto ondoso, con condizioni di buona ossigenazione al fondo (livelli bioturbati).

5. - ROCCE INTRUSIVE TERZIARIE

5.1 - ROCCE PLUTONICHE

5.1.1. - Tonalite di Triangia (TRA)

Piccolo plutone d'età tardo-alpina (Oligocene) intruso entro le unità austroalpine della “zona raddrizzata meridionale”, tra Sondrio e Triangia, sino alla zona dei Prati Piastorba. Da oriente ad occidente la massa principale ha una lunghezza di circa 3 km ed affiora su di un'area di circa 12 km². Gli affioramenti sono ricoperti su vaste zone da abbondante copertura glaciale e da depositi di versante.

Il plutone è composto in gran parte da tonaliti biotitico-anfiboliche (TRA), a grana media, localmente orientate, specialmente in prossimità della LI (FAGNANI, 1957; FAGNANI & RADICE, 1959; LOCATI, 1989-90).

I limitati affioramenti di facies più mafiche, che compaiono localmente soprattutto nelle porzioni marginali della massa intrusiva, sono costituiti da tonaliti anfiboliche. Le facies più acide, che contengono anche biotite (tonaliti biotitico-anfiboliche), compaiono invece al nucleo del plutone, sempre in affioramenti piuttosto limitati, anche a causa dell'estesa copertura.

Tonaliti biotitico-anfiboliche e graniti a grana fine filoniani affiorano per circa 1 km in destra e sinistra idrografica, nella porzione terminale del Torrente Mallero. In quest'affioramento il granito è ricco d'inclusi tonalitici di varia dimensione di colore molto scuro, costituiti da orneblenda e plagioclasio, nonché di xenoliti di metamorfiti in facies molto laminata. Inoltre, un piccolo corpo granitico simile ad un'aplite a grana fine (TRA_a) si trova in prossimità del contatto con le rocce incassanti nella parte centrale dell'affioramento. Tessitura da massiccia a debolmente orientata

La tonalite ha struttura granulare ipidiomorfa a grana media. E' costituita da Pl+Bt+Hbl+Qtz±Ap±Zrn, ai quali si accompagnano, opachi, epidoto (spesso con nucleo ortitico) e talora calcite e clorite. L'orneblenda verde, idiomorfa, mostra inclusi anch'essi idiomorfi di plagioclasio e biotite; la biotite si presenta in lamine sub-idiomorfe, spesso a forte deformazione post-cristallina, con inclusi di plagioclasio e zircone; il plagioclasio, idiomorfo, ha il 40% di An e nuclei più anortitici “saussuritizzati”. Il quarzo è allotriomorfo, interstiziale o in plaghe a estinzione molto ondulata e limiti fra i subgranuli lobati. Lungo le principali zone di *shear*, connesse al Lineamento Insubrico, si manifestano con maggiore intensità trasformazioni di bassa T, come la sericitizzazione del plagioclasio, la cloritizzazione della biotite, nonché la formazione di epidoto.

5.2 - ROCCE FILONIANE

Sono stati riconosciuti due tipi principali di filoni: i filoni porfiritici, che attraversano le rocce del basamento austroalpino e sudalpino, sia con giacitura discordante che talora con giacitura parallela alla foliazione regionale, e i filoni microdioritici che interessano in modo specifico le unità austroalpine.

5.2.1. - Rocce filoniane afiriche (fa)

Sono caratterizzate da una struttura massiccia, microgranulare, solo localmente con fenocristalli di plagioclasio, orneblenda (talora di epidoto) di piccole dimensioni. Evidente è un'alterazione (probabile autometamorfismo) con trasformazione dell'orneblenda in clorite e "saussuritizzazione" del plagioclasio. Tali manifestazioni filoniane sono riconducibili ad una possibile età oligocenica.

Affiorano principalmente nell'Austroalpino a Nordest di San Bernardo, a Nord di Regoledo e a Sudest di Prà Isio nei paragneiss muscovitici o a due miche (PMM).

5.2.2. - Porfiriti (fb)

Si tratta di porfiriti verdi costituite da una massa di fondo irrisolvibile al microscopio ottico con fenocristalli di plagioclasio, caratterizzato da un'evidente zonatura, e anfibolo (orneblenda); l'abbondanza relativa dei due minerali è variabile e si osservano, anche all'interno dello stesso filone, zone a più alta concentrazione di orneblenda ed altre a maggior concentrazione di plagioclasio. Esse mostrano, seppure localmente, un'alterazione (autometamorfismo) con formazione di epidoto e clorite.

Non è mai stata osservata la presenza di *chilled margin*. Affioramenti di queste rocce nel basamento austroalpino sono diffusi a Nord di Prasomaso, a Est di Arquino e a Sud di Bocchetta Valdona (CRESPI, 1961).

Nel basamento orobico affiorano estesamente in alta Valle Armisa e lungo il crinale tra Val Venina e Val Cervia. Sono presenti sia nell'unità degli Gneiss di Morbegno che nell'unità degli Scisti di Edolo.

Nella copertura sedimentaria della Alpi meridionali essi sono ben visibili, grazie al loro colore più chiaro rispetto alla formazione incassante (FPZ), anche a distanza, sia presso il Monte Masoni, sia tra il Pizzo del Diavolo e il Monte Aga; gli spessori di tali filoni variano da 0,5 a 2 m.

Nella Valle del Monte Sasso sono segnalati (CADEL *et alii*, 1996) dei filoni sottili e in parte boudinati, di colore grigio-chiaro e afirici, classificati come "pre-alpini" (permiani?) per la loro ubicazione indisturbata all'interno del basamento cristallino o lungo le faglie bordiere del bacino.

Tali manifestazioni magmatiche filoniane sono prevalentemente legate all'attività magmatica post-collisionale paleogenica (quale l'intrusione dell'Adamello, circa 30-40 Ma). Datazioni radiometriche sono state ottenute da Zanchi et alii (1990) e suggeriscono una età compresa tra 50 e 60 Ma (Ar/Ar). Queste età sono probabilmente poco affidabili a causa dello stato di alterazione di questi filoni. Recenti datazioni affidabili (SHRIMP U-Pb su zirconi; D'adda et alii, 2010) su filoni analoghi in zone limitrofe forniscono età comprese tra 42 ± 1 e 39 ± 1 Ma, suggerendo uno stretto legame temporale con le più antiche fasi intrusive dell'Adamello e, più in generale, con il vulcanismo calcalkalino delle Alpi Meridionali. Questi filoni tagliano le strutture alpine e variano in composizione da andesiti a basalti con affinità calcalkalina.

6. - SUCCESSIONE CONTINENTALE NEOGENICO - QUATERNARIA

6.1 - CRITERI E METODI

(a cura di A. Bini, D. Corbari, C. Ferligi, S. Rossi)

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

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

6.1.1. - 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 ed alla sua evoluzione; essi 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 mostravano una sostanziale concordanza di significato e definizioni, sebbene fossero

collocate in differenti bacini e non avessero continuità fisica tra di loro. In particolare, relativamente al contesto alpino e pre-alpino 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, suddivisi a loro volta in:

- un sintema relativo ai sedimenti glaciali dell'asse vallivo principale e delle valli ad esso connesse,
- singoli sintemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate da ghiacciai minori e non in continuità con il ghiacciaio vallivo principale.

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

Relativamente al ghiacciaio dell'Oglio, i rilevamenti in alta Val Camonica (foglio 57 Malonno) hanno messo in evidenza il contatto tra i ghiacciai dell'Adda e dell'Oglio nella zona Mortirolo-Aprica. I dati raccolti indicano che vi è stata alternanza di flusso nelle diverse fasi dello LGM, ossia alcune volte era il ghiacciaio dell'Adda che trasfluiva in Val Camonica, altre volte era il ghiacciaio dell'Oglio che trasfluiva in Valtellina (situazione quest'ultima più probabile durante la fase di massimo glaciale). Sulla base di queste osservazioni, è stata istituita un'unica unità comune al bacino camuno ed a quello abduano: il *Supersintema dei Laghi*.

Dato che i depositi glaciali del *Sintema di Cantù* (istituito inizialmente per l'asse vallivo del bacino Adda) e quelli del *Sintema di Iseo* (istituito per l'asse vallivo del bacino Oglio) risultano in continuità fisica nel settore Mortirolo-Aprica, i due sintemi sono posti in sinonimia; viene mantenuto il *Sintema di Cantù* in quanto è stato il primo ad essere istituito.

b) Depositi pre LGM degli anfiteatri:

negli anfiteatri, come nelle aree ad 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 ed 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. Per singoli lembi di depositi, sufficientemente ampi da essere cartografati e significativi per la ricostruzione della storia geologica, nell'ambito del supersintema sono state istituite unità informali, a limiti inconformi o litostratigrafiche. 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 abbiano 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 assume apparentemente la valenza di una unità ubiquitaria. In effetti i suoi depositi hanno significato sostanzialmente simile indipendentemente dal bacino di appartenenza; però localmente, all'interno di un dato bacino, i depositi riuniti nel supersintema possono assumere connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentire la ricostruzione di una stratigrafia relativa su scala locale.

6.1.2. - 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 ecc...) la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato su tutto il territorio (ROSSI *et alii*, 2000). La loro eventuale suddivisione con criteri bacinali avrebbe comportato un inutile appesantimento della carta senza peraltro aggiungere dati realmente significativi, sia relativamente al quadro stratigrafico, sia per la comprensione dell'evoluzione del territorio. Tale raggruppamento comprende (vedi Fig.20):

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 ed abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del *Pleistocene superiore* sino a tutto l'*Olocene*.

b) *Alteriti*: comprendono corpi geologici generati a spese del substrato

attraverso un'alterazione pedogenetica profonda (sia per intensità e durata dei processi che per predisposizione del *parent material* all'alterazione) tale da cancellarne le originarie caratteristiche litologiche.

c) supersintemi, gruppi e singole unità litostratigrafiche definite per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM o al *Sintema del Po*:

- *Supersintema di Palazzago*: comprende principalmente depositi colluviali e di conoide legati agli eventi sedimentari avvenuti in aree non glacializzate, sia nei settori più meridionali delle Prealpi sia nelle fasce di raccordo tra il margine prealpino e la pianura, a partire dalle prime glaciazioni del Pleistocene sino allo LGM. Nel corso delle espansioni glaciali, in queste aree i processi periglaciali e l'assenza di vegetazione sui versanti hanno favorito la mobilitazione (fasi di resistasia) anche a grande distanza dai ghiacciai della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Terziario. Si sono così originate generazioni di depositi colluviali non differenziabili, in quanto alimentati dalla stessa sorgente alteritica e privi di espressione morfologica propria. Infatti i depositi di ogni singolo evento sedimentario, ognuno dei quali legato ad un singolo periodo di resistasia, essendo costituiti da materiali già alterati al momento della mobilitazione e successivamente ulteriormente alterati dopo la deposizione, sono indistinguibili l'uno dall'altro. Da ultimo, l'urbanizzazione ha portato alla distruzione o al totale rimaneggiamento di molti limiti morfologici, che spesso rappresentano l'unico elemento di correlazione tra ambiti fisiografici contigui (Fig. 20).

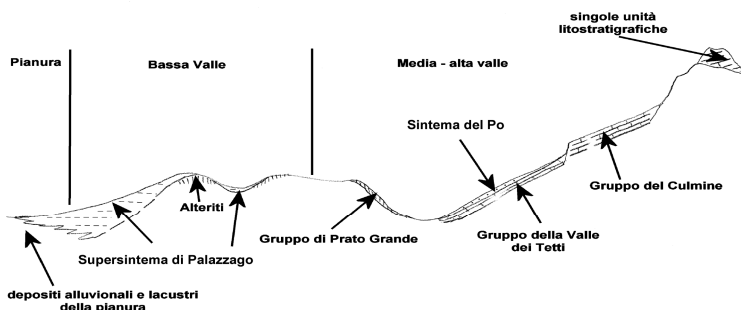


Fig. 20 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante, al raccordo tra versanti e pianura e in media valle.

- *Gruppo di Prato Grande*: comprende depositi di versante s.l., non cementati e alterati dopo la sedimentazione, macereti e depositi di frana, tutti più vecchi dello LGM e localizzati all'interno delle valli.

- *Gruppo di Valle dei Tetti e Gruppo del Culmine*: comprendono depositi di versante cementati presenti diffusamente in tutta la catena alpina e suddivisi inizialmente in unità informali o formali riunite in gruppi ciascuno esteso ad un singolo bacino. Dato che si tratta di unità di identico significato, si è deciso di semplificare la stratigrafia istituendo due gruppi ubiquitari, estesi ciascuno a tutti i bacini idrografici lombardi, e localmente suddivisi in unità informali o formali.

Il *Gruppo di Valle dei Tetti* comprende depositi di versante cementati concordanti con il versante sia a monte sia a valle.

Il *Gruppo del Culmine* comprende depositi di versante cementati concordanti con il versante a monte, ma non a valle, o lateralmente, dove sono troncati da superfici di erosione (scarpate o pareti).

- Singole unità litostratigrafiche sono state istituite per cartografare depositi cementati antichi, completamente isolati dall'erosione e/o alterati e spesso carsificati.

L'utilizzo di questo approccio ha consentito sia una classificazione dei corpi geologici, sia la ricostruzione della cronologia (seppur relativa), dell'evoluzione e della paleogeografia dei depositi. Inoltre, relativamente ai depositi glaciali, tale impostazione ha reso possibile il superamento del modello alpino classico delle quattro glaciazioni introdotto da PENCK e 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, 1997).

Nella cartografia dei depositi continentali neogenico quaternari sono state adottate sia *unità litostratigrafiche* sia *unità a limiti inconformi* (UBSU), come prescritto in SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) e successive circolari integrative. Le 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. Per 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 ad *unconformity*;
- non sono quasi mai entrambe visibili, come presunto per le UBSU, 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 dalla Regione Lombardia, fatto salvo per le differenze connesse alla diversa scala di rappresentazione.

Quando non è stato possibile identificare superfici limite caratteristiche, ma i corpi geologici erano riconoscibili per le caratteristiche interne, sono state usate unità litostratigrafiche. Per esempio in base alla cementazione, alla completa alterazione del corpo geologico o alla composizione petrografica dei clasti che compongono l'unità.

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.

6.2 - UNITÀ DEL BACINO DEL SERIO

(C. Ferliga)

6.2.1. - *Supersintema della Selva di Clusone*

Definizione: depositi glaciali, di contatto glaciale, alluvionali e di versante. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto.

Sinonimi: corrisponde al Würm degli autori precedenti.

Età: Pleistocene superiore

6.2.1.1. - Sintema della Valle del Goglio (SUY)

Definizione: *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa con clasti silicei subarrotondati; accumuli di blocchi plurimetrici spigolosi con matrice scarsa o assente: depositi glaciali. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate.

Sinonimi: unità di nuova istituzione; compresa entro l'Unità della Selva di Clusone (FERLIGA & CORBARI, 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: profilo di alterazione poco evoluto, colore della matrice da 10 YR a 7.5 YR per la presenza di litotipi ad elevato contenuto in ferro. Il sintema della Valle del Goglio poggia direttamente sul substrato. Il limite superiore coincide con la superficie topografica.

Litologia: il sintema della Valle del Goglio comprende depositi glaciali locali alimentati dall'alta Valle di Aviasco e dalla Valsanguigno:

- *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa, con clasti silicei da centimetrici a metrici subarrotondati;
- accumuli di blocchi sino a plurimetrici spigolosi con matrice scarsa o assente, legati a fenomeni di crollo dalle pareti soprastanti sulla superficie del ghiacciaio;
- coperture discontinue di massi erratici da decimetrici a plurimetrici, da subangolosi a subarrotondati con superficie non alterata.

Area di affioramento: i depositi del sintema della Valle del Goglio affiorano lungo il versante sinistro dell'alta Valgoglio

Morfologia: il sintema della Valle del Goglio presenta morfologie in genere ben conservate.

6.2.1.2. - Sintema di Martorasco (SUX)

Definizione: *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbiosa, clasti provenienti dai litotipi silicoclastici e metamorfici affioranti nell'alta valle: *till* di ablazione. *Diamicton* massivi a supporto di matrice limosa, clasti sagomati e striati: *till* di alloggiamento. Profilo di alterazione poco evoluto, colore della matrice da 10YR a 7.5YR per la presenza di litotipi con elevato contenuto in ferro; morfologie ben conservate.

Rapporti stratigrafici: il sintema di Martorasco poggia direttamente sul substrato roccioso. Il limite superiore coincide in genere con la superficie topografica; nel fondovalle esso è sepolto da depositi di versante olocenici.

Litologia: il sintema di Martorasco comprende:

- *till* di ablazione: *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbiosa, con ciottoli e blocchi di dimensioni sino a metriche, con spigoli subarrotondati o arrotondati, e abbondanti massi erratici superficiali di dimensioni plurimetriche. Ciottoli e blocchi sono riferibili ai litotipi silicoclastici e metamorfici affioranti nell'alta valle;

- *till* di alloggiamento: *diamicton* massivi a supporto di matrice con clasti di dimensioni da centimetriche sino a 30 cm, a spigoli arrotondati, immersi in abbondante matrice limosa di colore grigio-ocraceo. I clasti, la cui petrografia rispecchia quanto detto sopra, hanno spesso facce piane e forma allungata, a ferro da stiro, e talvolta si presentano striati.

Area di affioramento: l'unità affiora lungo i versanti della Val Seriana, nonchè sul ripiano di Cardeto.

Morfologia e paleogeografia: il sintema di Martorasco rappresenta lo LGM della Valle Seriana. Lungo i versanti della valle principale e della bassa Val Grabiasca le forme non sono conservate, a causa dell'acclività dei versanti che si presentano ammantati da placche discontinue di depositi, spesso dislocati da fenomeni gravitativi posteriori. Ciò rende anche difficoltoso correlare i depositi glaciali dello LGM presenti sul ripiano di Cardeto e nei valloni di Aviasco a quelli dell'asse vallivo principale; per tale motivo, per il bacino della Valle del Goglio, nel quale confluiscono i valloni di Aviasco è stata distinta un sintema specifico.

6.3 - UNITÀ DEL BACINO DEL BREMBO

(a cura di S. Rossi)

6.3.1. - Supersintema di Lenna (LE)

Definizione: *diamicton* massivi: *till* di alloggiamento e di ablazione. *Diamicton*, ghiaie, sabbie, limi con grande variabilità di facies sia laterale sia verticale, in genere stratificati: depositi di contatto glaciale. *Diamicton* ad elementi spigolosi e arrotondati, accumuli di blocchi spigolosi privi di matrice: depositi di versante e di frana di crollo.

Sinonimi: corrisponde al Würm degli autori precedenti.

Il supersintema di Lenna è costituito da sintemi che esprimono le fasi LGM di singoli apparati vallivi mai entrati in coalescenza tra di loro o con i sistemi glaciali delle valli principali. Nel foglio Sondrio sono presenti i sintemi di Bordogna e di Mezzoldo; quest'ultimo, a causa della limitatezza degli affioramenti, non è distinto nella carta alla scala 1:50.000.

6.3.1.1. - Sintema di Bordogna (LEB)

Definizione: *diamicton* a supporto di matrice e massi erratici di volume sino

a 10 m³: *till* di ablazione. *Diamicton* a supporto di matrice con massi di dimensioni fino a 40 cm, sovraconsolidato, rari ciottoli a ferro da stiro costituiti da porfidi: *till* di alloggiamento. Ghiaie a supporto clastico e ciottoli ben arrotondati, con subordinate sabbie a laminazione obliqua e parallela: depositi fluvioglaciali. Litologia dei clasti eterogenea, con prevalenza dei litotipi dell'Alta Valle Brembana.

Il sintema è localizzato nella valle del Fiume Brembo di Valleve a partire da Lenna (q. 470 m), dove si trovano le morene terminali della fase di massima avanzata, fino a monte di Foppolo e di Carona, con le morene terminali delle ultime fasi di ritiro. Include tre subsintemi legati alle fasi di ritiro: il subsintema di San Simone, il subsintema di Foppolo ed il subsintema di Carona, non distinti alla scala 1:50.000.

Sinonimi: corrisponde al Würm degli autori precedenti. E' stato incluso nel Complesso del Brembo da ROSSI & RIGAMONTI (2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie localmente ben conservate, più spesso in erosione, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto, modesta ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in ferro, profondità massima dell'alterazione 1,5-2 m, sviluppo di suoli con spessore massimo 30-40 cm, con buon grado di inerbimento anche alle quote più elevate e copertura arborea ad alto fusto al di sotto del limite del bosco.

Il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica o da contatti discontinui e discordanti, con superfici di erosione con il soprastante sintema del Po (in prevalenza depositi di versante); il limite inferiore è rappresentato dalla superficie di contatto con il substrato, che presenta raramente tracce significative di esarazione (dossi montonati), o con unità glaciali più antiche al di fuori dell'area compresa nel foglio.

Litologia: nell'area in esame, il sintema di Bordogna è costituito da depositi glaciali, all'interno dei quali è possibile distinguere:

- *till* di ablazione: *diamicton* a ciottoli e blocchi con abbondante matrice limoso sabbiosa e numerosi massi erratici che possono raggiungere i 10 m³ di volume. I clasti variano da moderatamente arrotondati a ben arrotondati. La matrice si presenta solo debolmente alterata; il fronte di decarbonatazione è pressoché inesistente, limitato a pochi centimetri superficiali nelle aree più umide e vegetate. Ciottoli e blocchi, soprattutto se di grandi dimensioni, sono ascrivibili in netta prevalenza ai litotipi dell'Alta Valle Brembana: metamorfiti degli Gneiss di Morbegno, vulcaniti e arenarie del Gruppo dei Laghi Gemelli (Formazione di Collio *Auct.*), conglomerati e arenarie del Verrucano Lombardo. Sono presenti tuttavia, seppure in

percentuale inferiore al 40%, clasti carbonatici costituiti essenzialmente da calcare di Esino e in minima percentuale da unità carbonatiche quali il Calcare di Angolo e la Formazione di Breno;

- *till* di alloggiamento: *diamicton* a supporto di matrice limoso sabbiosa bruno-giallastra localmente sovraconsolidata, ciottoli e blocchi con dimensioni massime fino a 40 cm, da poco a ben arrotondati. Si osservano rari ciottoli a ferro da stiro costituiti da vulcaniti. La litologia dei clasti è molto eterogenea, rispecchiando la composizione del substrato dal basamento metamorfico del crinale orobico alle unità carbonatiche del Carnico del Monte Cavallo.

Area di affioramento: affiora sui versanti e sul fondovalle della Val Brembana e dei suoi rami laterali, solo localmente in modo estensivo. Nelle zone di anfiteatro di San Simone e Foppolo affiora in modo più estensivo nei subsintemi omonimi, mentre nella zona di Carona ne restano pochi resti smantellati dall'erosione.

Morfologia e paleogeografia: il sintema di Bordogna è caratterizzato da morfologie ben definite, sebbene in gran parte troncate dall'erosione lungo l'asse principale delle valli; sono infatti riconoscibili numerosi cordoni morenici, frequentemente separati da strette piane fluvio-glaciali. Sul filo di molte creste moreniche sono conservati allineamenti di grandi massi erratici. Le strutture meglio conservate sono evidenti nel tratto di valle non compreso nel foglio Sondrio. Spezzoni di cordoni morenici preservatisi dall'erosione si osservano abbastanza chiaramente tra Pusdosso e Forcella, ad Ovest di Fondra, tra gli 850 e i 1100 m di quota. Queste strutture sono morene laterali riferibili al Ghiacciaio del Brembo, che derivava dalla coalescenza delle due lingue di Valleve (coi due rami di San Simone e di Foppolo) e di Carona; le lingue principali dovevano ricevere anche probabili ghiacciai minori attestati nei ripidi valloni laterali di cui non sono rimaste tracce significative. Il ghiacciaio, che nella parte più meridionale presentava una pendenza di circa il 20%, avvicinandosi alle aree di testata si presentava meno ripido, con una pendenza intorno al 10%. Alla testata delle valli dovevano emergere dal ghiaccio le creste ed i massicci principali.

Età: Pleistocene superiore.

6.3.1.1.1. - Subsintema di San Simone

Area di affioramento: i depositi del subsintema di San Simone sono localizzati all'interno della Valle del Brembo di Valleve a partire da quota 1350 m s.l.m. circa, con copertura discontinua dell'area di testata fino a quote di circa 2000 m s.l.m.

Morfologia e paleogeografia: le morfologie del subsintema di San Simone

sono ben conservate, nonostante l'erosione subita alle quote più basse. Si osservano in particolare cordoni morenici sui ripiani di arrivo della funivia, del Lago di Arale, Casera Sessa e sotto il Monte Cavallo. Il Subsintema di San Simone comprende i sedimenti depositi dall'apparato glaciale che occupava la testata del ramo occidentale del Ghiacciaio di Valleve, in avanzata nel corso delle fasi di ritiro del Ghiacciaio del Brembo.

6.3.1.1.2. - Subsintema di Foppolo

Area di affioramento: i depositi del subsintema di Foppolo sono localizzati alla testata di un affluente del Brembo di Valleve, a partire da quota 1340 m s.l.m. circa, con copertura abbastanza continua dell'area di testata fino a quote di circa 1950 m s.l.m.

Morfologia e paleogeografia: le morfologie del subsintema di Foppolo sono ben conservate, nonostante l'erosione subita alle quote più basse e gli interventi antropici di modellazione delle piste da sci. Si notano in particolare una grande morena laterale sul versante Sud del vallone che arriva fino all'abitato, e i resti della sua omologa sul versante opposto, più alcuni modesti archi legati alle pulsazioni terminali. Il subsintema di Foppolo comprende i sedimenti depositi dall'apparato glaciale che occupava la testata del ramo orientale del Ghiacciaio di Valleve, in avanzata nel corso delle fasi di ritiro del Ghiacciaio del Brembo.

6.3.1.1.3. - Subsintema di Carona

Area di affioramento: i depositi del subsintema di Carona sono localizzati all'interno della Valle del Brembo di Carona a partire da quota 1250 m s.l.m. circa, con copertura discontinua fino a quote di circa 2300 m s.l.m. nelle aree di testata, piuttosto ampie, comprese in una vasta area tra il Monte Valgussera a Nordovest, il Pizzo del Diavolo a Nordest e la dorsale Cima del Becco-Monte Cà Bianca-Monte Madonnino a Sud, che circonda gli altopiani dei laghi Fregaborgia e Rotondo.

Morfologia e paleogeografia: le morfologie del subsintema di Carona sono mal conservate se non interamente obliterate principalmente a causa dell'erosione sui versanti più acclivi; sulle aree degli altopiani, che presentano morfologia complessa a causa del controllo strutturale esercitato dall'intensa tettonizzazione delle unità di substrato, i depositi sono ridotti ad una sottile pellicola discontinua su substrato, litologicamente indistinguibile dal detrito di versante locale e dai prodotti di gelivazione in evoluzione in situ. Il subsintema di Carona comprende i sedimenti depositi dall'apparato glaciale che occupava il ramo del Ghiacciaio di Carona, durante le fasi di ritiro del Ghiacciaio del Brembo. Nella parte alta le lingue glaciali, a

bassissima pendenza, non hanno dato luogo a fenomeni di trasporto e modellazione significativi.

6.3.1.2. - Sintema di Mezzoldo

Definizione: *diamicton* a ciottoli e blocchi eterometrici, a supporto di matrice limosa: depositi glaciali.

I depositi del sintema non sono distinti in carta.

Sinonimi: unità di nuova istituzione, inserita nel Würm *p.p.* degli autori precedenti e definita Unità di Mezzoldo entro il Complesso del Brembo *p.p.* da ROSSI & RIGAMONTI (2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite inferiore è rappresentato dalla superficie di contatto con il substrato, che non presenta significative morfologie di esarazione; il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica o dal contatto discordante, con superfici di erosione, con i depositi del sintema del Po, essenzialmente depositi di versante. La superficie limite superiore è caratterizzata dall'assenza generalizzata di morfologie conservate con l'eccezione delle parti più alte, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto, profondità massima dell'alterazione 1 m, sviluppo di suoli con spessore massimo di 30 cm.

Litologia : sono visibili solo facies glaciali:

- *till* di ablazione: *diamicton* a supporto di matrice limosa con ciottoli e blocchi eterometrici, da spigolosi a ben arrotondati. I blocchi raggiungono talvolta dimensioni metriche, e sono costituiti in prevalenza da litotipi carbonatici con scarsa percentuale di elementi non carbonatici provenienti dal basamento metamorfico, dal gruppo dei Laghi Gemelli (Formazione di Collio *Auct.*), dal Verrucano Lombardo e dal Servino. Risalendo la valle aumenta progressivamente il contenuto di elementi silicei fino a costituire il totale dei clasti. Gli elementi terrigeni fini e le tettofacies tipo carniola sono generalmente alterati e vanno a conferire una dominante giallastra alla matrice;

- *till* di alloggiamento: *diamicton* a supporto di matrice limosa, che si presenta, nei rari affioramenti, sovraconsolidata, con ciottoli e blocchi fino a 40 cm. I clasti, la cui composizione petrografica rispecchia quanto già esposto, sono ben arrotondati e si osservano talvolta ciottoli allungati e ciottoli a "ferro da stiro".

Area di affioramento: l'unità è presente in lembi isolati dall'erosione a partire dal fondovalle di Mezzoldo, intorno a q. 800 m s.l.m., sino alla testata della valle intorno a quota 1940 m s.l.m.

Morfologia e paleogeografia: data l'accentuata acclività dei versanti, gli intensi fenomeni erosionali hanno smantellato gran parte dei depositi,

cancellando le forme originarie; si osservano così soprattutto scarpate erosionali entro i *till* di ablazione. Solamente alle quote più alte, a valle del Passo San Simone, e sotto la Cima dei Siltri sono presenti resti di morene laterali e resti di piccoli archi frontali legati alle pulsazioni terminali della fase di deglaciazione. Il Ghiacciaio di Mezzoldo occupava la parte alta della Valle di Mezzoldo, perdendo rapidamente quota e terminando in corrispondenza dell'abitato di Mezzoldo; tuttavia l'acclività dei versanti non ha consentito la conservazione di forme significative atte a ricostruire con precisione la geometria del ghiacciaio. Le pulsazioni terminali del ghiacciaio sono rimaste limitate alla Valle Terzera, sotto al Passo San Simone, e agli anfiteatri rocciosi sotto la Cima di Siltri, esposti a Nord.

Età: Pleistocene superiore.

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

(P. Tognini e M. Cariboni)

6.4.1. - *Supersintema dei Laghi*

Depositi glaciali *s.l.*, di versante, fluviali, lacustri e di conoide legati all'ultima avanzata glaciale (fase LGM). Il supersintema è rappresentato nel foglio dal sintema di Cantù.

6.4.1.1. - Sintema di Cantù' (LCN)

Definizione: *diamicton* massivi con clasti e blocchi: *till* di ablazione. *Diamicton* massivi a supporto di matrice sovraconsolidata, con clasti spesso striati e sagomati a ferro da stiro: *till* di alloggiamento. La superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie localmente ben conservate, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto, con profondità massima dell'alterazione 1,5-2 m.

Al termine dell'ultima fase di avanzata glaciale (LGM), al ritirarsi del Ghiacciaio dell'Adda dal fondovalle tellino, si assiste al riavanzare, con varie fasi di oscillazione, degli apparati glaciali affluenti, i quali, venendo a mancare il sostegno del grande ghiacciaio vallivo, avanzano ricoprendone i depositi: da questo presupposto, sulla base di considerazioni morfologiche, geometriche e di bacino di alimentazione, è possibile individuare diversi subsintemi, che rappresentano i depositi relativi a fasi di avanzata e ritiro di altrettanti apparati glaciali locali al termine della fase LGM.

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; BINI, 1997) con l'introduzione delle unità allostratigrafiche.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: nell'area in esame, la superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie localmente ben conservate, ma più spesso non bene espresse e poco conservate, sovente in erosione o interessate da movimenti di versante, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto, evidente ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in ferro, parziale arenizzazione dei clasti scistosi, profondità massima dell'alterazione 1,5-2 m, sviluppo di suoli con spessore massimo 30-40 cm, con buon grado di inerbimento anche alle quote più elevate e copertura arborea ad alto fusto al di sotto del limite del bosco.

Il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica o da contatti discontinui e discordanti, con superfici di erosione, con il soprastante sintema del Po e subsintemi dello stesso sintema di Cantù; il limite inferiore è rappresentato dalla superficie di contatto con il substrato, spesso interessato da esarazione (dossi montonati).

Litologia: nell'area del foglio, il sintema di Cantù è costituito da depositi glaciali, all'interno dei quali è possibile distinguere:

- *till* di ablazione (rappresentato come *till* indifferenziato in carta): *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 clasti di dimensioni al massimo decimetriche, arrotondati e spesso striati e sagomati a ferro da stiro.

La litologia dei clasti rispecchia la grande varietà litologica delle formazioni del bacino di alimentazione; si osserva, però, che i depositi presentano una grande variabilità locale in funzione dell'alimentazione ricevuta dagli apparati confluenti dalle valli laterali, rispecchiando la distribuzione dei litotipi affioranti sui versanti prospicienti i depositi, con significative differenze non solo da un versante all'altro, ma anche a breve distanza lungo lo stesso versante: ciò suggerisce un trasporto relativamente breve senza rimescolamento e contaminazione dei materiali, almeno per quanto riguarda i *till* di ablazione.

Area di affioramento: affiora estesamente su tutto il territorio in esame: in particolare è presente su entrambi i versanti della Valtellina fino a quote di circa 2000-2100 m

Morfologia e paleogeografia: le morfologie dei depositi del sintema di Cantù sui versanti della Valtellina non risultano essere particolarmente ben

conservate, a causa del rimaneggiamento subito ad opera di processi gravitativi di versante e di intenso rimaneggiamento antropico (in particolare sul versante retico).

La presenza di dossi strutturali allungati parallelamente al versante e coperti da *till* di ablazione simula spesso cordoni morenici, in realtà inesistenti: questo settore della Valtellina doveva, nelle fasi di massima avanzata, essere compreso nella zona di accumulo.

Il sintema di Cantù comprende i sedimenti deposti nel corso dell'ultima grande avanzata glaciale che ha portato il Ghiacciaio dell'Adda ad occupare l'Anfiteatro del Lario; lungo l'asse vallivo della Valtellina, la fase LGM di massima avanzata in anfiteatro corrisponde probabilmente alla massima espansione volumetrica del Ghiacciaio dell'Adda, testimoniata dalle quote massime alle quali si rinvenivano tracce del passaggio del ghiacciaio (forme di esarazione e/o depositi glaciali).

Età: Pleistocene superiore.

6.4.1.2. - Subsintemi del sintema di Cantù

Il sintema di Cantù è stato suddiviso in diversi subsintemi, non distinti alla scala 1:50.000 anche se ben individuabili; nel foglio Sondrio, sono, da Est a Ovest: subsintema dell'Armisa, dell'Armisola, di Valmadre, di Valcervia, del Livrio, di Punta Portorella, di Val Venina e di Val Tartano.

La definizione, la litologia, la morfologia e la paleogeografia, le superfici limite e le età sono sostanzialmente simili per tutti i subsintemi, pertanto se ne dà una descrizione generale caratterizzando soltanto, per ognuno di essi, la distribuzione areale, e, dove significative, le morfologie più particolari e ben conservate.

Definizione: depositi glaciali, di contatto glaciale e di versante relativi agli apparati glaciali delle valli laterali, rispettivamente, della Valle dell'Armisa, dell'Armisola, di Valmadre, di Valcervia, della Valle del Livrio, dell'apparato glaciale di Punta Portorella, della Val Venina e della Val Tartano.

Tutti i subsintemi sono stati suddivisi in unità di rango inferiore, di ambito strettamente locale e non rappresentate su questa carta, distinte su base morfologica, geometrica e di bacino di alimentazione.

Sinonimi: sono tutte unità di nuova istituzione.

Litologia: sono tutti costituiti da:

- *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 con clasti di dimensioni al massimo decimetriche, a supporto di matrice limosa molto abbondante,

generalmente sovraconsolidati, clasti arrotondati e spesso striati e sagomati a ferro da stiro;

- depositi di frana: *diamicton* massivi a supporto di matrice limosa o limoso sabbiosa, clasti eterometrici da arrotondati a subangolosi, frammisti ad accumuli di blocchi da metrici a plurimetrici, spigolosi, provenienti dalle pareti prospicienti il deposito, matrice assente;

- depositi di contatto glaciale: *diamicton* massivi a supporto di matrice limosa molto abbondante, clasti da centimetrici a decimetrici, da spigolosi a subarrotondati.

Le litologie dei clasti rispecchiano quelle delle formazioni del basamento cristallino e della copertura permiana che affiorano nel bacino di alimentazione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie talvolta localmente ben conservate, ma più spesso poco conservate, sovente in erosione o interessate da movimenti di versante, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto, evidente ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in ferro, parziale arenizzazione dei clasti scistosi, profondità massima dell'alterazione 1,5-2 m, sviluppo di suoli con spessore massimo di 30-40 cm. Il limite inferiore è rappresentato dalla superficie di contatto con il substrato, spesso interessato da esarazione (dossi montonati) o dal contatto discordante erosionale con i depositi più antichi dello stesso sintema di Cantù; il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica o dal contatto discordante, con superfici di erosione, con i depositi delle unità locali o del soprastante sintema del Po.

6.4.1.2.1. - Subsintema della valle dell'Armisa

Area di affioramento: i depositi del subsintema della Valle dell'Armisa sono localizzati all'interno della Valle dell'Armisa, a partire da quota 1030 m s.l.m. circa, con copertura continua dal fondovalle ai versanti fino a quote di circa 1900 m s.l.m., presenti a quote più elevate in modo discontinuo, localizzato in corrispondenza di piccoli apparati glaciali separatisi dal ghiacciaio principale in fase di ritiro fino a quote di 2200-2500 m. Depositi di spessore rilevante si trovano sul versante destro, tra la centrale idroelettrica di Arigna e località Baite Micheletti.

Morfologia e paleogeografia: le morfologie del subsintema della Valle dell'Armisa risultano essere localmente ben conservate, nonostante il rimaneggiamento subito ad opera di processi gravitativi di versante. In particolare si osservano cordoni morenici lungo la valle che scende dal Lago di Reguzzo ed è molto ben conservato anche un piccolo tratto di morena

laterale destra a quota 1370 m s.l.m., dove è possibile osservare l'appoggio e il parziale ricoprimento dei depositi glaciali da parte di un grande corpo di frana, legato alla dinamica di versante periglaciale. Il corpo di frana, di dimensioni ragguardevoli, evidentemente ostacolato nella sua discesa dalla presenza del Ghiacciaio dell'Armisa, vi si è appoggiato determinando il colmamento della depressione tra versante e morena laterale. Il franamento ha interessato depositi glaciali più antichi (dello stesso sintema di Cantù), ma vi sono frammisti anche grossi blocchi plurimetrici staccatisi dalle pareti circostanti. La presenza di un grande corpo di frana singlaciale (come testimoniato dai rapporti con la morena laterale del Ghiacciaio dell'Armisa), le cui porzioni sommitali sono ricoperte da analoghi corpi di frana attuali, testimonia l'instabilità di quest'area anche durante lo LGM, instabilità che continua tuttora.

Il subsintema della Valle dell'Armisa comprende i sedimenti deposti dall'apparato glaciale che occupava la Valle dell'Armisa, in avanzata sui depositi più antichi dello stesso sintema di Cantù (visibili sulle creste a quote più elevate, fino a circa 2200-2250 m s.l.m.), nel corso delle fasi di ritiro del Ghiacciaio dell'Adda e depositi di versante e di contatto glaciale ad essi contemporanei.

6.4.1.2.2. - Subsintema dell'Armisola

Area di affioramento: i depositi del subsintema dell'Armisola sono localizzati all'interno della Valle dell'Armisola a partire da quota 1500 m circa, in località Le Piane, con copertura esigua e discontinua dal fondovalle ai versanti fino a quote di circa 2200-2300 m s.l.m., dove sono localizzati in corrispondenza di piccoli apparati glaciali separatisi dal ghiacciaio principale in fase di ritiro.

Morfologia e paleogeografia le morfologie del subsintema dell'Armisola risultano essere localmente particolarmente ben conservate, nonostante il rimaneggiamento subito ad opera di processi gravitativi di versante. Particolarmente ben conservato è il sistema di archi morenici frontali e di topografia da ghiaccio morto in località Le Piane. Piccoli tratti di cordoni morenici laterali sono conservati nella parte alte della valle.

Il subsintema dell'Armisola comprende i sedimenti deposti dall'apparato glaciale che occupava la Valle dell'Armisola in avanzata sui depositi più antichi dello stesso sintema di Cantù (visibili sulle creste a quote più elevate fino a circa 2200 - 2250 m s.l.m.) nel corso delle fasi di ritiro del Ghiacciaio dell'Adda, nonché depositi di versante e di contatto glaciale ad essi contemporanei.

6.4.1.2.3. - Subsintema di Valmadre

Area di affioramento: i depositi del subsintema di Valmadre sono localizzati all'interno della valle del Torrente Madrasco a partire da una quota intorno ai 950 m s.l.m., con copertura discontinua dal fondovalle ai versanti fino a quote di circa 2200-2250 m s.l.m..

Morfologia e paleogeografia le morfologie dei depositi del subsintema di Valmadre non sono particolarmente ben conservate a causa dell'intenso rimaneggiamento subito ad opera di processi gravitativi di versante e dell'elevata acclività dei versanti. Restano conservati parzialmente dei dossi morenici all'altezza della Baita Spiaz.

Sono evidenti tracce di *hummocky moraine* all'interno dell'anfiteatro relativo alla Cima Vallocci. Si osservano due morene laterali ed una serie di due archi morenici concentrici in prossimità della Baita Vallocci, della Casera di Dordona e della Casera Vitalengo, che testimoniano episodi di avanzata e ritiro di piccoli ghiacciai laterali della Valmadre nel corso delle fasi di ritiro della lingua valliva che occupava la valle del Torrente Madrasco.

6.4.1.2.4. - Subsintema di Valcervia

Area di affioramento: i depositi del subsintema di Valcervia sono localizzati all'interno della valle del Torrente Cervio a partire da una quota intorno ai 1300 m s.l.m., con copertura discontinua dal fondovalle ai versanti fino a quote di circa 2200 m s.l.m..

Morfologia e paleogeografia le morfologie dei depositi del subsintema di Valcervia non sono particolarmente ben conservate, tuttavia si osservano i resti di numerosi cordoni morenici a diverse quote comprese tra 1750 e 2010 m s.l.m., riconducibili a fasi d'avanzata e ritiro del piccolo ghiacciaio sommitale della Valcervia, insieme ad estesi campi di *hummocky moraine* che mostrano la tipica morfologia a dossi e depressioni.

6.4.1.2.5. - Subsintema del Livrio

Area di affioramento: i depositi del subsintema del Livrio sono localizzati all'interno della valle del torrente omonimo, a partire da una quota intorno ai 900 m s.l.m. con copertura discontinua dal fondovalle ai versanti fino a quote di circa 2200 m s.l.m..

Morfologia e paleogeografia: le morfologie dei depositi del subsintema del Livrio non sono particolarmente ben conservate a causa dell'intenso rimaneggiamento subito ad opera di processi gravitativi di versante. In località Valle della Casera a quota 1725 m s.l.m. si osservano i resti di una morena laterale, riconducibili alla fase di massima avanzata posteriore allo

LGM; un po' ovunque si osservano cordoni morenici laterali, serie di archi morenici concentrici, campi di *hummocky moraine*, spesso delimitati da successioni di archi morenici ed evidenze di frane deposte sul ghiacciaio e da questo trasportate lontano dalla zona di distacco, con tipiche morfologie a dossi e depressioni.

6.4.1.2.6. - Subsintema di Punta Portorella

Area di affioramento: i depositi del subsintema di Punta Portorella sono localizzati all'interno di due bacini di alimentazione della valle del Torrente Torchione lungo la Costa della Piada, con copertura estesa e continua da quota 1810 m a quota 2050 m s.l.m..

Morfologia e paleogeografia: le morfologie sono ben conservate ed evidenti. Si osserva una serie di archi morenici tra le quote 1910 e 2040 m s.l.m., che testimoniano episodi di avanzata e ritiro del piccolo ghiacciaio. Tra le quote 1940 e 1980 m s.l.m. sono conservati piccoli campi ad *hummocky moraine*, delimitati da una successione di archi morenici. Nel bacino di alimentazione della Casera del Meriggio, tra le quote 1900 e 1915 m s.l.m., si osserva la presenza di un campo di dossi morenici disposti perpendicolarmente alla direzione di flusso del piccolo ghiacciaio laterale della Valle dell'Adda, interpretabili come i resti di un *rock glacier*, derivante probabilmente dall'evoluzione di lembi di ghiaccio nero rimasti isolati in fase di ritiro (GUGLIELMIN & SMIRAGLIA, 1997).

6.4.1.2.7. - Subsintema di Val Venina

Area di affioramento: i depositi del subsintema di Val Venina sono localizzati all'interno della valle del Torrente Venina a partire da una quota di 880 m s.l.m., con copertura discontinua dal fondovalle ai versanti fino alla quota di circa 2250 m s.l.m..

Morfologia e paleogeografia: le morfologie dei depositi del subsintema di Val Venina non risultano essere particolarmente ben conservate, con l'eccezione dell'area circostante il Lago di Venina, dove, lungo la piana dove sorgevano le miniere di ferro, si osserva una serie di morene mediane, in particolar modo la morena che da quota 2200 m s.l.m. scende a quota 2140 dividendo in due parti la piana; inoltre sono visibili estesi campi di *hummocky moraine* con morfologie a dossi e depressioni intervallate tra i vari dossi morenici, in particolare lungo la piana a Sud di Baite Dossello. In prossimità di Cima Branda si osservano piccoli cordoni morenici, la cui geometria suggerisce una trasfluenza del Ghiacciaio della Cima Branda verso la Valle di Ambra.

Si osservano inoltre archi morenici concentrici e morene laterali, a

testimonianza di episodi di avanzata e ritiro dei piccoli ghiacciai sommitali del Pizzo di Cigola. In località Baite Campione si osservano alcuni archi morenici concentrici e morene laterali, che si estendono da quota 1940 m s.l.m. fino a quota 1860 m s.l.m.; in località Baite la Pessa sono visibili i resti di alcune morene laterali a testimonianza di episodi di avanzata e ritiro dei piccoli ghiacciai sommitali della vetta Punta Campione.

6.4.1.2.8. - Subsintema della Val Tartano

Area di affioramento: i depositi del subsintema della Val Tartano sono localizzati all'interno della valle del Torrente Tartano, a partire da una quota di 850 m s.l.m., con copertura discontinua dal fondovalle ai versanti fino alla quota di circa 2100 m s.l.m..

Morfologia e paleogeografia: le morfologie del subsintema della Val Tartano risultano essere localmente particolarmente ben conservate, nonostante il rimaneggiamento subito ad opera di processi gravitativi di versante. In particolare in località Somvalle (quota 1070 m s.l.m.) si osservano i resti di quattro cordoni morenici, riconducibili a fasi d'avanzata e ritiro posteriori allo LGM.

Forme meglio conservate si possono osservare lungo le valli laterali, a testimonianza di episodi di avanzata e ritiro dei piccoli ghiacciai sommitali; ad esempio in località Alpe d'Assola si osservano alcuni archi morenici concentrici e morene laterali, che si estendono da quota 1850 m s.l.m. fino a quota 1650 m s.l.m.; estesi archi morenici concentrici in località Torrenzuolo si protraggono da quota 2090 m s.l.m. fino a quota 1910 m s.l.m.

Lungo il versante sinistro della Val Lunga, dove le morfologie sono ben conservate ed evidenti, si osservano vasti archi morenici concentrici a Nord del Monte Gavet e morene laterali, che si estendono da quota 2040 m s.l.m. fino a quota 1820 m s.l.m., a testimonianza di episodi di avanzata e ritiro del piccolo ghiacciaio sommitale del Monte Gavet.

6.5 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

(A. Bini, M. Cariboni, C. Ferliga, S. Rossi, P. Tognini)

6.5.1. - Supersintema della Colma del Piano (CM)

Definizione: *diamicton* e *diamictiti* a ciottoli e blocchi eterometrici, a supporto di matrice limosa: *till* e *tilliti* di ablazione e di alloggiamento. Superficie limite superiore poligenica e polifasica, con alterazione variabile a seconda delle unità: da molto spinta, con fantasmi di ciottoli, a modesta.

Il supersintema della Colma del Piano comprende i depositi di tutti i

sintemi e supersintemi più antichi riconosciuti negli anfiteatri. Infatti lungo i versanti delle valli solo i depositi dello LGM sono direttamente correlabili con i depositi presenti negli anfiteatri, mentre tutti i depositi più antichi, ridotti a lembi sporadici spesso cementati, a coperture indistinte o, persino, a singoli erratici, non sono correlabili con le unità descritte in anfiteatro. All'interno del supersistema della Colma del Piano, in particolari zone, sono distinguibili sottounità informali, non correlabili con sicurezza con quelle in anfiteatro. Il supersistema della Colma del Piano riunisce quindi molti episodi ed eventi sedimentari distinti e al suo interno non è possibile operare distinzioni, se non informali. Alcuni episodi sono sicuramente testimoniati da molteplici unità anche se è impossibile stabilire sia il numero di tali episodi, sia quali unità ne siano l'espressione sedimentaria. Solo quando i depositi del supersistema sono localizzati in un bacino glaciale minore e isolato le unità possono avere un rango definito.

Sinonimi: è stata 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; BINI, 1997) con l'introduzione delle unità allostratigrafiche ed infine come supersistema della Colma del Piano. Corrisponde al cosiddetto "Morenico sparso" o "scheletrico" degli autori precedenti e attribuito al Mindel o al Riss. Nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo era in parte compreso nelle Unità di Scalve e di Foppolo.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: i depositi del supersistema della Colma del Piano coprono il substrato roccioso e le unità più antiche e sono coperti dalle unità più recenti (varie unità corrispondenti allo LGM e sistema del Po). Le superfici limite sono prive di caratteristiche distintive. I depositi sono alterati spesso per l'intero spessore affiorante e sono molto erosi sino ad essere testimoniati da massi erratici isolati.

Area di affioramento: il supersistema della Colma del Piano affiora sui versanti montuosi a quote maggiori rispetto a quelle raggiunte dalle unità corrispondenti allo LGM (BINI *et alii*, 1996; BINI, 1997).

Età: sulla base della definizione stessa dell'unità e dei suoi rapporti stratigrafici, si può solo affermare che l'età del supersistema della Colma del Piano è compresa tra il Gelasiano e il Pleistocene superiore.

Nel foglio Sondrio, il supersistema della Colma del Piano è assente nel bacino dell'Adda, mentre è stato suddiviso in unità informali di rango inferiore, non distinte cartograficamente, nei bacini del Brembo (Unità di Olmo al Brembo) e del Serio (Unità di Vigna Soliva).

Unità di Olmo al Brembo: affiora in lembi isolati dall'erosione a partire dal fondovalle di Olmo al Brembo, intorno a q. 600 m s.l.m. fino alla testata

della valle, intorno a quota 1800 m s.l.m. A questa unità sono attribuiti lembi di depositi ed erratici isolati alle quote più alte. Comprende depositi glaciali (*till* di ablazione) costituiti da *diamicton* a ciottoli e blocchi eterometrici, da spigolosi a ben arrotondati, a supporto di matrice limosa. I clasti sono costituiti sia da litotipi carbonatici sia da elementi "cristallini" provenienti dal basamento metamorfico, dal Gruppo dei Laghi Gemelli, dal Verrucano Lombardo e dal Servino; risalendo la valle aumenta progressivamente il contenuto di elementi cristallini fino a costituire la quasi totalità dei clasti. Gli elementi terrigeni fini e le tettofacies tipo carniola sono alterati e conferiscono una dominante giallastra alla matrice, mentre i clasti carbonatici presentano *cortex* di alterazione ben sviluppato. Durante la deposizione di questa unità il ghiacciaio occupava il fondovalle di Olmo al Brembo ed era formato dalla confluenza delle lingue di Mezzoldo, di Valmora e di Val Stabina.

Unità di Vigna Soliva: affiora lungo i versanti dell'asse principale della Val Sedornia, a partire da sopra lo spartiacque con la Val Bondione sino alla media valle. Comprende depositi glaciali costituiti da *diamicton* massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa micacea con clasti mal selezionati, da centimetrici sino a metrici, subarrotondati. I clasti sono costituiti da Verrucano con *cortex* centimetrico da friabile ad arenitizzato, da vulcaniti del Gruppo dei Laghi Gemelli con *cortex* decolorato ed ossidato, da peliti del Servino friabili, da micascisti friabili, da calcari e calcari marnosi medio triassici corrosi, con *cortex* argillificato e da arenarie del Wengen con *cortex* friabile e decolorato; colore della matrice 7.5YR. Comprende anche depositi glaciali costituiti da accumuli di blocchi sino a plurimetrici, subarrotondati, con matrice scarsa o assente, e singoli erratici. L'unità presenta una morfologia abbastanza ben conservata con evidenti cordoni morenici a profilo arrotondato.

6.5.2. - Gruppo del Culmine (CU)

Definizione: conglomerati a supporto clastico, con clasti in prevalenza spigolosi: depositi di versante cementati. Superficie limite superiore poligenica e polifasica, con morfologie erose verso valle o lateralmente.

Nel presente foglio il gruppo è presente con il conglomerato del Pegherolo e il conglomerato di Piazzatorre, non distinti in carta.

6.5.2.1. - Conglomerato del Pegherolo

Sinonimi: unità di recente istituzione, precedentemente era compresa nel Complesso della Cima di Menna (ROSSI & RIGAMONTI., 2000).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite inferiore è rappresentato

dalla superficie di contatto con il substrato. Il limite superiore è costituito quasi ovunque dalla superficie topografica; localmente l'unità è coperta da depositi di versante del Sintema del Po.

Litologia: il conglomerato del Pegherolo è costituito da depositi prevalentemente di versante: conglomerati a supporto clastico, con clasti spigolosi in prevalenza, da 2 cm a 40 cm. Alcuni orizzonti lenticolari sono ben selezionati con matrice da assente ad abbondante. Sabbie poco cementate in piccole lenti o come livelletti tra corpi lenticolari di maggiori dimensioni. I conglomerati sono organizzati in banchi lenticolari da 20 cm di spessore fino a 2 m. I clasti sono esclusivamente carbonatici, provenendo da versanti costituiti da calcare di Esino e formazioni appena posteriori fino alla Formazione di Breno. La superficie è parzialmente decarbonatata fino alla profondità di 60 cm.

Area di affioramento: l'unità è presente in litosomi anche di grandi dimensioni, localmente profondamente interessati da erosione o parzialmente coperti da detrito del Sintema del Po nella parte alta della Valle del Pegherolo, a Nord di Piazzatorre, a Sud del Pizzo Badile, a Ovest di Piazzatorre ed in Valle del Vendullo a Sud di Valleve.

Morfologia e paleogeografia: i conglomerati di questa unità costituiscono quanto resta di imponenti falde di detrito profondamente erose: sono infatti troncate da scarpate erosionali talvolta anche verso monte. Le scarpate erosionali interessano normalmente tutto lo spessore dei piastroni conglomeratici che supera localmente i 15 m e proseguono, con lievi cambiamenti di pendenza, fino ai fondovalle attuali.

Età: Pleistocene medio.

6.5.2.2. - Conglomerato di Piazzatorre

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il conglomerato di Piazzatorre è costituito da litosomi concordanti con la morfologia del versante a monte, mentre presentano una marcata discontinuità morfologica verso valle. Il limite inferiore è netto, localmente erosivo, e poggia sia sul substrato, sia, al di fuori dei limiti del foglio, sui conglomerati dell'Unità di Frola del Complesso di Camerata Cornello. Il limite superiore, prevalentemente erosivo soprattutto in corrispondenza dei corsi d'acqua, coincide generalmente con la superficie topografica, è suturato, al di fuori dei limiti del foglio, da *till* e facies correlate dell'Unità di Olmo del supersintema della Colma; dove la superficie non è erosiva è ammantata da un sottile velo di depositi di versante a granulometria fine del sintema del Po, che nel vallone di Piazzatorre sono presenti invece con facies di detrito di falda, facies di *debris-flow* e depositi di frana piuttosto grossolani.

Litologia: l'unità è costituita da depositi di versante: conglomerati a supporto clastico sia privi di matrice sia con matrice negli spazi intergranulari, con ciottoli eterometrici spigolosi fino a 15 cm di diametro, in orizzonti lenticolari a base erosionale. Alcuni livelli lenticolari presentano una discreta selezione dei clasti (facies tipo *grèzes litées*). Matrice, ove presente, generalmente scarsa, solo in rari casi abbondante, con granulometria sabbiosa.

I clasti sono quasi esclusivamente carbonatici, proveniendo da calcare di Esino e Calcare di Angolo. Tuttavia in destra idrografica del Brembo di Mezzoldo si osservano rari ciottoli arrotondati di Verrucano, con dimensioni fino a 20 cm di diametro.

Area di affioramento: questi conglomerati affiorano sul versante ad Est di Olmo, tra q. 620 m e q. 900 m, e in placche sparse sui versanti del Brembo di Mezzoldo, tra q. 600 m e q. 700 m; il deposito più cospicuo costituisce il litosoma principale entro il vallone di Piazzatorre, su cui sorge l'omonimo centro abitato; placche minori sono individuate nell'area di Cigadola e Malpasso.

Morfologie e paleogeografia: il conglomerato di Piazzatorre è caratterizzato da con di deiezione, imponenti a Piazzatorre, alimentati dai canali dei versanti, ora parzialmente erosi. Nel vallone di Piazzatorre l'alimentazione proveniva sia dai canaloni a monte sia direttamente dalle pareti. Nelle altre aree di affioramento non presenta morfologie particolari.

Età: Pleistocene medio.

6.5.3. - Gruppo di Prato Grande (GR)

Definizione: *Diamicton* a supporto di matrice, blocchi e porzioni di roccia disarticolata e ribassata: depositi di frana. Macereti a grossi blocchi: depositi di versante. Superficie limite superiore caratterizzata da alterazione variabile.

Nel foglio Sondrio il gruppo è presente solo nel bacino del Serio.

Sinonimi: unità litostratigrafica di nuova istituzione. Nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo era compreso in parte nell'Unità Postglaciale e, in parte, nel Complesso della Selva di Clusone e nel Complesso dell'Oglio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è una superficie di erosione che coincide in gran parte con la superficie topografica o con depositi del sintema di Martorasco. Il limite inferiore poggia sul substrato roccioso e su depositi precedenti.

Litologia: entro il bacino del Serio, il gruppo comprende:

- depositi di frana: *diamicton* a supporto di matrice e blocchi sino a plurimetrici e singole porzioni di roccia disarticolata e ribassata con

modalità di scivolamento rotazionale e con evidente nicchia di frana a monte.

- macereti a grossi blocchi, con superficie alterata e litologia corrispondente a quella del substrato su cui appoggiano, derivati dalla totale disarticolazione di parti sommitali di versanti interessati da DGPV; in questa accezione non si tratta di "depositi" *sensu strictu*, ma comunque di accumuli clastici derivati, sia pur indirettamente, dall'azione della gravità sull'intero versante roccioso.

Area di affioramento: macereti a grossi blocchi sono presenti nella parte alta del versante nord-occidentale del Vigna Soliva, associati ad estese frane nella porzione inferiore.

Morfologia: i depositi cartografati come Gruppo di Prato Grande presentano morfologie ben conservate e riconoscibili. In particolare i macereti a grossi blocchi mancano all'origine di parete di alimentazione a monte e di nicchie di distacco corrispondenti, derivando dalla disarticolazione del substrato sottostante.

Età: in base all'alterazione dei depositi e ai rapporti stratigrafici l'età è collocabile entro il Pleistocene anteriormente allo LGM.

6.5.4. - Sintema del Po (POI)

Definizione: *diamicton* e ghiaie massive da fini a grossolane a supporto clastico o di matrice limoso argillosa, clasti spigolosi provenienti dalle pareti sovrastanti, clasti esotici da arrotondati a subarrotondati, quando i depositi mobilizzano depositi quaternari più antichi: depositi di versante *l.s.*. Ghiaie stratificate da fini a grossolane, a supporto clastico, matrice sabbiosa, clasti da subangolosi ad arrotondati; possibili embricature dei clasti; sabbie da massive a laminate, limi massivi e debolmente laminati; corpi lenticolari ed intercalazioni: depositi alluvionali. Limi laminati, sabbie fini, torbe: depositi lacustri e di torbiera. *Diamicton* massivi a supporto di matrice limosa con ciottoli e blocchi sino a metrici, da subangolosi ad arrotondati: *till* di ablazione e di alloggiamento.

Superficie limite superiore caratterizzata da alterazione assente o molto ridotta e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione. Limite inferiore discordante con il substrato o con le sottostanti unità, limite superiore dato dalla superficie topografica.

Costituisce un'unità indifferenziata, all'interno della quale, limitatamente ai soli depositi di origine glaciale, vengono individuate tre unità: subsintema Antico (POI₆), non presente nel foglio Sondrio, subsintema Piccola Età Glaciale (POI₇) e subsintema Recente (POI₈), distinguibili sulla base di dati storici, geometrie, grado di conservazione delle forme, sviluppo di suoli e

grado di alterazione della superficie limite superiore.

Sinonimi: unità di recente istituzione. Corrisponde alla Unità Postglaciale utilizzata nella cartografia alla scala 1:10.000 della Regione Lombardia e precedentemente, con significato analogo, nella Carta della Provincia di Bergamo (ROSSI *et alii*, 2000). Corrisponde inoltre al sintema Postglaciale di alcuni fogli delle Alpi orientali. 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: il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica, con superficie limite caratterizzata da suoli poco evoluti con assenza di alterazione dei clasti, orizzonte B scarsamente sviluppato o assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione; il limite inferiore è costituito dalla superficie di contatto con il substrato, su cui poggia in discordanza, o da superfici erosionali o di non deposizione di contatto con le più antiche unità del sintema di Cantù, del corrispondente supersintema di Lenna nel settore brembano e del supersintema della Selva di Clusone nel settore seriano.

Litologia: i depositi del sintema del Po sono costituiti da:

- detrito di falda s.s.: ghiaie massive, da fini e grossolane, e *diamicton* massivi a supporto clastico, a clasti spigolosi di provenienza strettamente locale, con matrice da poco abbondante o scarsa ad assente;
- depositi colluviali: *diamicton* a supporto di matrice limosa o limoso argillosa, con clasti da arrotondati a subangolosi, che spesso coinvolgono precedenti depositi glaciali. Frequente disposizione in letti paralleli al pendio, con isorientazione dei clasti scagliosi o appiattiti;
- depositi di frana: ghiaie massive da fini a grossolane, e *diamicton* massivi, a supporto clastico o di matrice sabbiosa o limoso sabbiosa, da assente a molto abbondante, localmente limoso argillosa quando interessano depositi precedenti (per lo più di origine glaciale), clasti spigolosi di origine strettamente locale provenienti dalle pareti sovrastanti, o da arrotondati a subangolosi di provenienza esotica se prodotti da mobilitazione di depositi glaciali preesistenti; talora presenti blocchi da metrici a plurimetrici, con assenza di matrice. Si configurano come il risultato di frane di crollo o scivolamenti rotazionali se interessano il substrato roccioso e frane per scivolamento e colamento se interessano la copertura quaternaria (generalmente depositi glaciali più antichi), talvolta associati a fenomeni di *debris-* e *mud-flow*. I depositi di frana formano sul fondovalle della Valtellina conoidi di origine mista.
- depositi lacustri e di torbiera: limi laminati, sabbie fini, torbe; sono

presenti in bacini di limitata estensione areale ed esigua profondità in alta quota, sviluppati in depressioni intermoreniche e in depressioni del substrato roccioso interessato da esarazione glaciale (dossi montonati) o in zone depresse di corpi di frana;

- depositi di conoide mista: ghiaie massive o grossolanamente stratificate da fini a grossolane, talvolta ben selezionate, a supporto clastico, matrice sabbiosa da assente ad abbondante, clasti arrotondati; sabbie ben lavate, in corpi lenticolari clinostratificati, lenti e corpi stratoidi di sedimenti limoso argillosi, talvolta laminati. *Diamicton* massivi, a supporto di matrice limoso sabbiosa o limoso argillosa, clasti da spigolosi ad arrotondati. Spesso le componenti gravitative dei conoidi, quali i *diamicton*, costituiscono la parte basale dei conoidi stessi, mentre le componenti alluvionali costituiscono le parti più superficiali.

- depositi alluvionali: presentano notevoli differenze in funzione della localizzazione e delle caratteristiche di regime e di portata dei corsi d'acqua. Nei corsi d'acqua minori a carattere torrentizio sono di entità ridotta e sono per lo più limitati a rimaneggiamento e dilavamento della frazione fine di preesistenti depositi glaciali o fluvioglaciali presenti nell'alveo dei torrenti; formano spesso piccole piane nei tratti a minore inclinazione, spesso impostate su preesistenti piane fluvioglaciali: ghiaie, talora ben selezionate, da fini a grossolane, a supporto clastico, matrice sabbiosa da assente ad abbondante, clasti da subangolosi ad arrotondati, massive o grossolanamente stratificate, più raramente sabbie ben lavate.

Sul fondovalle dell'Adda i sedimenti alluvionali del fiume occupano la valle con spessori che in corrispondenza del sondaggio Valgella, nell'adiacente foglio Malonno, sono dell'ordine dei 40 m in sovrapposizione continua su depositi glaciali e fluvioglaciali pleistocenici. Non sono presenti spaccati o sezioni significativi sul fondovalle se non lungo l'alveo attuale, dove i depositi mostrano una grandissima variabilità laterale: ghiaie massive o stratificate da fini a grossolane, a supporto clastico, matrice sabbiosa da assente ad abbondante, clasti arrotondati, sabbie ben lavate, in corpi lenticolari clinostratificati; lenti e corpi stratoidi di sedimenti limoso argillosi, talvolta laminati. Si osservano strutture sedimentarie dovute all'azione di correnti trattive come ciottoli embricati, laminazioni oblique a basso angolo, laminazioni incrociate.

I depositi alluvionali del Fiume Brembo costituiscono un riempimento pellicolare, con spessore massimo di 3-4 m nella parte a Sud di Branzi; verso monte il fondovalle è prevalentemente in erosione nel substrato con ridotti depositi ghiaiosi anche a blocchi. Il corso d'acqua attuale è sottolineato da un orlo di terrazzo di erosione fluviale, che delimita l'alveo

di piena, di altezza relativamente modesta (1 m). Data l'elevata energia in questo tratto si individuano solamente litologie nel campo delle ghiaie sabbiose grossolane e delle sabbie ghiaiose.

Area di affioramento: l'unità affiora estesamente su tutta l'area rilevata con grande variabilità di distribuzione areale e di facies dei depositi.

Depositi di versante s.s. sono presenti nelle aree a quote più elevate, a scarsa copertura vegetale, mentre depositi di frana, da *debris-* o *mud-flow* e da colluvio sono presenti un pò ovunque su tutta l'area. Nel settore brembano imponenti falde di detrito sono legate alle scarpate impostate nei termini carbonatici della successione triassica (Monte Cavallo, Monte Pegherolo). Depositi lacustri e di torbiera sono presenti in aree montane, per lo più localizzati, con estensione areale estremamente limitata, in depressioni tra dossi rocciosi interessati da esarazione glaciale, o delimitati da successioni di cordoni morenici. Depositi di conoide mista sono localizzati allo sbocco di corsi d'acqua, anche di modesta entità e portate scarse, nei solchi vallivi principali, al termine di canaloni, allineamenti di fratture e trincee in roccia, e sono diffusi su tutta l'area, se pure con volumi ed estensioni areali differenti in funzione dell'importanza dei fenomeni franosi nei bacini di alimentazione. Depositi alluvionali sono localizzati negli alvei dei corsi d'acqua di qualunque ordine gerarchico. Particolarmente importanti, sia come distribuzione areale che come volumi, risultano, ovviamente, i depositi localizzati nella Valle dell'Adda e, nel settore brembano, quelli presenti a Sud di Branzi.

Età: La deposizione del sintema del Po ha avuto inizio 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 delle singole sezioni in funzione dell'inizio del ritiro locale degli apparati glaciali. (Pleistocene superiore - Olocene).

I soli depositi di cui è stato possibile stabilire con sicurezza un ordinamento cronologico e, di conseguenza, un'attribuzione ad una ben precisa unità nell'ambito del sintema del Po, sono i depositi glaciali.

6.5.4.1. - Subsintema Piccola Età Glaciale (**POI₇**)

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica con superficie limite caratterizzata da suoli poco evoluti con clasti non alterati, orizzonte B poco sviluppato e morfologie ben conservate, o da un contatto discordante con i depositi del soprastante Subsintema recente; il limite inferiore è costituito dalla superficie di contatto con il substrato o, più frequentemente, da un contatto discordante con il sottostante sintema di Cantù o con il sottostante sintema di

Martorasco.

Litologia: i depositi del subsintema Piccola Età Glaciale sono rappresentati da *diamicton* massivi a supporto di matrice limosa o limoso sabbiosa, con ciottoli e blocchi sino a metrici, da subangolosi ad arrotondati, costituiti da litotipi del basamento cristallino e della successione permiana affioranti nei bacini di alimentazione, quindi di provenienza strettamente locale; sono riconoscibili esclusivamente *till* di ablazione.

Area di affioramento: i depositi glaciali del subsintema PEG sono limitati ad aree ridotte alla testata di piccole valli o circhi laterali sul solo versante orobico in corrispondenza di piccoli apparati glaciali attualmente o storicamente presenti.

In particolare, per il versante valtellinese (i numeri dei ghiacciai sono riferiti al COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO, 1957):

- sul versante settentrionale del Pizzo di Coca (Ghiacciaio del Marovin, n. 541, attualmente presente e Ghiacciaio del Dente di Coca, n. 542, presente fino al 1929, attualmente estinto);
- sul versante settentrionale della Punta di Scais – Pizzo Porola (Ghiacciaio del Lupo, n. 543, attualmente presente;
- sul versante settentrionale del Pizzo di Scotès (Ghiacciai di Pioda, n. 544, 545, ancora presenti nel 1957, attualmente ridotti a campi di neve);
- sul versante settentrionale del Pizzo di Rodes (Ghiacciai di Val Bocardi, n. 546, presente fino agli anni '30, attualmente estinto, del Pizzo di Rodes, n. 547, presente ancora nel 1957, attualmente ridotto a un campo di neve, di Val Freggia, n. 548, scomparso nel 1953).

Per quanto riguarda la Val Seriana gli apparati glaciali sono confinati nei piccoli anfiteatri di testata del Pizzo di Redorta:

- Ghiacciaio di Redorta inferiore (n. 560), considerato estinto negli anni sessanta del secolo scorso, attualmente segnalato come "presenza di ghiaccio sepolto"
- Ghiacciaio dei Secreti (n. 561), considerato estinto nel Catasto del 1961.
- Vallone di Avert: non segnalato nel Catasto, presenta un potente cordone morenico che chiude l'anfiteatro di testata attorno a q. 2600 m.

Morfologia e paleogeografia: i depositi del subsintema Piccola Età Glaciale (PEG, o anche *Little Ice Age*, LIA) presentano morfologie ben conservate, rappresentate da archi e cordoni morenici, in particolare morene terminali, più raramente di sponda, generalmente ben rilevati ed evidenti. Si distinguono dai depositi glaciali del subsintema Recente, oltre che sulla base di dati storici, per una più profonda alterazione e un maggior grado di inerbimento, con sviluppo, se pur modesto, di vegetazione arborea alle quote meno elevate. Rappresentano i depositi relativi alle fasi di avanzata

glaciale di apparati glaciali confinati in nicchie di versante, circhi e valli minori nel corso del periodo freddo denominato Piccola Età Glaciale (PEG), sviluppatosi dal 1500 circa al 1860. 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 nel corso della PEG.

Età: 1500 -1860 AD.

6.5.4.2. - Subsintema del Po recente (**POI₈**)

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica con superficie limite superiore caratterizzata da suoli poco evoluti con clasti non alterati, orizzonte B assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione, oppure dal contatto discordante con depositi di versante del sintema del Po indifferenziato; il limite inferiore è costituito dalla superficie di contatto con il substrato o, più frequentemente, da un contatto discordante con il subsintema Piccola Età Glaciale, o, meno comunemente, con le unità del più antico sintema di Cantù.

Litologia: i depositi del Subsintema del Po recente sono costituiti da *diamicton* massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, con ciottoli e blocchi sino a metrici, da subangolosi ad arrotondati, costituiti da litotipi del basamento cristallino e della successione permiana affioranti nei bacini di alimentazione, quindi di provenienza strettamente locale; sono riconoscibili esclusivamente *till* di ablazione.

Area di affioramento: i depositi glaciali del Subsintema del Po recente sono limitati ad aree ridotte alla testata di piccole valli o circhi laterali sul solo versante orobico, in corrispondenza di piccoli apparati glaciali attualmente o storicamente presenti.

Morfologia e paleogeografia: i depositi relativi al Subsintema del Po recente presentano morfologie ben conservate rappresentate da archi e cordoni morenici, in particolare morene terminali, più raramente di sponda, spesso non molto rilevati e poco evidenti. Si distinguono dai depositi glaciali del subsintema PEG per il minore grado di alterazione e per l'inerbimento da scarso a nullo, con sviluppo di vegetazione pioniera e assenza di vegetazione arborea. Rappresentano i depositi relativi alle fasi di avanzata glaciale di apparati glaciali attuali, ora confinati in nicchie di versante, circhi e valli minori, successivi alla PEG, cioè dalla fine del XIX secolo.

Età: La deposizione inizia dal termine della PEG e continua attualmente.

V. TETTONICA

Il rilevamento è stato integrato dallo studio della successione degli eventi deformativi, dalla misura delle discontinuità planari e lineari, nonché dal rilevamento di faglie e sovrascorrimenti duttili. Nelle rocce del basamento, all'analisi mesostrutturale si è combinata quella microstrutturale su campioni in sezione sottile e con il riconoscimento delle successioni paragenetiche in rapporto alla deformazione. Nei capitoli che seguono sono descritte le caratteristiche strutturali a differente scala di Austroalpino e Alpi Meridionali.

Nel dominio australpino sono riconosciute, nell'area del foglio, tre distinte unità, caratterizzate da associazioni litologiche ed impronta metamorfica principale assai diverse. L'unità degli Gneiss del Monte Tonale e l'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa fanno parte dell'Austroalpino superiore, l'unità degli Gneiss del Monte Canale fa parte dell'Australpino inferiore.

Il basamento delle Alpi Meridionali è costituito dalle due unità degli Gneiss di Morbegno e degli Scisti di Edolo. Dal punto di vista tettonico vi si possono però distinguere due unità:

- Unità Orobica, in cui le rocce delle due unità sono per lo più in facies delle anfiboliti, ma con una porzione con forte metamorfismo retrogrado in facies degli scisti verdi (quest'ultima coincidente con UTM del passo di Cavalcafiche nell'adiacente foglio Malonno);
- Unità della Gallinera (cfr. UTM della Gallinera nell'adiacente foglio Malonno), per lo più in facies delle anfiboliti, ma anch'esso con una

porzione con forte metamorfismo retrogrado in facies degli scisti verdi.

Entrambe le unità hanno quindi porzioni in cui un forte metamorfismo retrogrado ha portato alla fillonitizzazione delle rocce. Ciò è ben evidente nella parte settentrionale dell'Unità della Gallinera e nella parte meridionale dell'Unità Orobica.

L'Unità Orobica è costituita da sole rocce di basamento, mentre l'Unità della Gallinera presenta rocce di basamento con associate coperture permotriassiche.

Sono state inoltre distinte le seguenti unità tettoniche alpine:

- Unità dell'anticlinale Trabuchello-Cabianca e Unità dell'Anticlinale Orobica: si tratta di due delle tre "Anticlinali Orobiche", strutture con organizzazione *en-échelon*. Si tratta di anticlinali sviluppate nella copertura permiana delle Alpi Meridionali, caratterizzate da un fianco meridionale ripido, lungo il quale avviene il contatto tettonico con la copertura sedimentaria triassica. Nel settore delle anticlinali sono presenti faglie alpine, spesso trascorrenti, che probabilmente attivano faglie distensive/transtensive del Permiano inferiore (BLOM & PASSCHIER, 1997);
- Unità Menna-Pegherolo: è costituita da successioni di età compresa tra il Triassico inferiore ed il Carnico, separate dalla successione più antica da uno scollamento impostato lungo il Servino e la carniola di Bovegno. Questo scollamento è riconoscibile alla base del massiccio del Pegherolo con una geometria suborizzontale, mentre tende a verticalizzarsi nel settore del Passo di San Simone, dove è riconoscibile una sinclinale nella copertura sedimentaria. La struttura interna dell'unità, piuttosto semplice, è disturbata dalla presenza di alcune faglie evidenziate dai rigetti dei limiti stratigrafici.

1. - STRUTTURE MEGA- E MESOSCOPICHE

1.1 - ASSETTO STRUTTURALE DEL BASAMENTO AUSTRALPINO

(a cura di A. Boriani, R. Migliacci Bellante, A. Ferrario e M.A. Bergomi)

Il basamento cristallino austroalpino è caratterizzato da una sostanziale orientazione della foliazione principale in direzione E-W, parallela al Lineamento Insubrico. Si tratta della "zona raddrizzata meridionale" delle Alpi Centrali, il cui assetto è almeno in parte legato all'attività della Linea Insubrica. Testimoni di questi movimenti sono i frequenti orizzonti di miloniti, che compaiono soprattutto al contatto con gli Scisti di Edolo

(Sudalpino), ma anche entro le stesse unità austroalpine, con spessore di diversi metri, in particolare al contatto tra litotipi a differente comportamento reologico (es. paragneiss micacei-ortogneiss). Orizzonti di miloniti, seppur ridotti, e zone di *shear* interessano anche il plutone di Triangia. La loro attribuzione ad eventi regionali duttili o fragili non è possibile: infatti, il corpo plutonico è sicuramente rimasto ad alta temperatura anche quando le sue rocce incassanti si erano già raffreddate.

Tutti gli orizzonti milonitici rilevati presentano per lo più associazioni di minerali stabili nelle condizioni della facies degli scisti verdi, in particolare epidoto, albite e clorite. Frequenti sono anche le fasce cataclastiche che in buona parte si sovrappongono ai precedenti orizzonti milonitici.

1.1.1. - Strutture alpine e prealpine

Le unità austroalpine affiorano in un anticlinorio con piano assiale immergente verso NNW con inclinazione di 50°-60° e asse immergente verso ENE di circa 10°. Le pieghe, molto serrate, portano ad affiorare ripetutamente le due unità più alte (Gneiss del Monte Tonale e Gneiss della Punta di Pietra Rossa) su gran parte del versante retico nella parte centro-orientale del foglio, mentre l'unità più bassa (Gneiss del Monte Canale) affiora solo a quote elevate.

Nelle unità dell'Austroalpino superiore sono state riconosciute quattro differenti fasi deformative (Fig. 21), ad ognuna delle quali, tranne l'ultima, è associata una foliazione di piano assiale (AVANZINI, 1986-87).

Minerali	Relitti protolito	D ₁	D ₂	post-D ₂	D ₃	D ₄
Qtz						
Pl						
Ab						
Bt						
Chl						
Grt						
St						
WM						
WM cross						
Sil						
WM (Ser)						
Kfs						

Fig. 21 - Relazioni tra fasi deformative e cristallizzazione metamorfica negli Gneiss del Monte Tonale. D₁ e D₂ sono fasi pre-alpine, D₃ e D₄ alpine.

Ad una fase deformativa D₁ sono state associate relitti tessiturali (es. cerniere sradicate, foliazioni relitte) visibili localmente sia alla scala micro- che mesoscopica. Le foliazioni relitte S₁, dove visibili, sono definite da paragenesi differenti (Fig. 22-23-24): 1) WM+Bt+St+Grt negli Gneiss del Monte Tonale; 2) Bt+WM negli Gneiss della Punta di Pietra Rossa; 3) Fe-Bt+Pl negli Gneiss del Monte Canale.

A questa fase è seguita una fase deformativa D₂ con sviluppo di una foliazione di piano assiale S₂, pervasiva a scala regionale, immergente verso NNW con inclinazione di 50°-60°. Più raramente si osservano strutture immergenti verso i quadranti meridionali, come si vede dalle proiezioni stereografiche relative alle foliazioni degli Gneiss del Monte Tonale (Fig. 24). Questa foliazione è caratterizzata da una paragenesi:

- 1) in facies delle anfiboliti di alta temperatura negli Gneiss del Monte Tonale (Fig. 21, Qtz+Pl+Bt+Grt+Sil+Kfs+WM, con WM che si sviluppa perpendicolarmente a S₂ come mica cross);
- 2) in facies delle anfiboliti di bassa temperatura negli Gneiss della Punta di Pietra Rossa (Fig. 22a-b, Qtz+Pl+Bt+WM±Grt±St negli gneiss minuti; Qtz+Pl+Kfs+Ms±Bt negli ortogneiss);
- 3) in facies degli scisti verdi negli Gneiss del Monte Canale (Fig. 23a-b, Ab+Qtz+Ep+Chl+WM±Grt±Cal nei paraderivati; Qtz+Kfs+Ab+Ep+Ph+Chl±Act negli ortogneiss).

Minerali	Relitti protolito	D ₁	D ₂	D ₃	D ₄
Qtz					
Pl					
Ab					
Bt					
St					
Chl					
Grt					
WM					
WM (Ser)					

a) paragneiss

Minerali	Relitti protolito	D ₁	D ₂	D ₃	D ₄
Qtz					
Pl					
Kfs					
Ab					
Bt					
Chl					
WM (Ph)					
WM (Ser)					

b) ortogneiss

Fig. 22 - Relazioni tra fasi deformative e cristallizzazione metamorfica negli Gneiss della Punta di Pietra Rossa: a) paragneiss; b) ortogneiss. D₁ e D₂ sono fasi pre-alpine, D₃ e D₄ alpine.

Un evento milonitico D₃ interessa invece tutta l'area, compresi i metagraniti tardo carboniferi, sviluppando imponenti fasce milonitiche soprattutto in corrispondenza dei contatti tra le differenti unità. A questo evento, che traspone completamente tutte le strutture preesistenti, è stato

possibile associare una foliazione milonitica S_3 , prevalentemente in facies degli scisti verdi (Fig. 21-22-23), che si sovrappone completamente a S_2 . La foliazione milonitica S_3 è prevalentemente definita in tutte le litologie descritte da un aggregato a grana fine di $Ab+Ser\pm Chl\pm Ep$ (Fig. 22-23-24).

La foliazione milonitica S_3 e quella regionale S_2 , dove ancora preservata nei domini a basso grado di *strain*, risultano crenulate da un evento deformativo D_4 non scistogeno. A questo evento sono state associate pieghe, da isoclinali ad aperte di dimensioni centimetriche fino a metriche, con assi b_4 immergenti principalmente verso E ed inclinazione variabile da subverticale nel settore occidentale dell'area rilevata a suborizzontale in quella orientale.

Minerali	Relitti protolito	D ₁	D ₂	D ₃	D ₄
Qtz					
Pl					
Ab					
Ep					
Bt					
Chl					
Grt					
WM					
WM (Ser)					
Cal					

a) paragneiss

Minerali	Relitti protolito	D ₁	D ₂	D ₃	D ₄
Qtz					
Pl					
Ab					
Kfs					
Ep					
Fe-Bt					
Hbl					
Chl					
Act					
WM (Ph)					
WM (Ser)					
Cal					

b) ortogneiss

Fig. 23 - Relazioni tra fasi deformative e cristallizzazione metamorfica negli Gneiss del Monte Canale: a) paragneiss; b) ortogneiss. D_1 e D_2 sono fasi pre-alpine, D_3 e D_4 alpine.

Della zona più occidentale del foglio, sopra l'abitato di Buglio in Monte, appare evidente una anomalia nelle giaciture. I contorni della Metadiorite di Primavera non si conformano alle giaciture tipiche dei metaintrusivi tardo-carboniferi quali la Metagranodiorite del Monte Rolla e del Pizzo Mercantelli; non solo, ma le rocce incassanti la Metadiorite, attribuibili all'Unità degli Gneiss del Monte Canale, affiorano anche a quote basse. La forma dell'affioramento della Metadiorite di Primavera è compatibile con quella di una figura d'interferenza del I tipo di RAMSAY (1967). Le rocce

incassanti sono costituite per lo più da migmatiti gneissiche fortemente milonitiche (D_3) con evidente crenulazione (D_4). L'interferenza può essere ragionevolmente attribuita alla fase di raccorciamento E-W (D_5) connessa alle fasi finali di messa in posto con *ballooning* dell'adiacente plutone terziario Val Masino – Val Bregaglia (ROSENBERG, 2004).

Quanto all'affioramento a quote basse dell'Unità degli Gneiss del Monte Canale anche questo sembra connesso alla messa in posto del plutone Val Masino-Val Bregaglia tra Pennidico, al letto, e Austroalpino al tetto, che avrebbe comportato il sollevamento delle rocce delle unità incassanti austroalpine nelle immediate vicinanze.

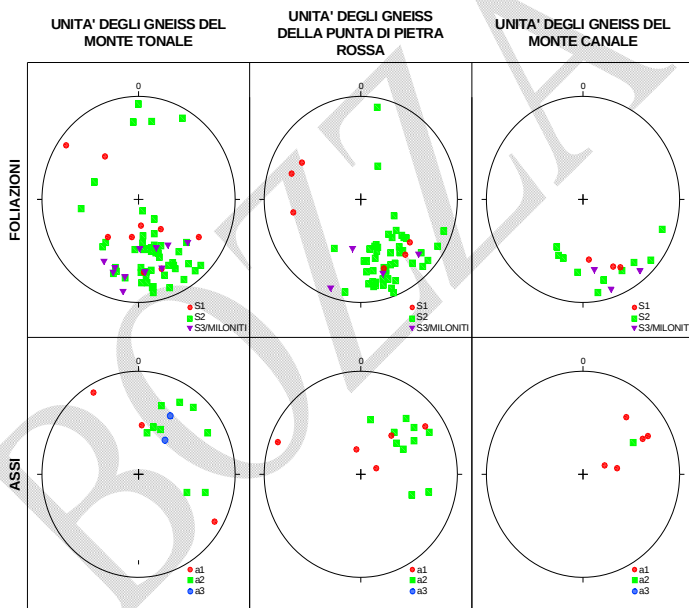


Fig. 24 - Diagrammi equiareali di Schmidt nei quali sono riportate le strutture prealpine delle unità austroalpine.

Date le relazioni di terreno, la cronologia relativa degli eventi deformativi può essere così riassunta: poichè nei metaintrusivi tardo-carboniferi non sono state riconosciute le foliazioni S_1 e S_2 ma solo la foliazione milonitica S_3 , si può concludere che le fasi D_1 e D_2 sono attribuibili all'orogenesi varisica, mentre D_3 e D_4 sono attribuibili a quella alpina che ha coinvolto anche le rocce intrusive tardo-carbonifere.

La giustapposizione in età eo-alpina delle tre unità austroalpine contrasta però con le relazioni osservabili tra gli intrusivi tardo-carboniferi e le rocce incassanti (Gneiss del Monte Canale e Gneiss della Punta di Pietra Rossa). Dagli effetti osservabili si evince che le intrusioni siano avvenute allo stesso livello crostale; pertanto le due unità dovevano essere già giustapposte nel tardo-Carbonifero.

I plutoni tardo-carboniferi non sono interessati dalle deformazioni pre-alpine. D_3 genera una foliazione non molto pervasiva, prevalentemente localizzata in prossimità dei contatti ignei trasposti, in bande di potenza al massimo ettometrica. L'associazione mineralogica connessa a D_3 è in facies degli scisti verdi.

1.2 - LINEE TETTONICHE PRINCIPALI

(a cura di A. Boriani e A. Ferrario)

Il foglio Sondrio è caratterizzato dalla presenza di tre lineamenti principali (Lineamento Insubrico, Linea del Porcile, Linea Orobica) riconducibili all'orogenesi alpina, ma che potrebbero riattivare lineamenti ancestrali (BORIANI & SACCHI, 1974).

1.2.1. - Linea tettonica Insubrica (LI) (sistema di faglie periadriatico)

In Valtellina la LI (in questo tratto denominata anche Linea Iorio – Tonale) mette a contatto l'Austroalpino superiore a Nord, con il basamento orobico a Sud. Lungo la Linea Iorio–Tonale compaiono scaglie discontinue, strizzate a cuneo ed intensamente tettonizzate, di rocce sedimentarie sudalpine permiano-triassiche (VENZO, 1971). L'espressione morfologica è principalmente il gradino di Triangia e Tresivio. La zona di faglia vera e propria ha potenza inferiore a due chilometri. Nell'area esaminata sia il basamento cristallino austroalpino che le metamorfite sudalpine, presentano una sostanziale orientazione della foliazione principale in direzione E-W, parallela al Lineamento Insubrico. Sono frequenti livelli di miloniti, che compaiono soprattutto al contatto tra le due unità (Sudalpino e Austroalpino), con spessore di diversi metri. E' possibile riconoscere un orizzonte di *shear* principale, orientato in direzione E-W, esteso per tutta l'area rilevata. Esso è costituito da più livelli milonitici subparalleli il cui spessore totale supera i 200 m, come è ben osservabile nell'alveo del Torrente Mallero, appena a Nord dell'abitato di Sondrio. All'interno di queste fasce milonitiche sono osservabili cataclasiti con spessore metrico che in parte tagliano in discordanza le miloniti. I livelli milonitici esaminati in tutta l'area di rilevamento, mostrano un'associazione mineralogica tipica

della facies degli scisti verdi (Ab+Chl+Ep). All'interno delle metamorfiti sudalpine sono stati riconosciuti orizzonti di *shear* (con associate sia miloniti che cataclasiti) con orientazione SW-NE, di spessore limitato, probabilmente associati alla zona di *shear* principale. Le miloniti associate a queste zone di movimento sono caratterizzate da sviluppo di clorite. I due eventi, quello duttile che ha generato le miloniti e quello fragile responsabile della formazione delle cataclasiti hanno in buona parte cancellato le strutture precedenti nelle rocce interessate.

La deformazione duttile precede quella fragile indicando una storia di risalita in condizioni duttili in facies degli scisti verdi, fino ad un'evoluzione in condizioni fragili, con formazione di cataclasiti. Il moto di risalita del blocco settentrionale lungo la faglia è indicato dai sensi di movimento registrati nelle miloniti. Gli indicatori di taglio fragile orizzontale destro appaiono successivi.

Ben evidenti sono invece le strutture generate dall'evento ercinico, che ha determinato la scistosità principale delle rocce presenti. Nei metasedimenti sudalpini, sempre in prossimità del LI, sono state osservate pieghe associate all'evento ercinico, in parte obliterate e smembrate dall'attività del lineamento insubrico e, pertanto, non è stato possibile ricostruirne la geometria per più di pochi metri.

La LI si è impostata al margine della placca adriatica, a Sud della zona di subduzione alpina durante il Cretacico-Eocene; questo margine non rappresenta il bordo settentrionale della placca Adria che invece dovrebbe coincidere con il margine tra Austroalpino e zona penninica interna, al momento della collisione.

I plutoni terziari delle Alpi si trovano tutti allineati lungo il PFS, e sono pertanto detti "Plutoni Periadriatici", e ne manifestano il ruolo distensivo in epoca eo-terziaria.

Nel foglio Sondrio questi sono rappresentati dal piccolo plutone di Triangia intruso entro i terreni attribuiti all'Austroalpino superiore, subito ad Ovest di Sondrio. Il legame tra l'attività del PFS e la genesi e risalita del magma e la messa in posto dei plutoni terziari, è stato recentemente illustrato da ROSENBERG (2004). Questi magmi sarebbero il risultato di un *mixing*, alla base di una crosta ispessita, tra un magma mantellico (litosferico) e magmi crostali. A ciò sarebbe seguita una cristallizzazione frazionata. I magmi sarebbero poi risaliti in un periodo tra 42 e 28 Ma lungo la fascia milonitica e si sarebbero intrusi nelle rocce adiacenti.

1.2.2. - Linea del Porcile (LP)

Si tratta di una linea tettonica a scala regionale estesa in direzione

WSW-ENE, dal Passo di San Simone fino a Sazzo.

Nella sua porzione occidentale la LP mette a contatto gli Scisti di Edolo a Nord, con gli Gneiss di Morbegno a Sud; nella porzione più orientale si sviluppa interamente all'interno degli Scisti di Edolo. L'entità della eventuale dislocazione non è però valutabile.

La Linea del Porcile si innesta nel *thrust* orobico (SCHÖNBORN, 1992) al Passo di San Simone. A partire da quest'area si osserva una progressiva verticalizzazione del piano di faglia spostandosi verso Est.

Caratteristica peculiare della Linea del Porcile è la presenza di sottili scaglie di rocce permo-triassiche strizzate tra le rocce del basamento (Fig. 25). La presenza di queste scaglie sedimentarie e di lineazioni circa verticali nelle miloniti della LP portano a supporre un movimento compressionale lungo la faglia, seguito da una seconda componente trascorrente destra, evidenziata dalla presenza di numerose strie orizzontali (SCHÖNBORN, 1992).

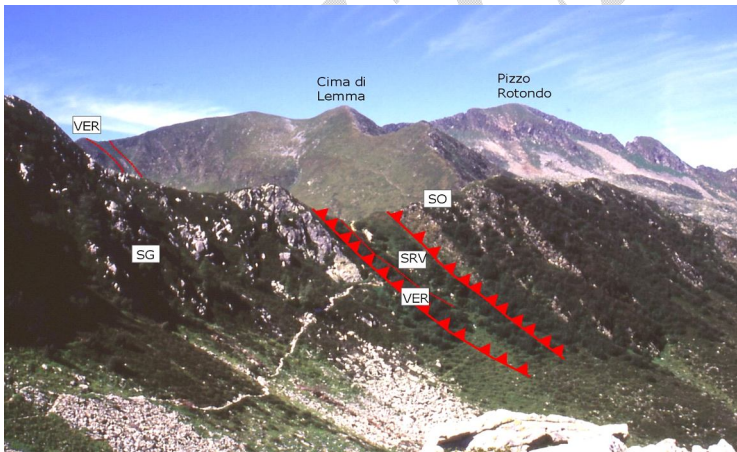


Fig. 25 - Lembi sedimentari di Servino (SRV) e Verrucano Lombardo (VER) implicati lungo la Linea del Porcile, tra Settore Orobico (SO) e Settore della Gallinera (SG) – Passo Tartano. La foto è ripresa da NE.

Si riconosce un orizzonte milonitico di spessore notevole (Gneiss del Pizzo Meriggio), fiancheggiato ed in parte tagliato da un orizzonte cataclastico che localmente, come accennato, contiene scaglie di rocce permo-triassiche (Piateda-Sazzo, Punta della Piada, Passo di Portorella, Camp Cervè, Casera di Grassone, Passo Tartano). Nella sua parte nord-

orientale, oltre il Passo di Portorella le due linee tettoniche (la duttile e la fragile) si separano nettamente: l'orizzonte milonitico segue una direzione E-W dal Pizzo Meriggio a Punta Campione e oltre sviluppandosi tra due distinte porzioni degli Scisti di Edolo, caratterizzate da una differente evoluzione metamorfica. A Nord della LP gli Scisti di Edolo presentano un intenso metamorfismo retrogrado che porta alla fillonitizzazione dei micascisti (Filladi di Ambria, *Auct.*).

Un campione di milonite di Gneiss Chiari del Corno Stella è stato prelevato presso i Laghi del Porcile in corrispondenza della Linea del Porcile duttile, al fine di eseguire datazioni radiometriche Ar/Ar su WM (BERGOMI, 2004a,b). Lo spettro di età apparente ottenuto risulta essere fortemente disturbato, mostrando la tipica forma a scala (Fig. 26). Lo studio dei diagrammi di correlazione ha messo in evidenza che il rilascio di ^{39}Ar sembra dovuto essenzialmente a due *step*: il primo corrisponde ad un'età di 273 ± 1 Ma (analoga a quella già discussa nel capitolo IV – paragrafo 2.2.2, ed attribuita ad un rialzo termico connesso con il magmatismo permiano), mentre il secondo ad un'età di 117 ± 2 Ma. Quest'ultima potrebbe essere dovuta al rilascio di Ar da parte di aggregati di muscovite a grana fine che sono riscristallizzati durante un evento milonitico lungo i bordi di porfiroclasti di WM.

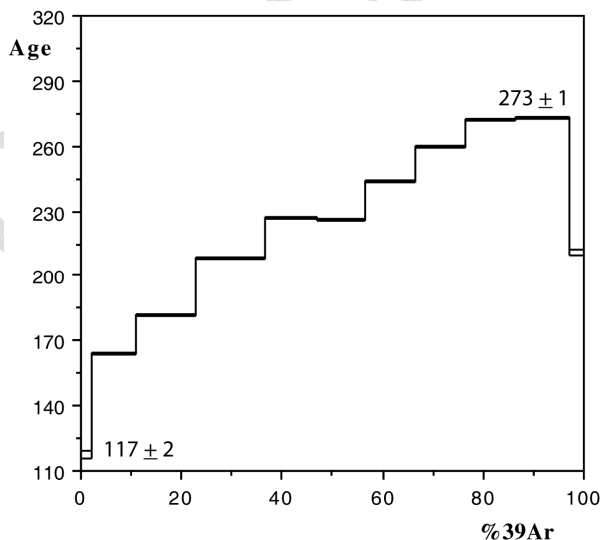


Fig. 26 - Spettro di età apparente Ar/Ar su WM appartenente ad un campione di Gneiss Chiari del Corno Stella milonitico campionato lungo la Linea del Porcile (BERGOMI, 2004).

L'orizzonte cataclastico prosegue verso Nordest in un fascio di linee subparallele, fortemente verticalizzate e spesso non facilmente cartografabili. A Sud di Piaveda, fino a Sazzo, delimitano un esteso lembo di rocce sedimentarie attribuite al Verrucano Lombardo, costituite da arenarie e conglomerati poligenici fortemente tettonizzati.

L'attuale struttura della LP è data dalla sovrapposizione di due distinte fasi: una prima fase distensiva, associata all'apertura della Tetide, che ha portato all'implicazione delle scaglie sedimentarie, ed una fase compressiva sud-vergente di età tardo alpina che ha dato origine al *thrust* cataclastico.

Il *thrust* alpino cataclastico che si imposta sulla LP, come del resto accade per la maggior parte dei sovrascorrimenti sud-vergenti alpini, è il risultato della riattivazione di una faglia duttile legata alla tettonica trascorrente permiana o ai fenomeni distensivi di apertura della Tetide avvenuti a partire dal Permiano.

1.2.3. - Linea Orobica (LO)

Questa discontinuità tettonica ad andamento circa E-W affiora nella parte centro-meridionale del foglio. Essa mette a contatto le rocce del basamento a Nord con le coperture permo-triassiche a Sud.

Si sviluppa in modo discontinuo come un fascio di faglie a basso angolo sud-vergenti, in parte al contatto basamento-coperture, in parte all'interno delle coperture permo-triassiche stesse (SCHÖNBORN, 1992).

Si presenta, dove direttamente osservabile, come un orizzonte, talora discontinuo, di cataclasi di spessore notevole (oltre 50 m in corrispondenza del Passo della Croce). A Nord di Foppolo costituisce il contatto tra paragneiss biotitici degli Gneiss di Morbegno ed i sottostanti conglomerati del Verrucano Lombardo; il contatto non è direttamente osservabile in quanto coperto da una notevole coltre detritica. Più a Est, il contatto avviene lungo un orizzonte di carniolo. Orizzonti cataclastici di notevole spessore si rinvennero a Nord di Passo della Croce, all'imbocco della Valle di Carisole, lungo la cresta sud-occidentale di Monte Chierico; questi orizzonti costituiscono la manifestazione più settentrionale della Linea Orobica. Un secondo allineamento tettonico si sviluppa alcune centinaia di metri più a Sud lungo un orizzonte di carniolo all'interno del Servino.

1.2.4. - Linee tettoniche minori

A Nord e ad Ovest della Linea del Porcile le dislocazioni principali, caratterizzate da orizzonti cataclastici, presentano un andamento preferenziale circa NE-SW, dando origine a profonde incisioni evidenti sui versanti di Val Cervia e Valle del Livrio. Orizzonti milonitici sono presenti

al contatto tra litologie a differente comportamento reologico: tra paragneiss, o micascisti, e quarziti si osservano talora orizzonti milonitici spessi fino ad alcuni centimetri, mentre al contatto con gli Gneiss Chiari del Corno Stella tali orizzonti possono localmente superare il metro.

Il basamento a Sud e ad Est della Linea del Porcile è interessato da diverse faglie, sviluppate in direzione circa E-W, che costituiscono dei *thrust* sud-vergenti (DOZY, 1935; DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS, 1949). Tra le linee tettoniche secondarie ricopre particolare importanza la Linea del Venina; essa è costituita da un orizzonte cataclastico esteso in direzione E-W dal Pizzo Campaggio a Ovest fino oltre il Pizzo di Scotese ad Est. Separa gli Scisti di Edölo a Nord, dagli Gneiss di Morbegno a Sud. A Nord di essa sono presenti esclusivamente faglie cataclastiche minori.

A Sud della Linea del Venina, si sviluppa una serie di faglie fragili che interessano sia le rocce di basamento (Gneiss di Morbegno) sia le coperture permiane. Tra il Pizzo Zerna ad Ovest ed il Pizzo di Cigola ad Est, una serie di faglie alpine disloca basamento e coperture permiane portando scaglie di basamento all'interno delle rocce permiane stesse.

Un secondo elemento tettonico a scala chilometrica è costituito da tre linee di dislocazione, con direzione circa NW-SE, caratterizzate da orizzonti milonitici di spessore metrico che danno origine ad un allineamento sulla direttrice Val Buona-Passo del Tonale-Valle dello Scoldator.

1.3 - ASSETTO STRUTTURALE DEL BASAMENTO SUDALPINO

(a cura di A. Ferrario)

Il basamento sudalpino, nell'area del foglio Sondrio, può essere suddiviso in due unità tettoniche: l'unità Orobica a Ovest e quella della Gallinera ad Est (vedi capitolo IV.2), separate dalla Linea del Porcile. Verso Sud il limite di entrambe le unità è costituito dalla Linea Orobica. Le due unità hanno in larga parte subito la medesima evoluzione tettonometamorfica.

1.3.1. - Tettonica ercinica

L'evoluzione tettonica del basamento ercinico è, in generale, caratterizzata da tre fasi deformative a scala regionale: ad ognuna di queste è associata una foliazione di piano assiale, diversamente pervasiva a seconda delle aree e delle litologie interessate, data dall'isorientazione di fillosilicati (essenzialmente biotite e mica chiara) (Fig. 27).

Nelle metapeliti e nei metagranitoidi D₁, in facies delle anfiboliti, genera la foliazione S₁ marcata dall'orientazione preferenziale dimensionale di

biotite e mica chiara, è generalmente continua; più raramente si presenta come un clivaggio di crenulazione di una foliazione pre-S₁ completamente trasposta e preservata in relitti nei *lithon* S₁ e nelle cerniere delle pieghe. Ciò porta a presupporre l'esistenza di deformazioni prima dello sviluppo della foliazione regionale S₁.

Minerali	Relitti protolito	pre-D ₁	D ₁	Intercinematico D ₁ -D ₂	D ₂
Qtz					
Pl					
Bt					
St					
Ky					
Grt					
WM (Ms)					

Minerali	Relitti protolito	pre-D ₁	D ₁	Intercinematico D ₁ -D ₂	D ₂
Qtz					
Pl					
Bt					
St					
Ky					
Chl					
Grt					
WM (Ms)					
Ep					

a) paragneiss e scisti

Minerali	Relitti protolito	pre-D ₁	D ₁	D ₂
Qtz				
Pl				
Bt				
Kfs				
Hbl				
Act				
Chl				
Grt				
WM				

Minerali	Relitti protolito	pre-D ₁	D ₁	D ₂
Qtz				
Afs				
Ab				
Bt				
Kfs				
Tur (Srl)				
Tur (Drv)				
Chl				
WM (Ph)				

b) ortogneiss

Fig. 27 - Relazioni tra fasi deformative e cristallizzazione metamorfica nei metasedimenti del basamento orobico: a) paragneiss e scisti; b) ortogneiss. Le fasi considerate sono tutte pre-

alpine.

La foliazione S_2 si presenta come clivaggio di crenulazione, prevalentemente sottolineata da clorite e mica bianca, localmente da mica bianca e biotite.

Localmente, in corrispondenza di zone di *shear*, alla fase D_2 è associato un metamorfismo retrogrado in facies degli scisti verdi: in queste aree si assiste ad un infittimento della S_2 che diviene milonitica, più finemente spaziata e con riduzione della grana. In questo caso l'abbondanza di clorite, minerali opachi e, più raramente, la presenza di carbonati danno alle rocce (per lo più ai micascisti) un aspetto filladico. Tale situazione si osserva nella porzione settentrionale dell'unità tettonica della Gallinera (media Val Venina, Val d'Ambria, Valle dell'Armisa). Nell'unità della Gallinera il metamorfismo retrogrado è tanto pervasivo da generare vere e proprie filloniti (Filladi di Ambria, *Auct.*).

La fase D_2 causa la trasposizione delle precedenti strutture D_1 rendendo le foliazioni parallele tra loro. La distinzione tra S_1 ed S_2 risulta possibile solo localmente, in corrispondenza di zone di cerniera delle pieghe D_2 o dove S_2 è caratterizzata da associazione $Ms+Chl$; talora si osservano figure di interferenza (pieghe ripiegate o strutture a fungo, sempre a scala centimetrica) date dalla sovrapposizione di D_1 ed D_2 (Fig. 28).



Fig. 28 - **a)** Paragneiss a due miche con noduli di plagioclasio (MOB_n) nei quali sono evidenti pieghe di fase 1. La matita indica l'asse b_1 - Lago della Bernasca, Val Madre; **b)** Filloniti della unità degli Scisti di Edolo (EDO) con sovrapposizione delle fasi deformative pre- D_1 , D_1 e D_2 . Versante orientale del Pizzo Meriggio, Val Venina.

I dati giacitureali (1129) del basamento cristallino orobico sono rappresentati su diagrammi equiareali di Schmidt, emisfero inferiore (Fig. 29). I dati sono raggruppati per tipologia di struttura, relativamente alle due unità tettoniche nelle quali è stato diviso il basamento orobico. I dati si

riferiscono sia agli Scisti di Edolo sia agli Gneiss di Morbegno.

Nel settore più settentrionale, in prossimità del fondovalle della Valtellina, si osserva una rotazione della foliazione che tende a disporsi in direzione E-W con inclinazione anche superiore a 60° verso NW. Tale rotazione è evidentemente legata alla presenza del lineamento insubrico.

L'unità della Gallinera si estende a Sudest della Linea del Porcile e comprende Scisti di Edolo, Gneiss di Morbegno e parte delle coperture permiane direttamente poggianti su di essa; è caratterizzata da una foliazione immergente verso Nord con un angolo medio di circa 60° - 70° , pertanto ruotata rispetto alla foliazione regionale nella zona del Monte Tartano. S_1 si presenta relativamente dispersa a causa della sovrapposizione della fase D_2 . La foliazione S_2 presenta una immersione prevalente verso NW, con inclinazione elevata (60° - 70°) e più raramente verso Sudest; gli assi delle pieghe pre- F_1 e F_1 presentano elevata dispersione; gli assi b_2 immergono prevalentemente verso Nordovest e Nordest con inclinazione di circa 40° - 50° .

L'unità Orobica si estende a Nord della Linea del Porcile e comprende sia gli Scisti di Edolo sia gli Gneiss di Morbegno; essa è dominata da una foliazione S_2 che presenta immersione prevalente verso NW e più raramente verso SE con inclinazione di 40° - 50° . S_1 risulta trasposta da S_2 e pertanto presenta le medesime caratteristiche giacitureali. Gli assi di seconda fase (b_2) immergono con inclinazione media di 40° - 50° prevalentemente verso Nordest.

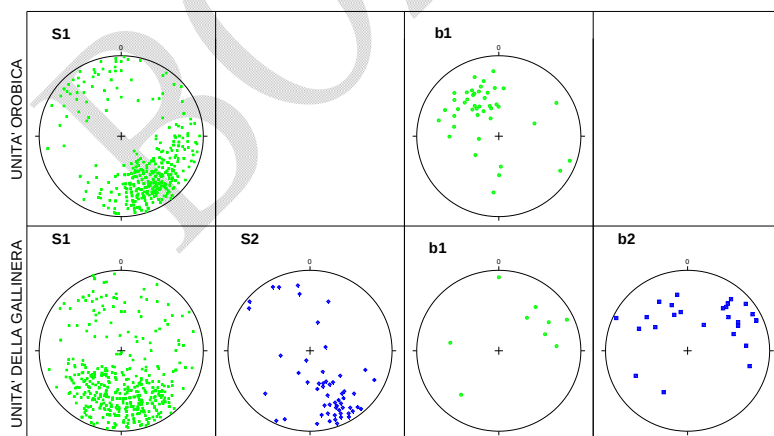


Fig. 29 - Diagrammi equiareali di Schmidt nei quali sono riportate le foliazioni (S) e le lineazioni (b) prealpine del basamento metamorfico sudalpino.

1.3.2. - Tettonica alpina

Alle fasi tettoniche erciniche se ne sovrappone una terza che interessa sia il basamento metamorfico che le coperture carbonifero-permiane soprastanti. Nelle rocce del basamento D₃ origina pieghe tipo *chévron* o *box fold* a scala metrica nei litotipi più competenti, mentre nei livelli più micacei è associata a *kink fold*; la sovrapposizione della deformazione alpina sulle precedenti origina figure di interferenza sia del tipo 2 che del tipo 3 di RAMSAY (1967). Localmente, è presente un clivaggio di frattura spaziato. A Sud della Linea del Porcile la sovraimpronta alpina causa una riorientazione delle strutture erciniche che porta ad un andamento meno monotono della foliazione, evidenziato da una maggior dispersione dei poli dei piani di foliazione nelle proiezioni stereografiche (Fig. 29).

1.4 - ASSETTO STRUTTURALE DELLA SUCCESSIONE TARDO-PALEOZOICA

(a cura di F. Forcella e A. Ronchi)

Nel foglio Sondrio la successione tardo-paleozoica affiora nel settore più occidentale dell'Anticlinale Trabuchello-Cabianca che rappresenta la centrale delle tre antiformali regionali, disposte *en échelon* con assi orientati in direzione WSW-ENE. Nella parte centrale di tale area affiora un nucleo di basamento cristallino, sul quale poggiano, verso settentrione e verso meridione, unità della copertura sedimentaria, immergenti rispettivamente a Nord e a Sud.

Questo assetto si sovrappone a quello prodotto dalla tettonica tardo-ercinica che ha delineato un ampio semi-*graben* (CADEL, 1986) bordato da faglie distensive (transtensive) sin sedimentarie, orientate prevalentemente ENE-WSW (faglia del Monte Sasso, faglia del Lago di Fregaborgia, faglia della Val Camisana), successivamente riattivate dalla tettonica alpina. La presenza di un siffatto *graben* con orientazione E-W è stata ipotizzata per spiegare una subsidenza differenziata che giustificasse la presenza di diverse litofacies, essenzialmente ignimbriche nel settore meridionale e quasi esclusivamente terrigene in quello settentrionale, nonché le loro notevoli variazioni di spessore. Alcuni autori hanno anche ipotizzato che, prima della deposizione del secondo ciclo permiano, si sarebbe verificata una possibile inversione da una tettonica transtensiva ad una di tipo compressivo (CADEL, 1986). Per una trattazione dettagliata della tettonica nell'alta Valle del Brembo di Carona si rimanda anche all'ampio lavoro di CADEL *et alii* (1996), con relativa carta a scala 1:25.000 e alla tesi di Dottorato di FEIJTH (2002).

In complesso, e in accordo con MENGOLI (1993), l'area è suddivisibile

in tre porzioni omogenee per caratteristiche litologiche e strutturali:

1.4.1. - Porzione meridionale

E' rappresentata dalla zona del Monte Cabianca (a Sud della Linea Monte Sardegnana-Lago di Fregaborgia-Lago Rotondo): tale porzione è sede di un'ampia monoclinale immergente a SSW e con inclinazione circa 40°, tranne l'area più orientale che appare caratterizzata da un andamento a pieghe, a scala ettometrica, con assi orientati grossomodo WNW e faglie inverse subverticali orientate NW-SE o ESE-WNW (Passo di Portula-Rifugio Calvi). Faglie orientate NW-SE e NNW-SSE, verticali o ripidamente immergenti a Sudovest, interessano invece tutta la monoclinale e sono associate a fasi alpine tardive.

In complesso, quasi tutta la porzione meridionale è caratterizzata da una sequenza stratigrafica omogenea, tranne che per l'area a Ovest del Monte Val Rossa, dove si hanno scollamenti che producono ripetizioni nelle litofacies terrigene del gruppo dei Laghi Gemelli (LG) e alla base del Verrucano Lombardo. A Ovest della direttrice Rifugio Calvi-Passo Portula si osservano sia pieghe serrate sia faglie subverticali, inverse e probabilmente trascorrenti, con orientazione NW-SE. Nell'area di Pian dell'Asino il basamento metamorfico mostra due fasi plicative formanti una figura d'interferenza del terzo tipo (a zig-zag): le pieghe dovute a deformazioni pre-alpine sono evidenziate da livelli quarzitici e si presentano con fianchi elisi e cerniere uncinati. Le pieghe di fase alpina, con dimensioni da centimetriche a metriche, si presentano talora come asimmetriche e con vergenza a Sud, talora più blande e simmetriche, altre volte ancora come pieghe a *chevron*.

1.4.2. - Porzione centrale

E' rappresentata da una fascia allungata in direzione E-W, detta Costa della Mersa, larga circa 500-1000 m in senso N-S. I limiti tettonici del settore sono molto estesi in direzione E-W e immergono ripidamente a Nord: quello meridionale coincide con la faglia del Lago di Fregaborgia, mentre quello settentrionale con la faglia Pizzo Poris-Lago del Prato. Data la presenza in questo settore solamente delle litofacies terrigene del LG, lo stile deformativo principale è di tipo duttile, caratterizzato da pieghe a grande e piccola scala con asse suborizzontale orientato circa E-W (pieghe asimmetriche con vergenza a Sud). Essenzialmente, si nota la presenza di una sinclinale con il fianco immergente a Nord più sviluppato, e quello immergente a Sud troncato dalla faglia del Lago di Fregaborgia. In questo settore il clivaggio appare molto pervasivo (come ad esempio lungo la faglia

del Lago Rotondo) trasponendo sia la stratificazione sia le pieghe a piccola scala, e rendendo così complessa l'interpretazione dell'assetto generale.

Nell'area sono presenti due set di *master joint* principali: il primo, verticale con andamento NW-SE e tagliente le strutture alpine a sviluppo E-W; il secondo, subverticale, ripidamente immergente a Nord e ad andamento E-W.

L'area del Monte Grabiasca è caratterizzata da un sinclinorio e da un anticlinorio posto più a Nord, verso la Val Secca; entrambe queste strutture sono interessate da un fascio di faglie ad andamento NNE-SSW ripidamente immergenti a Nord.

1.4.3. - *Porzione settentrionale*

Rappresenta la zona compresa tra il Monte Aga-Pizzo del Diavolo e quella del Monte Masoni (a Nord della linea tettonica Lago del Prato-Pizzo Poris, fino allo spartiacque con la Valtellina).

La porzione settentrionale è sede della combinazione di diversi elementi strutturali: alcuni distensivi post-varisici (paleo-faglia del versante Ovest del Monte Sasso), altri compressivi alpini, altri ancora distensivi alpini e infine lineamenti NW-SE probabilmente trascorrenti. Le strutture prevalenti sono quelle compressive alpine che si esplicano con anticlinali e sinclinali ettometriche con asse in direzione E-W e piano assiale immergente ripidamente a Nord associate a faglie inverse immergenti verso Sudovest.

La Linea Orobica, rappresentata da un *thrust* che porta unità del basamento (Gneiss di Morbegno e Gneiss Chiari del Corno Stella) a sovrascorrere sulla copertura permiana, appare costituita da un fascio di superfici compressive alpine con direzione ENE-WNW, che dislocano superfici verosimilmente tardo-erciniche immergenti a Sudest o ad Est. Nell'area considerata i due segmenti del fascio di *thrust* orobici si trovano ad Est e a Ovest del Monte Masoni. Nell'area sono presenti altri due *thrust*, il primo immergente a NNW tra il Passo Cigola e la Casera dei Dossi, porta la formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ) a sovrascorrere sul basamento cristallino, e il secondo sub-parallelo al primo, passante per la Baita Masoni fino poco a Nord del Rifugio Longo produce la ripetizione degli Gneiss Chiari del Corno Stella, del Conglomerato Basale e della FPZ sopra quest'ultima.

Nel settore meridionale del foglio, dal punto di vista strutturale generale, le deformazioni alpine (fasi compressive) si mostrano con:

- intenso piegamento delle unità terrigene tardo-paleozoiche (pieghe a medio-grande scala con asse ENE-WSW visibili soprattutto intorno al Fiume Brembo, verso la testata dell'alta Val Brembana-Val Camisana, cui è

associato un clivaggio di piano assiale che immerge ripidamente verso 340°-360°;

- messa in posto, sempre con la precedente orientazione, dei *thrust* Orobici (soprattutto in prossimità del Monte Masoni) e del *thrust* del Passo Cigola;
- sviluppo di faglie inverse con direzione ENE-WSW a ripida immersione verso NNW (ad esempio la faglia del Lago di Fregaborgia che riattiva una faglia distensiva tardo-ercinica);
- probabili scollamenti della litofacies pelitica su quelle vulcaniche della formazione del Pizzo del Diavolo.

Inoltre nell'area esaminata è presente una tettonica tardiva che si sovrappone a elementi precedenti, rappresentata da un sistema di faglie sub-verticali dirette NW-SE (con variazioni fino a WNW-ESE) con sviluppo chilometrico.

Fasi distensive tardo-alpine hanno generato invece piani strutturali immergenti ripidamente a SE, non molto rappresentati nell'area (ad esempio la faglia distensiva che ribassa la cima del Diavolino dal Pizzo del Diavolo di Tenda).

Le faglie distensive o *strike-slip* permiane risultano talora evidenziate da fasce di cataclasiti e ultracataclasiti interessate da fenomeni di tormalinizzazione (ZANGH *et alii*, 1994; DE CAPITANI *et alii*, 1999). Tali tormaliniti spesso bordano il contatto tra le varie litofacies sedimentarie permiane e il basamento cristallino nell'area del Lago del Diavolo-Monte Masoni.

1.5 - ASSETTO STRUTTURALE DELLA SUCCESSIONE MESOZOICA

(a cura di F. Berra)

La successione mesozoica (più precisamente dall'Olenekiano al Carnico, in quanto la successione induana del Servino affiora anche nei settori più settentrionali) presente nel settore sud-occidentale del foglio Sondrio è caratterizzata da una struttura relativamente semplice. Il contatto tra la successione mesozoica e le rocce più antiche avviene lungo uno scollamento che corre lungo il livello stratigrafico della carniola di Bovegno (BERRA & SILETTO, 2006). Tale scollamento è seguibile lungo tutto il massiccio del Pegherolo che si presenta pertanto stratigraficamente in discontinuità con le successioni sottostanti. Questa situazione riflette quella più generale di tutto il settore lombardo delle Alpi Meridionali, dove la successione triassica è sempre scollata dalla sottostante successione permiana lungo una superficie sviluppata al livello stratigrafico del passaggio Servino-carniola di Bovegno, che corrisponde, ad Est del settore in questione, alla linea

Valtorta-Valcanale. La superficie di scollamento corre anche alla base degli affioramenti carbonatici della zona di Foppolo (Monte Valgussera, Pizzo del Vescovo), dove è riconoscibile una sinclinale con asse a direzione circa WSW-ENE con al nucleo la Formazione di Wengen. In quest'ultimo settore l'esiguità della copertura mesozoica preservata e la presenza di estesi depositi quaternari rende complessa una ricostruzione tettonica dettagliata, cosa che è invece possibile ad Ovest della Val Brembana. Nel settore del Passo di San Simone la superficie di scollamento basale tende a verticalizzarsi, con la conseguenza di portare allo sviluppo, nel settore settentrionale a ridosso del contatto tettonico con la successione paleozoica, di una sinclinale con asse orientato circa E-W, con un fianco settentrionale molto ripido immergente a Sud, ed un fianco meridionale poco inclinato immergente verso Nord. Il settore settentrionale della successione mesozoica affiorante nel foglio Sondrio si presenta relativamente complessa per la presenza di faglie con andamento circa E-W che continuano fino al settore di Foppolo e che ripetono parte della successione. La sinclinale presente appena a Sud del Passo di San Simone, solo parzialmente evidenziata da CASATI & GNACCOLINI (1967), si sviluppa nella zona di passaggio tra la successione ladinico-carnica di piattaforma carbonatica che costituisce l'ossatura del massiccio del Pegherolo e le facies bacinali marnoso calcaree (Formazione di Wengen) ed argillose (Argillite di Lozio). Questo importante cambio litologico nella successione ladinico-carnica ha probabilmente svolto un ruolo fondamentale nello sviluppo della piega, che sul fianco meridionale è caratterizzata da una potente (oltre 700 m) successione di calcari di pendio di piattaforma carbonatica (calcare di Esino) e su quello settentrionale da successioni bacinali calcareo marnose meno potenti (circa 150-200 m in totale) e sottilmente stratificate. La presenza di questa struttura sinclinalica ha permesso la conservazione dell'Argillite di Lozio, in *onlap* sul calcare di Esino, al nucleo della piega. Questa unità è attualmente cavata come pietra per copertura di tetti, sfruttando un clivaggio di piano assiale estremamente pervasivo con giacitura media N/60°.

A Sud della sinclinale la successione, prevalentemente sub-orizzontale, si presenta poco deformata. Essa è interessata da faglie ad andamento NE-SW che rigettano i limiti stratigrafici tra il calcare di Esino e le unità soprastanti. Il rigetto di queste faglie, ben visibili presso la cima del Monte Pegherolo, raggiunge qualche decina di metri. La cinematica è prevalentemente normale. Nel settore occidentale del Massiccio del Pegherolo sono presenti anche faglie con cinematica inversa che attraversano con andamento circa NNE-SSW la successione anisico-ladinica

ripetendola localmente.

2. - PALEOGEOGRAFIA, LITOSTRATIGRAFIA ED EVOLUZIONE MAGMATICA E METAMORFICA DEL BASAMENTO

(a cura di A. Boriani e A. Ferrario)

Per comprendere l'evoluzione sedimentaria, magmatica e metamorfica del basamento cristallino affiorante nel foglio Sondrio, sia nell'Austroalpino sia nel Sudalpino, è necessario riferirsi all'evoluzione geodinamica prealpina della catena varisica nella zona alpina.

Il nuovo modello geodinamico, proposto dagli autori svizzeri (STAMPFLI, 1996; STAMPFLI *et alii*, 2002; VON RAUMER *et alii*, 2002) per l'evoluzione della catena varisica, si basa sull'ipotesi che gli *Hun terranes*, un'associazione composita di blocchi di terreni peri-gondwaniani in continuità laterale con l'Avalonia, subirono, durante il Paleozoico inferiore, ripetuti fenomeni di separazione, convergenza ed amalgamazione al Gondwana. Sempre secondo questo modello, l'orogenesi varisica si sovrappone a due cicli orogenetici: un ciclo Cadomiano/PanAfricano (540–600 Ma) collegato all'apertura dell'oceano Reico ed un secondo breve ciclo orogenetico dal Cambriano medio all'Ordoviciano superiore. A quest'ultimo ciclo orogenetico si deve la riamalgamazione dei terreni peri-gondwaniani, come gli *Hun terranes*, al Gondwana, nonché il metamorfismo ed il magmatismo calcalkalino ordoviciano, quest'ultimo ampiamente diffuso nelle Alpi. Con l'apertura dell'oceano Paleotetide, in un ambiente di bacino di retro-arco, gli *Hun terranes* si separarono definitivamente dal Gondwana e collisero, nel Devoniano-Carbonifero inferiore, con frammenti derivati dal Laurussia.

Gli *Hun terranes*, nel *drifting* verso la Laurussia, svilupparono un margine settentrionale attivo (prevalentemente le Variscidi dell'Europa centro-settentrionale) interessato da plutonismo e metamorfismo devoniano, e un margine meridionale (le Variscidi dell'Europa meridionale) senza rilevante attività tettono-termica almeno fino al tardo Devoniano.

Nel basamento delle Alpi Meridionali centro-occidentali non è stata trovata traccia del metamorfismo Cambriano medio – Ordoviciano superiore, a parte la presenza nella Serie dei Laghi di relitti eclogitici mal conservati, associati a peridotiti, non ancora datati radiometricamente e d'interpretazione incerta. Queste ultime rocce si rinvennero, come probabili originari olistoliti, entro un'unità (la *Strona Ceneri Border Zone* – SCBZ) interpretata da GIOBBI ORIGONI *et alii* (1997) come testimonianza della

presenza di “ofioliti” pre-alpine, e caratterizzata da anfiboliti a bande attribuite da GIOBBI MANCINI *et alii* (2003) al *Leptyno-Amphibolitic Group* (LAG), un’associazione assai diffusa nelle Variscidi europee. Insieme alle anfiboliti a bande si rinvencono lenti di peridotite, metagabbro e anfiboliti granatiferi con relitti di eclogitici.

Per quanto riguarda le rocce di derivazione silicoclastica, la Serie dei Laghi è divisa in due parti, proprio dalla SCBZ: gli Scisti dei Laghi, il cui protolito è senz’altro una monotona sequenza d’argille marine bacinali, e la Zona Strona-Ceneri con protoliti arenacei e conglomeratici di tipo torbiditico.

Per quanto riguarda la Zona Ivrea-Verbanese, ai protoliti sedimentari non è stata dedicata molta attenzione dai numerosi autori che ne hanno studiato gli aspetti magmatologici, metamorfici e strutturali, ma solo QUICK *et alii* (1995) ne ipotizzarono la natura di *mélange* tettonico in una zona di subduzione in cui le lenti di peridotite mantellica furono interdigitate tettonicamente con le rocce sedimentarie prevalentemente pelitiche della Formazione Kinzigitica prima dell’intrusione, nel tardo Varisco, del complesso mafico.

I dati circa la composizione isotopica del Nd e le età degli zirconi detritici rifletterebbe (VON RAUMER *et alii*, 2003) la derivazione di questi sedimenti da almeno tre distinte regioni crostali: la catena Avaloniana-Cadomiana, i cratoni West Africano e/o Amazzonico e quello Grenvilliano.

Nella Zona Strona-Ceneri età di zirconi detritici intorno a 1,0 Ga potrebbero essere Grenvilliane o Kibariane, mentre picchi d’età di 570-670 Ma potrebbero essere attribuite all’evento Panafricano.

Il basamento delle Alpi Meridionali, nel settore delle Orobiche, è costituito in stragrande maggioranza da metamorfiti, aventi come protoliti argille marine bacinali (Scisti di Edolo) e un complesso argilloso-arenaceo più prossimale (Gneiss di Morbegno), mentre mancano rocce mafiche e ultramafiche del tipo presente nella SCBZ.

Nella “zona raddrizzata meridionale” delle unità dell’Austroalpino della bassa Valtellina sono presenti tre unità: degli Gneiss del Monte Tonale (simile in tutto e per tutto alla Formazione Kinzigitica della Zona Ivrea-Verbanese), degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa con protoliti sedimentari arenacei, degli Gneiss del Monte Canale con protoliti sedimentari argillosi e marnosi.

Per quanto riguarda il plutonismo ordoviciano, esso è presente in tutte le unità descritte, tranne che nella Zona Ivrea-Verbanese e nell’unità degli Gneiss del Monte Tonale.

Nella Serie dei Laghi esso è rappresentato da grandi lenti di

metagranitoidi ad affinità “calcalcalina” e carattere per lo più metalluminoso (BORIANI *et alii*, 1995 e citazioni; CAIRONI, 1994). La loro età radiometrica intorno a 450-460 Ma (KÖPPEL & GRÜNENFELDER, 1971; BORIANI *et alii*, 1982/83) indica una loro messa in posto nell’Ordoviciano. VON RAUMER *et alii* (2003) classificano i granitoidi della Serie dei Laghi tra gli I-graniti cambro-ordoviciani formati in prossimità di un margine convergente.

Nel Sudalpino orobico, sul versante della bassa Valtellina, compaiono due tipi diversi di corpi intrusivi ordoviciani: metagranitoidi da quarzodioritici a granitici entro gli Scisti di Edolo (Monte Fioraro-Pedena, Pizzo Meriggio) e metaleucograniti muscovitici a tormalina (Gneiss Chiari del Corno Stella) entro gli Gneiss di Morbegno. I metagranitoidi mostrano affinità calcalcalina e tutti i caratteri suggeriscono una genesi del magma data dall’interazione crosta-mantello (BERGOMI *et alii*, 2004). L’età di messa in posto (U/Pb, SHRIMP II su zircone) è di 462 ± 11 Ma. Date le caratteristiche geochimiche, l’età di messa in posto del protolito e la storia metamorfica, le rocce tipo Monte Fioraro sono confrontabili con gli ortogneiss del basamento sudalpino occidentale.

Gli Gneiss Chiari del Corno Stella affiorano al contatto tra il basamento e la copertura vulcano-sedimentaria permo-triassica dalla Val Sesia al Massiccio dell’Adamello. Gli Gneiss Chiari del Corno Stella mostrano una composizione geochimica peculiare, che li contraddistingue da tutti gli altri ortogneiss del basamento sudalpino, con un carattere fortemente peralluminoso ed elevati contenuti di SiO_2 (>75%). Il basso contenuto in CaO, il carattere fortemente peralluminoso e la geochimica isotopica ($\epsilon\text{Nd} = -4/-5$) suggeriscono in questo caso una genesi del magma per *dehydration melting* di una roccia sorgente pelitica. Dalla considerazione di tutti i caratteri osservati, si può desumere che la messa in posto del loro protolito sia avvenuta in condizioni epiplutoniche o subvulcaniche.

Negli Gneiss della Punta di Pietra Rossa (Austroalpino superiore) i metagranitoidi ordoviciani costituiscono lenti di estensione variabile entro i paragneiss minuti muscovitici. Il litotipo più diffuso contiene sia biotite sia muscovite, ha grana da grossolana fino a molto minuta, con occhi di K-feldspato grandi anche più di 5 cm. Localmente gli ortogneiss si presentano con tessitura *flaser* in cui gli occhi quarzoso-feldspatici sono appiattiti secondo la foliazione. L’età U/Pb col metodo SHRIMP II su zircone è di 448 ± 14 Ma, interpretabile come l’età di messa in posto ignea (BERGOMI & BORIANI, 2004).

Nell’Austroalpino inferiore i metagranitoidi ordoviciani sono rappresentati dagli ortogneiss epidotici dell’unità degli Gneiss del Monte

Canale. Essi si presentano in due facies: una a composizione granodioritica, l'altra granitica.

Sudalpino e Austroalpino rappresentano una parte della microplacca Apula settentrionale. Come si è già ricordato, secondo STAMPLI *et alii* (1998) l'Austroalpino era parte dell'*Hun Superterrane* nel Paleozoico inferiore. Prima dell'evento collisionale varisco esso si trovava in una situazione di arco insulare, ambiente in cui si svilupparono corpi intrusivi e rocce vulcaniche pre-varisiche (NEUBAUER *et alii*, 1999). Nel tardo-Paleozoico l'Austroalpino fu coinvolto nell'evento varisco, dovuto alla collisione di Africa, Baltica, Laurentia e placche coinvolte (TAIT *et alii*, 1997). Durante quest'evento parte dell'unità subì un metamorfismo di HP/LT (390-350 Ma). Altre subirono solo un metamorfismo di tipo barrowiano nel Carbonifero (340-300 Ma). Nel Permiano inferiore si sviluppò un regime trastensivo caratterizzato da un sistema di faglie trascorrenti, con sviluppo di bacini di *pull-apart*, accompagnato da un'attività magmatica da collasso orogenico post-collisionale.

L'attività intrusiva inizia nella parte terminale del Carbonifero, a circa 300 Ma, con formazione di plutoni calcicli da quarzodioritiche a granitiche intruse entro le unità austroalpine degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa e degli Gneiss del Monte Canale. L'intrusione avvenne in condizioni di pressione abbastanza elevata, in rocce ancora calde. Essa determinò la formazione di migmatiti nella zona di contatto per fusione parziale. Nel Sudalpino orobico del foglio Sondrio non sono presenti granitoidi tardo-varisici, ma sopra il basamento ormai eroso si depositarono nel Permiano inferiore (intorno ai 285 Ma) ingenti volumi di vulcaniti. Della stessa età sono i plutoni granitici della Serie dei Laghi. In questo regime nel basamento avvenne un evento metamorfico di HT/LP collegato all'attività magmatica. Il picco termico fu raggiunto tra circa 290 Ma e 260 Ma. In seguito la litosfera si raffreddò ed enormi successioni sedimentarie vi si depositarono sopra (245-200 Ma). Dal Giurassico il dominio austroalpino fu interessato da *strike slip faulting* e tettonica compressiva (GAWLIK *et alii*, 1999) che portò alla riorganizzazione della parte più occidentale del dominio della Tetide. Il cambiamento di movimento, intervenuto tra placca africana e placca eurasiatica, dal Cretacico inferiore causò un raccorciamento che diede luogo al complesso scenario delle fasi orogenetiche eo-alpina e neo-alpina. Secondo THÖNI (1999) nel Cretacico parte dell'Austroalpino agì da placca tettonica inferiore durante la chiusura dell'oceano di Meliata-Hallstatt. Il picco del metamorfismo HP/LT, legato alla subduzione, si verificò a circa 100±10 Ma. Durante la successiva subduzione dell'oceano penninico, l'Austroalpino costituì la placca tettonica

superiore subendo soltanto un'influenza termica minore.

S'ipotizza che i protoliti sedimentari delle varie unità del basamento orobico e degli Scisti dei Laghi, si siano depositi nel Cambro-Ordoviciano sul margine passivo del Gondwana, e che i protoliti dell'Austroalpino si siano depositi sul margine attivo dello *Hun Superterrane*. La sutura, che rappresenta la chiusura dell'oceano Reico, sarebbe la *Strona Ceneri Border Zone* caratterizzata da anfiboliti a bande con lenti di peridotiti, metagabbri e relitti eclogitici, non presente in Valtellina a causa delle dislocazioni avvenute lungo la Linea Insubrica. Dal punto di vista litostratigrafico e dell'evoluzione metamorfica pre-alpina, riteniamo possibile una connessione tra l'unità degli Gneiss del Monte Tonale e l'unità kinzigitica della Zona Ivrea-Verbanò, e dell'unità degli Gneiss della Punta di Pietra Rossa con la Zona Strona-Ceneri.

VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATIVA

(a cura di R. Migliacci Bellante)

1. - MINIERE

L'attività estrattiva inizia su tutto il territorio lombardo nel Medioevo, raggiungendo un primo periodo di particolare fioritura nel XIV secolo, quando comincia a svilupparsi una fiorente economia monetaria e la richiesta sempre più pressante di armi da parte dei paesi in guerra. Si assiste così alla intensificazione nei lavori di ricerca e di fusione del ferro.

Con la Prima Guerra Mondiale, lo sfruttamento dei giacimenti di ferro fu spinto all'estremo e furono riaperte varie miniere, soprattutto nella provincia di Bergamo.

Il massimo della produzione fu conseguito nei primi anni Quaranta, e soprattutto le miniere bergamasche contribuirono in larga parte alla produzione totale di ferro della Lombardia.

Con la Seconda Guerra Mondiale, l'attività d'estrazione entrò in crisi in tutta la regione per la mancanza di manodopera e le difficoltà di trasporto. Ci fu un tentativo di ripresa negli anni Cinquanta mediante la riorganizzazione degli impianti e il loro trasferimento all'AMMI (Azienda Minerali Metallici Italiani), ma la forte concorrenza straniera e

l'invecchiamento delle infrastrutture resero antieconomico il processo produttivo, determinando negli anni immediatamente successivi la chiusura delle miniere. Ogni attività è cessata nel 1983.

Nell'ambito della Regione Lombardia, la tendenza attuale è quella di attuare interventi di tipo conservativo o di messa in sicurezza dei siti minerari dismessi, attraverso interventi di recupero, volti alla valorizzazione sociale e culturale delle miniere attraverso la creazione di percorsi culturali.

Il settore delle Alpi Orobie si distingue fin dall'antichità per una notevole concentrazione di giacimenti minerari, prevalentemente metalliferi, intensamente sfruttati in determinati periodi storici ed attualmente non più coltivati, sia per l'esaurimento delle mineralizzazioni sia per la ridotta convenienza economica della loro utilizzazione.

Nel settore bergamasco le mineralizzazioni metallifere si sviluppano prevalentemente nell'intervallo stratigrafico Permiano - Triassico medio. I principali distretti sono ubicati in Val Brembana e in Val Seriana e la maggior parte dei siti metalliferi sono costituiti da miniere di ferro e piombo. Della maggior parte delle miniere si è quasi persa ogni traccia.

In particolare, il dominio sudalpino del foglio Sondrio è caratterizzato dalla presenza di rocce che vanno dalle più antiche rocce metamorfiche del basamento cristallino alle coperture vulcano-clastiche d'età permo-carbonifera ai più recenti sedimenti carbonatici, arenacei e argillitici d'età dal Triassico al Terziario.

Partendo dalle rocce metamorfiche del basamento, nel XIX e agli inizi del XX secolo, furono intensamente coltivati per il ferro numerosi corpi a siderite, soprattutto filoniani, lungo le testate delle Valli delle Orobie valtelinesi e in alta Val Brembana (miniere di Carona e di Lago del Diavolo).

Le potenti sequenze di rocce vulcano-clastiche della copertura carbonifero-permiana, giacenti sopra le rocce metamorfiche del basamento sudalpino furono intensamente sfruttate per la presenza di una ricca serie di mineralizzazioni, soprattutto filoniane e, solo in parte, *stratabound*.

In alta Val Brembana si trovano le miniere di barite di Monte Foppa e la miniera di ferro di Carisole; in alta Val Seriana le miniere di ferro di Fiumenero (siderite), del Brunone e del Monte Vigna Soliva.

Il Pizzo Brunone rappresenta la zona di maggiore produzione del minerale di ferro. La miniera del Brunone era impostata su un gruppo di filoni all'interno del gruppo dei Laghi Gemelli (ex Formazione di Collio). Miniere di ferro erano presenti anche nel territorio di Foppolo.

Ricerche effettuate agli inizi degli anni Cinquanta hanno evidenziato la presenza di giacimenti di uranio il più grande dei quali è situato in Val

Vedello sul versante orobico valtellinese (CASSINIS *et alii*, 1986; CADEL, 1986; CADEL *et alii*, 1987; PHILIPPE *et alii*, 1987).

Risulta che siano appartenuti al territorio di Piaveda, sul versante meridionale della Valtellina, numerosi giacimenti di ferro e di rame, da cui talvolta si estraeva anche dell'oro. Nel XIV sec. le miniere più fiorenti si coltivavano in Val d'Ambria. Alluvioni e frane avrebbero in seguito reso inagibili e quindi non più sfruttabili i siti.

Nel settore retico, sul versante occidentale della Val Fontana, in prossimità del ponte di Premelè, intorno a quota 1200 m s.l.m., si possono ancora osservare i resti delle discariche delle vecchie miniere di Santa Margherita, da cui si estraevano minerali di zinco e piombo, che erano poi processati a Chiuro.

2. - MATERIALI ORNAMENTALI E PER EDILIZIA

Le attività estrattive interessano le formazioni sedimentarie sudalpine in Val Brembana e in Val Seriana.

In particolare, in alta Val Brembana nei comuni di Branzi e Carona lo sfruttamento riguarda i livelli prevalentemente pelitici (argilliti e siltiti) e arenacei (arenarie vulcanoclastiche) della formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ) (gruppo dei Laghi Gemelli - ex Formazione di Collio), nel comune di Valleve la parte più fine della Formazione di Wengen (WEN) nella cartografia attuale attribuita, per motivi stratigrafici, all'Argillite di Lozio (LOZ). Il materiale estratto, noto come ardesia, è impiegato nella realizzazione di coperture tegolari.

Cave d'ardesia che sfruttavano i livelli della formazione del Pizzo del Diavolo erano attive in passato anche in alta Val Seriana in Valbondione.

3. - IDROGRAFIA

Il foglio Sondrio interseca tre bacini idrici di cui il principale è quello dell'Adda che occupa tutta la parte centro-settentrionale del foglio (Valtellina e valli del versante retico e di quello orobico valtellinese). Il fiume presenta un corso a meandri liberi di divagare sulle alluvioni mobili che colmano il fondovalle. Quest'ultimo ha caratteri di piana d'esondazione, con prevalente deposizione di materiale fine, ostacolata dalle attuali opere di regimazione.

Il Fiume Adda aggira alcuni dei conoidi allo sbocco delle valli laterali

quali quelli su cui sorgono gli abitati di Sondrio e di Albosaggia che sembrano avere avuto uno sviluppo recente, mentre taglia la maggior parte degli altri conoidi meno recenti che, per la morfologia e la natura dei depositi, mostrano caratteri di depositi gravitativi o da trasporto in massa (*debris-flow*) invece che alluvionale.

Il foglio comprende numerosi affluenti laterali provenienti dal versante orobico (i torrenti: Armisa, Armisola, Serio, Venina, Torchione, Livrio, Valcervia, Valmadre e Presio) e dal versante retico (Val Fontana, Val di Rhon, Val Rogna, valle del Torrente Davaglione, Val Malenco, valle del Torrente Vendolo, Valle di Postalesio, valle del Torrente Finale, valle del Torrente Maroggia).

Nel foglio Sondrio sono comprese le parti più settentrionali dei tre sottobacini del fiume Brembo: Brembo di Mezzoldo nel settore occidentale, Brembo di Valleve in quello centrale e Brembo di Carona in quello orientale. La confluenza di questi rami origina il Fiume Brembo più a Sud, a Piazza Brembana, entro il foglio Lecco.

Nel foglio Sondrio il fondovalle del Serio si presenta stretto e con versanti molto acclivi; i bacini secondari della sponda destra presentano una porzione inferiore stretta e con versanti molto acclivi, per poi aprirsi nella parte alta in ampi ripiani sospesi. I ripiani in alcuni casi ospitano invasi artificiali, costruiti nella prima metà del secolo scorso (laghi di Aviasco, Campelli, Cernello).

In Valtellina le acque correnti superficiali sono ampiamente e variamente sfruttate su tutto il territorio per la produzione d'energia elettrica, tramite derivazioni ad acqua fluente o con serbatoi di regolazione. Lo sfruttamento idroelettrico, particolarmente intensivo, ha prodotto squilibri rilevanti, con compromissione del regime idrologico e artificializzazione elevata del regime dei deflussi.

Le acque sotterranee rappresentano le fonti d'approvvigionamento prevalenti per gli usi potabili e industriali, mentre per quanto riguarda l'uso irriguo le risorse impiegate derivano prevalentemente da acque superficiali.

3.1 - DIGHE

Verso la fine del XIX secolo si diede il via alla costruzione di numerosi bacini artificiali per la produzione d'energia elettrica.

Il territorio che ricade nel foglio Sondrio è caratterizzato dalla presenza di numerose opere di presa per gli usi potabili, irrigui e industriali. Le grandi dighe presenti sul territorio sono di seguito riportate.

Diga del Lago di Venina, situata nel comune di Piateda, provincia di Sondrio. Bacino idrografico d'appartenenza Fiume Adda. Geologia

prevalente del substrato del bacino: mista, data da filladi quarzifere, micascisti e gneiss. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1926, diga muraria a volte sostenute da contrafforti, lunghezza coronamento 175 m, altezza diga 61,25 m, volume diga 95.000 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 11.190.000 m³, superficie 0,404 km², quota massimo invaso 1.823,62 m s.l.m., immissario ed emissario principale Torrente Venina. Uso prevalente: produzione d'energia elettrica.

Diga di Scais, situata nel comune di Piateda, provincia di Sondrio. Bacino idrografico d'appartenenza Fiume Adda. Geologia prevalente del substrato del bacino: silicea, data da filladi quarzifere e gneiss. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1939, diga muraria a gravità a speroni, lunghezza coronamento 401 m, altezza diga 60 m, volume diga 200.000 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 9.060.000 m³, superficie 0,253 km², quota massimo invaso 1.494,5 m s.l.m., emissario principale Torrente Caronno. Uso prevalente: produzione d'energia elettrica.

Diga del Lago di Mezzo, situata nel comune di Ponte in Valtellina, provincia di Sondrio. Bacino idrografico d'appartenenza Fiume Adda. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1930, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 123,8 m (diga Est) – 61,36 (diga Ovest), altezza diga 28,3 m (diga Est) – 11,55 m (diga Ovest), volume diga 15.585 m³ (diga Est); 1.615 m³ (diga Ovest). Caratteristiche dell'invaso: volume 490.000 m³, superficie 0,034 km², quota massimo invaso 1.935 m s.l.m., emissario principale Torrente Armisa. Uso prevalente: produzione d'energia elettrica.

Diga Santo Stefano, situata nel comune di Ponte in Valtellina, provincia di Sondrio. Bacino idrografico d'appartenenza Fiume Adda. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1929, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 277,8 m, altezza diga 20,4 m, volume diga 21.500 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 626.000 m³, superficie 0,052 km², quota massimo invaso 1.849,5 m s.l.m., emissario principale Torrente Armisa. Uso prevalente: produzione d'energia elettrica.

Diga Ardenno, situata nel comune di Ardenno, provincia di Sondrio. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Adda. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1962, traversa fluviale, lunghezza coronamento 775 m, altezza diga 9 m, volume diga 25.000 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 1.128.000 m³, superficie 0,615 km², quota massimo invaso 265,5 m s.l.m., emissario principale Fiume Adda. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga Campo Tartano, situata nel comune di Tartano, provincia di Sondrio. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Adda. Caratteristiche dello

sbarramento: anno di costruzione 1926, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 70 m, altezza diga 59,15 m, volume diga 32.000 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 1.280.000 m³, superficie 0,062 km², quota massimo invaso 955,5 m s.l.m., emissario principale Torrente Tartano. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga del Lago Publino, situata nel comune di Caiolo, provincia di Sondrio. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Adda. Geologia prevalente del substrato del bacino: mista, data da gneiss e parascisti. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1952, diga ad arco gravità, lunghezza coronamento 205,6 m, altezza diga 41 metri, volume diga 33.250 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 5.185.000 m³, superficie 0,272 km², quota massimo invaso 2.135 m s.l.m., emissario principale Torrente Livrio. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga del Lago Fregabolia, situata nel comune di Carona, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Brembo. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1953, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 196,93 m, altezza diga 60 m, volume diga 87.000 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 4.680.000 m³, superficie 0,167 km², quota massimo invaso 1.958 m s.l.m., emissario principale Fiume Brembo. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga del Lago del Diavolo, situata nel comune di Carona, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Brembo. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1933, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 56,15 m, altezza diga 25,50 m, volume diga 5.000 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 2.560.000 m³, superficie 0,134 km², quota massimo invaso 2.142,8 m s.l.m., emissario principale Fiume Brembo. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga del Lago Sardegnana, situata nel comune di Carona, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Brembo. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1930, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 169,70 m, altezza diga 37 m, volume diga 30.000 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 2.300.000 m³, superficie 0,113 km², quota massimo invaso 1.738,55 m s.l.m., emissario principale Torrente Vallone Sardegnana. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga Lago Marcio, situata nel comune di Carona, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Brembo. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1925, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 61 m, altezza diga 18 m, volume diga 3.400 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 850.000 m³, superficie 0,098 km², quota

massimo invaso 1.841,2 m s.l.m., emissario principale Torrente Vallone Foppone. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga Carona, situata nel comune di Carona, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Brembo. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1931, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 65,10 m, altezza diga 26 m, volume diga 8.500 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 500.000 m³, superficie 0,058 km², quota massimo invaso 1.100 m s.l.m., emissario principale Fiume Brembo. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga Campelli, situata nel comune di Valgoglio, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Serio. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1962, diga muraria a volta a cupola, lunghezza coronamento 69,10 m, altezza diga 25 m, volume diga 1.470 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 870.000 m³, superficie 0,076 km², quota massimo invaso 2.050,5 m s.l.m., emissario principale Torrente Goglio. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga del Lago Aviasco, situata nel comune di Valgoglio, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Serio. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1923, diga in materiali sciolti in terra e pietrame con manto di tenuta di materiali artificiali, lunghezza coronamento 124,6 m, altezza diga 16 m, volume diga 12.200 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 450.000 m³, superficie 0,078 km², quota massimo invaso 2.062,5 m s.l.m., emissario principale Torrente Goglio. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga del Lago Cernello, situata nel comune di Valgoglio, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Serio. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1926, diga di materiali sciolti in pietrame, lunghezza coronamento 100,85 m, altezza diga 21 m, volume diga 10.000 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 240.000 m³, superficie 0,032 km², quota massimo invaso 1.957 m s.l.m., emissario principale Torrente Goglio. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga Succotto, situata nel comune di Valgoglio, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Serio. Caratteristiche dello sbarramento: anno di ristrutturazione 1955, diga di tipo vario - parte in materiali sciolti in pietrame (muratura a secco) con manto di tenuta di materiali artificiali, parte muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 160 m, altezza diga 23 m, volume diga 16.500 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 580.000 m³, superficie 0,069 km², quota massimo invaso 1.866,5 m s.l.m., emissario principale Torrente Goglio. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga Lago Nero, situata nel comune di Valgoglio, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Serio. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1929, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 144,20 m, altezza diga 38 m, volume diga 36.400 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 3.480.000 m³, superficie 0,16 km², quota massimo invaso 2.023,97 m s.l.m., emissario principale Torrente Goglio. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga Valmorta, situata nel comune di Valbondione, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Serio. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1957, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 150 m, altezza diga 22 m, volume diga 11.555 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 270.000 m³, superficie 0,05 km², quota massimo invaso 1.806 m s.l.m., emissario principale Fiume Serio. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

Diga Lago Valdifrati, situata nel comune di Branzi, provincia di Bergamo. Bacino idrografico di appartenenza Fiume Brembo. Caratteristiche dello sbarramento: anno di costruzione 1948, diga muraria a gravità ordinaria, lunghezza coronamento 98 m, altezza diga 18,07 m, volume diga 6.400 m³. Caratteristiche dell'invaso: volume 247.000 m³, superficie 0,032 km², quota massimo invaso 1.941 m s.l.m., emissario principale Fiume Brembo. Uso prevalente: produzione di energia elettrica.

4. - IDROGEOLOGIA

(a cura di G.P. Beretta)

L'area di studio dal punto di vista idrogeologico è molto ricca di acque grazie ad apporti meteorici elevati. Sul versante retico tali apporti sono in media di 800-1000 mm/anno e su quello orobico di 1300-1600 mm/anno con punte di oltre 2000 mm/anno nel settore tra Brembo e Serio (BELLONI, 1971, REGIONE LOMBARDIA, 1999). Tuttavia l'affioramento di rocce in generale con bassa permeabilità e la particolare morfologia caratterizzata da elevate pendenze determina il prevalere di deflussi superficiali rispetto a quelli sotterranei.

Una verifica di tale condizione è costituita dal valore assunto dal coefficiente di deflusso (che come è noto è dato dal rapporto tra i deflussi e agli afflussi nel bacino idrografico) che è di 0,84 sulla base dei dati di letteratura per quanto riguarda l'Adda.

Situazione simile si ritrova anche per Brembo (0,83) e Serio (0,82), nonostante una maggiore aliquota di rocce permeabili nei rispettivi bacini e una morfologia meno acclive.

In merito alle acque sotterranee maggiori conoscenze si hanno per le zone antropizzate e quindi per le parti vallive, laddove avviene una captazione locale di acque mediante pozzi.

Le captazioni da sorgente sono diffuse nelle zone montane anche a servizio, mediante la realizzazione di appositi adduttrici, delle zone vallive.

4.1 - GLI ACQUIFERI NEI DEPOSITI NON COERENTI

Nei depositi non coerenti (detritici, glaciali e alluvionali) si possono immagazzinare consistenti volumi di acque nel sottosuolo.

Nei depositi detritici dotati di elevata permeabilità si ha una rapida circolazione superficiale e sotterranea che tende a trasmettere le acque alle zone di recapito poste a quote inferiori.

Talora le emergenze sorgentizie presenti sono in realtà manifestazioni di venute d'acqua in superficie di "sorgente geologica" posta all'interno di rocce del substrato.

Nei depositi glaciali le condizioni di eterogeneità dei litotipi presenti, date da alternanze e miscele di limi, sabbie, ciottoli e massi, non consentono l'accumulo di risorse idriche consistenti ed importanti per gli utilizzi.

Maggiore immagazzinamento e circolazione si verifica nei depositi alluvionali di fondovalle e di conoide in relazione alla elevata permeabilità dei sedimenti.

In particolare la maggiore struttura idrogeologica dell'area è rappresentata dal fondovalle valtellinese occupato dal F.Adda, nel tratto tra Chiuro ad Est e il Piano della Selvetta ad Ovest, laddove peraltro si concentra la maggiore urbanizzazione e sono in parte disponibili anche studi precedenti (POZZI, 1970; SCESI, 1982; SCESI & PELLEGATTA, 1984; VENZO, 1971).

Le alluvioni del fondovalle sono interdigitale con i depositi di conoide dei vari corsi d'acqua laterali.

Nelle alluvioni di fondovalle si hanno acquiferi produttivi, con valori di trasmissività compresi tra $5 \cdot 10^{-3}$ e $9 \cdot 10^{-2}$ m²/s con valori di picco che arrivano fino a $3,7 \cdot 10^{-1}$ m²/s e con conducibilità idraulica tra $7 \cdot 10^{-4}$ e $3 \cdot 10^{-2}$ m/s.

Per le conoidi, invece, il campo dei valori dei parametri idrogeologici è compreso tra 10^{-2} e 10^{-1} m²/s, con valori di picco fino a $4 \cdot 10^{-1}$ m²/s per la trasmissività e conducibilità idraulica fra $7,4 \cdot 10^{-4}$ e $4 \cdot 10^{-2}$ m/s.

In relazione a tali valori assunti dai parametri idrogeologici si riscontrano buone caratteristiche di produttività dei pozzi, che si attestano su valori di portata specifica di circa 10 l/s/m nelle alluvioni di fondovalle e di circa 15 l/s/m per le conoidi.

Sulla base degli studi precedenti (BERETTA *et alii* 2005) e partendo da monte, i sedimenti della zona satura sono interessati da un'unica falda libera che si sviluppa sotto la superficie topografica a partire da profondità comprese tra 2 e 9-10 m fino a raggiungere il substrato fratturato o i corpi limoso argillosi situati a profondità differenti.

I sondaggi geoelettrici pregressi (PETRUCCI *et alii*, 1979 e 1982) hanno fornito valori di resistività molto bassi anche a profondità relativamente elevata, probabilmente in relazione alla presenza di depositi lacustri o glaciali di fondo.

Con buona probabilità quindi si può credere che le maggiori risorse idriche siano concentrate nella parte più superficiale dei sedimenti alluvionali.

La profondità del substrato non è ben nota sulla base delle stratigrafie dei pozzi attualmente disponibili (che non superano i 100 m di profondità).

La falda principale è in generale delimitata verso il basso da livelli limosi di varia potenza. A volte lo spessore di questi corpi è tale da ridurre drasticamente lo spessore dell'acquifero come avviene nei pressi di Caiolo, dove lo spessore è attestato sui 45 – 50 m circa e di Busteggia dove raggiunge i 60 m circa.

Sono presenti infatti un po' su tutto il fondovalle delle lenti di materiale a granulometria minore che si interdigitano con il corpo ghiaioso sabbioso principale che contiene la falda. Tuttavia si tratta per lo più di lenti di limitata potenza ed estensione areale tale per cui non possono dar vita a significativi fenomeni di confinamento.

Nell'acquifero principale di fondovalle, in cui si ha un flusso idrico orientato prettamente E–W e con un gradiente idraulico di qualche unità per mille, confluiscono gli acquiferi minori che scorrono all'interno delle conoidi laterali. Tali falde seguono un flusso orientato N–S sul versante retico e S–N su quello Orobico.

Le falde di conoide sono anch'esse del tipo a pelo libero e possono raggiungere valori di soggiacenza piuttosto elevati che tendono a diminuire nelle zone distali dove si raccordano con l'acquifero di fondovalle. L'alimentazione di queste falde è duplice ed è data sia dagli apporti dal versante sia dai corsi d'acqua provenienti da monte. In alcune, tipo l'immensa conoide di Ponte in Valtellina, sembra prevalere la prima

tipologia di alimentazione dal versante. In altre, tipo la conoide del Mallero, sembra prevalere l'alimentazione ad opera del fiume.

Il cono di alimentazione non risulta accentuato e aperto ma piuttosto limitato alla zona verticale di percolazione delle acque fluviali. Ciò sarebbe causato dall'alto grado di permeabilità dei depositi. Altre volte l'asta idrica scompare nei periodi meno piovosi venendo assorbita totalmente dai sedimenti.

Il gradiente idraulico, misurato solo in qualche caso, si attesta su valori elevati nelle parti apicali dei conoidi, superiori all'unità percentuale.

Il rapporto tra l'Adda e la falda principale di fondovalle è mutevole nello spazio e nel tempo.

In Fig. 30 è sinteticamente illustrata una carta delle isopiezometriche (m s.l.m.) ricavata dalla letteratura (BERETTA *et alii*, 2005) sulla base di misure in pozzi.

Vista la significativa escursione dei valori del gradiente idraulico, solo nella zona di fondovalle le isolinee sono rappresentate con una equidistanza del metro; sui conoidi sono indicate alcune isolinee, con rispettivo valore in m s.l.m., come derivante dagli scarsi dati di livello piezometrico disponibili e da valutazioni di carattere geomorfologico e idrogeologico.

L'andamento della piezometria suggerisce che il fiume assume un comportamento drenante per tutto il corso che va da Sondrio fino al limite occidentale della zona d'interesse. Nel tratto compreso tra Sondrio e Busteggia il corso dell'Adda diventa alimentante per poi ritornare ad essere drenante fino alla zona situata nei pressi dell'abitato di Boffetto.

In questa zona l'ampiezza della vale è assai ridotta ed è limitata alla sola asta fluviale la quale viene spinta dai sedimenti della conoide di Ponte in Valtellina contro il versante orobico della valle. L'entità del fenomeno non è accertata con sicurezza e sembra comunque più plausibile un'ipotesi di drenanza/alimentazione variabile con le stagioni a seconda dei periodi di abbassamento o innalzamento della falda.

Sempre in questa zona, procedendo verso monte, si nota un brusco aumento del gradiente idraulico tendente a decrescere procedendo da E verso W.

L'area di fondovalle nei pressi di Postalesio, Cedrasco, Fusine, Colorina e S. Pietro Berbenno è caratterizzata da depositi grossolani che si sviluppano dalla superficie del piano di campagna per uno spessore massimo di circa 100 m. Al di sotto si rinvencono sabbie limose o limi sabbiosi a seconda della maggiore o minore vicinanza ai versanti vallivi dove superiore è l'energia di trasporto dei torrenti tributari dell'Adda. A centrovallée, in superficie, si possono trovare sedimenti limosi,

subordinatamente sabbiosi, ricollegabili ad episodi di esondazione da parte del fiume Adda.

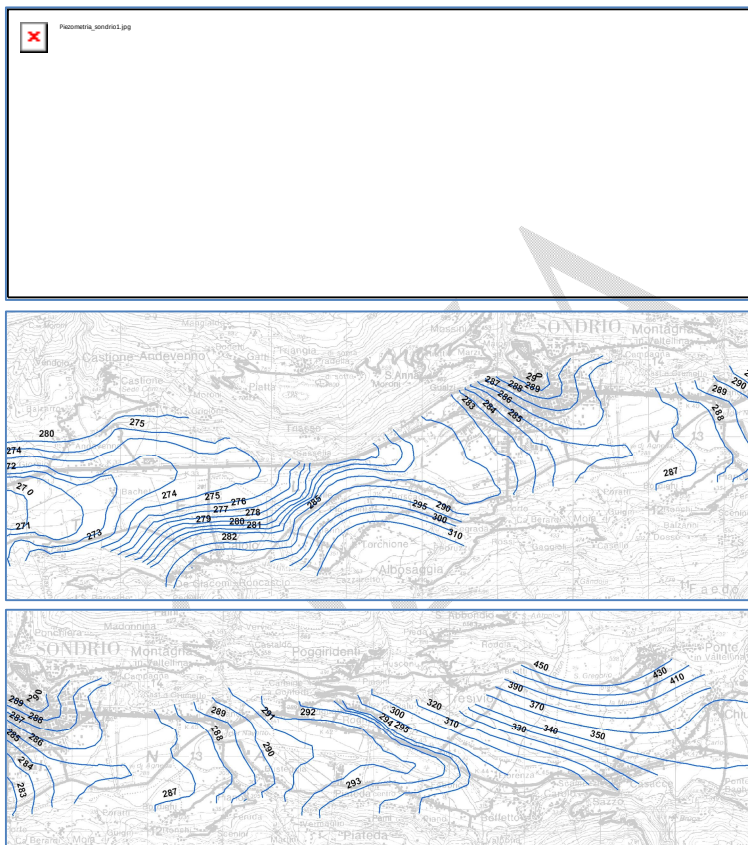


Fig. 30 – Carta delle isopiezometriche (in m s.l.m.) nella valle del F. Adda

Il corpo ghiaioso-sabbioso tende a diminuire di spessore ai Piani di Selvetta; la sua potenza può essere valutata in qualche decina di metri (20-30 m) finchè, all'altezza del settore centrale tende a scomparire lasciando spazio solo ad alcune sporadiche lenti isolate di materiale grossolano. I Piani di Selvetta sono caratterizzati dalla presenza di sedimenti fini generalmente limosi o limoso-sabbiosi di origine lacustre (SCESI, 1982, SCESI & PELLEGATTA, 1984); in alcune zone si distinguono anche dei corpi argillosi come, per esempio, presso Piani.

All'altezza di Ardenno i materiali fini limosi lasciano spazio a limi sabbiosi, in profondità, mentre in superficie si trovano terreni grossolani di carattere ghiaioso-sabbioso ricollegabili all'azione sedimentaria del torrente Masino.

In questa zona dei Piani di Selvetta l'andamento della falda risulta condizionato dall'alveo antropico del F.Adda, determinando un effetto di alimentazione della falda.

Il corso d'acqua venne infatti rettificato per circa 8 km tra Talamona e Fusine alla metà del 1800 sotto il regno di Maria Teresa D'Austria, tagliando una serie di meandri; successivamente venne costruito un serbatoio artificiale ad uso idroelettrico regolato da paratoie.

Si osserva quindi un deflusso verso NW, con modesto gradiente idraulico e falda con piccola soggiacenza ed emergenza nelle depressioni morfologiche locali.

Il drenaggio della falda viene operato nella zona del Canale Pedemontano laddove confluiscono le acque provenienti da monte (falde nei conoidi minori) e dal F.Adda.

La qualità delle acque sotterranee è in generale buona, con bassi valori ad esempio di composti quali i nitrati e talora con episodi di contaminazione batterica. Dal punto di vista della caratterizzazione idrochimica si nota una differenza tra acque derivanti dal lato orobico rispetto a quelle derivanti dal lato retico dove si ha un arricchimento in Alcali (Na e K) e in cloruri derivanti probabilmente dall'idrolisi dei minerali feldspatici abbondanti nelle rocce gneissiche del versante retico.

4.2 - GLI ACQUIFERI IN ROCCE

Nell'area di studio affiorano sia sul versante retico che su quello orobico prevalentemente rocce metamorfiche e solo in parte ignee. Procedendo verso Sud nella zona prealpina si ha l'affioramento delle rocce delle formazioni sedimentarie permo-triassiche.

In generale le rocce presenti hanno una bassa permeabilità primaria, essendo la circolazione idrica legata alle zone di maggiore fratturazione ed alterazione.

In tali condizioni si hanno numerose emergenze idriche che hanno una bassa portata media e tempi di esaurimento rapidi (veloce incremento delle portate in corrispondenza di eventi meteorici significativi e altrettanto veloce diminuzione delle stesse nei successivi periodi siccitosi).

Costituisce un'eccezione l'affioramento di calcari anisico-ladinici sul versante destro del Brembo, che in relazione a fenomeni carsici può avere

una permeabilità elevata, così come in presenza di formazioni di rocce evaporitiche (gessi e carniole).

Non è attualmente disponibile un censimento completo della localizzazione e delle caratteristiche quali-quantitative delle sorgenti.

Nella cartografia sono segnalate le sorgenti captate, prevalentemente ad uso potabile, come derivante dai censimenti dell'ARPA Lombardia di Sondrio e della Provincia di Bergamo.

Sulla base delle concessioni idriche rilasciate per le sorgenti captate ad uso idropotabile e dei dati analitici derivanti dai controlli previsti dalla normativa vigente in materia è possibile stimare a livello orientativo l'entità delle risorse idriche immagazzinate nel sottosuolo.

Procedendo da Nord verso Sud si osserva che nel settore valtellinese si hanno portate limitate e generalmente intorno al l/s sia sul versante retico che su quello orobico.

Ciò, come si è detto, in relazione alla natura litologica delle rocce affioranti prevalentemente metamorfiche (micascisti, ortogneiss e paragneiss) e della morfologia della valle, caratterizzata da elevate pendenze e da un conseguente prevalente deflusso superficiale delle acque.

A livello generale le portate subiscono rapidi incrementi nel tempo in corrispondenza di eventi meteorici significativi ed altrettanta diminuzione nei periodi di siccità, rendendo disponibili, in modo continuativo, quantitativi limitati di acque per gli approvvigionamenti.

Tuttavia si hanno numerose emergenze sorgentizie soprattutto sul versante orobico.

Talora l'emergenza di acque ed anche la captazione avviene dai depositi detritici o glaciali, che nascondono la sorgente geologica, ma che consentono una maggiore regimazione delle portate mediante parziale immagazzinamento nei terreni sciolti.

Risorse idriche sotterranee di maggiore consistenza sono presenti nelle parti alte della Val Brembana e della Val Seriana in relazione alla presenza delle rocce sedimentarie permo-triassiche e di una morfologia talora meno acclive.

In Val Brembana nella zona di Foppolo sono segnalate sorgenti le cui concessioni si attestano nell'intervallo di 10-20 l/s come ad esempio le sorgenti Rovera, IV Baita e Pezzoli Bassa, in corrispondenza di rocce del Triassico inferiore, ricoperte da depositi sciolti ad elevata permeabilità, ed interessate da importanti lineamenti tettonici; altre sorgenti poste più ad Est sono nell'intervallo 5-10 l/s (sorgenti Lago Moro, Dalmine, Tocalli e Pezzoli Alta), al limite con le rocce metamorfiche.

Nella zona di Carona la sorgente Sponda ha una portata di 6 l/s ed un'altra sorgente limitrofa una portata di 7,5 l/s in corrispondenza di rocce arenaceo-conglomeratiche del Permiano inferiore e di importanti lineamenti tettonici.

In Val Seriana una elevata portata (49 l/s) viene segnalata per la sorgente Ponte di Gavazzo, come per la sorgente Valle Marcia (25 l/s), entrambe disposte lungo la valle del corso d'acqua e al contatto tettonico tra rocce metamorfiche ed arenaceo-conglomeratiche del Permiano inferiore.

Il chimismo delle acque è caratterizzato da un valore basso di conducibilità elettrolitica (in generale inferiore a 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$) a testimonianza delle caratteristiche delle rocce presenti nel bacino di alimentazione.

La conducibilità elettrolitica si incrementa, così come il contenuto di calcio e in parte magnesio in corrispondenza delle rocce calcaree ed in parte in quelle arenaceo-conglomeratiche; i valori dei solfati possono aumentare in corrispondenza dell'affioramento di rocce evaporitiche trassiche.

Anche i metalli pesanti possono essere rilevati nelle acque delle sorgenti (Fe, Mn, Pb, Zn) in relazione alle mineralizzazioni presenti.

E' segnalata infine anche la presenza di Radon in alcune delle sorgenti (attività di ^{222}Rn intorno a 10-20 Bq/l), in relazione alla presenza di minerali radioattivi nelle rocce

5. - DISSESTI (EVENTI ALLUVIONALI, FRANE ETC.)

(a cura di E. Sciesa)

Il modellamento post-glaciale che ha interessato il territorio compreso nel foglio Sondrio ha causato una serie di fenomeni di rilascio dei versanti, attualmente in gran parte relitti, che sono spesso ben individuabili per le loro caratteristiche morfologie. In particolare si possono distinguere due tipi principali di questi processi, non di rado, collegati tra loro, che rientrano nella categoria delle deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) e delle paleofrane.

Le DGPV interessano estese porzioni di versante di alcune vallate, per una lunghezza anche di diversi chilometri, e sono caratterizzate da elementi morfostrutturali quali contropendenze e trincee (a monte) e forme convesse (al piede), pur non mostrando normalmente una tipica area di accumulo. Zone interessate da questo tipo di deformazioni sono ad esempio l'area del Monte Vigna Soliva, in alta Val Seriana, e le pendici del Pizzo Meriggio, in Val del Livrio.

Le paleofrane, a volte anche di grandi dimensioni con area di oltre 1 km², sono riconoscibili per le tipiche forme concavo-convesse, che delineano rispettivamente l'area di distacco e l'area di accumulo. Paleofrane sono presenti in diversi luoghi del foglio Sondrio: si ricordano quelle della Val Grabiasca e delle pendici del Monte Vigna Soliva, in alta Val Seriana, della Cima Vitalengo, in Val Madre, del Dosso Morandi-Monte Vespolo, in Val Cervia, del Pizzolto e del Dosso della Croce-Punta della Piada, in Val Venina, e del Pizzo Meriggio, in Val del Livrio. In alcuni casi sono visibili solo ampie nicchie di distacco, come presso la Cima della Zocca, sopra Colorina, mentre l'accumulo è probabilmente stato asportato o ricoperto dalle alluvioni del Fiume Adda. In altri casi, invece, si hanno imponenti depositi di materiale franato e trascinato a valle dalle acque, come avviene nel caso della piccola Val di Rhon, in cui lo sviluppo di imponenti frane, con successivo rapido trasporto, ha portato alla formazione di un ampio conoide su cui sorge l'abitato di Ponte in Valtellina.

I fenomeni di dissesto più recenti, attivi o quiescenti, che hanno generalmente una scarsa evidenza morfologica ma un impatto notevole sulle attività umane, sono legati al normale ciclo di lenta erosione delle aree montuose, causato principalmente dall'azione erosiva delle acque superficiali e dalla gravità. Le principali tipologie di frana, riscontrabili nell'area del foglio Sondrio, sono senza dubbio le colate detritico-fangose (*debris flow*), seguite dai fenomeni di crollo di massi e dalle frane superficiali (*soil slip*) che evolvono spesso in colate fangose. Le frane di crollo sono spesso innescate dai cicli giornalieri di gelo/disgelo, tipici del periodo primaverile, gli altri fenomeni si attivano principalmente in concomitanza di precipitazioni intense o prolungate, come si è verificato, negli ultimi anni, nel 1987, nel 1997, nel 2000 e nel 2002; in particolare si ricordano le numerose colate fangoso-detritiche che hanno interessato la Val di Tartano (1987) oppure le zone di Berbenno di Valtellina e di Caiolo (2000).

Meno diffuse sono le grosse frane di scivolamento o complesse, che interessano sia i depositi superficiali sia il substrato roccioso; alcune di queste, come quelle di Sant'Antonio in Val Lunga (Val di Tartano) e di Faedo Valtellino sono state oggetto di monitoraggio.

Da ultimo sono da ricordare i fenomeni alluvionali che interessano sovente, in caso di periodi d'intense precipitazioni, le aree di conoide alluvionale su cui sorgono spesso i centri abitati, nonché il fondovalle della Valtellina. Rilevante è il caso di Sondrio, situato sul conoide allo sbocco del bacino del Mallero, che ha subito più volte, in passato, danni anche ingenti: si ricordano le alluvioni catastrofiche del 1854, del 1911, del 1927 e del

1987. Gli abitati posti sui conoidi, allo sbocco delle valli laterali del versante orobico valtellinese, sono stati interessati da diversi eventi catastrofici, come ad esempio l'abitato di Fusine, sul conoide della Val Madre, distrutto nel 1400 e danneggiato seriamente a più riprese negli anni 1834, 1844, 1861, 1895, 1911 e 1987. In misura minore, danni sono stati subiti in passato anche dagli abitati di Colorina, di Cedrasco, di Caiolo e di Piateda, nonché di Fiumenero, in Val Seriana, e di Branzi, in Val Brembana. A questi eventi si associa sovente anche la fuoriuscita dagli argini del Fiume Adda, in particolare nei Piani di Selvetta.

BOZZA

VII. APPENDICE

1. - ABBREVIAZIONI DEI MINERALI (MANDARINO & BACK, 2004;
WHITNEY & EVANS, 2010).

Ab	Albite	Ilm	Ilmenite
Act	Attinolite	Kfs	K-feldspato
Afs	Alcalifeldspato	Ky	Cianite
An	Anortite	Ms	Muscovite
Ap	Apatite	Ph	Fengite
Bt	Biotite	Pl	Plagioclasio
Cal	Calcite	Qtz	Quarzo
Chl	Clorite	Ser	Sericite
Crn	Corindone	Sil	Sillimanite
Czo	Clinozoisite	Srl	Schorlite
Di	Diopside	St	Staurolite
Drv	Dravite	Ttn	Titanite
Ep	Epidoto	Tur	Tormalina
Grt	Granato	WM	Mica chiara
Hbl	Orneblenda	Zrn	Zircone

VIII. ENGLISH LEGEND

NEOGENIC - QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

UNDIFFERENTIATED-BASIN UNITS

PO SYNTHEM (Post glacial Unit) (POI)

Massive gravel and diamicton with angular clasts; silt supported diamicton with sparse clasts in slope parallel layers (slope deposits). Layered siltstone, fine-grained sand and peat (peat-moss and lacustrine deposits). Massive gravel or poorly layered and massive diamicton (mixed origin fan deposits). Massive or coarsely layered gravel, with sand-rich matrix, rounded clasts, imbricated pebbles and cross-lamination (alluvial deposits). Upper boundary surface characterized by absent or very scarce weathering and well preserved or still evolving morphology. Lower boundary unconformable with the bedrock or with the underlying units; its upper boundary is the topographic surface.

SUB-SYNTHEM OF RECENT PO (POI₈): Massive diamicton with pebbles and boulders up to some meters (glacial deposits younger than Little Ice Age). Upper boundary surface characterized by little evolved soils with clasts without weathering, B-level not well developed and well preserved morphologies; it generally coincides with the topographic surface.

HOLOCENE (1860 AD - present).

LITTLE ICE AGE SUB-SYNTHEM (POI₇): Massive diamicton, with pebbles and boulders up to some meters (glacial deposits attributed to the Little Ice Age). Upper boundary surface characterized by little evolved soils with clasts without weathering, not well developed level B; it generally coincides with the topographic surface.

HOLOCENE (1500 - 1860 AD)

UPPER PLEISTOCENE - HOLOCENE

PRATO GRANDE GROUP (GR)

Matrix supported diamicton, , isolated blocks and displaced rock fragments (landslide

deposits). Large blocks heaps (slope deposits). Upper boundary surface characterized by variable weathering.

MIDDLE AND UPPER PLEISTOCENE BEFORE LGM

CULMINE GROUP (CU)

Clast supported conglomerates, with mostly angular fragments (cemented slope deposits). Poligenetic and poliphase upper boundary surface, with downhill or laterally eroded morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

COLMA DEL PIANO SUPER-SYNTHETEM (CM)

Diamicton and diamictites with etherometric blocks and pebbles with silt matrix (ablation and lodgement till and tillites). Poligenetic and poliphase upper boundary surface, characterized by variable weathering from unit to unit: from well developed with ghost pebbles to moderate.

GELASIAN – UPPER PLEISTOCENE

ADDA AND OGLIO CATCHMENT BASIN UNITS

LAKES SUPERSYNTHETEM: CANTU' SYNTHETEM (LCN)

Massive diamicton with clasts and boulders (ablation till). Massive diamicton supported by an over-cemented matrix, with clasts that are often streaked and press iron shaped (lodgement till). Its upper boundary surface is characterized by locally well preserved morphologies, lack of loess cover, little evolved weathering profile, with max. depth of weathering of 1,5-2 m.

UPPER PLEISTOCENE

BREMBO CATCHMENT BASIN UNITS

LENNA SUPERSYNTHETEM (LE)

Pebbles and boulders bearing diamicton (ablation till, lodgement till); diamicton and silty sands (deposits of glacial contact). Gravel and sand (fluvio-glacial deposits). Massive gravel and sand with oblique lamination (fluvial deposits). Well preserved morphologies, weathering profile less than 1 m deep.

BORDOGNA SYNTHETEM (LEB): Pebbles and boulders bearing diamicton with abundant matrix of sand and silt (ablation till). Diamicton supported by a matrix of sand and silt, locally over-cemented with rare press iron shaped pebbles (lodgement till). Upper boundary surface characterized by locally well preserved morphologies, lack of loess cover, poorly evolved weathering profile, with a maximum depth of 1,5-2 m.

UPPER PLEISTOCENE

SERIO CATCHMENT BASIN UNITS

SELVA DI CLUSONE SUPERSYNTHETEM

MARTORASCO SYNTHETEM (SUX)

Massive diamicton supported by a sand matrix, whose clasts result from the erosion of siliciclastic metamorphic rocks, which outcrop in the upper part of the valley (ablation till). Massive diamicton supported by a silt matrix, shaped and striated clasts (lodgement till). Poorly evolved weathering profile, colour of the matrix from 10YR to 7.5YR, due to the presence of rock types with high Fe content; well preserved morphologies, lack of loess cover.

UPPER PLEISTOCENE

VALLE DEL GOGLIO SYNTHEM (SUJ)

Massive diamicton supported by a sand-silt matrix with sub-rounded siliceous clasts; heaps of angular boulders of several metres of diameter, scarce or absent matrix (glacial deposits). Upper boundary surface characterized by well preserved morphologies, poorly evolved weathering profile: colour of the matrix from 10 YR to 7.5 YR, due to the presence of rock types with high Fe content.

UPPER PLEISTOCENE

TERTIARY INTRUSIVE ROCKS

DYKE ROCKS

APHYRIC DYKE ROCKS (fa)

Dark-grey rocks with an isotropic micro-granular texture; local alteration of hornblende in chlorite and green amphibole due to autometamorphism.

EOCENE - OLIGOCENE?

PORPHYRITES (fb)

Intermediate rock with grey to greenish-grey micro-crystalline ground-mass. The ground-mass contains locally altered phenocrysts of plagioclase and, to a minor extent, of hornblende. The thickness of the dykes varies from a few decimetres to a few meters. They are often discordant with the main foliation of the host rocks.

EOCENE

PLUTONIC ROCKS

TRIANGIA TONALITE

Mostly medium-grained plutonic rock, which consists of Pl+Bt+Hbl+Qtz+Kfs. It displays a granular texture from idiomorphic to slightly porphyritic. Most of the plutonic body consists of a Bt, Hbl tonalite (TRA); a small, fine-grained aplite-like granite body (TRA_a), occurs close to the contact with the host rocks in the central part of the outcrop. The fabric varies from isotropic to weakly foliated near the contacts or along shear zones. The tonalite contains country rock angular xenoliths as well as mafic micro-granular enclaves.

OLIGOCENE

SOUTHERN ALPS SEDIMENTARY SEQUENCE

GORNO FORMATION (GOR)

Intercalations of dark-grey micritic-calcareous limestones, as well as pelites and dark-grey, seldom laminated marls in dm thick layers. Presence of lamellibranches and bioturbations. Thickness around 140 m. It lies, with a sharp boundary, over the Metallifero Bergamasco limestone. This unit was deposited in a shallow lagoon-bay setting with mixed, fine-grained carbonatic-terrigenous sedimentation.

LOWER CARNIAN

METALLIFERO BERGAMASCO LIMESTONE (CMB)

Dark-grey, well stratified limestones (10-50 cm) from micrite to calcarenite, locally organised in peri-tidal cycles. Presence of planar, partially dolomitised stromatolitic layers, *fenestrae* and bioturbations. It lies with sharp boundary over the Breno Formation. Thickness of about 20-30 metres. Shallow lagoon with repeated emersions.

LOWER CARNIAN

BRENO FORMATION (BRE)

Light-grey limestones in layers and strata up to one metre thick organised in peri-tidal cycles with a thickness up to several metres, with early dolomitisation. Bio-clasts of *dasycladacee*, gasteropodes, oncolides, bioturbations and, *fenestrae*. Maximum thickness of about 140 m. It lies, with sharp boundary, on calcare rosso. This unit was deposited in an inner carbonatic platform, with lagoon and tidal plane environments.

LOWER CARNIAN

LOZIO ARGILLITE (LOZ)

Argillite, siltite and dark-coloured marl, with rare carbonatic inlayers; parallel lamination and, locally, ripple marks. Maximum thickness of several tens of metres. It lies, as onlap, over the Esino Limestone as well as, with a transitional contact, over the Perledo-Varenna Limestone. This unit was deposited in an intra-platform basin during an episode of limited production of carbonate and with scarcely oxygenised sea bottom.

LOWER CARNIAN

CALCARE ROSSO (RED LIMESTONE) (KLR)

Massive limestone breccia, rich in cements, with polygenic sub-angular clasts in a marl-limestone or marl-argillite matrix, from wine-red to ochre gray, in several metres thick pockets. The appearance is generally massive. The thickness is around 10-15 m. Its lower boundary with the Esino Limestone is marked by prevailing supra-tidal facies. Its sedimentation occurred in an environment of carbonatic platform, which underwent frequent emersions.

UPPER LADINIAN?-LOWER CARNIAN

ESINO LIMESTONE (ESI)

Limestones and dolomitic limestones from massive to stratified. It lies over the Prezzo Limestone, the Buchenstein and the Wengen Formation. Two mappable lithozones, with transitional boundaries, were distinguished.

BRECCIA AND BIO-CONSTRUCTED LIMESTONE (ESI_a): Hazel nut-grey massive limestones, often bioclastic, locally with bio-constructions (corals, algae, *Tubiphytes*) and/or calcarenitic-ruditic intercalations, sometimes with amalgamated breccias and chaotic megabreccias. Presence of cavities filled with isopaque cement (evinospongiae). This unit is locally dolomitised. It was deposited in a context of margin and slope of a carbonatic platform. Maximum thickness around 700-800 m.

STRATIFIED AND LAYERED LIMESTONES (ESI_b): Bioclastic light-grey limestone and hazel-nut calcarenite in strata or thick layers. Presence of dolomitic peri-tidal limestone with *fenestrae*, stromatolites, pockets with pisolites and small “tepee”. This unit was deposited in a context of an inner platform. Maximum thickness around 100-150 m.

UPPER ANISIAN-LOWER CARNIAN ?

WENGEN FORMATION (WEN)

Black pelites and marl-pelites and dark-coloured limestones in thin layers. This formation is interlayered into the carbonatic sequence of the Esino Limestone near the San Simone Pass. Thickness of about 10-15 m. Its sedimentary environments were intra-platform basins with restricted circulation, fed by siliciclastic as well as carbonatic debris.

UPPER LADINIAN

PERLEDO-VARENNA LIMESTONE (CPV)

Micritic limestone and dark-coloured calcarenite in thin or medium size planar-parallel strata, laminated and graded, sometimes with chert. Maximum thickness of 80-100 m. It lies with

transitional boundary over the Buchenstein Formation. Its deposition occurred in a basin sector overlooking a carbonatic platform (Monte Pegherolo) characterised by a marked progradation toward North.

UPPER LADINIAN

BUCHENSTEIN FORMATION (BUC)

Nodular limestones in layers, often amalgamated, with nodules and lenses of chert. Tuffite intercalations in thin to medium-size layers. Calcarenite-calcirudite increase upward, with clasts of carbonatic platform of the Esino Limestone. Thickness around 50-70 m. It lies with sharp contact over the Prezzo Limestone. Its sedimentation occurred in basins bounded by carbonatic platforms, with episodic volcanic contributions.

UPPER ANISIAN–LOWER LADINIAN

PREZZO LIMESTONE (PRZ)

Alternating slightly nodular black, bioturbated calcilutite-marl, in strata from 10 to 40 cm, black marls and shales. Frequent Ammonoidea, brachiopods and pelagic lamellibranches. A several m thick layer of dark-grey limestone, rich in crinoids e brachiopods (Brachiopod Layer) occurs at its base. It lies, with sharp contact, over the Camorelli Limestone. Thickness around 5-15 m. This unit was deposited in an environment of not much deep open sea, with mixed sedimentation.

UPPER ANISIAN

CAMORELLI LIMESTONE – Dolomitic lithofacies (CMR_a)

Bio-intraclastic calcarenites (oolite, crinoids), which grade upward into limestones and dolostones with sub-tidal to peri-tidal cycles, with frequent *Dasycladaceae* algae as well as planar stromatolitic laminations, in strata from thin to thick. Thickness up to 100-150 m. It lies with transitional contact over the Angolo Limestone. It was deposited in a context of tidal carbonatic platform.

MIDDLE-UPPER ANISIAN

ANGOLO LIMESTONE – Calcareous lithofacies (ANG_a)

Dark-grey and black limestones constituted of alternating thick planar carbonatic strata, and thinner, amalgamated strata, weakly nodular, bioturbated and very thin marl-argillite interlayers. It lies, with gradational contact, over the Bovegno Carniola. At its roof (San Simone Pass) is present a mica-rich silt layer. Maximum thickness of 150-200 metres. This unit was deposited in a sub-tidal environment, with prevailing carbonatic sedimentation.

LOWER-MIDDLE ANISIAN

BOVEGNO “CARNIOLA” (BOV)

Vacuolar dolostones and yellowish dolomitic limestones in thick layers; less abundant breccias consisting of fragments of dolostone, gypsum and anhydrite lenses. It is generally strongly deformed and sometimes it is present as slivers along the main tectonic lineaments. It represents a level of preferential tectonic detachment. Its thickness is around 100 m. It lies, with transitional contact over the Servino. This unit was deposited in coastal marine environment (*sabkha*), with limited terrigenous contribution. LAMINATED CRYSTALLINE GYPSUM AND ANHYDRITE (BOV_a).

UPPER OLENEKIAN – LOWER ANISIAN

SERVINO (SRV)

Quartz-rich sandstone and micro-conglomerate, dolomitic siltstone, yellowish hybrid dolostone

and marl. The Servino lays para-conformably over the Verrucano Lombardo. The coarsest deposits occur in its lower part (high energy fluvial and/or littoral environments), whilst fine-grained deposits (deeper and deeper marine environments) prevail in its upper part. Strongly laminated and partially recrystallized in the tectonic wedges along the main faults. Its thickness is up to 100 m.

INDUAN - OLENEKIAN

VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Often reddened, rarely greenish conglomerate, sandstone and siltite, in thick and scarcely organised layers in the lower part, and more organised in the upper part of the formation. In its coarsest parts, the clasts are sub-rounded, with a diameter of several cm; they are mostly constituted of quartz with less abundant purple volcanic products, and, more rarely, by crystalline schists. It lies unconformably over the Laghi Gemelli Group or directly over the crystalline basement. It was deposited in a continental environment, with anastomised, meandering river sediment and alluvial plain. Its thickness varies from 150 and 300 m.

UPPER PERMIAN p.p.

LAGHI GEMELLI GROUP (LG)

PIZZO DEL DIAVOLO FORMATION (FPZ)

(Sedimentary member of the Collio Formation *Auct.*) Conglomerates, sandstones, pelites and carbonate rocks of continental environment. It lays almost concordantly over the Monte Cbianca volcanic rocks. This formation consists of thick conglomerate-sandstone bodies belonging to alluvial conoids interfingered with lacustrine pelitic and carbonate deposits, mostly dolostones. Its thickness is between 500 and 1000 m.

Five lithofacies were distinguished:

MOSTLY ARENACEOUS LITHOFACIES (FPZ_a): Grey to light-brown lithic sandstones, sometimes epiclastites, in layers from thin to thick, consisting of volcanic fragment and, in part, of quartz, mica and feldspar. They are often interlayered with dark pelitic levels, conglomeratic bodies and more or less fine-grained volcano-clastic intervals.

MOSTLY PELITIC LITHOFACIES (FPZ_b): Black siltite and argillite. They are sometimes massive and, more often, finely layered or with interlayered grey to brown arenaceous horizons with a thickness ranging from a few millimetres to several centimetres.

CONGLOMERATIC LITHOFACIES (FPZ_c): Conglomerates in thick or very thick layers, with angular heterometric clasts of rocks from the metamorphic basement and, less frequently, of polycrystalline quartz and porphyritic volcanics. Dark cataclastic tourmaline-rich bands (tourmalinite) often mark the contact between this lithofacies and the metamorphic basement.

INTERLAYERED VOLCANITES (FPZ_e): Interlayered rhyolite-rhyodacite in the sediments belonging to the described lithofacies.

CARBONATIC-EVAPORITIC LITHOFACIES (FPZ_f): Hazel-nut or ochre-yellow lacustrine limestone and dolostone, with frequent hematite coatings, often associated with fine- to medium-grained sandstone. Algal oncolites and stromatolitic domes are often present within this lithofacies.

LOWER PERMIAN

MONTE CABIANCA VOLCANITES

(Lower volcanic member of the Collio Formation *Auct.*)

Flow and fall ignimbrites and pyroclastites, welded tuffs and pophyritic tuffs, arenites with andesitic clasts, massive lava and breccia. It lies in direct contact over the Basal Conglomerate. Alternating volcanic and volcano-clastic deposits; strongly laminated and partially

recrystallized in the tectonic wedges along the main faults. The volcanic units show calcalkaline affinity, and anatectic-crustal origin. Its maximum thickness is 1000 m.

It is present as four different lithofacies:

PURPLE WELDED TUFFS AND PORPHYRITIC TUFFS (VUC_b): Purple-red, mostly fall, volcanoclastites represented by glass rich welded tuffs (rhyolite) in the lower part, and porphyritic welded tuffs in the upper part.

MAFIC LAVA FLOWS (VUC_c): Dark-grey or green andesitic to trachybasaltic-andesitic volcanic rocks, which occur as lava flows, porphyrites and dark green, or green, massive, extremely compact and welded breccias.

STRATIFIED SEDIMENTARY DEPOSITS (VUC_d): Mostly volcanic litharenite sedimentary deposits, interlayered between lithofacies VUC_b and VUC_c.

FLOW AND FALL PYROCLASTITES (VUC_a): Light-grey, grey or sometimes purple flow and fall pyroclastites in layers several metres thick with massive appearance. They represent the thickest and most widespread element of the Monte Cabbianca Volcanite

LOWER PERMIAN

BASAL CONGLOMERATE (CGB)

Conglomerate and/or breccia, pebble-rich sandstone, and sometimes bioturbated reddish siltites. The pebbles mostly consist of quartz and elements from the South-Alpine basement and, seldom, of clasts of volcanic rocks. A sedimentary fining-upward trend is present; its upper part appears much better organized. Its thickness varies from 0 to about 120 m. It lies unconformably over the crystalline basement. This unit was deposited in a continental alluvial conoid environment.

RED BIOTURBATED MICACEOUS SANDSTONES (CGB_a): Bioturbated red micaceous siltites and sandstones intercalated in the conglomerates.

UPPER CARBONIFEROUS? – LOWER PERMIAN

VARISCAN METAMORPHIC BASSEMENT OF SOUTHERN ALPS WITH ORDOVICIAN META-PLUTONIC ROCKS

MORBEGNO GNEISS UNIT

CORNO STELLA “GNEISS CHIARI” (GCS)

Light-coloured, massive gneiss with texture from augen to flaser, constituted of quartz, chess-board albite, “stuffed” albite and white mica, sometimes tourmaline rich (Publino Lake, Monte Toro). Biotite, often chloritized, is locally present. Foliation and lineation are concordant with those of the adjacent rocks; the foliation is parallel to that of the country rocks.. They occur as large lenses into the Morbegno Gneiss.

ORDOVICIAN

MORBEGNO GNEISS (MOB)

Two-micas paragneiss with plagioclase nodules, from massive to weakly foliated constituted of Qtz+Pl+Bt+WM+Grt±St±Ky. The plagioclase nodules are not uniformly distributed. They locally show evidence of retrograde metamorphism (presence of Ab+Chl+Ms).

GARNET-BIOTITE MICASCHISTS WITH PLAGIOCLASE NODULES (MOB_a): Medium-grained micaschists with Qtz+Pl+Ms+Bt±Grt±St, interlayered as horizons of variable thickness within the nodular paragneisses (MOB); the transition is always gradual.

GARNET-BIOTITE MICASCHISTS (MOB_b): Reddish-brown micaschists with mineral association: Ms+Qtz+Pl±Bt±Grt±St±Chl. These rocks occur more frequently in the transitional zone between the Morbegno Gneiss and the Edolo Schists.

TWO-MICAS PARAGNEISS (MOB_c): Fine-grained, weakly foliated paragneisses constituted of Qtz+Pl+Bt+Ms±Grt. They form thin intercalations in the nodular paragneiss (MOB); the contact with the nodular paragneisses is always gradual. They mostly occur in the zone of transition between the Morbegno Gneiss and the Edolo Schists.

QUARTZ-SCHISTS (MOB_d): Foliated or schistose fine-grained rocks composed of quartz biotite, white mica; garnet is sometimes present.

GARNET-STAUROLITE-KYANITE MICASCHISTS (MOB_e): Reddish-brown, medium-grained rocks constituted of Qtz+Pl+Bt+Ms+St+Grt+Ky±Chl, with an evident and pervasive schistosity. They occur in the southern horizon of the unit near Lago del Publino.

CAMBRIAN?

EDOLO SCHISTS UNIT

PIZZO MERIGGIO GNEISS (PRG)

Dark-grey orthogneiss with K-feldspar porphyroclasts; texture from augen to mylonitic. Its mineral association is: Qtz+Kfs+Bt+Pl±WM±Grt±Chl±Tur. Frequent millimetre-thick, black mylonitic bands, generally concordant with foliation. They are locally (Punta di Santo Stefano, Punta della Pessa) characterized by the presence of a reddish-brown biotite. They occur as thin lenses into the Edolo Schists.

ORDOVICIAN

MONTE FIORARO ORTHOGNEISS

Medium to coarse-grained orthogneiss of granitic (FIO_a, FIO_c, FIO_d) to dioritic (FIO_b) composition, and texture from equigranular to inequigranular. It forms a thick lens within the Edolo Schists.

BIOTITE-MUSCOVITE ORTHOGNEISS: Light-coloured medium to coarse-grained orthogneiss with Kfs+Qtz+Pl+Bt+Ms (FIO_d). Locally with garnet and titanite (FIO_a).

DIORITIC ORTHOGNEISS (FIO_b): Dark-coloured, coarse- to medium-grained orthogneiss with Pl+Hbl+Bt+Qtz+Kfs±Grt±Act; the texture varies from massive, to augen, to *flaser*. This rock type outcrops in the upper Tartano valley.

MONTE PEDENA BIOTITE-MUSCOVITE ORTHOGNEISS (FIO_c): Two micas granitic orthogneiss with K-feldspar porphyroclasts, sometime with garnet and tourmaline. They are locally strongly deformed.

ORDOVICIAN

EDOLO SCHISTS (EDO)

Amphibolite facies muscovitic, garnet-staurolite micaschists, constituted of Qtz+Pl+Ms+Bt+Grt+St±Chl±Tur with some retrograde overprint, which gives them a greenish-grey colour; abundant flattened and folded quartz rods and very fine-grained, dark-grey to silver black, phyllonite horizons due to mylonitisation.

QUARTZ-SCHISTS (EDO_b): Quartzschist, sometimes garnet bearing, and greyish-green quartzite (CFQ in the adjacent sheet Malonno)

TWO-MICAS PARAGNEISS (EDO_d): Fine-grained, Qtz+Pl+Bt+Ms±Grt±Tur rocks as layers within the micaschists in the transition zone between the nodular paragneisses and the micaschists.

GARNET-BIOTITE MICASCHISTS WITH PLAGIOCLASE NODULES (EDO_e): Qtz+Pl+Bt+Ms+Grt±St micaschists with plagioclase nodules. They are intercalated into the garnet-biotite micaschists (EDO) in the transition zone towards the Morbegno Gneiss.

PHYLLONITES (EDO_f): Fine-grained, greenish-grey rocks, with a thin layered, dense and strongly crenulated schistosity and frequent quartz rods. They consist of alternating

phyllosilicatic films of chlorite and sericite, and quartz-rich lithons. Structural relics of garnet, replaced by chlorite (Ambria Phyllites *Auct.*).

CHLORITE SCHISTS (EDO_g): Dark-grey to black rocks, which consist of quartz-rich lithons and phyllosilicatic films of chlorite and rare white-mica. Presence of calcite and, locally, of more or less chloritized garnet.

CAMBRIAN?

AUSTROALPINE METAMORPHIC BASEMENT

CARBONIFEROUS META-PLUTONIC ROCKS

PIZZO MERCANTELLI META-GRANODIORITE (MEC)

Qtz+Pl+Kfs+Bt+Hbl rocks very similar to the Monte Rolla meta-granodiorite, but with granodiorite-tonalite composition, with fabric from nearly isotropic, to foliated, to mylonitic. Quartz often displays a bluish-grey colour. It is intruded into the Unit of the Monte Canale Gneiss.

UPPER CARBONIFEROUS

PRIMAVERTA META-DIORITE (MEC_a)

Rocks with extremely variable mineral composition, from cumulitic hornblendites, to diorites and aplites. They occur as bodies of various size within the migmatitic Monte Canale orthogneisses.

UPPER CARBONIFEROUS

MONTE ROLLA META-GRANODIORITE (ROL)

Qtz+Pl+Kfs+Bt±Hbl rocks, which display a fabric from nearly isotropic to more or less foliated, to mylonitic; the grain-size is generally medium to coarse. The rock is particularly rich in biotite as well as in K-feldspar megacrysts/porphyroclasts up to several centimetres across. Quartz is typically grey-black to bluish-grey. Mylonitic varieties display a greenschist facies assemblage. Rounded, mafic micro-granular enclaves are frequent. It is intruded into the unit of the Punta di Pietra Rossa Gneiss.

UPPER CARBONIFEROUS

UPPER AUSTRALPINE

UNIT OF THE MONTE TONALE GNEISS

“KINZIGITIC” MICASCHISTS AND PARAGNEISSES (KZG)

Bt+Qtz+Pl+Sil+Grt+Ms±Kfs metamorphic rocks characterized by abundant biotite, garnet and sillimanite, as well as by the presence of “cross” muscovite. They grade into fine-grained biotite-rich paragneisses (LTN in the adjacent Sheet Malonno).

MARBLE AND CALC-SILICATE ROCKS (KZG_a): Lenses of fine-grained, light grey to black marble, with a length of several meters associated with calc-silicate rocks with nearly isotropic fabric, which mostly consist of Cal, Grt and Di (LCT in the adjacent sheet Malonno).

AMPHIBOLITES (KZG_b): Dark-green to black amphibolites with fabric from nearly isotropic to banded with millimetre-thick bands more or less rich in hornblende. Along shear zones they show a retrogressive transformation in the greenschist facies (LTA in the adjacent sheet Malonno).

METAPEGMATITES (KZG_c): Mostly concordant lenses and pockets of meta-pegmatites are very abundant. These light coloured rocks often contain large muscovite lamellae

*PRE-CARBONIFEROUS***UNIT OF THE PUNTA DI PIETRA ROSSA GNEISS (WITH ORDOVICIAN METAPLUTONITES)****TWO-MICAS AUGENGNEISS (OGP)**

Orthogneiss with large K-feldspar augen, sometimes reaching 5 cm in length, grain-size from coarse to fine: the fine grained varieties are locally banded due to tectonic lamination. They become migmatitic in the contact aureole of the carboniferous plutonic bodies. They occur as elongated lenses in the Unit of the Punta di Pietra Rossa Gneiss.

ORDOVICIAN

MUSCOVITE OR TWO-MICAS PARAGNEISS (PMM)

Qtz+Pl+Ms+Bt±Grt±Chl, fine-grained para-gneisses; fabric in the individual layers may be isotropic or weakly foliated.

CAMBRIAN?

LOWER AUSTROALPINE**UNIT OF THE MONTE CANALE GNEISS (WITH PRE-VARISCAN METAPLUTONITES)****EPIDOTE-RICH ORTHOGNEISS (OBF)**

Granite-granodiorite gneisses with Qtz+Kfs+Ab+WM+Ep±Chl±Hbl±Act. Their fabric varies from augen to banded, often strongly laminated and crenulated. They make up most of the Gneiss del Monte Canale Unit of this sheet.

GNEISSIC MIGMATITES (OBF_a): Migmatites mostly derived from orthogneisses, often strongly laminated, which contain foliated dykes and stocks of gabbro-diorite to granite. Strongly sheared melanosomes often acquire the appearance of “flames”.

ORDOVICIAN?

EPIDOTE-RICH, TWO MICAS PARAGNEISS (PBF)

Ca-rich, two-mica Ab+Qtz+Ms+Ep±Bt±Cal±Grt paragneisses, grading into green, chlorite-rich paragneisses. Massive grey or grey-green quartzites, quartzschists.

MARBLES AND CALCSCHISTS (PBF_a): White to grey marbles often very rich of sulphides (mainly pyrite). They are associated to massive, dark-grey, or greenish grey, Cal+Qtz+WM+Chl+Ep calcschists and pitted greenish dark-grey dolostones. In the outcrop the carbonate-rich layers often show evidence of dissolution.

CAMBRIAN?

IX. ABSTRACT

The 1: 50.000 scale geological sheet Sondrio includes part of Valtellina, here oriented in the E–W direction, part of the Raethian versant with its N-S oriented valleys, part of the Orobic versant, also with N-S oriented valleys, and part of the uppermost Brembana and Seriana valleys. In this sheet, from North to South, we find a narrow belt belonging to the Austroalpine units, a quite large belt belonging to the crystalline basement of Southern Alps, with their permo-mesozoic sedimentary cover. These two main domains are separated by an important sub-vertical fault zone stretching E-W: the Insubric Line (or “Periadriatic Fault System”), which runs at the base of the Raethian versant of Valtellina.

The terranes attributed to the Austroalpine domain occur on the Raethian versant of Valtellina, i.e. on the hydrographical right side of the Adda River. The Austroalpine units constitute the uppermost part of the Alpine building, which is characterized by a nappes structure; those occurring here belong to the so-called “Southern Steep Belt” of Central Alps. The sub-vertical attitude of this belt is, at least in part, connected to the activity of the Insubric Line. The Austroalpine terranes are mostly constituted by poly-deformed siliciclastic rocks that underwent a Variscan metamorphism of variable grade and a non-pervasive low-grade Alpine metamorphism. From the lithostratigraphic point of view we can recognize three units, which are separated by mylonitic zones:

“Gneiss del Monte Tonale”, which consists of metapelites with a pre-alpine high temperature amphibolite facies metamorphism, with plenty of

pegmatitic mobilizates and scarce amphibolite and marble intercalations.

The “Gneiss della Punta di Pietra Rossa” consists of metasediments (mostly meta-arenites) with lenses of granitic augen gneisses, which show an Alpine, lower temperature amphibolite facies metamorphism.

“Gneiss del Monte Canale”, which mostly consists of a large granitoid body with minor metapelite and marble with a pre-Alpine green-schist facies metamorphism.

The last two units contain Ordovician granitoids, which suffered both metamorphic cycles, as well as late-Carboniferous granitoids which underwent just the Alpine metamorphism. Near the Insubric Line, the Austroalpine units are intruded by non-metamorphic Oligocenic plutonic bodies, like the large Val Masino–Val Bregaglia pluton, and the small Triangia body.

As mentioned before, the Austroalpine units are separated from the Southern Alps by a belt of ductile and brittle sub-vertical E-W faults (PFS = *Periadriatic Fault System* or Insubric Line), which sometimes contain wedges of permo-mesozoic rocks.

The Southern Alps consist of a South-verging belt of mostly Palaeozoic, metamorphosed rocks and of their sedimentary cover, the age of which spans from the Late-Carboniferous to the Tertiary. The Orobic Basement constitutes the central part of the pre-alpine metamorphic basement, which occurs, south of the Insubric Line, from Lago di Como to the Adamello Massif.

In this sheet the Orobic basement is constituted by the mostly metapsammitic “Gneiss di Morbegno” and by the mostly metapelitic “Scisti di Edolo” (which also includes the so-called “Filladi di Ambria”), both with a polyphase Variscan metamorphism, with a main phase in the lower-T amphibolite facies conditions and a retrograde, greenschist facies phase, which sometimes becomes dominant. The transition between the two units is gradual.

The Gneiss di Morbegno contains the so-called “Gneiss Chiari del Corno Stella”, derived from Ordovician sub-volcanic leucogranites. The Scisti di Edolo contain ortogneisses derived from ordovician plutonic rocks with composition from dioritic to granitic.

The basement rocks are crossed by an important sub-vertical SW–NE fault, the “Linea del Porcile”, along which are found wedges of permo-triassic sedimentary rocks. The crystalline basement is back-thrusted over the permo-triassic cover, along a belt of E-W tectonic discontinuities, which are known in the geologic literature as “Linea Orobica” or “*Thrust Orobico*”. The sedimentary cover also occurs in normal contact over the

basement. During the Alpine orogeny two other tectonic phases were added to the two pre-Alpine ones, with the generation of folds and overthrusts implying both basement and cover.

At the base of the sedimentary cover we find the Late-Palaeozoic sequence, with an age between Late-Carboniferous (?) – Lower Permian and the Late Permian, which occurs near the Orobic watershed.

An important feature of the Southern Alps is the presence of large culminations of the basement with axes stretching WSW-ENE, known as “Anticlinali Orobiche” such as the “Anticlinale Orobica” s.s., the “Anticlinale Trabuchello-Cabianca” and the “Anticlinale di Cedegolo”.

The easternmost part of the Anticlinale Orobica s.s and the central-eastern part of the Anticlinale Trabuchello-Cabianca occur in the Sondrio sheet. The sedimentary continental sequence lies discordantly over the metamorphic basement. Because of stratigraphic problems and of synonymy between the Formazione di Collio of the Orobic area and that of the surroundings of Brescia, and after a long debate, new formational names were created. The sequence now therefore consists of a Lower-Permian volcano-sedimentary cycle (Gruppo dei Laghi Gemelli), which includes the “Conglomerato Basale”, the “Vulcanite del Monte Cabianca” and the “Formazione del Pizzo del Diavolo”. The second cycle (Upper Permian *p.p.*), represented by the “Verrucano Lombardo”, was deposited unconformably over the first one.

The Mesozoic sequence only occurs in the western part of the Sheet, except for the small strongly deformed wedges of “Servino”, which occur in the south-eastern sector along the tectonic contact with the Permian sequence (Passo di San Simone). Here it is present a lower, mostly arenaceous, lithofacies, grading upward into the “carniola di Bovegno”, which consists of dolomitic limestones and yellowish vacuolar dolostones. This unit is the first of the plastic horizons, where the Alpine tectonic surfaces of detachment were emplaced.

Above the “Servino” lies the “Calcare di Angolo”, which in the sheet Sondrio is actually only present in the area of Monte Pegherolo and Monte Valgussera near Foppolo. The “Calcare di Angolo” is represented by dark-gray limestones. Above it lies the “Calcare di Camorelli”, which mostly consists of a dolomitic facies (base of the massif of Monte Pegherolo and at Monte Valgussera), which then grades into the “Calcare di Prezzo”. The latter consists of a highly fossiliferous marl-limestone sequence that occurs in the Monte Pegherolo area. This unit is covered by the “Formazione di Buchenstein”, which consists of nodular limestones with cherts and intercalations of greenish-gray sandstones. It grades transitionally upward to

the “Calcare di Esino” in the southern part of the geologic sheet, whilst in northern part of Monte Pegherolo it grades into the “Calcare di Perledo e Varenna”. This Ladinian formation mainly consists of black micritic limestones. Then follows the “Formazione di Wengen”, which consists of black, argillaceous – marly facies and dark limestones in thin layers, and the “Calcare di Esino” (Upper Anisian-Ladinian), which constitutes the framework of the Monte Pegherolo massif. Its total thickness reaches about 700-800 m. The “Calcare Rosso” constitutes a thin layer which separates the “Calcare di Esino” from the “Formazione di Breno” in the highest part of Monte Pegherolo. The clay rich, slaty facies occurring in the northern sector of Monte Pegherolo, which is quarried as roofing slates, belong to the “Argillite di Lozio” (Lower Carnian). The “Formazione di Breno” (Lower Carnian) that occurs above the platform of “Calcare di Esino”, is characterized by light-gray limestones. The outcrops of “Calcare Metallifero Bergamasco” (Lower Carnian) coincide with the distribution of the underlying “Formazione di Breno”. The “Calcare Metallifero Bergamasco” consists of dark-gray, well stratified limestone from micritic to fine-grained calcarenite. The unit makes transition upward to the dark-coloured marls and limestones of “Formazione di Gorno”, also belonging to the Lower Carnian, which consists of a mixed carbonatic-pelitic sequence.

From the geomorphologic point of view, the area can be divided in sectors in which the landforms were modelled by different morphogenetic processes, such as: the Adda valley floor, the versants of the Adda valley, its lateral valleys, the watershed areas, and parts of the uppermost Brembana and Seriana valleys.

A reflection seismic section under the alluvial plain of Valtellina has shown that the bedrock lies about 180 m under the present sea level, which excludes a glacial origin of the valley. The valley was generated as a *canyon* due to pre-glacial, fluvial erosion. The canyon was later filled in with lacustrine deposits, in turn covered with *till*, fluvio-glacial deposits left by the Adda glacier during the glacial withdrawal phases, and, finally covered by recent river sediments. The seismic section also shows clear evidence of deep-seated gravitational slope deformation, which affected both the bedrock and the overlying deposits.

Alluvial fans, mostly with the features of debris-flow fans, develop at the outlet of the lateral valleys. They appear partly concealed, namely on the Raethian slope, by anthropogenic reworking.

The two versants of Valtellina exhibit somewhat different features because of the lithological differences, although they underwent the same morphogenetic processes, such as the glacial abrasion. This process gave

rise to the typical landforms, especially on the Raethian versant, where they were also favoured by the attitude of the main foliation, as well as by the pre-glacial deep-seated gravitational slope deformation, which originated mounds and inverse slopes, bounded by release trenches. Later these landforms were covered by glacial sediments giving rise to generally thin deposits, with the exception of the outlet of the lateral valleys. The flow of the Adda Glacier can be recognized till the altitude of 2000- 2050 m; at higher altitude only peri-glacial processes occurred.

In general the gravity driven processes prevail, with production of slope debris and small rock falls or landslides due to debris slide.

Deep-seated gravitational slope deformation was active also in post-glacial time, favoured by both lithological and tectonic factors, such as the Insubric Line fault zone.

The Orobic lateral valleys of Valtellina are strictly oriented N-S, generally quite long and rectilinear. They are deeply excavated, with flat areas in their middle section, while in their terminal part they end up in deep troughs. Also in this valley there is evidence of the presence of important glaciers till the altitude of 2000- 2050 m; peri-glacial processes dominate at higher altitude in the summit areas. Small cirque glaciers, or ice caps are still present, or they were present till recent times, with evidence of glacial abrasion till 2600 m above sea level.

BIBLIOGRAFIA

- ALBINI S., BATTAGLIA D., BELLINI G., BIGONI E., 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 basement*. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **2**: 25-39.
- ALLASINAZ A. (1968) – *Il Trias in Lombardia, 23: Cefalopodi e gasteropodi dello Julico in Lombardia [Triassic in Lombardy, 23: Julian cephalopods and gastropods in Lombardy]*. Riv. Ital. di Paleontologia e Stratigrafia, **74**(2):327-400 [W. Kiessling/U. Merkel].
- AMBIVERI C. (2005-06) – *Gli ortogneiss dell'unità del Monte Canale (Falda Bernina, Austroalpino inferiore) in medio-bassa Val Malenco: geologia, petrografia e petrochimica*. Tesi di laurea - Università degli Studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra, pp.173
- ASSERETO R. (1963) - *Il trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici); IV, Fossili dell'anisico superiore della val Camonica*. Riv. It. Paleont. Strat., **69** (1): 3-101.
- ASSERETO R. (1969) - *Sul significato stratigrafico della zona ad Avisianus delle Alpi*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 143-145.
- ASSERETO R., BOSELLINI A., FANTINI SESTINI N. & SWEET W. (1973) – *The Permian Triassic boundary in Southern Alps (Italy)* Alberta Soc. Petr. Geol., **2**: 176-196, Calgary.
- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOUL F. (1977) – *The Pb-Zn mineralisation in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations*. Ind. Min., **28**: 1-34, Roma.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) – *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **71**: 999-1097.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1966) – *Il "Verrucano" nelle Prealpi Lombarde*. Atti del Simposio sul Verrucano (Pisa- settembre 1965). Soc. Tosc. Sci. Nat., 247-265.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968a) – *Argillite di Lozio*. Studi Ill. Carta Geol. It. Form.Geol., Fascicolo **I**: 35-40, Roma. Nuova Tecnica Grafica.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968b) – *Calccare di Angolo*. Studi Ill. Carta Geol. It. Form.Geol., Fascicolo **I**: 11-18, Roma. Nuova Tecnica Grafica.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968c) – *Formazione di Breno* – Studi III Carta Geol.It., Formaizoni Geologiche. Fasc. **I**: 57-64, Roma
- AVANZINI M. (1986-87) - *Studio petrografico e strutturale delle unità austroalpine della Media-Valtellina (provincia di SO), tra la Linea Insubrica (Berbenno in Valtellina) e il Pennidico (Pizzo Mercantelli-Cima Vignone)*. Tesi di laurea - Università degli Studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra, pp. 387.
- BALINI M. (1992) – *Nuovi generi di Ammoniti anisici del calcare di Prezzo (Alpi meridionali)*. Atti ticinesi Sc. Terra, **35**: 179-198.
- BALINI M. (2007) – *Buchenstein*. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. "Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)". Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7** (VII): pp. 382, Roma.

- BARBOZA S. A. & BERGANTZ G. W. (2000) - *Metamorphism and anatexis in the Mafic Complex contact aureole, Ivrea Zone, Northern Italy*, Journal of Petrology, **41**: 1307-1327.
- BELLONI S. (1971) – *Il clima della Valtellina in relazione all'utilizzazione del suolo , alla sua evoluzione ed alla sua difesa*. Atti del XXI Congresso Geografico Italiano. Volume III.
- 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., **46**: 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*. Servizio Geologico d'Italia. - Roma
- BERETTA G.P., MASETTI M., APUANI T., DALLA PONA L. & TRAPASSO D. (2005) – *Groundwater resources in alpine valley (Valtellina e Valchiavenna): hydrogeological characterisation and management. Aquifer Vulnerability and Risk*. 2nd International Workshop Development, management and correct use of groundwater 4th Congress on the Protection and Management of Groundwater. Reggio di Colorno - Parma, 21-22-23 Settembre 2005
- BERGER A., ROSENBERG C. & SCHMID S.M. (1996) – *Ascent, emplacement and exhumation of the Bergell pluton within the Southern Steep Belt of the Central Alps (magmatism, fabric analysis, pluton emplacement, Bergell (Bregaglia) - pluton, Southern Steep Belt, Central Alps)*. Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt. Transition from Penninic to Austroalpine units in the Bergell Alps, **76** (3): 357 – 382.
- BERGOMI M.A. (2004a) – *Studio integrato degli “Gneiss Chiari” nel quadro del basamento sudalpino orobico (relazioni di campagna, mineral chemistry, geochimica e geocronologia)*. Tesi di Dottorato – Università degli Studi di Milano. Dipartimento di Scienze della Terra. pp.?
- BERGOMI M.A. (2004b) – *Integrated study of “Gneiss Chiari” in the framework of the Orobic basement of Southern Alps (field relationships, mineral chemistry, geochemistry and geochronology)*. Eur. J. Mineral., PLINIUS, Ital. Suppl., **30**: 54-59.
- BERGOMI M.A. & BORIANI A. (2004) – *Granitoids from the Austroalpine basement (Central Alps, N-Italy): SHRIMP U/Pb zircon ages*. 32nd International Geological Congress (Firenze – Italia), Abstract Volume, **2**: 1062.
- BERGOMI M.A., BORIANI A., LIU D-Y, SHI Y-R & TUNESI A. (2005) - *Late-Variscan granitoids from the Austroalpine basement (Central Alps, N-Italy): a preliminary SHRIMP U/Pb zircon study*. In: Geoitalia: Forum Italiano di Scienze della Terra. - ISSN 1724-4285, **1**: 294.
- BERGOMI M.A., COLOMBO A., TUNESI A., CAIRONI V. & BORIANI A. (2004) – *Ordovician granitoids in the Southern Alps basement (Monte Fioraro Complex – Central Alps): geochemistry and SHRIMP U-Pb zircon age*. 32nd International Geological Congress (Firenze – Italia), Abstract Volume, **2**: 1062.
- BERRA F. & CARMINATI E. (2010) – *Subsidence history from backstripping analysis of*

the Permo-Mesozoic succession of the Central Southern Alps (Northern Italy), Basin Research, in stampa.

- BERRA F. & JADOUL F. (2002) – *Evidence of a "mid-Carnian" transgression in the western Southern Alps (Lombardy, Italy): stratigraphic and paleogeographic implications*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **108**(1): 119-131.
- BERRA F., JADOUL F., BENDA M. & LANFRANCHI A. (2011) - *Large-scale progradation, demise and rebirth of a high-relief carbonate platform (Triassic, Lombardy Southern Alps, Italy)*. Sedimentary geology, in press.
- BERRA F, RETTORI R. & BASSI D. (2005) – *Recovery of carbonate platform production in the Lombardy Basin during the Anisian: paleoecological significance and constrain on paleogeographic evolution*. Facies, **50** (3-4): 615-621, Erlangen.
- BIELLA G., DE FRANCO R., CAIELLI G., VIGNOLA P., LOZEJ A., BINI A., GUGLIELMIN M., CARBONARA S. & TARENZONI M. (2001) – *Imaging the deposits that fill Valtellina (NW Italy) by seismic reflection investigation*. 5th Workshop Alpine Geological Studies. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck., **25**: 33-34.
- BINI A. (1983) – *I depositi glaciali della Valle del Nôê (Piano del Tivano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quater., **6**: 175-177.
- BINI A. (1987) – *L'Apparato Glaciale würmiano di Como*. Università di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra, Tesi di Dottorato di Ricerca: 569 pp., Milano.
- BINI A. (1994) – *Rapports entre la karstification perméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien: l'exemple du karst lombard*. Karstologia **23**: 33-53.
- BINI A. (1997) – *Stratigraphy, chronology and palaeogeography of Quaternary deposits of the area between the Ticino and the Olona rivers (Italy-Switzerland)*. Southern Alps Quaternary Geology, IGCP 378 Meeting, Lugano, 1995. Geologia Insubrica **2**(2): 21-46
- BINI A. (1999) – *Rapporti tra evoluzione dei versanti e endocarso: studio dei sedimenti della grotta La Nevera (2693 LO CO) sul Monte Generoso (Svizzera, Italia)*. Geol. Insubr., **4**(2): 61-76.
- BINI A., BIELLA G., DE FRANCO R., GUGLIELMIN M. & TOGNINI P. (2001b) – *Deep-seated gravitational slope deformations as origin of the terraces on the Northern slope of Valtellina (Italian Central Alps)*. 5th Workshop Alpine Geological Studies. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **25**: 37 – 38
- BINI A., BOSI C., CARRARO F. & CASTIGLIONI G.B. (1992) – *Cartografia geologica del Quaternario continentale*. In: Consiglio Nazionale delle Ricerche, Commissione per la cartografia geologica e geomorfologica: Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 Guida al rilevamento, Servizio Geologico Nazionale Quaderni (III), **1**: 67–86.
- BINI A., CHINAGLIA N. & SOLDI L. (1994) – *Stabilità dei versanti prospicienti la Penisola di Olgiasca (Lago di Como, Italia)* - Boll. Soc. Tic. Sc. Nat., **82** (1): 41-56.
- 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. (2001) – *Deep-seated gravitational slope deformation under the sediment fill of Insubric valleys (Italy - Switzerland)*. 5th Workshop Alpine Geological Studies. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck **25**: 35 – 36
- BINI A., FELBER M., POMICINO N. & ZUCCOLI L. (1996) - *La massima estensione dei*

- ghiacciai (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro. *Geol. Insubr.* **1**(1/2): 65 - 77
- BINI A., QUINIF Y., SULES O. & UGGERI A. (1992) – *Les mouvements tectoniques récents dans les grottes du Monte Campo dei Fiori (Lombardie, Italie)*. *Karstologia* **19**: 23-30,
- BINI A., RIGAMONTI I. & UGGERI A. (1993) – *Evidenze di tettonica recente nell'area Monte Campo dei Fiori - Lago di Varese*. *Il Quaternario* **6**(1): 3-14,
- BINI A., TOGNINI P. & ZUCCOLI L. (1998) – *Rapport entre karst et glaciers durant les glaciations dans les vallées préalpines du Sud des Alpes*. *Karstologia* **32**(2): 7-26.
- BLOM J. C. & PASSCHIER C. W. (1997) – *Structures along the Orobian thrust, Central Orobian Alps, Italy*. *Geol. Rundsch.*, **86**: 627-636.
- BONSIGNORE G., BRAVI C.E., NANGERONI G. & RAGNI U. (1970) – *La geologia del territorio della provincia di Sondrio*. Sondrio. Ed. Amministrazione Provinciale di Sondrio, 126 pp.
- BONSIGNORE G., CASATI P., CRESPI R., FAGNANI G., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G. & VENZO S. (1971) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, alla Scala 1:100.000, Fogli 7 e 18 Pizzo Bernina e Sondrio*. Minist. Ind., Comm. e Artig., Dir. Gen. Min., Serv. geol. d'Italia, Nuova Tecnica Grafica, Roma, pp.130 sotto Servizio Geologico
- BONSIGNORE G. & RAGNI U. (1966) – *Carta Geologica dell'Alta Valtellina e dell'Alta Val Camonica scala 1:50.000 con Schema Tettonico scala 1:250.000.*, Ist. Min. Petr. Geoch. Univ. Milano, Pubbl. n. 176 - Milano.
- BONSIGNORE G. & RAGNI U. (1968) – *Contributo alla conoscenza del cristallino dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica (Alpi Retiche) – Nota prima: la Formazione della P.ta di Pietra Rossa*. *Fond. Probl. Mont. R. Alp.*, CNR, 73:1-39.
- BORIANI A. & GIOBBI MANCINI E. (2004) – *Does the basement of Southern Alps display a tilted section through the continental crust? A review and discussion*. *Per. Min.*, **73**: 5-22.
- BORIANI A., GIOBBI ORIGONI E. & DEL MORO A. (1982-83) – *Composition, level of intrusion and age of the "Serie dei Laghi" orthogneisses (Northern Italy - Ticino, Switzerland)*. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, **38** (1): 191-205.
- BORIANI A., GIOBBI ORIGONI E. & PINARELLI L. (1995) – *Paleozoic evolution of southern Alpine crust (northern Italy) as indicated by contrasting granitoid suites*. *Lithos.*, **35**: 47-63.
- BRACK P. (1984) – *Geologie der Intrusiva und Rahmengesteine des Suedwest Adamello*. TESI DI DOTTORATO, E.T.H. ZÜRICH., 7612: pp. 253.
- BRACK P. & RIEBER H. (1986) – *Stratigraphy and Ammonoids of the lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary*. *Eclogae geol. Helv.*, **79**(1): 181-225.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) – *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary; New biostratigraphic data and correlation of boundary from the Southern Alps*. *Eclogae geol. Helv.*, **86**(2): 415-527.
- BRAJ B. (1994) – *Geomorfologia e geologia del glaciale in Val di Scais*. Tesi di laurea - Università degli Studi di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra, pp.79
- BROCCHI G.B. (1808) – *Trattato mineralogico e chimico sulle miniere di ferro del*

dipartimento del Mella, 2 vol. - Brescia.

- CADEL G. (1986) – *Geology and uranium mineralization of the Collio basin (Central - Southern Alps, Italy)*. *Uranium*, **2**: 215-240.
- CADEL G., COSI M., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I (1996) – *A new map of the Permo-Carboniferous cover and Variscan metamorphic basement in the central Orobic Alps, Southern Alps, Italy: Structural and stratigraphical data*. *Mem. Sci. Geol.*, Padova, **48**: 1-53, con Carta Geologica alla scala 1:25.000.
- CADEL G., FUCHS Y. & MENEGHEL L. (1987) – *Uranium mineralization associated with the evolution of a Permo-Carboniferous volcanic field. Examples from Novazza and Val Vedello (Northern Italy)*. *Uranium*, **3**: 407-421.
- CAIRONI V. (1994) – *The zircon tipology method in the study of metamorphic rocks: the orthogneisses of the Eastern Serie dei Laghi (Southern Alps)*. *Rend. Fis. Acc. Lincei*, serie 9, **4**: 37-58.
- CARMINATI E. & SILETTO G.B. (1997) – *The effects of brittle-plastic transitions in basement-involved foreland belts: the Central Southern Alps case (N Italy)*. *Tectonophysics*, **280**(1-2): 107-123.
- CARMINATI E., SILETTO G.B. & BATTAGLIA D. (1997) – *Thrust kinematics and internal deformation in basement-involved fold and thrust belts; the eastern Orobic Alps case (central Southern Alps, northern Italy)*. *Tectonics* **16**(2): 259-271.
- CASATI P. (1969) – *Strutture della Formazione di Collio (Permiano Inferiore) nelle Alpi Orobic*. *Natura*, **60**: 301-312.
- CASATI P. & FORCELLA F. (1988) – *Alpi Orobic*. In: "Il Bollettino", CAI - Annuario del Comitato Scientifico Centrale, **87**: 81-86.
- CASATI P. & GNACCOLINI M. (1965) – *Una nuova formazione paleozoica dell'alta Val Brembana: la Formazione del Ponteranica*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **70**: 791-804.
- CASATI P. & GNACCOLINI M. (1967) – *Geologia delle Alpi Orobic occidentali*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **73**: 25-162, con Carta Geologica alla scala 1:25.000.
- CASSINIS G. (1966a) – *La Formazione di Collio nell'area-tipo dell'alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano)*. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, **72**: 507-590.
- CASSINIS G. (1966b) – *Rassegna delle Formazioni permiane dell'Alta Val Trompia (Brescia)*. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **17**: 50-66.
- CASSINIS G. (1985) – *Il Permiano nel Gruppo dell'Adamello, alla luce delle ricerche sui coevi terreni delle aree contermini*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **26** (1983): 19-132.
- CASSINIS G. (2006) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 - Formazione di Collio. Catalogo delle formazioni - Fascicolo VII - Unità tradizionali*. *Quaderni Serv. Geol. D'It.*, serie III, **7**: 42-51.
- CASSINIS G. (2007a) – *Formazione di Collio*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (eds.), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. *Quad. Serv. Geol. d'It.*, serie III, **7** (VII): 42-51, Roma.
- CASSINIS G. (2007b) - *Verrucano Lombardo*. In CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (eds.), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. *Quad. Serv. Geol. d'It.*, serie III, **7** (VII): 74-82, Roma.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU

- P. (Co-ordinators) (2000) – *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites*. Field Trip Guidebook. 23-25 September, 1999. International Field Conference on the Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations, 15–25 September 1999, Brescia, Italy, pp. 157.
- CASSINIS G., DAL PIAZ G.V., EUSEBIO A., GOSSO G., MARTINOTTI G., MASSARI M., MILANO P.F., PENNACCHIONI G., PERELLO M., PESSINA C.M., ROMAN E., SPALLA M.I., TOSETTO S. & ZERBATO M. (1986) – *Report on a structural and sedimentological analysis in the Uranium province of the Orobic Alps, Italy*. Uranium, 2: 241-260.
- CASSINIS G., MONTRASIO A., POTENZA R., RAUMER J.F., SACCHI R. & ZANFERRARI A. (1974) – *Tettonica ercinica nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., **13**, suppl. 1: 289-318.
- CASSINIS G., NICOSIA U., RONCHI A. & SANTI G. (2000) – *Impronte di tetrapodi nel Permiano orobico e loro implicazioni stratigrafiche*. Nota preliminare. Ist. Lomb. (Rend. Sci.), **132** (B): 197-217 (1998).
- CASSINIS G. & PEROTTI C. (2007) – *A stratigraphic and tectonic review of the Italian Southern Alpine Permian*. *Paleoworld*, **16**: 140-172.
- CASSINIS G. & RONCHI A. (2001) – *Permian chronostratigraphy of the Southern Alps (Italy)- An update*. Contribution to Geology and Paleontology of Gondwana, Cologne 2001. Volume in honour of Prof. H. Wopfner, 73-88.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J.L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) – *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Appennines*. *Annales Tectonicae*, **6**: 62-94.
- CATASTA G. & GALLUCCIO A. (1992) – *Ghiacciai in Lombardia* - Servizio Glaciologico Lombardo - CAI - Edizioni Bolis, 368.
- CEOLONI P., CONTI M.A., MARIOTTI N., MIETTO P. & NICOSIA U. (1987) – *Tetrapod footprints from Collio Formation (Lombardy, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., Padova, **39**: 213-33.
- CITA M.B., BINI A. & CORSELLI C. (1990) – *Superfici di erosione messiniane: una ipotesi sull'origine dei laghi sud-alpini*. In: BARBANTI L., GIUSSANI G., DE BERNARDI R. (eds) – *Il Lago Maggiore dalla ricerca alla gestione*. Simp. 50° Anniversario Fondaz. Ist. It. Idrobiol., Pallanza, 1988: 33-54.
- CITA M.B. & CORSELLI C. (1990) – *Messinian paleogeography and erosional surfaces in Italy: an overview*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **77**: 67-82.
- CITA M.B. & CORSELLI C. (1993) – *Messiniano: vent'anni dopo*. Mem. Soc. Geol. It., **49**: 145-164.
- COLOMBO A., CAIRONI V. & TUNESI A. (1997) – *The ortogneisses in the Southalpine basement: new geochemical data and zircon typology of the M.Fioraro magmatic complex and Gneiss Chiari (Central-Western Alps- Italy)* Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **4**: 167-169.
- COLOMBO A., SILETTO G.B. & TUNESI A. (1994) – *Pre-Variscan magmatism in the Central Southern Alps: the Monte Fioraro magmatic complex*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **74**, 127-135.
- COMITATO GLACIOLOGICO ITALIANO (1958) – *Catasto dei Ghiacciai Italiani*, Anno Geofisico 1957-1958.

- CONTI M.A., MARIOTTI N., MANNI R. & NICOSIA U. (2000) – *Tetrapod footprints in the Southern Alps: an overview*. In “Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites”. Field-trip Guidebook, “The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations”, 15–25 September 1999, Brescia, Italy, 137-138.
- CONTI M. A., MARIOTTI N., MIETTO P. & NICOSIA U. (1991) – *Nuove ricerche sugli icnofossili della Formazione di Collio in Val Trompia (Brescia)*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc Nat., Brescia, **26** (1989): 109-119.
- CONTI M.A., MARIOTTI N., NICOSIA U. & PITTAU P. (1997) – *Succession of selected bioevents in the continental Permian of the Southern Alps (Italy): improvements in intrabasinal and interregional correlations*. In: DICKINS J.M., ZUNYI YANG, HHONGFU YIN, LUCAS S.G. & ACHARYYA S.J. (eds), Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and Their Global Correlation, 51-65, Cambridge Univ. Press.
- CORNELIUS H.P. (1913) – *Geologische Beobachtungen im Gebiete des Forno – gletschers (Engadin)* Zbl. Mineral. Geol. Paleont., 246 – 252.
- CORNELIUS H.P. (1915) – *Zur Kenntniss der Wurzelregion im unteren Veltlin*. N. Jahrb. f. Mineral., Geol. u. Pal., **40**.
- CORNELIUS M. P. (1928) – *Zur Altesbestimmung der Adamello und Bergeller intrusion*. S. B. Osterr. Akad. Viss. Mat. Nat. Cl. I, **137**: 541-562.
- CORSELLI C., CREMASCHI M. & VIOLANTI D. (1985) – *Il canyon messiniano di Malnate (Varese): pedogenesi tardo-miocenica ed ingressione marina pliocenica al margine meridionale delle Alpi*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**(2): 259-286
- CRESPI R., LIBORIO G. & MOTTANA A. (1980) – *L'isograda della sillimanite di Morbegno della bassa Val Tellina (complesso Sudalpino, Alpi Centrali)*. Mem. Ist. Geol. Petr. Univ. Padova, **34**: 247-272.
- CRESPI R., LIBORIO G. & MOTTANA A. (1981) – *Metamorfismo tardo-alpino di grado bassissimo nel Basamento a Sud della Linea Insubrica*. Rend. Soc. Mineral. Petr., **37** (2): 813-824.
- CRESPI R. & SCHIAVINATO G. (1966) – *Osservazioni petrografiche sul settore centro-occidentale del massiccio di Val Masino-Val Bregaglia*. Rend. Soc. Mineral. Ital., **22**: 27-57.
- CURIONI G. (1855) – *Sulla successione normale dei diversi membri del terreno triassico nella Lombardia*. Giorn. I. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., **6**: 204-236, Milano.
- CURIONI G. & BONARDI G. (1876) – *Carta geologica delle provincie lombarde*. Milano, U. Hoepli, 1c. in 2 fogli.
- D'ADDA P., ZANCHI A., BERGOMI M., BERRA F., MALUSÀ M.G., TUNESI A. & ZANCHETTA S. (2010) - *Polyphase thrusting and dyke emplacement in the central Southern Alps (Northern Italy)*. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), [DOI 10.1007/s00531-010-0586-2](https://doi.org/10.1007/s00531-010-0586-2).
- DAL PIAZ G.B. (1936) – *La struttura geologica delle Austridi, nota 4.: sui rapporti tettonici che intercorrono tra gli elementi austroalpini dei Grigioni e della Valtellina e quelli delle Alpi orientali*. Trento. Studi Trentini di Scienze Naturali, fasc. 3.
- DAL PIAZ G.B. (1937) – *La struttura geologica delle Austridi; nota 5: ancora sul sistema austroalpino delle alpi orientali*. Rendiconti della R. Acc. Naz. Dei Lincei. Cl. Sc.

Fis. Mat. e Nat., **25**, serie 4, fasc. 8.

DAL PIAZ G.B. (1938) – *Recensione critica del lavoro di Kappeler Ulrich: Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen sulden und dem Engadin. Trento*. Studi Trentini di Scienze naturali, **19**(2): pp. 6.

DAL PIAZ G.B. (1945) – *La genesi delle Alpi*. Atti R. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti **104**: 467-498.

DAL PIAZ G.B. (1965) – *Meditazioni geologiche sul Cristallino Antico delle Alpi*. Atti e Rass. Soc. Ing. Arch. Torino, **19**(22): 573-576.

DE CAPITANI L., MORONI M. & RODEGHIERO F. (1999) – *Geological and geochemical characteristics of Permian tourmalinization at Val Trompia (Southern Alps, northern Italy) and relationship with the Orobic tourmalinites*. Per. Mineral., **68**: 185-212.

DELFRATI L., FALORINI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) – *Carta geologica d'Italia 1:50.000 – Catalogo delle Formazioni – Fascicolo I – Unità validate*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, **7**(I): pp.228, Roma.

DELFRATI L., FALORINI P., GROPELLI G. & PETTI F.M. (2002) – *Carta geologica d'Italia 1:50.000 – Catalogo delle Formazioni – Fascicolo III – Unità validate*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, **7**(III): pp.207, Roma.

DEL MORO A., BORIANI A., TRAVERSI G. & NOTARPIETRO A. (1982-83a) – *Il “Granito di Brusio” (Val Poschiavo – Svizzera), caratterizzazioni chimiche, metrologiche e radiometriche*. Rend. Soc. Mineral. Ital., **38**(1): 97 – 108.

DEL MORO A., NOTARPIETRO A. & POTENZA R. (1982-83b) – *Revisione del significato strutturale e geocronologici delle masse intrusive minori dell’alta Valtellina; risultati preliminari*. Rend. Soc. Mineral. Ital., **38**(1): 89 – 96.

DE SITTER L.U. & DE SITTER-KOOMANS C.M. (1949) – *Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leidse Geol. Meded., **14**: 1-257

DIELLA V., SPALLA M.I. & TUNESI A. (1992) – *Contrasting thermomechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy)*. J. Metamorphic Geol., **10**: 203-219

DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) – *Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., **76**: 735-754.

DOZY J.F. (1933) – *Die Geologie der Catena Orobica Zwischen Corno Stella und Prà del Diavolo di Tenda*. Leid. Geol. Meded., **6**: 133-230.

DOZY J.J. (1935) – *Einige Tierfehrten aus dem unteren Perm der Bergamasker Alpen*. Paleont. Zeit., **17**: 45-55.

FAGNANI G. (1957) – *La granodiorite di Triangia (Sondrio)*. Rend. Soc. Mineral. Ital., **13**: 229-250.

FAGNANI G. & RADICE L. (1959) – *I limiti orientali della granodiorite di Triangia*. Rend. Soc. Mineral. Ital., **15**: 67-78.

FANTINI SESTINI N. (1994) – *The Ladinian ammonoids from Calcare di Esino of Val Parina (Bergamasc Alps, Northern Italy)*. Pt. 1. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **100**: 227-284.

FELJTH J. (2002) – *Palaeozoic and Mesozoic tectono-metamorphic development and geochronology of the Orobic chain (Southern Alps, Lombardy, Italy)*. Doctoral Thesis, Technical University of Berlin. pp.?

- FELBER M. (1993) – *La storia geologica del tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Tesi di dottorato ETH, 617 pp., 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 ottobre 1995. *Geologia Insubrica*, 2(2): 46 – 67.
- FELBER M., BINI A., HEITZMANN P. & FREI W. (1994) – *Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino (Ticino, Svizzera)*. Proc. Symp. "Crop - 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)*. *Ecl. Geol. Helv.*, 84 (3): 753-761.
- FERLIGA C. & CORBARI D. (2000) – *Bacino del Serio*. In: Carta geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative (a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C.), Servizio Territorio della Provincia di Bergamo: 140-179.
- FINCHK P.G. (1978) – *Are Southern Alpine lakes former Messinian canyons? Geophysical evidence for pre-glacial erosion in the Southern Alpine lakes*. *Marine geology* 27: 289-302.
- FINCHK 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*, 5: 1123.
- FORCELLA F. (1984) – *Brevi note sulla tettonica gravitativa di versante nelle Alpi Centrali*- *Boll. Soc. Geol. Ital.*, 103: 689-696.
- FORCELLA F. (1988) – *Assetto strutturale delle Orobie Orientali tra la Val Seriana e la Val Camonica*. *Rend. Soc. Geol. Ital.*, 11: 269-278.
- FORCELLA F. & JADOUL F. (2000) – *Carta geologica della provincia di Bergamo*. 6 Tavole Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo.
- FORCELLA F. & OROMBELLI G. (1984) – *Holocene slope deformations in Valfurva, Central Alps, Italy* - *Geogr. Fis. Dinam. Quat.*, 7: 41- 48.
- FORCELLA F., SCIUNNACH D. & SILETTO G.B. (2001) – *The Lower Permian in the Orobic and Cedegolo Anticlines (Lombardy, Southern Alps): criteria for field mapping towards a stratigraphic revision of the Collio Formation*. In: "The Continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy). Regional Reports and General Correlations", 15–25 September 1999, Brescia, Italy, "Natura Bresciana" Ann. Museo Civ. Sc. Nat., Brescia, Mon., 25: 51-57.
- FRANCANI V. (1969) – *I movimenti franosi della Val Tartano (Sondrio , Valtellina)*. *Geologia Tecnica*, 3: 3-12.
- FREULI E. (1994) – *Geomorfologia della Val di Scais*. Tesi di laurea - Università di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra, pp.148
- FREYTET P., KERP H. & BROUTIN J. (1996) – *Permian freshwater stromatolites associated with the conifer shoots Cassinisia orobica. Kerp et alii - a very peculiar type of fossilization*. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 91: 85-105.

- FRISIA-BRUNI S., JADOUL F. & WEISSERT H. (1989) – *Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint*. Sedimentology, **36**: 685-699.
- GAETANI M. & FOIS E. (1978) – *A new and unusual coelenterate from the Carnian of Dolomites (Italy)*. Boll. Soc. Paleontol. Ital., **17** (2): 262-271.
- GAETANI M., GIANOTTI R., JADOUL F., CIARAPICA G., CIRILLI S., LUALDI A., PASSERI L., PELLEGRINI M. & TANNOIA G. (1987) – *Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell'area lariana*. Mem. Soc. Geol. It., **32** (1986): 5-48.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., POLIANI G., GRIGNANI D., GORZA M. & MARTELLINI L. (1992) – *An anoxic intraplateau basin in the Middle Triassic of Lombardy (Southern Alps, Italy): anatomy of a hydrocarbon source*. Riv. it. Paleont. Strat., **97**: 312-345.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1979) – *The structure of the Bergamasque Alps*. Rend. Atti Acc. Naz. Lincei Serie VIII, **5**: 411 – 416.
- GANSSE A. & PANTIC N. (1988) – *Pre-Alpine events along the eastern Insubric line (Tonale Line-Northern Italy)*. Eclog. Geol. Helv., **81** (3): 567-577.
- GARZANTI E. & JADOUL F. (1985) – *Stratigrafia e paleogeografia del Carnico lombardo (Sondaggio S. Gallo, Val Brembana)*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 295-320, Milano.
- GAWLIK H.-J., FRISCH W., VECSEI A., STEIGER T. & BÖHM F. (1999) – *The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments*. Geol. Rundschau, **87**: 644-657.
- 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 serie)*. Geodin. Acta, **13**: 149-167.
- GIANOLLA P. & NERI C. (2007) – *Formazione di Wengen*. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. “*Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*”. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7** (VII): pp. 382, Roma.
- GIANOTTI R., DACCÒ G., DROGHI D. & SANTI G. (2001) – *La successione permiana tra la Valle Pescegallio e la Val Marrone (Lombardia)*. Stratigrafia e tettonica. Atti ticinesi di Scienze della Terra, **42**: 125-140.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C. & 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.
- GIOBBI MANCINI E., BORIANI A. & VILLA I. (2003) – *Pre-Alpine ophiolites in the basement of Southern Alps: the presence of a bimodal association (LAG - Leptyno-Amphibolitic Group) in the Serie dei Laghi N-Italy, Ticino-CH)*. Atti dell'Accademia Nazionale dei Lincei, Classe di Scienze Fisiche, Matematiche e Naturali, **14**: 79-99.
- GIOBBI ORIGONI E., ZAPPONE A., BORIANI A., BOCCHIO R. & MORTEN L. (1997) – *Relics of pre-alpine ophiolites in the Serie dei Laghi (Western Southern Alps)*. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., **77**: 187-207.
- GNACCOLINI M. (1986) – *La formazione di Gorno nei dintorni di Dossena e di Gorno (Prealpi bergamasche); analisi di una laguna triassica*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia., **92**(1): 3-32.

- 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**(1-2): 177-183.
- GOSSO G., MESSIGA B. & SPALLA M.I. (1995) – *Dumortierite-kyanite relics within the HT-LP country rocks of the Sondalo gabbro: a record of extension related uplift of HP-rocks*. International Ophiolite Symposium, Pavia, 18-23 settembre 1995; Abstracts, 55.
- GOSSO G., MOROSINI M., SPALLA M.I. & ZUCALI M. (2001a) – *Deformation metamorphism relationship during the emplacement of Permian intrusives in Languard-Campo nappe (Southern Steep Belt - Central Alps)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **25** (I-242): 99-100.
- GOSSO G., SPALLA M.I., ZUCALI M., GAZZOLA D. & SALVI F. (2001b) – *Alpine evolution of the Languard-Campo and Serie del Tonale: strain partitioning vs. reaction rate (Austroalpine Domain-Italian Central Alps)*. Geol. Paläont. Mitt., **25** (I-242): 103-104
- GUGLIELMIN M. & SMIRAGLIA C. Eds. (1997) - *Rock glacier inventory of the Italian Alps*. Archivio del Com. Glac. It. GNGFG., 3, Torino, 103 pp.
- HAUER F.R. (1858) – *Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei*. Jahrb. K. K. Geol. R. – Anst., **9**: 445 – 496.
- 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.
- KERP H., PENATI F., BRAMBILLA G., CLEMENT-WESTERHOF J.A. & VAN BERGEN P.F. (1996) – *Aspects of Permian palaeobotany and palynology. XVI. Three-dimensionally preserved stromatolite-incrusted conifers from the Permian of the Western Orobic Alps (northern Italy)*. Rev. Palaeont. Palyn., **91**: 63-84.
- KÖPPEL V. & GRÜNENFELDER M. (1971) – *A study of inherited and newly formed zircons from paragneisses and granitised sediments of the Strona-Ceneri Zone (Southern Alps)*. Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt., **51** (2-3): 385-410.
- JADOUL F. (1994) – *Middle Triassic stratigraphy and paleogeography of the Muschiada tectonic unit: Structural implications for the Valsassina domain (Southern Alps, Lombardy)*. In: A. MONTRASIO & E. SCIESA (Eds.): "Proceedings of Symposium Crop -Alpi Centrali". Quaderni del Centro Studi CNR di Milano, **2**: 145-160, Milano.
- JADOUL F. & FRISIA S. (1988) – *Le Evinosponge: ipotesi genetiche di cementi calcitici nella piattaforma ladinica delle Prealpi lombarde (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**(1): 81-104, Milano.
- JADOUL F., GERASUTTI M. & FANTINI SESTINI N. (1992) – *The Middle Triassic of the Brembana Valley: preliminary study of the Esino platform (Bergamasc alps)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**(3): 299-324, Milano.
- JADOUL F. & ROSSI P.M. (1982) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In: Guida alla geologia del Sudalpino centro-occidentale (a cura di A. CASTELLARIN E G. B. VAI) Guide Geol. Regionali, Soc. Geol. Ital., 143-155.
- JEANBOURQUIN P. & LUALDI A. (1994) – *Telogenesis and thrust-related fluid flow, the*

- example of the Rocca Grande Rauhewacke (Ligurian Alps, Italy). *Annales Tectonicae*, **8**(1): 70-84, Firenze.
- JONGMANS W. (1960) – *Die Karbonflora der Schweiz*. Mit einem Beitrag von Ritter E.: Die Karbon-Vorkommen der Schweiz. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, N. F., **10**: 1-95, Basel.
- LAUBSCHER H.P. (1971) – *The large scale kinematics of the western Alps and the northern Appennines and its palinspatic implications*, *Amer. J. Sc.*, **271**: 193-226.
- LAUBSCHER H. P. (1985) – *Large-scale, thin-skinned thrusting in the Southern Alps: kinematic models*. *G.S.A. Bull.*, **96**: 710-718, Boulder.
- LAUBSCHER H.P. (1990) – *The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3-D material balance considerations and regional consequences*. *Tectonophysics* **176**: 103-121.
- LOCATI U. (1989-90) – *Studio petrografico e geochimico del plutone di Triangia (SO)*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano., pp.198
- LONDON D.E. & MANNING D.A.C. (1995) – *Chemical variation and significance of tourmaline from southwest England*. *Econ. Geol.*, **90**: 495-519.
- MANDARINO J.A. & BACK M.E. (2004) - *Fleischer's Glossary of Mineral Species 2004*. Ninth Edition, 2004. The Mineralogical Record Inc., Tucson, Arizona, USA.
- MCLENNAN S.M., TAYLOR S.R., MCCULLOCH M.T. & MAYNARD J.B. (1990) – *Geochemical and Sr-Nd isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic association*. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **54**: 2015-2050.
- MARONI M., REBAY G. & SPALLA M.I. (1995) – *Foliation mapping at the eastern border of the Orobic Alps, Central Southern Alps, Italy: a method of regional-scale correlation in polydeformed metamorphic terrains*. *Mem. Sci. Geol.*, **47**: 275-285.
- 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, pp. 190, Zurigo.
- MELZI G. (1893) – *Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino*. *Giorn. Mineral. Crist. Petr.*, **4**, fase 2, pp. 48.
- MENGOLI M. (1993) – *Geologia, assetto strutturale e deformazioni recenti del bacino del Fiume Brembo di Carona (Bergamo)*. Tesi di Laurea in Scienze Geologiche. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano. pp.172
- METZELTIN S. & VEZZOLI L. (1977) – *Le carnirole della "Sinclinale dello Spluga" (Val Chiavenna)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **83**(3): 533-560, Milano.
- MILANO P.F., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I. (1988) – *Alpine and pre-Alpine tectonics in the Central Orobic Alps (Southern Alps)*. *Ecl. Geol. Helv*, **81**(2): 273-293.
- MILNES A.G. (1974) – *Structure of Pennine zone (central Alps): a new working hypothesis*. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **85**: 1727-1732.
- MONTRASIO A., BERSEZIO R., FORCELLA F., JADOUL F. & SCIESA E. (1994) – *Geological interpretation of the profile CROP - Central Alps (Passo Spluga - Bergamo)*. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria **2**: 171-186 - Milano.
- MONTRASIO A., TROMMSDORFF V., HERMANN J., MÜNTENER O. & SPILLMANN P. (2004) – *Carta Geologica della Val Malenco, scala 1:25.000*. Consiglio Nazionale delle Ricerche – Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali – Milano.

- MOTTANA A., NICOLETTI M., PETRUCCIANI C., LIBORIO G., DE CAPITANI L. & BOCCHIO R. (1985) – *Pre-alpine and alpine evolution of the South-alpine basement of the Orobic Alps*. Geol. Rund., **74** (2): 353-366.
- MÜLLER W., PROSSER G., MANCKTELOW N., VILLA I., KELLEY S., VIOLA G. & OBERLI F. (2001) – *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. International Journal of Earth Sciences, **90**(3): 623-653.
- MUTTI M. (1992) – *Facies a tepee del Calcare Rosso (Ladinico superiore, Alpi Lombarde): meccanismi di formazione ed implicazioni per la stratigrafia del Ladinico-Carnico lombardo*. Giorn. Geol., **54** (1): 147-162 - Bologna.
- NANGERONI G. (1957) – *La struttura geologica del territorio della provincia di Sondrio*. Ed. Am. Prov. Sondrio.
- NANGERONI G. & GIACOMINI V. (1960) – *Ambiente fisico e paesaggio vegetale della provincia di Sondrio*. Camera di Commercio di Sondrio, 193 pp.
- NEUBAUER F., HOINKES G., SASSI F., HANDLER R., HÖCK V., KOLLER F. & FRANK W. (1999) – *Pre-Alpine metamorphism of the eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79** (2): 41-62.
- NICOSIA U., RONCHI A. & SANTI G. (2000) – *Permian tetrapod footprints from W Orobic Basin (Northern Italy)*. Biochronological and evolutionary remarks. Geobios, **33**(6): 753-768.
- NIGGLI E. (1978) – *Metamorphic map of the Alps 1:1.000 000. Explanatory text*. Subcommission for the Cartography of the Metamorphic Belts of the World. Leiden, 181-242.
- NIGGLI E. & THOMPSON J.B. (1979) – *Petrogenetic significance of blue, opalescent quartz in metamorphic rocks*. Memorie Ist. Geol. e Mineral. Univ. Padova, **33**: pp. 258.
- OMENETTO P. (1966) – *Il giacimento piombo-zincifero di Oltre il Colle (Alpi Bergamasche)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **25**: 1-49 - Padova.
- OMENETTO P. & VILATI G. (1977) – *Ricerche geominerarie nel settore centrale del distretto a Pb-Zn, fluorite e barite di Gorno (Lombardia)*. L'Industria Mineraria, **28**: 25-44 - Roma.
- ORI G.G. (1988) – *The nature of Permian rivers in southern Alps*. In: CASSINIS G. (Ed.), proceedings of the Field Conference on "Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys". Brescia 4-12 July 1986. Mem. Soc. Geol. It., **34**: 155-160.
- ORI G.G., DALLA S. & CASSINIS G. (1988) – *Depositional history of the Permian continental sequence in the Val Trompia - Passo Croce Domini area (Brescian Alps, Italy)*. In: Cassinis G. (ed.): Proceedings of the Field Conference on "Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports". (Brescia, 4-12 July 1986), Soc. Geol. Ital. - IGCP Proj. no 203, Mem. Soc. Geol. Ital. (1986), **34**: 141-154.
- ORIGONI GIOBBI E., BERNASCONI A. & RAVAGNANI D. (1981) – *Petrologic and metallogenic investigations on the Collio Formation of the Novazza Uranium mine, Bergamasca Alps, Italy*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**: 293-305.
- OROMBELLI G. & PELFINI M. (1985) – *Una fase di avanzata glaciale nell'Olocene sup., precedente alla piccola glaciazione, nelle Alpi Centrali* - Rend. Soc. Geol. Ital., **8**:

17-20.

- OROMBELLI G. & RAVAZZI C. (1996) – *The late glacial and early Holocene chronology and paleoclimate - Il Quaternario*. Ital. Journ. Of Quat. Sciences, **9** (2): 439-444.
- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. (2005) – *Microtectonics*. Springer Verlag-Berlin, 366 pp.
- PASQUARÈ G. & ROSSI P. M. (1969) – *Stratigrafia degli orizzonti piroclastici medio-triassici del Gruppo delle Grigne (Prealpi lombarde)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **75**(1): 1–87.
- PATRINI P. (1927) – *I fossili della scogliera dolomitica di Costa Pagliari presso Lenna (Valle Brembana)*. Riv. It. Paleont. Strat., **33**: 47-70, Milano.
- 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. & BRUECKNER E. (1909) – *Die Alpen in Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig.
- PERETTI G. (1982) – *Connessioni tra aspetti geologici e tettonici e fenomeni nivo-valangologici: esempio della regione del M. Vallecetta (Alta Valtellina)*. Servizio Valanghe Italiano, 5° zona Regione Lombardia, pp. 16 - Bormio.
- PETRUCCI F., CAREGGIO M. & CAVAZZINI R. (1982) – *Indagini geofisiche sul fondovalle valtellinese*. Geografia fisica e dinamica del Quaternario.
- PETRUCCI F., CAREGGIO M. & CAVAZZINI R. (1979) – *Indagini geofisiche sui depositi quaternari nel fondovalle Valtellinese da Cosio a Ponte (Nota preliminare)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **2**, 17-20, ff.1-3.
- PHILIPPE S., VILLEMAIRE C., LANCELOT J.R., GIROD M. & MERCADIER H. (1987) – *Données minéralogiques et isotopiques sur des gîtes hydrothermaux uranifères du bassin volcano-sédimentaire permien de Collio Orobico (Alpes Bergamasques): mise en évidence d'une phase de remobilisation crétacée*. Bull. Minéral., **110**: 283-303
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) – *Subsurface geological structure of the Po plain, Italy*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica, **414**: pp.13.
- PITTAU P., DEL RIO M., RONCHI A., SANTI G., COTZA F. & GIANOTTI R. (2008) – *Pennsylvanian miospore assemblages from the Bèdero Section, Varese, Italian Southern Alps*. Revue de micropaléontologie. (2008), doi: 10.1016/j.revmic.2007.11.001.
- PORRO C. (1911) – *Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane*. Rend. R. Ist. Lomb. Sci. e Lett., **44**: 863-883.
- PORRO C. (1933) – *Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica (Alpi Bergamasche-Valtellinesi)*. Studio Geologico. Memorie dell'Istituto Lombardo Accademia di Scienze e Lettere, **22**(5): 253–404.
- PORTER S. & OROMBELLI G. (1982) – *Late glacial ice advances in the western Italian Alps - Boreas*, **11**: 125-140.
- POZZI R. (1970) – *Lineamenti idrogeologici della provincia di Sondrio*. Geologia Tecnica, **4**: 169-192, Edizione IPI, Milano.
- POZZI R. & SFONDRINI G. (1972) – *Caratteri generali della franosità in provincia di Sondrio*. CNR Fondazione per i problemi montani dell'arco alpino, **88**: pp. 174.
- QUICK J.E., SINIGOI S & MAYER A. (1995) – *Emplacement of mantle peridotite in the lower continental crust, Ivrea-Verbano zone, northwest Italy*. Geology, **23**: 739-742.

- RAGETH R. (1984) – *Intrusiva und Extrusiva der Bernina-Decke zwischen Morteratsch und Berninapass (Graubünden)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **64**: 83–109.
- RAMSAY J.G. (1967) – *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, McGraw-Hill.
- REGIONE LOMBARDIA (1999) – “*Carta delle precipitazioni medie, minime e massime annue del territorio lombardo (registrate nel periodo 1981-1990)*”. A cura di CERIANI M., CARELLI M., Milano
- RODEGHIERO F. & VILATI G. (1978) – *Nuove osservazioni sull’assetto geologico-strutturale del settore centrale del distretto piombo-zincifero di Gorno (Alpi Bergamasche)*. L’Industria Mineraria, settembre-ottobre, **29**: 298-302 -Roma.
- RONCHI A. (2008) – Use of ichnology in basin environment reconstruction: an example from the lower Permian Pietra Simona Mb (Southern Alps, Italy). Studi trent. Sci. Nat. Acta Geol., **83** (2008): 139-145.
- RONCHI A. & SANTI G. (2003) – *Non-marine biota from the Lower Permian of the central Southern Alps (Orobic and Collio basins, N Italy): a key to the paleoenvironment*. Geobios, **36** (6): 749-760.
- RONCHI A., SANTI G. & CONFORTINI F. (2005) – *Biostratigraphy and facies in the continental deposits of the central Orobic Basin: a key section in the Lower Permian of the Southern Alps (Italy)*. In: S. G. LUCAS & K. E. ZIEGLER (eds) “The Nonmarine Permian”, New Mexico Museum of Natural History and Sciences Bull. **30**: 273-281 – Albuquerque.
- ROSENBERG C.L. (2004) – *Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the tertiary magmatism in the alps*. Tectonics, **23**: 1-21.
- ROSSETTI R. (1967) – *Rapporti strutturali tra il pizzo Camino e la Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. Atti. Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**: 143-154.
- 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. Natur., **79**: 25-47, Pavia.
- ROSSI S., FERLIGA C., RIGAMONTI I. & CORBARI D. (2000) – *Unità ubiquitarie*. In: Carta geologica della Provincia di Bergamo (a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C.), Provincia di Bergamo: 74 – 82.
- ROSSI S. & RIGAMONTI I. (2000) – *Bacino del Brembo*. In: Carta geologica della Provincia di Bergamo (a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C.), Provincia di Bergamo: 179 – 214.
- SALOMON W. (1899) – *La Valle Camonica nelle sue condizioni geologiche*. In: V. G. (eds.). Guida della Valcamonica, La Sentinella Bresciana, 3-7.
- SALOMON W. (1901) – *Ueber neue geologische Aufnahmen der oestlichen Haelfte der Adamellogruppe*. Sitz. k. preuss. Akad. Wiss., **1**: 170-185.
- SANTI G. & KRIEGER C. (2001) – *Lower Permian tetrapod footprints from Brembana Valley (Lombardy-Northern Italy)*. Revue de Paléobiologie Genève, **20**(1): 45–68.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZING A. (1989) – *The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps*. In Coward, Dietrich, Park (eds.), Alpine Tectonics. Geol. Soc. Spec. Publ., **45**: 211-227.
- SCHMID S.M., BERGER A., DAVIDSON C., GIERÉ R., HERMANN J., NIEVERGELT P., PUSCHING A.R. & ROSENBERG C. (1996) – *The Bergell Pluton (Southern Switzerland-*

- Northern Italy*): overview accompanying a geological-tectonic map of the intrusion and surrounding country rocks. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **76**: 329-355.
- SCHÖNBORN G. (1990) – *A kinematic model of the Western Bergamasc Alps*. Eclogae Geol. Helv., **83** (3): 665-682.
- SCHÖNBORN G. (1992) – *Kinematics of tranverse zone in Southern Alps, Italy*. In McKlay (ed.), Thrust Tectonics, Chapman & Hall., 299-310
- SCIESA E. (1987) – *Studio geologico-petrografico e mineralogico della zona Lanzada-Scermendone (Val Masino, Val Malenco)*. Tesi di laurea - Università di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra.
- SCESI L. (1982) – *Studio idrogeologico per la bonifica del piano della Selvetta (Sondrio)*. Le Strade, Anno LXXXIV, Casa Editrice la Fiaccola, Milano
- SCESI L. & PELLEGATTA T. (1984) – *Studi geologici sulla Valtellina: il fondo valle tra Colico e Fusine*. Le Strade, Anno LXXXVI, Casa Editrice la Fiaccola, Milano
- SCIUNNACH D. (2001a) – *The Lower Permian in the Orobic Anticline (Southern Alps, Lombardy): a review based on new stratigraphic data*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **107**: 47-68.
- SCIUNNACH D. (2001b) – *Benthic foraminifera from the upper Collio Formation (Lower Permian, Lombardy Southern Alps): implications for the palaeogeography of the peri-Tethyan area*. Terra Nova, **13**: 150-155.
- SCIUNNACH D. (2007a) – *Servino*. In: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. “*Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*”. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7** (VI): pp. 318, Roma.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E. & GONFALONIERI P. (1996) – *Stratigraphy and petrography of Upper Permian to Anisian terrigenous wedges (Verrucano Lombardo, Servino and Bellano Formations; western Southern Alps)*. Riv. Ital. Pal. Strat., **102** (1): 27-48.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E., POSENATO R. & RODEGHIERO F. (1999a) – *Stratigraphy of the Servino Formation (Lombardy, Southern Alps): towards a refined correlation with the Werfen Formation of the Dolomites*. Memorie di Scienze Geologiche, Padova, **51**: 103-118.
- 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 (1954) – *Foglio 33 della Carta Geologica d'Italia - Bergamo, alla Scala 1: 100-000*, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) – *Fogli 7 e 18 della Carta Geologica d'Italia - Pizzo Bernina e Sondrio alla Scala 1: 100.000*, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000 Guida al rilevamento*. Servizio Geologico Nazionale, Roma, Quaderni, serie III, Vol 1, pp.193.
- SILETTO G.B. (1991a) – *Cronologia relativa dei sovrascorimenti in aree selezionate del basamento orobico*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano. pp. 145.
- SILETTO G.B. (1991b) – *Polyphase tectonics in the Orobic basement of Passo S. Marco*.

Mem. Soc. Geol. Ital., 45: 93-100.

- SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., LARDEAUX J.M. & COLOMBO A. (1993) – *Pre-Alpine structural and metamorphic histories in the Orobic Southern Alps, Italy*. in J. F. VON RAUMER & F. NEUBAUER, eds., *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Heidelberg, Springer-Verlag, 585-598.
- SPALLA M.I., CARMINATI E., CERIANI S., OLIVA A. & BATTAGLIA D. (1999) – *Influence of deformation partitioning and metamorphic re-equilibration on P-T path reconstruction in the pre-Alpine basement of central Southern Alps (Northern Italy)*. Journ. Metam. Geol., 17(3): 319-336.
- SPALLA M.I. & GOSSO G. (1999) – *Pre-Alpine tectonometamorphic units in the Central southern Alps: structural and metamorphic memory*. Mem. Sci. Geol., 51 (1): 221-229.
- SPALLA M.I., MESSIGA B. & GOSSO G. (1995) – *LT-alpine overprint on the HT rift-related metamorphism in the steep belt of the Languard-Campo nappe. The Cima Rovaia and Scisti del Tonale units represent two different extents of alpine re-equilibration*. IOS International Ophiolite Symposium, Pavia.
- SPALLA M.I., ZUCALI M., DI PAOLA S. & GOSSO G. (2005) – *A critical assessment of the tectono-thermal memory of rocks and definition of tectono-metamorphic units: evidence from fabric and degree of metamorphic transformation*. In: D. GAPAIS, J. P. BRUN & P. R. COBBOLD «*Deformation mechanism, rheology and tectonics: from minerals to the lithosphere.*», The Geological Society of London, 243: 227-247 – London.
- SPALLA M.I., ZUCALI M., SALVI F., GOSSO G. & GAZZOLA D. (2003) – *Tectonometamorphic map of the Languard-Campo - Serie del Tonale nappes between upper Val Camonica and Valtellina (Central Italian Alps, Austroalpine domain)*. Mem. Sci. Geol. 55: 105-118, Padova.
- SPICHER A. (1980) – *Tektonische karte der Schweiz, 1:500.000* – Schweiz Geol. Komm.
- STAMPFLI G.M. (1996) – *The Intra-Alpine terrain: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides*. Eclogae Geologicae Helvetia, 89: 13-42.
- STAMPFLI G.M., VON RAUMER J.F. & BOREL G.D. (2002) – *Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision*. Geological Society of America. Special Paper, 364: 263-280.
- STAMPFLI G.M., MOSAR J., DE BONO A. & VAVASIS I. (1998) – *Late Paleozoic, early Mesozoic plate tectonics of the Western Tethys*. Bulletin of the Geologic Society of Greece, (8. Internat. Congress Geol. Soc. Greece, Patra 1998), 32 (1), 113-120.
- STAUB R. (1916) – *Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen*. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, n. F., 46(I).
- STAUB R. (1946) – *Geologische Karte der Berninagruppe und ihrer umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50.000*. Geol. Spez. Karte 118, Schweiz. Geol. Komm.
- STEINMANN G. (1906) – *Geologische Probleme des Alpengebietes: eine Einführung in das Verstandnis des Gebirgsbaues der Alpen*. Estr. Da: Zeitschrift der Deutschen und Österreichischen Alpenvereins, 37: pp. 44 – Innsbruck.
- TAIT J.A., BACHTADSE V., FRANKE W. & SOFFEL H.C. (1997) – *Geodynamic evolution of the European Variscan Fold Belt: Paleomagnetic and geological constraints*.

- Geologische Rundschau, **86**: 585-598
- TAYLOR S.R. & McLENNAN S.M. (1985) – *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell Scientific Publications - Oxford.
- THÖNI M. (1999) – *A review of geochronological data from the Eastern Alps*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79** (1): 209-230.
- TOMASCHEK F. & BLÜMEL P. (1998) – *Eoalpine medium grade metamorphism in the Austroalpine Campo basement at Passo di Gavia (northern Italian Alps)*. Terra Nostra, **98**(1): 78-79.
- TORTI V. & ANGIOLINI L. (1997) – *Middle Triassic brachiopods from Val Parina, Bergamasco Alps, Italy*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **103**(2): 149-172.
- 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. Min. Petr. **136** (1-2): 48-62.
- TRÜMPY R. (1930) – *Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei)*. Ecl. Geol. Helv., **23**: 379-487, Basel.
- VACHE' R. (1966) – *Ricerche microstratigrafiche sul Metallifero di Gorno (Prealpi bergamasche)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **72**(1): 53-144, 19 figg., 6 tab. - Milano.
- VARISCO A. (1881) – *Note illustrative della carta geologica della provincia di Bergamo*. Tipografia Garuffi & Gatti: pp.130 - Bergamo.
- VENZO S. (1971) – *Gli stadi tardo-wurmiani e post-wurmiani nelle Alpi insubriche valtellinesi. 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.
- VENZO S., CRESPI R., SCHIAVINATO G. & FAGNANI G. (1971) – *Carta geologico-petrografica delle Alpi Insubriche Valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (Sondrio)*. Mem. Soc. Ital. Sci. Nat., **19** - Milano.
- VENZO S. & MAGLIA F. (1947) – *Lembi Carboniferi trasgressivi alla "fronte sedimentaria sudalpina" del Comasco (Acquaseria di Menaggio - Bocchetta di S. Bernardo) e del Varesotto*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **6**: 33-71.
- VENZO S. & SCHIAVINATO G. (1970) – *Illustrazione riassuntiva della Carta geologico-petrografica delle Alpi Insubriche Valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (Sondrio), scala 1:25.000*. Boll. Soc. Geol. Ital., **89**: 599-602.
- VIEL G. (1979) – *Litostratigrafia Ladinica: una revisione. Ricostruzione palaeogeografica e palaeostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali)*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **85**: 85-125.
- VON RAUMER J.F., STAMPFLI G.M., BOREL G. & BUSSY F. (2002) – *Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin*. International Journal of Earth Sciences, **91**: 35-52.
- VON RAUMER J., STAMPFLI G.M. & BUSSY F. (2003) – *Gondwana derived microcontinents—the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens*. Tectonophysics, **365**: 7-22.
- WENNEKERS J.H.L. (1932) – *The structure of the Bergamo Alps compared with that of the North-West Highlands of Scotland*. Leidse Geol. Meded. **4**: 83-93.
- WERLING E. (1992) – *Tonale, Pejo und Judicarien-Linie: Kinematic, Mikrostrukturen*

und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden, aber verschiedenaltigen Verwerfungszonen. Diss. 9923, ETH-Zürich. 8. 1.

WHITNEY D.L. & EVANS B.W. (2010) - *Abbreviations for names of rock-forming minerals.* American Mineralogist, **95**: 185–187.

ZANCHI A., CHIESA S., GILLOT P.Y., CHINAGLIA N., ABETE T., DE TONI S. & BOTTIN R. (1990) – *Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobic region: structural analysis and geochronology.* 75° Congr. Soc. Geol. Ital., Abstract volume. - Milano.

ZHANG J.S., PASSCHIER C.W., SLACK J.F., FLIERVOET T.F. & DE BOORDER (1994) – *Cryptocrystalline permian tourmalinites of possible metasomatic origin in the Orobic Alps, Northern Italy.* Econ. Geol., **89**: 391-396.

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 in Scienze della Terra. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano, pp. 122.