



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 079

BAGOLINO

A cura di

G.M. Bargossi⁽¹⁾, F. Berra⁽³⁾⁽²⁾, A. Borsato⁽⁸⁾, P. Brack⁽⁴⁾, D. Corbari⁽³⁾⁽⁵⁾, C. Ferliga⁽³⁾,
G. Gasparotto⁽¹⁾, E. Marcato⁽⁸⁾, M. Marocchi⁽¹⁾, G.B. Siletto⁽³⁾⁽⁶⁾, G.L. Trombetta⁽⁸⁾

Con contributi di:

S. Albin⁽⁷⁾, M. Balboni⁽⁹⁾, A. Bini⁽²⁾, M. Credali⁽³⁾, P. Ferretti⁽⁷⁾, L. Froner⁽⁹⁾, D.
Gazzola⁽⁷⁾, M. Gisolo⁽⁷⁾, O. Groaz⁽⁹⁾, S. Passamani⁽⁸⁾, S. Racchetti⁽⁷⁾, F. Torri⁽⁷⁾, L.
Tuscano⁽³⁾, A. Viganò⁽³⁾, D. Zanoni⁽²⁾.

⁽¹⁾ Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio", Università di Milano

⁽³⁾ Regione Lombardia

⁽⁴⁾ Departement Erdwissenschaften, ETH Zürich

⁽⁵⁾ Provincia di Cremona

⁽⁶⁾ Regione Piemonte

⁽⁷⁾ Consulente della Regione Lombardia

⁽⁸⁾ Consulente della Provincia Autonoma di Trento

⁽⁹⁾ Provincia Autonoma di Trento

Enti realizzatori



Regione Lombardia



Provincia Autonoma di
Trento - Servizio Geologico

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, B. Mori, P.I. Baccolo**

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

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

Coordinatore scientifico: **G. Bargossi**
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:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Per Regione Lombardia

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

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

informatizzazione: **S. Albin, F. Berra, D. Corbari, D. Gazzola, M. Gisolo, E. Marcato, S. Racchetti, G.B. Siletto.**

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

Per Provincia Autonoma di Trento (in attesa di comunicazione da PAT)

Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati

a cura di **Infocartografica - Piacenza**

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 e P. Belotti (Regione Lombardia)

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

I. INTRODUZIONE.....	7
1. - GENERALITÀ.....	7
2. - CRITERI DI RILEVAMENTO ADOTTATI PER I DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI	10
2.1 - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	11
2.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	14
2.3 - CRITERI PER LA SINTESI CARTOGRAFICA E TESTUALE	16
2.3.1. - <i>Cartografia</i>	16
2.3.2. - <i>Note illustrative</i>	18
2.4 - TESSITURA E STRUTTURA	19
II. STUDI PRECEDENTI.....	21
1. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA DI BASE	21
2. - BASAMENTO METAMORFICO.....	22
3. - COPERTURE SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO- MESOZOICHE	23
3.1 - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA	23
3.2 - IL VULCANESIMO PERMIANO.....	26
3.2.1. - <i>Età del vulcanesimo permiano</i>	27
4. - BATOLITE DELL'ADAMELLO	28
5. - FILONI, VENE E MINERALIZZAZIONI.....	32
6. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE	32
III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO .	35
1. - BASAMENTO CRISTALLINO	35
2. - “COPERTURE” PERMIANE E TRIASSICHE	36
2.1 - SETTORE A ORIENTE DELLA LINEA DELLE GIUDICARIE.....	37
2.2 - SETTORE A OCCIDENTE DELLA LINEA DELLE GIUDICARIE	38
2.2.1. - <i>Settore a S della Linea della Val Trompia</i>	38
2.2.2. - <i>Settore tra la Linea della Val Trompia e il Passo di Croce Domini</i>	38
2.2.3. - <i>Settore a N del Passo di Croce Domini</i>	39
3. - BATOLITE DELL'ADAMELLO.....	40
4. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO	44
4.1 - BACINO DELL'OGLIO	47
4.2 - BACINO DEL MELLA (VAL TROMPIA)	48
4.3 - BACINO DEL CHIESE	50
4.3.1. - <i>Bacino principale: il limite massimo LGM</i>	54
4.3.2. - <i>Bacino principale: le fasi successive al LGM</i>	56
4.4 - BACINO DEL CAFFARO.....	58
4.4.1. - <i>Depositi anteriori all'ultimo massimo glaciale (LGM)</i>	58
4.4.2. - <i>L'ultimo massimo glaciale</i>	59
4.4.3. - <i>L'azione della gravità</i>	60
5. - BACINO DEL CHIESE - ANALISI SPECIFICHE.....	61

6. – RIASSUNTO: SUPERSINTEMA DI NUOVA INTRODUZIONE, UNITÀ RIDENOMINATE, SINONIMIE.....	66
IV. STRATIGRAFIA.....	69
1. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI....	69
1.1 - SCISTI DI RENDENA (SRE)	69
1.2 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA DEL MANIVA.....	70
1.2.1. - <i>Micascisti a clorite e mica chiara</i> (MVX).....	70
1.2.2. - <i>Ortogneiss</i> (MVI).....	73
2. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI.....	74
2.1 - GRUPPO DELLE TRE VALLI BRESCIANE.....	74
2.1.1. - <i>Porfidi Quarziferi Inferiori</i> (PQI).....	75
2.1.2. - <i>Formazione di Collio</i>	80
2.1.2.1. - Membro di Pian delle Baste (COL₁).....	81
2.1.2.2. - Membro di Val Dorizzo (COL₂).....	82
2.1.2.2.1. - LITOFACIES PIROCLASTICA (COL_{2a}).....	82
2.1.2.2.1.1 - Stratigrafia di dettaglio della Litofacies piroclastica del Membro di Val Dorizzo.....	83
2.1.2.2.2. - LITOFACIES PELITICA (COL_{2b}).....	88
2.1.3. - <i>Formazione di Monte Macaone</i> (MME).....	88
2.1.3.1. - Breccie di condotto (MME_a).....	92
2.1.3.2. - Orizzonti vulcanoclastici (MME₁).....	92
2.1.4. - <i>Conglomerato del Dosso dei Galli</i> (CDG).....	92
2.1.5. - <i>Vulcanite di Auccia</i> (AUC).....	96
2.1.6. - <i>Evoluzione vulcano-tettonica del Gruppo delle Tre Valli Bresciane</i> 104	
2.1.7. - <i>Geochimica dei prodotti vulcanici permiani</i>	107
2.2 - VERRUCANO LOMBARDO (VER).....	111
2.3 - SERVINO (SRV).....	114
2.4 - CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV).....	116
2.5 - CALCARE DI ANGOLO (ANG).....	118
2.6 - CALCARE DI CAMORELLI (CMR).....	120
2.7 - CALCARE DI PREZZO (PRZ).....	122
2.8 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC).....	123
2.9 - FORMAZIONE DI WENGEN (WEN).....	124
2.10 - CORPI INTRUSIVI E VULCANITI DEL MONTE MUFFETTO (MFT).....	125
2.11 - CALCARE DI ESINO (ESI).....	125
2.12 - CALCARE DI PRATOTONDO (PRO).....	126
2.13 - ARGILLITE DI LOZIO (LOZ).....	128
2.14 - FORMAZIONE DI BRENO (BRE).....	128
2.15 - FORMAZIONE DI GORNO (GOR).....	129
2.16 - FORMAZIONE DI SAN GIOVANNI BIANCO (SGB).....	130

2.17 - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)	131
2.18 - GRUPPO DELL'ARALALTA	132
2.18.1. - <i>Dolomie zonate</i> (DZN).....	132
2.18.2. - <i>Calcere di Zorzino</i> (ZOR)	134
2.19 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTO (ARS)	135
2.20 - CALCARE DI ZU.....	136
2.20.1. - <i>Membro del Grostè</i> (ZUU₁)	137
2.20.2. - <i>Membro di Tremalzo</i> (ZUU₃).....	137
2.21 - CORNA (COR)	138
2.22 - FORMAZIONE DEL TOFINO	139
2.22.1. - <i>Membro di Malga Tenera</i> (TOF₃).....	139
2.22.2. - <i>Membro di Bocchetta Slavazi</i> (TOF₄).....	140
2.23 - SELCIFERO LOMBARDO (SM).....	140
2.24 - MAIOLICA (MAI).....	141
3. - FILONI.....	141
3.1 - FILONI INDISTINTI NEL BASAMENTO E NELLE COPERTURE (fm)	141
3.2 - FILONI INTERMEDI DEFORMATI (ft).....	142
3.3 - FILONI APLITICI E PEGMATITICI (fl).....	143
3.4 - FILONI LAMPROFIRICI (fu)	144
3.5 - FILONI BASICI (fi)	145
3.6 - FILONI A QUARZO E/O BARITE (fq)	146
4. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO	146
4.1 - BATOLITE TERZIARIO DELL'ADAMELLO.....	146
4.1.1. - <i>Plutone Re di Castello (40-38 Ma)</i>	146
4.1.1.1. - Gabbri e dioriti dell'Adamello centro-meridionale (GDA) .	146
4.1.1.1.1. - GABBRI E DIORITI DEL CORNONE DI BLUMONE (GDA_a).....	146
4.1.1.1.2. - GABBRI STRATIFICATI (GDA_B).....	147
4.1.1.2. - Tonalite del Monte Alta Guardia (TMG)	148
4.1.1.3. - Leucotonalite della Val Fredda (FRD)	148
4.1.1.4. - Tonalite del Lago della Vacca (LGV)	149
4.1.1.4.1. - TONALITE DEL GALLINER (LGV_A)	150
4.1.1.5. - Tonalite del Monte Monoccola (TMX)	150
4.1.1.6. - Tonalite della Malga Listino (TML)	152
4.1.1.6.1. - TONALITE ORIENTATA DEL MONTE LISTINO (TML_a).....	152
4.1.1.7. - Leucotonalite – Granodiorite del Lago Boazzo (LBO)	153
4.1.1.8. - Granodiorite del Bruffione (GBR)	153
4.1.2. - <i>Geochimica delle plutoniti</i>	153
4.1.3. - <i>Brecce di collasso</i>	156
4.1.3.1. - Breccia del Pissalat (BPA).....	156

5. - SUCCESIONE CONTINENTALE NEOGENICO – QUATERNARIA	
157	
5.1 - BACINO ADDA – OGLIO.....	157
5.1.1. - <i>Supersintema dei Laghi (LA)</i>	157
5.1.1.1. - Sintema di Cantù (LCN).....	158
5.1.1.2. - Depositi glaciali degli apparati locali.....	160
5.2 - BACINO DEL MELLA.....	161
5.2.1. - <i>Supersintema di Cigoletto (CJ)</i>	161
5.3 - BACINO DEL CHIESE.....	161
5.3.1. - <i>Supersintema dell'Adige (SG)</i>	161
5.3.1.1. - Sintemi minori del supersintema dell'Adige (supersintema dell'Adige indistinto).....	162
5.3.1.2. - Sintema del Caffaro (SGF).....	165
5.3.1.3. - Sintema del Garda (SGD).....	166
5.3.1.3.1. - SUBSINTEMA DI MALGA MARESE (SGD ₁₇).....	175
5.3.1.3.2. - SUBSINTEMA DI VALLE APERTA (SGD ₁₈).....	176
5.3.1.3.3. - SUBSINTEMA DELLA VALLE DI BONDONE (SGD ₁₆).....	178
5.3.1.3.4. - SUBSINTEMA DELLA VALLE DI DAONE (SGD ₁₉).....	179
5.3.1.3.5. - SUBSINTEMA DI MALÉ (SGD ₁).....	181
5.4 - UNITÀ NON DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA.....	183
5.4.1. - <i>Alteriti (b₆)</i>	183
5.4.2. - <i>Supersintema della Colma del Piano (CM)</i>	184
5.4.2.1. - Sintema di Tiarno (CTY).....	185
5.4.2.2. - I depositi glaciali della valle del Chiese.....	186
5.4.2.3. - Conglomerati del Gaver.....	188
5.4.2.4. - I depositi glaciali non cementati delle creste fra il Passo di Croce Domini e il Goletto di Gaver.....	188
5.4.2.5. - I depositi glaciali con morfologia conservata della bassa valle del Càffaro.....	189
5.4.2.6. - I depositi glaciali della valle dell'Oglio.....	190
5.4.3. - <i>Gruppo del Culmine (CU)</i>	191
5.4.3.1. - Unità di Losine.....	192
5.4.3.2. - Unità di Cerreto.....	193
5.4.3.3. - Depositi in sponda sinistra dell'Eridio.....	194
5.4.3.4. - Unità di Cimego.....	195
5.4.3.5. - Unità di Cimego 2.....	195
5.4.4. - <i>Gruppo di Pratogrande (GR)</i>	196
5.4.5. - <i>Sintema del Po (POI)</i>	198
V. ASSETTO STRUTTURALE.....	211

1.1 - STRUTTURE ERCINICHE.....	212
1.2 - STRUTTURE PERMIANE	213
1.3 - STRUTTURE ALPINE	214
1.4 - STRUTTURE LEGATE ALL'INTRUSIONE DELL'ADAMELLO	215
1.5 - EVOLUZIONE MESOZOICA	217
1.5.1. - <i>Rifting norico-liassico</i>	219
1.5.2. - <i>Associazioni strutturali neoalpine</i>	219
1.5.3. - <i>Settore orientale del foglio</i>	220
1.5.4. - <i>Faglie mesozoiche</i>	221
VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	225
1. - SISMICITÀ.....	225
1.1 - SISMICITÀ STORICA	225
1.2 - SISMICITÀ STRUMENTALE.....	225
2. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE	227
2.1 - INQUADRAMENTO GENERALE	227
2.2 - LA FRANA DI PREZZO.....	231
2.3 - LA FRANA DI CASTEL CONDINO	234
2.4 - LA FRANA DI BRIONE.....	236
3. - IDROGEOLOGIA.....	241
3.1 - LE RISORSE IDRICHE	242
3.2 - PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA.....	254
4. - MINIERE E CAVE	257
5. - PATRIMONIO GEOLOGICO.....	259
5.1 - IL GSSP DELLA BASE DEL PIANO LADINICO A BAGOLINO	259
VII.ABSTRACT	287
VIII.ENGLISH LEGEND.....	291

I. INTRODUZIONE

1. - GENERALITÀ

Il Foglio 079-Bagolino della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge 226/1999), attraverso convenzioni tra il Servizio Geologico d'Italia, la Regione Lombardia e la Provincia Autonoma di Trento che hanno affidato il Coordinamento Scientifico del foglio all'Università degli Studi di Bologna.

L'area del Foglio 079-Bagolino si localizza nel settore meridionale del Gruppo montuoso dell'Adamello-Presanella, a cavallo tra la Provincia di Trento (ad E) e la Regione Lombardia (ad O) e più specificamente nel territorio dei comuni rappresentati in figura A1.

La successione presente in questo foglio inizia con il basamento metamorfico sudalpino, prosegue con le coperture sedimentarie e vulcaniche permo-triassiche fino alle successioni sedimentarie cretache, intruse dal batolite terziario Adamello-Presanella. Dopo l'emersione della catena la sedimentazione continentale si protrae per tutto il Pleistocene sino all'attuale.

Il Foglio 079-Bagolino ricade completamente nel settore mediano della catena alpina, con i principali rilievi montuosi che superano costantemente i 2000 m di altezza.

I principali assi vallivi (Val Camonica e Val Giudicarie inferiore) percorsi rispettivamente dal Fiume Oglio e dal Fiume Chiese, sono contraddistinti da un andamento circa NNE-SSO; la Val Caffaro presenta un

decorso circa N-S che diviene E-O solo nel suo tratto finale, consentendone l'immissione nel Fiume Chiese.

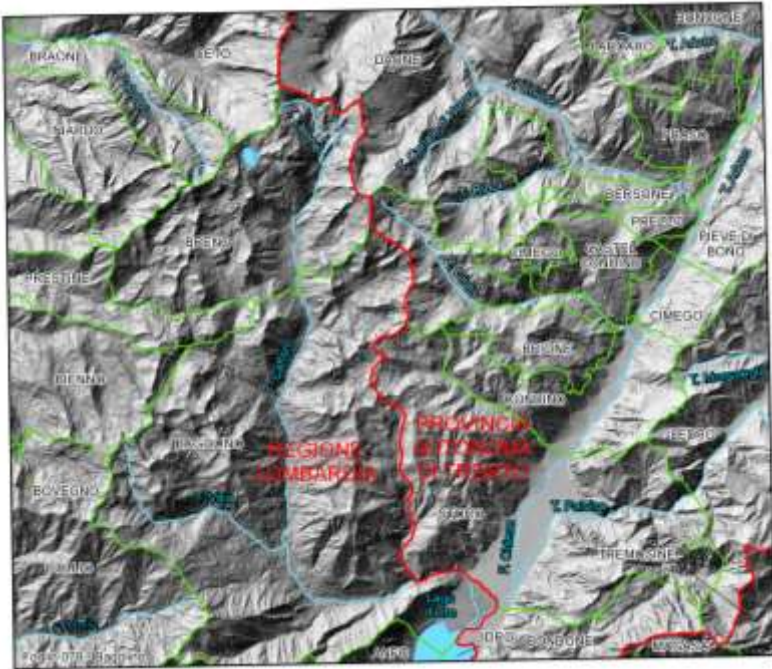


Fig. A1 - Inquadramento geografico-amministrativo del Foglio 079-Bagolino alla scala 1:50.000.

Nel foglio ricade anche una limitata porzione del bacino del Fiume Mella il cui tratto iniziale, in analogia a quello terminale del Fiume Caffaro, mostra un andamento E-O, con probabile controllo derivante dalla vicina Linea della Val Trompia.

Il territorio è prevalentemente montuoso, con dislivelli che variano dai 2214 m di quota del Monte Colombine ai 799 m del fondovalle a O di Collio, con un'altezza media pari a 1425 m s.l.m.. Le poche aree pianeggianti sono confinate lungo i principali fondovalle, tra cui l'ampia valle del Chiese immediatamente a N della sua foce nel Lago d'Idro. Numerosi laghetti di origine glaciale si trovano alle testate delle valli; il più esteso di questi è il Lago della Vacca situato a 2357 m di quota.

Accanto agli assi vallivi principali, percorsi da strade che garantiscono un'agevole viabilità, l'accesso alle numerose valli minori è consentito da una discreta rete di strade minori e/o a uso agro-silvo-pastorale. Buona parte del foglio presenta comunque problematiche tipiche delle aree montuose come la difficoltà di accesso alle zone più impervie e la concentrazione nei

mesi estivi della stagione adatta al rilevamento; inoltre le aree vallive (più facilmente accessibili) sono densamente vegetate, anche a causa di valori di piovosità superiori alla media (Tab. 1).

Tab.1 – Precipitazioni annue (mm) di località comprese nel Foglio 079 Bagolino. Valori tratti da: CERIANI & CARELLI (1999).

	Quota (m)	Piovosità massima annua (mm)	Piovosità media annua (mm)	Piovosità minima annua (mm)
Valle Caffaro				
Gaver	2015	2282	1439	907
Bagolino	1915	2314	1504	820
Val Trompia				
S. Colombano	960	3016	1616	478

Il rilevamento geologico del foglio è stato eseguito alla scala 1:10.000, nel periodo tra la primavera 2000 e il settembre 2008, utilizzando come base topografica le Carte Tecniche della Regione Lombardia e della Provincia Autonoma di Trento. I criteri del rilevamento hanno seguito, come livello minimo dell'analisi, le linee guida nazionali, adattandosi poi alle necessità ed opportunità poste dai problemi geologici da affrontare.

Sono stati raccolti campioni dei diversi litotipi e sono stati misurati gli elementi del *fabric* visibili in affioramento (superfici primarie, foliazioni, assi di pieghe e piani assiali); sono state inoltre esaminate le foto aeree al fine di avere una visione d'insieme dell'area di studio, anche se alle quote più basse l'ampia copertura boschiva permette solo un uso parziale delle stesse; sono comunque state utilizzate per migliorare la realizzazione della carta geologica.

Per le unità continentali più recenti, che ammantano il "substrato", è stato utilizzato invece il criterio allostratigrafico, ridefinendo successivamente le unità come UBSU (*Unconformity Bounded Stratigraphic Unit*).

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.

Il foglio è stato realizzato sotto il coordinamento scientifico di GIUSEPPE MARIA BARGOSSO e la supervisione dei direttori di rilevamento FABRIZIO BERRA, PETER BRACK, GIAN BARTOLOMEO SILETTO (substrato) e di ANDREA BORSATO, DANIELE CORBARI e CARLA FERLIGA (quaternario). Nella fase di stesura degli elaborati definitivi del foglio, il Prof. A. BINI ha

dato un fondamentale supporto scientifico per la sintesi e l'inquadramento della successione neogenico-quadernaria presente nel foglio, in un contesto più ampio, che abbraccia Lombardia, il Trentino e l'Alto Adige.

Il rilievo geologico è stato eseguito da S. ALBINI, A. BINI, P. FERRETTI, D. GAZZOLA, C. FERLIGA, M. GISOLO, S. RACCHETTI (settore lombardo) e da E. MARCATO, S. PASSAMANI, G.L. TROMBETTA (settore trentino).

Gli studi complementari per la petrologia dei prodotti magmatici sono stati eseguiti da G. GASPAROTTO e M. MAROCCHI.

La stesura delle Note illustrative è stata curata dai seguenti Autori:

G.M. BARGOSI, F. BERRA, A. BORSATO, P. BRACK, D. CORBARI, M. CREDALI, C. FERLIGA, G. GASPAROTTO, E. MARCATO, M. MAROCCHI, G.B. SILETTO, G.L. TROMBETTA CON CONTRIBUTI DI S. ALBINI, M. BALBONI, A. BINI, M. CREDALI, P. FERRETTI, L. FRONER D. GAZZOLA, M. GISOLO, O. GROAZ, S. PASSAMANI, S. RACCHETTI, L. TUSCANO, F. TORRI, A. VIGANÒ, D. ZANONI.

2. - CRITERI DI RILEVAMENTO ADOTTATI PER I DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

(a cura di A. Bini, D. Corbari, C. Ferliga)

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

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

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

- UBSU: sono state usate tutte le volte che i corpi geologici presentino superfici limite caratteristiche, riconoscibili e tracciabili, mentre i caratteri interni risultino insignificanti al fine del riconoscimento 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, ad esempio la presenza di un suolo intero o troncato, ossia di un determinato tipo di alterazione, che sia però oggettivamente identificabile sul terreno (profondità del fronte di

decarbonatazione, percentuale di clasti alterati a seconda della petrografia, colore della matrice, copertura di *loess*, contenuto in argilla della matrice, orizzonti calcici...).

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

- non corrispondono necessariamente a *unconformity*;
- non sono quasi mai entrambe identificabili, ma sono più frequentemente tracciabili solo per interpolazione;
- solo raramente hanno estensione regionale, come invece è previsto "preferibilmente" per le UBSU.

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

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

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

Nel dettaglio, sono state poi seguite procedure operative diverse per quanto riguarda i bacini del contesto alpino e prealpino lombardo *s.s.*, rispetto ai bacini del contesto trentino, che presentano soprattutto nell'LGM situazioni di particolare complessità.

2.1 - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Si tratta di corpi sedimentari la cui formazione è strettamente correlata ai processi sedimentari avvenuti in un dato bacino idrografico e/o glaciale e alla sua evoluzione, e che pertanto vengono discretizzati in unità proprio su tale base. Per alcune di queste unità è stato possibile stabilire una continuità fisica con altre presenti in bacini diversi e quindi sono state considerate sinonime. Analogamente è avvenuto per unità che mostrino una sostanziale

concordanza di significato e definizioni, sebbene siano collocate in differenti bacini e non abbiano continuità fisica tra di loro.

In particolare 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 anfitreato 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 racchiuda i depositi legati allo LGM, a loro volta suddivisi in:

- un sintema relativo ai sedimenti glaciali del ghiacciaio vallivo principale e dei ghiacciai delle valli laterali a esso connessi
- singoli sintemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate da ghiacciai non in continuità con il ghiacciaio vallivo principale.
- singoli subsintemi relativi ai depositi di lingue glaciali laterali che, durante le fasi di deglaciazione dopo la massima espansione, andavano via via separandosi dalla lingua principale in ritiro, e acquisivano così identità propria.

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

Nella realizzazione della cartografia in scala 1:50000 esso è stato altresì usato, per ragioni di semplificazione, ogniqualvolta i singoli sintemi rappresentino apparati di ghiacciai locali ben identificabili e delimitabili arealmente su base topografica, in modo da ridurre il numero di unità distinte e semplificare così la legenda.

In ambito trentino, la particolare fisiografia ha dato luogo durante l'LGM a situazioni complesse, con un'unica calotta glaciale che si diramava in più lingue e con diffluenze entro diversi bacini idrografici (Adige, Sarca, Brenta, sino al Chiese in area lombarda); per tale motivo l'applicazione dello schema concettuale su esposto ha subito numerose modificazioni in corso d'opera, via via che, col procedere dei vari fogli e il chiarirsi delle situazioni locali, veniva delineandosi un quadro regionale organico.

Nel presente foglio viene quindi proposta una nuova gerarchizzazione delle unità glaciali relative a tali bacini, corredata - nel capitolo di sintesi relativo al quadro geologico e geomorfologico - da un quadro sinottico di confronto e correlazione con le medesime unità presenti nei fogli già editi.

In particolare si introduce qui il supersintema dell'Adige (SG), comprensivo del sintema del Garda (SGD) già distinto nei fogli trentini già pubblicati. Viene infatti applicata in questo foglio la definizione di

supersintema all'insieme dei depositi delle lingue glaciali che concorrono ad alimentare il medesimo bacino idrografico a valle, indipendentemente dal fatto che si trattasse di apparati locali indipendenti entro il bacino del Chiese o di lingue alloctone provenienti da bacini limitrofi. In questo senso, il supersintema dell'Adige comprende anche gli apparati del bacino del Chiese che non hanno mai avuto relazione con la lingua principale (sintema del Garda), ma i cui depositi fluvio-glaciali, allo sbocco delle rispettive valli, confluivano in quelli della lingua principale stessa.

b) Depositi pre-LGM degli anfiteatri:

Negli anfiteatri, come nelle aree ad essi assimilabili (es.: grandi diffluenze del ghiacciaio principale in valli laterali sufficientemente ampie) 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 tipizzare una particolare area.

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

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

sintesi a scala minore, quale la presente carta in scala 1:50.000, esse vengono rappresentate entro il supersintema indistinto.

Analoghe considerazioni valgono per il supersintema del Monte Spinale, utilizzato a scopo di semplificazione per i depositi pre-LGM dell'area trentina (es.: Foglio 042-Malè, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2007a) e che riunisce anch'esso unità distinte entro singoli bacini.

I due supersintemi, introdotti in corso d'opera e ormai codificati nei rispettivi fogli già pubblicati, non possono essere considerati sinonimi se non *pro parte*. Nel supersintema del Monte Spinale infatti vengono compresi anche depositi di versante litificati, completamente isolati dall'erosione e non in equilibrio con l'attuale fisiografia (es. Brecce del Monte Spinale), che nell'area lombarda sono evidenziate, per il loro significato geologico, come singole unità locali; nonché depositi di versante cementati troncati e sospesi rispetto alle valli attuali, che nell'area lombarda vengono invece attribuiti al gruppo del Culmine.

d) Singole unità litostratigrafiche, non presenti nel presente foglio: depositi cementati antichi, dei quali spesso è difficile determinare in dettaglio la facies, e che si presentino completamente isolati dall'erosione e/o alterati, nonché spesso carsificati, sono stati cartografati nell'area lombarda come singole unità litostratigrafiche di significato locale.

2.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Sotto questa definizione - oltre al supesintema della Colma del Piano relativo a unità prevalentemente glacialigeniche - sono stati raggruppati tutti i depositi legati prevalentemente alla dinamica di versante (es. falde detritiche, coltri colluviali, frane etc...), la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato su tutto il territorio.

Vengono cartografati senza distinzioni a scala di bacino anche tutti i depositi successivi all'ultimo massimo glaciale (LGM), in quanto messi in posto nel medesimo arco temporale e secondo modalità e caratteristiche omogenee su tutto il territorio.

La loro eventuale suddivisione con criteri bacinali avrebbe comportato un inutile appesantimento della carta senza peraltro aggiungere dati realmente significativi, sia relativamente al quadro stratigrafico, sia per la comprensione dell'evoluzione del territorio. Tale raggruppamento comprende quindi (Fig. A2):

a) sintema del Po: racchiude tutti i depositi - indipendentemente dall'agente deposizionale - formati posteriormente all'ultimo evento glaciale pleistocenico; è diacrono su tutta la sua estensione e abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene. Nelle aree di alta quota glacializzate nel corso dell'Olocene, al suo interno sono distinti: un subsintema che raggruppa tutti i depositi glacialigenici relativi all'avanzata della Piccola Età Glaciale (PEG), un subsintema relativo ai sedimenti delle avanzate oloceniche anteriori alla

PEG - ove presenti - e un terzo comprendente i depositi della fase successiva alla PEG. Il sintema del Po è sinonimo del sintema postglaciale alpino definito nei fogli orientali (Trentino, Veneto).

b) supersintema della Colma del Piano, nel significato sopra specificato, ovvero come unità comprendente tutti i depositi glacialigenici anteriori all'LGM entro le valli. Il supersintema della Colma del Piano è sinonimo *p.p.* del supersintema del Monte Spinale dei fogli curati dalla Provincia Autonoma di Trento.

c) alteriti: comprendono corpi geologici generati a spese del substrato attraverso un'alterazione pedogenetica profonda - sia a causa di intensità e durata dei processi, sia per predisposizione del *parent material* all'alterazione - tale da cancellarne le originarie caratteristiche litologiche.

d) supersintemi o gruppi definiti per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM o al sintema del Po:

- supersintema di Palazzago (non affiorante nel Foglio 079-Bagolino): comprende principalmente depositi colluviali e di trasporto in massa 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.

- gruppo di Prato Grande: comprende depositi di versante, macereti e depositi di frana non cementati, alterati dopo la sedimentazione, e localizzati all'interno delle valli. Rientrano in questa definizione anche le porzioni di versante disarticolato e ribassato per gravità all'interno delle quali non sia più ricostruibile l'originaria successione stratigrafica, nonché gli accumuli di blocchi - non alimentati dall'alto ma generati comunque dal movimento per gravità del proprio substrato - che costituiscono la porzione superiore di versanti interessati da DGPV.

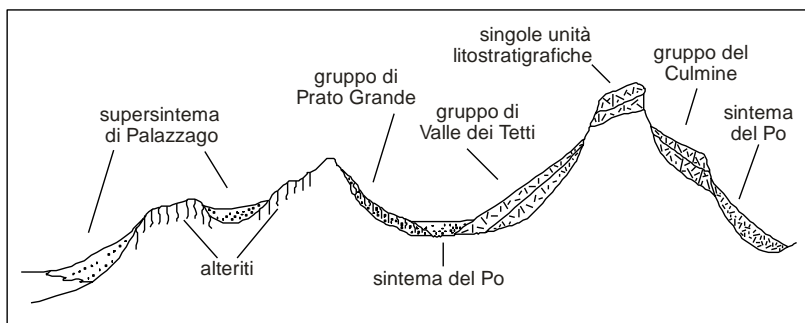


Fig. A2 – Unità non distinte in base al bacino di appartenenza: schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura e in media valle.

- gruppo di Valle dei Tetti (non affiorante nel Foglio 079-Bagolino) 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 a 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.

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). Il gruppo del Culmine corrisponde a parte dei depositi cartografati entro il supersistema del Monte Spinale (Trentino occidentale), nonché ai depositi del gruppo di Forte Casara (Trentino centro-orientale).

2.3 - CRITERI PER LA SINTESI CARTOGRAFICA E TESTUALE

2.3.1. - *Cartografia*

Nell'ambito dei corpi sedimentari definiti come UBSU, ove la cartografabilità lo consentiva, sono state differenziate - mediante sovrassegni sul colore dell'unità di appartenenza - le singole porzioni caratterizzate da specifiche facies sedimentarie, allo scopo di meglio precisarne il contesto deposizionale e la relativa paleogeografia. Tale notazione non è stata utilizzata nel caso di unità litostratigrafiche, di per sé già distinte in base a litologia e quindi facies sedimentaria.

Nel testo quindi, 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. supersistema non suddiviso in sintemi);

- indifferenziato/a: unità (di qualsiasi rango) non suddivisa al suo interno sulla base delle facies in essa presenti.

Per i depositi alluvionali nelle valli, la granulometria varia entro il singolo affioramento, spesso con ripetute intercalazioni a scala inferiore alla cartografabilità; nella pianura, l'analisi di aree campione ha mostrato come la granulometria vari a scala estremamente locale, e spesso in collegamento con l'attività antropica superficiale, rendendo quindi il dato poco significativo. In ambedue i casi si è quindi utilizzato il simbolo "a ghiaie prevalenti" indipendentemente dalla granulometria del deposito; solo in alcuni casi, significativi per estensione dell'area, i depositi a granulometria fine prevalente (limi e argille) sono stati distinti con l'apposito simbolo.

Particolare attenzione è stata posta nell'utilizzo della tradizionale simbologia geomorfologica, riportando cartograficamente solo le forme significative ai fini di una migliore comprensione della successione stratigrafica.

Il simbolo "orlo di terrazzo" è stato utilizzato esclusivamente per indicare l'evidenza morfologica di superfici erosionali che siano limiti di unità, indipendentemente dal grado gerarchico delle stesse, e in maniera totalmente svincolata da una qualsivoglia genesi "alluvionale". Esso quindi indica scarpate erosionali che tronchino depositi di facies varia (versante, glaciale, lacustre, alluvionale etc.), e che rappresentino l'evidenza morfologica di un limite stratigrafico per erosione. Come tale, esso viene utilizzato:

a - quando un'unità litostratigrafica continentale è troncata dall'escavazione di una superficie entro cui si è poi deposta un'unità successiva; in questo caso le due unità possono non essere in contatto diretto fra di loro, ma la scarpata erosionale comunque evidenzia i loro rapporti reciproci, ovvero che l'unità più bassa è quella di più recente deposizione, incassata entro l'unità più alta, e non viceversa come nella stratigrafia classica.

b - entro una UBSU di rango superiore che venga cartografata senza distinguere al suo interno le unità di rango inferiore che la costituiscono (es: un supersistema che riunisca più sistemi e/o subsistemi cronologicamente successivi), per evidenziare come questa sia il prodotto di più fasi di erosione e deposizione ben distinguibili a scala maggiore. Soprattutto nelle aree di pianura, ove la scala della carta non permette di evidenziare topograficamente dislivelli e gradini morfologici significativi, diviene infatti fondamentale poter rintracciare, entro le unità di rango superiore cartografate come indistinte, le evidenze di terreno dei limiti delle unità di rango inferiore che le compongono e ne giustificano la collocazione gerarchica; in assenza di tali indicazioni, accorpamenti di unità in contatto laterale fra loro apparirebbero come "eteropici", rendendone ingiustificata la distinzione, mentre nel dettaglio essi non risultano mai isocroni, bensì costituiti da singole unità lateralmente incassate entro le unità del corpo limitrofo più antiche.

c - quando una UBSU tronca un'altra UBSU, indipendentemente dalla morfologia cartografata; a esempio, la scarpata-limite può venire a costituire l'orlo di un conoide più antico re-inciso, oppure l'orlo di una morena troncata in discordanza dall'incisione entro cui sedimenta l'unità successiva.

Forme di origine glacialigenica: sono state selezionate quelle indicative della massima estensione e/o della geometria dei singoli ghiacciai nelle varie fasi. In quest'ottica, fra le forme deposizionali sono stati privilegiati, per ciascuna unità, i cordoni morenici più esterni o, all'interno di essa, quelli che comunque indichino pulsazioni minori anche se non distinte cartograficamente. Analogamente, vengono indicati esclusivamente singoli

massi - o gruppi di massi – erratici, significativi in quanto elementi che permettano di ricostruire il margine della lingua glaciale in una specifica fase; anche entro aree con copertura continua di depositi glaciali, essi costituiscono spesso il dato più evidente che permette di tracciare - per interpolazione - il limite fra due unità, in assenza di spaccati significativi. Fra le forme di esarazione, dossi montonati e strie glaciali appaiono diffusi su tutti i litotipi silicatici a grana fine; essi vengono quindi segnalati solo laddove utili per delineare una *trimline*.

Forme legate a depositi alluvionali: vengono evidenziati morfologicamente i conoidi la cui genesi appaia strettamente legata a correnti trattive, ovvero dinamiche di tipo alluvionale.

In molti casi si osservano allo sbocco delle valli laterali corpi complessi - solo grossolanamente a forma di cono - entro i quali sono distinguibili più fasi di aggradazione ad opera di fenomeni gravitativi a carattere catastrofico, e incassata entro questi un'ultima fase prettamente alluvionale: in questo caso il simbolo morfologico viene utilizzato per il cono alluvionale s.s., evidenziando così la genesi polifasica dell'intero corpo.

Forme legate a depositi per gravità: per evitare il proliferare di simboli, non vengono invece distinte tutte quelle forme apparentemente riconducibili a un cono, ma legate all'espansione entro la valle principale di depositi di frana provenienti dal canalone a monte; in questi casi viene privilegiata l'informazione relativa alla facies.

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.

2.3.2. - Note illustrative

Nel testo delle note, i caratteri indistinto/a e/o indifferenziato/a riferiti alle unità stratigrafiche neogenico-quadernarie descritte, vengono usati nella seguente accezione:

- 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.

Le situazioni riscontrate sul terreno, e la già citata complessità dell'area di pertinenza trentina, hanno anche portato ad un particolare approccio nella descrizione delle singole unità. Mentre infatti per la parte lombarda la scheda di sintesi delle caratteristiche litologiche e morfologiche appare sufficiente alla identificazione dei singoli litosomi, per la parte trentina molto spesso le descrizioni di dettaglio a scala locale appaiono decisive per

l'inquadratura dei problemi ad esse sottesi; si è scelto quindi di riportarle in appositi *box* in corpo minore ed estrapolati dal testo della scheda di riferimento.

2.4 - TESSITURA E STRUTTURA

(a cura di G. Bargossi)

Tessitura e Struttura descrivono l'organizzazione e l'aspetto delle rocce.

Secondo la Scuola petrografica italiana, la tessitura definisce le caratteristiche generali e la disposizione spaziale dei minerali e degli aggregati di minerali costituenti la roccia e la struttura definisce il colore, il grado di cristallinità, le dimensioni, la forma e le interrelazioni dei minerali costituenti.

La Scuola anglosassone con il termine *Texture* descrive caratteristiche simili a quanto definito dal termine Struttura e con il termine *Structure* indica aspetti analoghi, ma non del tutto coincidenti, al termine Tessitura. La Scuola anglosassone utilizza inoltre il termine *Fabric* che riunisce le proprietà definite da *Texture* e *Structure*.

In mancanza di una terminologia universalmente accettata e proposta dalle Commissioni internazionali (*International Union of Geological Science*), in queste Note illustrative sono state adottate le tradizionali definizioni della Scuola italiana.

II. STUDI PRECEDENTI

1. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA DI BASE

La cartografia geologica ufficiale preesistente è rappresentata dai Fogli 20 “Adamello” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1953), 34 “Breno” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1970) e 35 “Riva del Garda” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1948) alla scala 1:100.000.

Di parti dell’area esistono inoltre numerose altre cartografie a colori, edite a scala diversa (1:25.000 – 1:50.000). In particolare, per il settore meridionale, si può tenere conto della “*Carta geologica dei depositi continentali permiani a Sud dell’Adamello*” di CASSINIS (1987-88), della “*Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell’Adamello*” di BONI *et alii* (1972) e dello schema di SANTI (1986) per l’area del Monte Tanarone.

Per il settore settentrionale invece sono disponibili la “*Geologische Karte del Adamellogruppe*” di SALOMON (1908-10), la “*Carta geologica del Gruppo Adamello-Presanella*” di CALLEGARI *et alii* (CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE, 1998) e la “*Geologische karte del Re di Castello Massif*” di BRACK (1984b). Per la successione dell’Anisico nell’area del Dosso dei Morti è consultabile la carta schematica di GAETANI (1969) e per il settore tra Pieve di Bono e Roncone la carta schematica di CASTELLARIN & SARTORI (1982).

Per gli aspetti morfologici e di geologia del quaternario si ricorda la carta di CASTIGLIONI (1961) sui depositi glaciali del Gruppo Adamello-Presanella.

Per gli aspetti strutturali si dimostrano utili gli schemi riportati nella «Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)», nella parte

relativa ai Fogli 34 Breno (CASSINIS & FORCELLA, 1981) e 35 Riva del Garda (CASSINIS & CASTELLARIN, 1981).

2. - BASAMENTO METAMORFICO

(a cura di G.B. Siletto)

Nell'area del foglio, il basamento cristallino delle Alpi Meridionali affiora limitatamente nel settore a NE ("Scisti della Val Rendena" *Auct.*) e in maniera più estesa nella zona meridionale ("Massiccio delle Tre Valli Bresciane" *Auct.*).

Lo studio degli "Scisti di Rendena" fu intrapreso inizialmente da SALOMON (1908) e TRENER (1910a,b, 1911). A questi lavori preliminari succedono rilievi di maggior dettaglio condotti da BIANCHI & DAL PIAZ (1937a,b, 1948, 1950) e dai loro allievi in tesi di laurea inedite che riguardano aree limitrofe al foglio (CORTELLAZZO, 1953; LOCARDI, 1958; QUARANTOTTO, 1959; ROSA, 1956; SAMPURNO, 1961).

Il basamento metamorfico affiorante a S del massiccio dell'Adamello è stato storicamente denominato "Massiccio delle Tre Valli Bresciane" (ARDIGÒ & BONI, 1952), perché affiora in Val Caffaro, Val Trompia e Val Camonica, ed è l'affioramento di basamento più meridionale nelle Alpi Meridionali lombarde. E' stato descritto da BIANCHI & DAL PIAZ (1937a,b) come un complesso filladico fittamente ripiegato, alla cui sommità sono intercalati gneiss di aspetto variabile, talora occhiadini. BONI & BALCONI (1942) ne studiarono la petrografia, riconoscendo diverse unità: gneiss a biotite e/o clorite, filladi quarzifere (con clorite o mica chiara, talora con granato) passanti ad ardesie, micascisti a muscovite o a muscovite, biotite e clorite, talora con granato; gli gneiss sembrano essere concentrati nella parte sommitale, a contatto con la successione sedimentaria permiana.

Nelle note illustrative del Foglio 34 "Breno" (BIANCHI *et alii*, 1971) le rocce del basamento metamorfico del "Massiccio delle Tre Valli Bresciane" sono raggruppate sotto il nome di "Gruppo dei Micascisti del Maniva", che include:

- filladi quarzifere cloritiche e micaceo-cloritiche granatifere talora passanti ad argilloscisti;
- micascisti muscovitici e muscovitico-biotitici-cloritici, più o meno granatiferi (sono il litotipo predominante);
- paragneiss biotitici e biotitico-cloritici o a due miche, spesso granatiferi o anche zoisitici;
- gneiss occhiadini.

Secondo BIANCHI *et alii* (1971) esistono inoltre forme di passaggio fra i micascisti e gli gneiss, rappresentate da micascisti feldspatici a due miche e da gneiss a due miche con granato e clinozoisite.

GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN (1983) descrivono filladi quarzifere

passanti talora a micascisti, filladi a cloritoide e gneiss albitici ad epidoto, da minuti a occhiadini, e mettono in evidenza la scarsità di anfiboliti e marmi, ancora meno abbondanti rispetto al basamento metamorfico delle Alpi Meridionali lombarde nel settore orobico. Secondo questi Autori la struttura generale del basamento è una monoclinale immergente a N, in cui si riconoscono localmente pieghe a grande scala sottolineate dai livelli gneissici.

L'età del metamorfismo è presumibilmente precarbonifera, in quanto in alcuni casi le unità metamorfiche sono in contatto stratigrafico con il soprastante Conglomerato Basale, attribuito al Carbonifero (BIANCHI *et alii*, 1971). I micascisti al contatto con i sovrastanti porfidi quarziferi inferiori (Ignimbriti Inferiori *Auct.*) hanno fornito età erciniche (comprese tra 342 ± 12 e 390 ± 13 Ma, K/Ar su mica chiara; SAVELLI & BALBONI, 1984). In un'area adiacente (Foglio 078-Breno, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2012b) sono segnalate due masse ignee con aree di affioramento ridotte, legate al magmatismo di età tardo-ercinica (BIANCHI *et alii*, 1971; DE CAPITANI *et alii*, 1994):

- dioriti quarzifere biotitico-anfiboliche di Val di Rango;
- granodioriti e graniti di Val Navazze.

Secondo DE CAPITANI *et alii* (1994) le rocce ignee di Val Navazze si trovano a contatto diretto e indisturbato con il Verrucano Lombardo; le analisi effettuate hanno permesso di datare la granodiorite di Val Navazze tra 271 ± 4 e 274 ± 4 Ma. Le dioriti di Val di Rango sono cristallizzate in profondità (P circa 4 kbar e $T > 750^\circ\text{C}$), mentre la granodiorite di Val Navazze ha subito due fasi di cristallizzazione, di cui la principale vicina alla superficie (P circa 1,5 kbar e T circa 550°C).

3. - COPERTURE SEDIMENTARIE E VULCANICHE PERMO-MESOZOICHE

(a cura di G. M. Bargossi, F. Berra, G. Gasparotto, M. Marocchi e G.B Siletto)

3.1 - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

La linea delle Giudicarie Sud separa il Foglio 079-Bagolino in due settori caratterizzati dall'affioramento di successioni sedimentarie di età differenti: nel settore occidentale affiorano unità di età compresa tra Permiano e Triassico superiore (il Norico è poco rappresentato) mentre nel settore orientale sono dominanti unità di età comprese tra il Norico e il Cretacico inferiore.

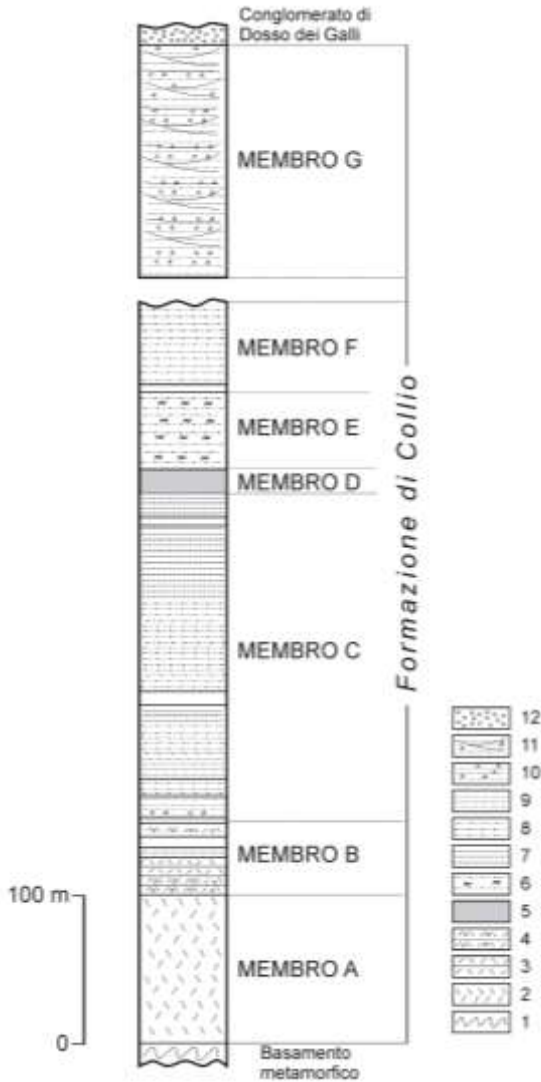


Fig. A3 - Colonna stratigrafica della sezione tipo della Formazione di Collio, modificata da CASSINIS (1966a). 1- Metamorfico, 2- Ignimbrite, 3- Tufo, 4- Tufo a lapilli, 5- Lava, 6- Siltite con pomici, 7- Argillite, 8- Siltite, 9- Arenaria, 10- Arenaria con breccia e puddinga, 11- Conglomerato poligenico e arenaria, 12- Conglomerato.

I sedimenti vulcanici e terrigeni permiani che costituiscono il Bacino della Val Trompia sono studiati sin dal XIX secolo (SUESS, 1869; GEINITZ,

1869) e sono stati oggetto di successivi dettagliati lavori stratigrafici e petrografici (es. COZZAGLIO, 1927; BONI, 1955; ARDIGÒ, 1955; CASSINIS, 1966a, 1966b; 1969a, 1969b, 1988; CASSINIS & DOUBINGER, 1992; CASSINIS *et alii*, 1978; CASSINIS *et alii*, 1999). La successione permiana è suddivisa in due cicli (CASSINIS *et alii*, 1988; MASSARI, 1988; MASSARI *et alii*, 1994): (ciclo inferiore) Formazione di Collio (con corpi vulcanici intercalati), conglomerato del Dosso dei Galli, vulcanite di Auccia; (ciclo superiore) Verrucano Lombardo .

CASSINIS (1966a) descrisse inizialmente una sezione-tipo del Permiano Inferiore in Val Trompia individuando sette membri, che comprendevano depositi sedimentari e manifestazioni laviche (Fig. A3).

Con il termine “Porfidi quarziferi inferiori” viene indicato il cosiddetto “Complesso eruttivo di base” di ARDIGÒ & BONI (1952), denominato successivamente come “Porfidi quarziferi inferiori” (PEYRONEL PAGLIANI, 1965). Ulteriori contributi alla stratigrafia di quest’area furono redatti da BONI (1955) e da ARDIGÒ (1955). Inizialmente essi venivano considerati come la porzione (vulcanica) inferiore della Formazione di Collio (membro “A” di CASSINIS, 1966a) ma, attualmente vi è la tendenza a considerarli come unità a sè stante, scorporandola dalla Formazione di Collio (e.g. CASSINIS & PEROTTI, 1997, 2007; CASSINIS *et alii*, 2000; CASSINIS *et alii*, 2007).

La successione del Permiano superiore (Verrucano Lombardo) presenta caratteristiche granulometriche generalmente più fini di quelle tipiche di questa formazione nei settori occidentali. In passato è stata proposta l’istituzione della Arenaria del Monte Mignolo (CASSINIS, 1966b), qui abbandonata perché considerata in sinonimia con il Verrucano Lombardo.

La successione Triassica è stata oggetto di studi fin dal passato, dove hanno rivestito un ruolo importante soprattutto per la definizione della stratigrafia del Triassico Medio: ESCHER & LINTH, 1853; HAUER & RITTER, 1855; BENECKE, 1866, 1868; CURIONI, 1877 e LEPSIUS, 1878). Dalla località di Daone deriva anche il nome *Daonella* (MOJSISOVICS, 1874), importante indicatore biostratigrafico; nel foglio sono presenti numerose località tipo di unità litostratigrafiche (Calcere di Prezzo, Calcere di Camorelli - Membro del Calcere del Dosso dei Morti). Anche la Formazione di Buchenstein fu oggetto di studi biostratigrafici fin dalla seconda metà del XIX secolo (BITTNER, 1881, 1883; MOJSISOVICS, 1882). Le successioni triassiche a contatto con il plutone dell’Adamello sono state studiate da diversi autori, tra i quali si segnalano in particolare GAETANI (1983), BRACK *et alii* (1983) e BRACK (1984a, b). Nel Foglio 079-Bagolino è presente lo stratotipo del limite Anisico –Ladinico, ubicato presso il paese di Bagolino (BRACK *et alii*, 2005; si veda il capitolo VI.5.1)

Oltre la Linea delle Giudicarie Sud la successione affiorante è più giovane, comprendendo successioni dal Norico al Cretacico. Le successioni triassiche sono state descritte da BONI & CASSINIS (1973) nella loro carta

geologica: si tratta prevalentemente di successioni noriche di piattaforma (Dolomia Principale) interessate dalla presenza di numerosi bacini intrapiattaforma (dolomie zonate e Calcarea di Zorzino), documentando una evoluzione stratigrafica simile a quella di aree limitrofe (TROMBETTA & BOTTONI, 1993). La successione retica presenta caratteristiche che la distinguono parzialmente da quella tipica del Bacino Lombardo: in particolare il Calcarea di Zu presenta una marcata riduzione dell'apporto argilloso, portando ad una suddivisione in membri diversa da quella presente nei fogli geologici più occidentali e uguale a quella adottata nel Foglio 080-Riva del Garda (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005b).

Le differenze litologiche portano anche ad una nomenclatura parzialmente diversa per la successione giurassica, se confrontata con quella del Bacino Lombardo e con quella oltre la linea Ballino-Garda (Alto di Trento): anche per queste successioni, la nomenclatura utilizzata è analoga a quella dell'adiacente Foglio 080-Riva del Garda.

3.2 - IL VULCANESIMO PERMIANO

Nel tardo Paleozoico, al di sopra del basamento metamorfico delle Alpi Meridionali, si imposta un articolato sistema eruttivo i cui prodotti affiorano attualmente su una vasta area compresa tra le Dolomiti orientali e la Val Sesia e Canavese (Fig. A4).

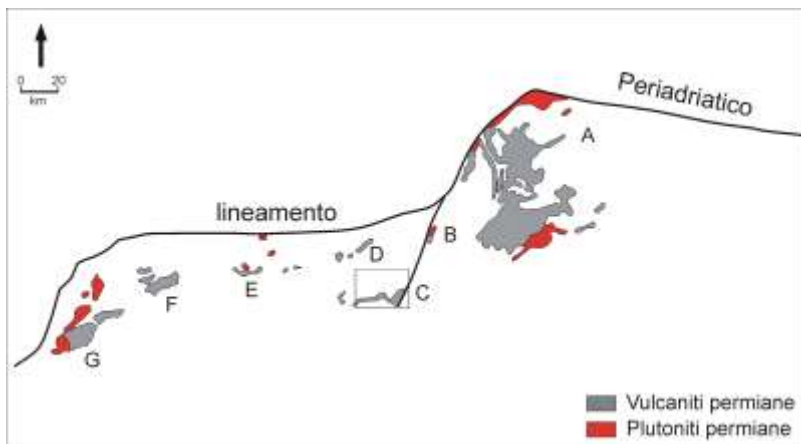


Fig. A4 - Distribuzione delle vulcaniti e delle plutoniti permiane nelle Alpi Meridionali. La cornice racchiude l'area del Foglio 079-Bagolino. A- Trentino Alto Adige e zona di Monte Luco (Gruppo Vulcanico Atesino, GA). B- Val Rendena. C- Val Trompia, Val Caffaro, Valle di Daone (Gruppo delle Tre Valli Bresciane). D- Val Seriana. E- Val Brembana e Bergamasco. F- Varesotto e Luganese. G- Val Sesia e Canavese.

In un intervallo temporale compreso tra 291 Ma (VISONÀ *et alii*, 2007) e 285-274 Ma (MORELLI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008), un'imponente attività magmatica produce grandi quantità di rocce vulcaniche, subvulcaniche e plutoniche comprendenti termini a diversa composizione, da acidi a basici (BARGOSSÌ *et alii*, 1979 e 1996; DEL MORO & VISONÀ, 1982; DI BATTISTINI *et alii*, 1988; BARTH *et alii*, 1993; BONIN *et alii*, 1993; ROTTURA *et alii*, 1998). Secondo le ipotesi più accreditate l'attività magmatica si originerebbe durante una fase tettonica transtensionale-estensionale con sviluppo di bacini delimitati da faglie di *strike-slip* destro nella crosta superiore fragile, che condiziona la risalita dei magmi e la loro messa in posto (MASSARI, 1988; DAL PIAZ, 1993; CASSINIS & PEROTTI, 1994).

Tutti i prodotti magmatici permiani costituiscono una serie da metalluminosa a leggermente peralluminosa che mostra caratteristiche mineralogiche, petrografiche e chimiche proprie di associazioni a carattere seriale subalcalino con chiara affinità calcicalina e sono caratterizzati da *pattern* delle REE, normalizzate alle condriti, con variabile arricchimento delle LREE, da moderata a molto accentuata (rioliti) anomalia negativa di Eu ed assenza di significativi frazionamenti di HREE. I dati di campagna, petrografici, geochimici ed isotopici (rapporto iniziale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da 0,7057 a 0,7114; valori di ϵNd da -2,7 a -7,4; $\delta^{18}\text{O}$ tra 7,6 e 9,5 ‰), in accordo con BARTH *et alii* (1993) e ROTTURA *et alii* (1998), mettono in evidenza la natura ibrida dei prodotti magmatici del Permiano inferiore, originati attraverso complesse interazioni tra magmi del mantello e materiale crostale.

3.2.1. - Età del vulcanesimo permiano

Il Gruppo Vulcanico Atesino (GA), al passaggio tra ignimbriti riodacitiche e ignimbriti riolitiche, presenta intercalazioni sedimentarie a granulometria arenacea di ambiente fluvio-lacustre associate a tufi. La presenza di acqua, in concomitanza di una stasi di attività vulcanica, permette lo sviluppo di forme di vita vegetale ed animale, fra cui i rettili. Circa 5 km ad E del Lago delle Piazze (Altopiano di Pinè), a Malga Stramaiolo (1680 m), in orizzonti arenacei, fu rinvenuto nel 1931 il *Tridentinosaurus antiquus* (DAL PIAZ (LEONARDI, 1959)) che permise di attribuire questi sedimenti al tardo Carbonifero-Permiano inferiore.

La sequenza vulcano-sedimentaria permiana di Monte Luco (Foglio 026-Appiano, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2007b) è caratterizzata nella parte superiore, al passaggio tra le ignimbriti riolitiche inferiori e superiori, dalla presenza di sedimenti di ambiente lacustre che hanno permesso la conservazione di pollini datati al Permiano inferiore (Kunguriano, Ufimiano; BARTH & MOHR (1994). Analoghi studi compiuti nella formazione fluvio-lacustre di Collio e nella Formazione di Tregiovo

(CASSINIS & DOUBINGER, 1991) evidenziano un'età compresa tra Artinskiano ed Ufimiano (Permiano inferiore).

Età radiometriche Rb/Sr sulle vulcaniti del GA sono state ottenute da D'AMICO *et alii* (1980) su biotiti di ignimbriti riolitiche (circa 267 Ma) e da D'AMICO & DEL MORO (1988) su ignimbriti riodacitiche (272 Ma); BARTH *et alii*, (1994) hanno determinato età Th/Pb di 276 Ma su allaniti di ignimbriti riolitiche del GA. Questi ultimi autori con lo stesso metodo hanno determinato un'età di circa 275 Ma sulle granodioriti del plutone di Cima d'Asta che conferma la contemporaneità di attività vulcanica e plutonica.

Più recentemente (SCHALTEGGER & BRACK, 1999 e 2007) hanno compiuto determinazioni di età U/Pb su zircone delle ignimbriti alla base ed al tetto della successione vulcanico-sedimentaria del Gruppo delle Tre Valli Bresciane ottenendo un breve intervallo temporale di attività vulcanica, compreso tra 283 ± 1 e $280,5 \pm 2$ Ma.

L'intervallo temporale di attività vulcanica del Gruppo Vulcanico Atesino è stata recentemente meglio definita con la determinazione di età U/Pb su zircone di campioni della successione vulcanica e delle plutoniti della Val d'Adige comprese fra Merano e Bolzano. Viene definito un ampio intervallo di circa 10 Ma compreso tra 285 e 274 Ma (AVANZINI *et alii*, 2007; MORELLI *et alii*, 2007; MAROCCHI *et alii*, 2008): tale intervallo viene ulteriormente ampliato se si prende anche in considerazione l'età U/Pb su zircone di 291 Ma (VISONÀ *et alii*, 2007) determinata sulle andesiti alla base della successione Ponte Gardena-Castelrotto in Val d'Isarco.

4. - BATOLITE DELL'ADAMELLO

(a cura di G.B. Siletto e P. Brack)

Il batolite dell'Adamello è la maggiore (circa 670 km²) tra le intrusioni terziarie presenti lungo il Lineamento Insubrico, da cui è limitato a N. Il margine E è delimitato dalla Linea delle Giudicarie (Vedi Foglio 20 "Adamello" scala 1:100.000, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1953). Le prime descrizioni petrografiche delle rocce dell'Adamello risalgono a VOM RATH (1864), che coniò il termine "tonalite". SALOMON (1897) considerò l'Adamello e le altre masse ignee presenti lungo il Lineamento Insubrico come cogenetiche e qualche anno dopo (1908-1910) pubblicò la prima carta geologica coerente dell'intero batolite. Nel 1912, TRENER per primo riconobbe la natura composita del batolite, ricostruendo l'ordine di intrusione di sei masse principali.

BIANCHI & DAL PIAZ (1937a, b) confermarono la tesi delle intrusioni multiple, e nella loro carta geologica tra Val Stabio e Val Caffaro dimostrarono che la Tonalite del Monte Re di Castello di TRENER è in realtà un mosaico di diversi corpi magmatici attraversati da sciami di filoni. I

lavori di BIANCHI & DAL PIAZ (1948) portarono all'edizione del Foglio 20 "Adamello" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1953).

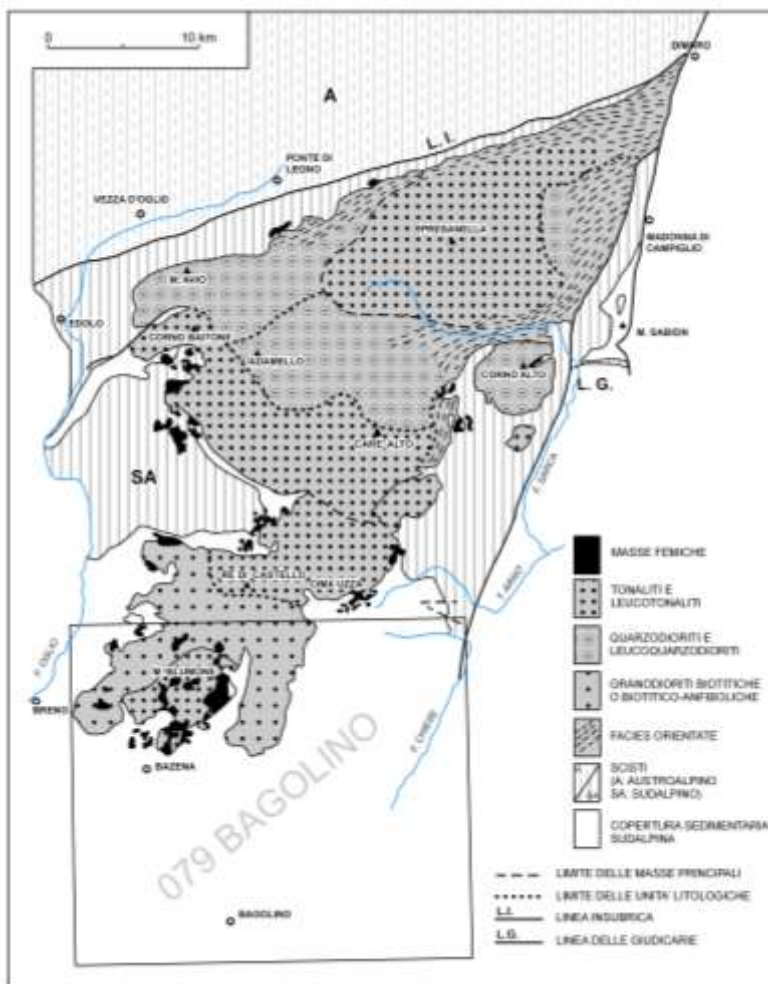


Fig. A5 – Le principali unità intrusive dell'Adamello (modificata da BIANCHI et alii, 1970). La cornice indica l'area del Foglio 079-Bagolino.

Alla fine degli anni '60 venne effettuata una revisione petrografica completa che portò alla stesura di una nuova carta schematica dell'intero batolite (BIANCHI et alii, 1970) in cui sono distinte quattro superunità prevalentemente tonalitiche, ognuna comprendente un certo numero di corpi magmatici (superunità del Monte Re di Castello, dell'Adamello, della

Presanella, del Corno Alto; Fig. A5). Le relazioni di terreno fra le differenti masse permisero a CALLEGARI & DAL PIAZ (1973) di ricostruire una cronologia relativa di intrusione, da cui risultava come le masse meridionali fossero più antiche di quelle settentrionali. Queste osservazioni, in accordo con le poche datazioni radiometriche disponibili, furono confermate dagli studi geocronologici di DEL MORO *et alii* (1985a), sulla base dei quali si comprese che il batolite dell'Adamello si formò in un intervallo di 10-12 Ma, con età decrescenti a partire dalla superunità di Monte Re di Castello (a S, 41-38 Ma) alla superunità della Presanella (a N, 32-29 Ma; Fig. A6). Anche i rapporti iniziali degli isotopi dello Sr (DEL MORO *et alii*, 1985b) mostrano valori caratteristici per le quattro diverse superunità, e indicano una differente origine anche per l'unità del Monte Avio (Fig. A6).

Il Foglio 079-Bagolino comprende quasi interamente la parte meridionale del batolite (*superunità di Monte Re di Castello* secondo BIANCHI *et alii*, 1970), oggetto di numerosi lavori a partire dagli anni '80 (cfr. CALLEGARI & BRACK, 2002), che hanno portato al riconoscimento di diverse unità intrusive a composizione da tonalitica a granodioritica, con specifiche caratteristiche composizionali e tessiturali sviluppatesi durante la messa in posto e la solidificazione magmatica (BRACK, 1985; JOHN & BLUNDY, 1993). Alcuni corpi mafici, studiati dalle scuole di Padova e di Zurigo (cfr. CALLEGARI & BRACK, 2002) sono concentrati lungo le zone marginali della superunità del Monte Re di Castello. Tra questi, ULMER *et alii* (1985) hanno riconosciuto e distinto due complessi gabbri stratificati (Gabbri della Val Fredda e del Blumone), caratterizzati dalla presenza di gabbri a grana fine, granodioriti e trondhjemititi.

Le masse ignee del batolite dell'Adamello sono intruse da diverse generazioni di filoni, con composizione molto diversificata (da picrobasaltica a granitica; CALLEGARI & BRACK, 2002).

La geometria delle zone di contatto con le rocce incassanti, la posizione dei pendenti di tetto e la loro maggior abbondanza all'interno delle unità intrusive più antiche (tonaliti della Val Fredda), suggeriscono che gli eventi intrusivi si siano verificati prevalentemente con un meccansimo di *stoping* magmatico (BRACK, 1985). Le strutture foliate che circondano alcune unità intrusive più recenti hanno suggerito a vari Autori che queste (Leucotonalite del Monte Listino: BRACK, 1985; Tonaliti del Lago della Vacca: JOHN & BLUNDY, 1993) siano intrusioni forzate (*ballooning*).

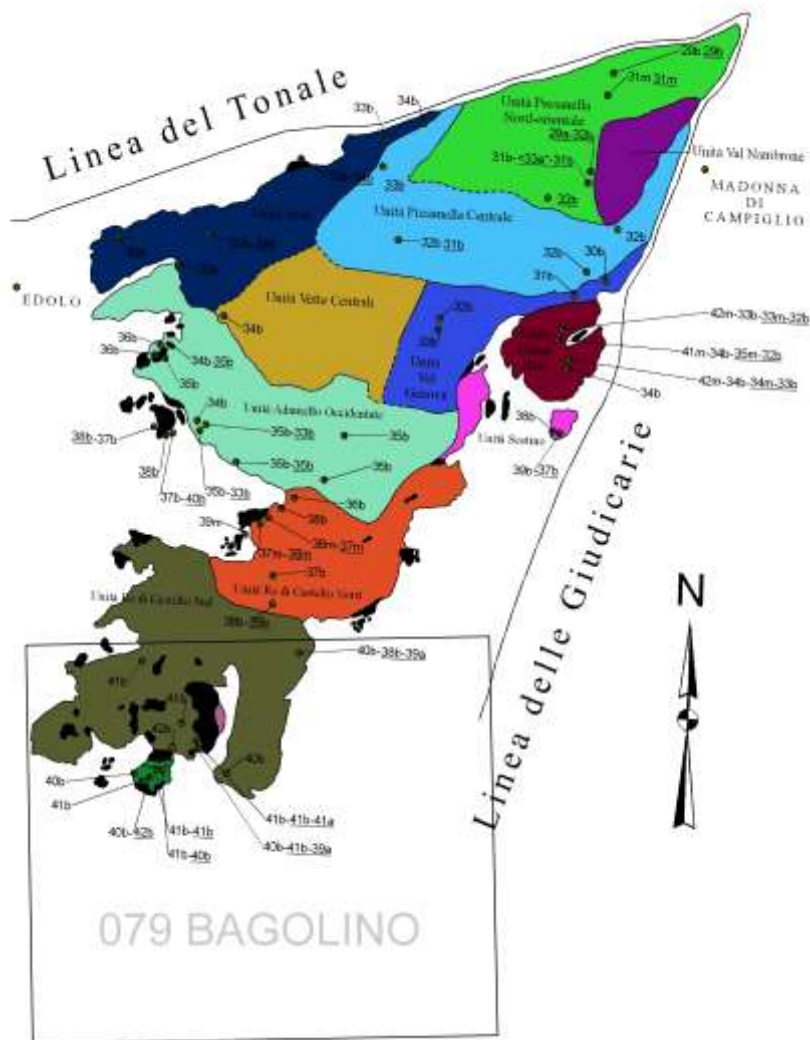


Fig. A6 – Schema geologico del batolite dell'Adamello e dati cronologici (modificato da DEL MORO et alii, 1985a). Abbreviazioni: (m) e (b) = età sulla muscovite e biotite con metodo Rb/Sr; (m) e (b) = età sulla muscovite e biotite con metodo K/Ar; (a) = età sull'orneblenda con metodo K/Ar, (a*) = età sull'orneblenda con metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. In nero le masse femiche. La cornice indica la posizione del Foglio 079-Bagolino.

5. - FILONI, VENE E MINERALIZZAZIONI

(a cura di G. Bargossi, P. Brack e G.B. Siletto)

La presenza di filoni nel basamento metamorfico delle Alpi Meridionali della parte lombarda del Foglio 079-Bagolino venne segnalata da MAIRONI DA PONTE (1782), ma il loro significato viene discusso più in dettaglio a partire dalla seconda metà dell'800 con STOPPANI (1871) che li considerava come effusioni di età retica. CACCIAMALI (1920) considera questi corpi, già riconosciuti filoniani da FORNI (1888), di età terziaria, come accettato anche da DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS (1949). DESIO ritorna all'età mesozoica nel Foglio 33 Bergamo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954), mentre l'età terziaria viene riproposta da MOTTANA (1966), DE MICHELE & ZEZZA (1973) e BECCALUVA *et alii* (1983). Datazioni isotopiche ottenute da CASATI *et alii* (1976) ripropongono una età mesozoica, mentre altre datazioni radiometriche più recenti (ZANCHI *et alii*, 1990; FANTONI *et alii*, 1999) attribuiscono a questi corpi una età terziaria.

Nel settore trentino del foglio, all'interno delle intrusioni dell'Adamello sono stati descritti corpi di tipo filoniano da ALBERTI & STOLFA (1967) e da MONESE (1968). Vengono anche riconosciuti filoni intrusi nelle coperture da BRUNO (1946), DIENI & VITERBO (1960, 1961), DE PIERI & JUSTIN VISENTIN (1970) e da BRACK (1983).

Le mineralizzazioni nei depositi permiani e triassici, avvenute in relazione all'attività magmatica tardiva dell'Adamello, sono state prese in esame da DE LUCCHI (1939), HIEKE MERLIN (1945), SCHIAVINATO (1946), FRIZZO (1984, 1997), FRIZZO & SCUDELER BACCELLE (1985), DI COLBERTALDO & MARZOLO (1964), CORTECCI & FRIZZO (1993), CASSINIS *et alii* (1997), DE CAPITANI *et alii* (1999). In questi studi, si evidenzia come la distribuzione di queste mineralizzazioni, avvenga lungo zone di paleofaglie distensive, ossia in settori paleogeografici di transizione tra dorsali e bacini.

Le mineralizzazioni a barite, oggetto di attività estrattiva a monte di Darzo nel versante destro della Valle del Chiese, vengono inserite nella così denominata "Fascia Sud" (nei confronti del corpo intrusivo dell'Adamello) allungata circa E-O e quindi distinte da quelle rientranti nella "Fascia Nord" (settore a cavallo del Lineamento Orobico) in cui le stesse mineralizzazioni a barite hanno una distribuzione più limitata.

6. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE

(a cura di D. Corbari)

La letteratura di riferimento relativa ai depositi quaternari è scarsa e limitata ad alcune note brevi di DESIO (1952) nonché ad un lavoro di

dettaglio sul Gruppo Adamello-Presanella (CASTIGLIONI, 1961), Relativamente alla cartografia ufficiale, il territorio in esame ricade nei Fogli 34 Breno e 35 Riva della Carta Geologica d'Italia 1:100.000, edite rispettivamente nel 1970 e nel 1948 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1970; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1948). Del 1972 è la "Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello" alla scala 1:50.000 realizzata a cura di BONI & CASSINIS (1973).

L'approccio di tali cartografie ai depositi quaternari è di tipo genetico, con una suddivisione schematica dei sedimenti sulla base dei principali agenti deposizionali: depositi legati ai versanti (detrito sciolto e cementato), depositi alluvionali (terrazzati e non) e lacustri, depositi glaciali, spesso non distinti dai detriti di falda ("morenico misto" di BONI & CASSINIS, 1973). In particolare i depositi glaciali sono considerati per la maggior parte "würmiani" o "stadiali".

Per il bacino dell'Oglio e del Chiese studi specifici sono stati condotti da CHARDON (1975), che utilizza un approccio prevalentemente morfologico.

Più recentemente, CARTON & PELLEGRINI (2000), hanno preso in esame l'assetto geomorfologico dell'area tra il Passo del Maniva ed il Lago Lavena. Secondo questi Autori, durante la massima espansione glaciale (*Last Glacial Maximum* LGM), tutta l'area ospitava ghiacciai locali connessi, tramite piccole lingue, con i ghiacciai principali della Valle dell'Oglio ad O e delle Valli Caffaro e Chiese a E.

III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

1. - BASAMENTO CRISTALLINO

Il basamento metamorfico affiora limitatamente nel settore nord-orientale (“Scisti della Val Rendena” *Auct.*) e nel settore sud-occidentale del foglio, sul versante settentrionale della Val Trompia e fino a Bagolino oltre il Passo del Maniva.

Il litotipo più comune è rappresentato da metapeliti a mica chiara e clorite, di colore grigio verde. I fillosilicati definiscono una foliazione regionale (S_2) al cui interno sono preservati relitti strutturali (S_1) e mineralogici (granato, cloritoide, staurolite, biotite) più o meno sostituiti da minerali della facies scisti verdi. L’associazione litologica più frequente è data da micascisti \pm filladici, gneiss, rare quarziti, e corrisponde alla “Formazione degli Scisti di Edolo” (SALOMON, 1901) del settore orobico delle Alpi Meridionali, che in questo settore prende il nome di “Gruppo dei Micascisti del Maniva” (BIANCHI *et alii*, 1971). Sono diffuse bande ettometriche in cui si ha una diffusa blastesi di albite (in sostituzione di originaria paragonite?), in porfiroblasti millimetrici. Talora i cristalli di albite arrivano a formare oltre il 50% in volume della roccia, che assume una tessitura gneissica.

Intercalati nei micascisti si ritrovano affioramenti di ortogneiss derivanti da originari corpi intrusivi antichi di composizione granitoide trasformati dal punto di vista tessiturale e metamorfico insieme alle loro rocce

incassanti durante l'orogenesi varisca. Due gruppi sovrapposti di strutture a pieghe varisiche costituiscono il normale *fabric* mesoscopico impostato nel basamento metamorfico pre-permiano. Essi risultano dall'evoluzione strutturale polifasica pre-Alpina avvenuta a differenti profondità nella crosta.

La tettonica convergente Alpina produce un raccorciamento sotto forma di pieghe e sovrascorrimenti che coinvolgono insieme il basamento cristallino e la copertura permo-mesozoica.

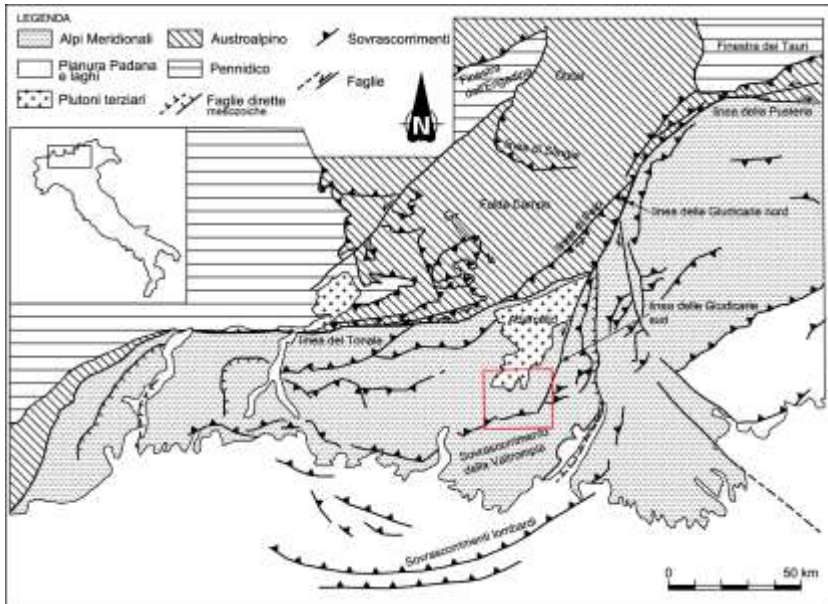


Fig. A7 – Schema tettonico delle Alpi Centrali e delle Alpi Meridionali (Sudalpino). La cornice indica la posizione del Foglio 079-Bagolino. Le faglie mesozoiche sono tratte da BERTOTTI et alii (1993).

2. - “COPERTURE” PERMIANE E TRIASSICHE

Dal punto di vista stratigrafico il Foglio 079-Bagolino può essere suddiviso in più settori caratterizzati da unità geologiche differenti per età, caratteristiche stratigrafiche ed evoluzione post-deposizionale. In primo luogo è possibile distinguere le aree ad oriente e ad occidente del sistema delle Giudicarie (Fig. A7) che attraversa l'area del foglio in senso NNE-SSO lungo l'asse della Valle del Fiume Chiese. L'area orientale è caratterizzata dalla prevalenza di successioni di età compresa tra il Triassico Superiore (Dolomia Principale) ed il Cretacico (Maiolica). La maggior parte

dell'area è comunque rappresentata da unità triassiche, mentre le successioni giurassiche e cretache sono conservate solo in limitati settori. L'evoluzione liassica dell'area ad oriente del sistema delle Giudicarie (settore della Piattaforma di Trento) presenta notevoli differenze rispetto alla coeva successione più subsidente affiorante ad O (Bacino Lombardo, CASTELLARIN & VAI, 1982; CASTELLARIN, 1982; CASTELLARIN & PICOTTI, 1990).

L'area ad O del sistema delle Giudicarie si presenta più articolata, e al suo interno è possibile riconoscere tre settori con caratteristiche stratigrafiche distinte. Un primo settore è rappresentato dall'area a S della Linea della Val Trompia, il secondo è compreso tra la Linea della Val Trompia a S ed il Passo di Croce Domini a N, ed il terzo si estende a N del Passo di Croce Domini.

2.1 - SETTORE A ORIENTE DELLA LINEA DELLE GIUDICARIE

I terreni affioranti in questo settore sud-orientale del Foglio 079-Bagolino appartengono alle classiche successioni stratigrafiche di età Triassico superiore del dominio lombardo, separato dal dominio veneto-trentino dalla linea Ballino-Garda attiva a partire dal Triassico Superiore (CASTELLARIN, 1982). Recenti lavori di revisione stratigrafica hanno consentito il confronto fra queste successioni con quella dell'area veneto-trentina e, soprattutto, con quella dolomitica (GAETANI *et alii*, 1998). Le variazioni laterali delle singole unità stratigrafiche riscontrate nell'area del foglio, che si riflettono sia nelle associazioni di facies e sia negli spessori, sono legate al particolare assetto di questo settore più orientale del Bacino Lombardo durante il Norico, condizionato dalle fasi precoci del *rifting* che precedette l'individuazione della Tetide Giurassica; il conseguente quadro paleogeografico è quindi caratterizzato da zone di "alto relativo" in cui persistono le condizioni di piattaforma carbonatica (Dolomia Principale) accanto ad aree tettonicamente ribassate in cui si instaurano condizioni bacinali (dolomie zonate e Calcare di Zorzino). Tale assetto così articolato ed accidentato condiziona la successiva deposizione delle successioni del Norico superiore-Retico inferiore variandone lateralmente le facies e, soprattutto, gli spessori. Il ripristino di condizioni di "mare basso" in tutta l'area considerata avviene con la deposizione della parte superiore del calcare di Zu (membro di Tremalzo); una simile evoluzione verticale avviene alla scala dell'intero Bacino Lombardo e durante il Retico si assiste, quindi, all'instaurarsi di condizioni di piattaforma carbonatica.

2.2 - SETTORE A OCCIDENTE DELLA LINEA DELLE GIUDICARIE

2.2.1. - Settore a S della Linea della Val Trompia

In quest'area affiorano le unità triassiche comprese tra il Servino e la Dolomia Principale, in una successione verticalizzata nei settori più prossimi alla Linea della Val Trompia che tende poi ad assumere giacitura orizzontale verso S. Un importante lineamento tettonico separa la Dolomia Principale dalle unità sottostanti. Al di sopra del Servino e della carniola di Bovegno (che, a causa della vicinanza della Linea della Val Trompia, sono in gran parte elise tettonicamente), la successione è caratterizzata dal potente corpo del Calcare di Angolo, che presenta spessori minori rispetto all'adiacente settore camuno e una evoluzione *shallowing upward*, seguita da un approfondimento documentato dalla deposizione del Banco a Brachiopodi. Le unità più studiate di questo settore sono le unità bacinali dell'Anisico superiore-Ladinico (calcare di Prezzo e Formazione di Buchenstein), riccamente fossilifere (BRACK & RIEBER, 1986, 1993). La successione ladinica prosegue con le facies terrigene della Formazione di Wengen (poco studiata dal punto di vista petrografico) e dal calcare di Esino. Facies peritidali e, successivamente, terrigene (arenaria di Val Sabbia) e miste (formazione di San Giovanni Bianco) di età carnica affiorano solo localmente in questo settore. In contatto tettonico con la successione carnica affiora la Dolomia Principale.

2.2.2. - Settore tra la Linea della Val Trompia e il Passo di Croce Domini

Questo settore rappresenta un elemento fondamentale per la storia dello studio della successione permiana dell'Anticlinale Camuna, in quanto rappresenta l'area tipo di numerose unità qui definite che presentano in questo settore le migliori esposizioni.

I sedimenti vulcanici e terrigeni che costituiscono il Bacino della Val Trompia sono studiati sin dal XIX secolo (SUESS, 1869; GEINITZ, 1869) e sono stati oggetto di successivi dettagliati lavori stratigrafici e petrografici (COZZAGLIO, 1927; BONI, 1955; ARDIGÒ, 1955; CASSINIS, 1966a, 1966b; 1969a, 1969b, 1988; CASSINIS & DOUBINGER, 1992; CASSINIS *et alii*, 1978; CASSINIS *et alii*, 1999). La successione permiana è suddivisa in due cicli (CASSINIS *et alii*, 1988; MASSARI, 1988; MASSARI *et alii*, 1994), che nel bacino trumplino sono rappresentati dalla successione della Formazione di Collio (con corpi vulcanici intercalati), dal conglomerato del Dosso dei Galli e dalla vulcanite di Auccia (ciclo inferiore), e dal Verrucano Lombardo (ciclo superiore). Il ciclo inferiore (Permiano inferiore) si presenta molto articolato, con una successione sedimentaria prevalentemente arenaceo-pelitica (Formazione di Collio), nella quale si intercalano corpi vulcanici effusivi (Ignimbrite basale, "*Dasdana Beds*") che indicano un'importante attività tettonica e vulcanica sindeposizionale.

Questa successione evolve superiormente nel corpo prevalentemente conglomeratico del conglomerato del Dosso dei Galli, unità che comprende anche livelli più fini (Membro della Pietra Simona). L'unità che chiude questo primo ciclo è rappresentata dalla vulcanite di Auccia, unità che non è però sempre presente nel settore del Foglio 079-Bagolino a causa di una fase erosionale che precede la deposizione del Verrucano Lombardo. La successione del primo ciclo, che si presenta chiara e ben documentata nel settore del crinale tra la Val Camonica e la Val Caffaro, si complica nel settore prossimo alla Valle del Chiese, dove sono presenti anche corpi subvulcanici che si intrudono nella successione del Permiano inferiore. La durata del ciclo inferiore risulta essere ridotta: secondo datazioni radiometriche ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zircone; SCHALTEGGER & BRACK, 1999) risulta che la deposizione della intera successione del primo ciclo è avvenuta in un tempo relativamente breve (meno di 5 Ma, tra 283 ± 1 e $280,5\pm 2$).

Il secondo ciclo (Permiano superiore) risulta molto meno attivo dal punto di vista tettonico rispetto a quello sottostante: l'intero ciclo è rappresentato dal Verrucano Lombardo (le "Arenarie del Monte Mignolo", CASSINIS, 1966b, sono un sinonimo più giovane e pertanto da abbandonare), che documenta una erosione che si spinge maggiormente nel basamento ercinico e una assenza di quei fenomeni vulcanici che caratterizzano il ciclo inferiore. Il Verrucano Lombardo nel settore trumplino presenta caratteristiche intermedie tra quelle tipiche del Verrucano Lombardo del settore orobico (prevalenza di conglomerati) e quelle tipiche delle Arenarie di Val Gardena, affioranti oltre il fascio giudicariense (prevalenza di arenarie).

2.2.3. - Settore a N del Passo di Croce Domini

Il limite tra questo settore e quello immediatamente a S, descritto sopra, è convenzionale, non legato a motivi tettonici, ma al fatto che le unità prevalenti nel settore hanno età differenti. Nell'area più settentrionale di questo settore sono presenti affioramenti delle prime unità mesozoiche, Servino e carniola di Bovegno; avvicinandosi al massiccio dell'Adamello affiorano via via i termini più recenti.

Spostandosi verso le porzioni più settentrionali di questo settore si assiste ad un aumento delle deformazioni e della ricristallizzazione legate all'intrusione, che nei settori più prossimi al corpo intrusivo mascherano completamente le originarie caratteristiche sedimentarie. L'aspetto stratigraficamente più significativo di questo settore è la successione del Servino, che presenta analogie con la successione più orientale della Formazione di Werfen, pur presentando spessori decisamente più ridotti. Queste analogie (ITALIAN IGCP 203 GROUP, 1986) documentano come il settore della Val Trompia fosse un settore di passaggio tra le successioni più

prossimali alla costa del settore lombardo e quelle più subsidenti e aperte del settore che si identificherà come alto di Trento durante il Giurassico.

Avvicinandosi all'intrusione del batolite dell'Adamello, la coerenza della successione sedimentaria viene persa (BRACK *et alii*, 1983; BRACK, 1984a,b) e l'intensa trasformazione delle litologie originarie consente al massimo il riconoscimento del protolito, il cui spessore originario è spesso modificato dai fenomeni plastici legati al metamorfismo. Lungo il versante destro della Valle del Chiese la successione sedimentaria si presenta meno interessata dal metamorfismo di contatto e le unità sono riconoscibili nei loro caratteri originari: in questa zona (Valle di Daone) sono presenti numerose serie ben conservate, che hanno favorito anche l'istituzione di diverse unità (calcare di Prezzo; BITTNER, 1881, ROSENBERG, 1962, GAETANI, 1969; Membro del Calcare di Praso del Servino, Calcare di Dosso dei Morti, GAETANI *et alii*, 1970; Conglomerato della Val Daone, CASSINIS & PEYRONEL PAGLIANI, 1976).

3. - BATOLITE DELL'ADAMELLO

Il batolite dell'Adamello è la più estesa (> 670 km²) intrusione terziaria legata all'orogenesi Alpina.

L'analisi del metamorfismo di contatto ha fornito alcune stime sulla profondità dell'intrusione, che è avvenuta a livelli crostali superficiali entro il basamento metamorfico delle Alpi Meridionali e le coperture permotriassiche (1,5-3 kbar; RIKLIN, 1983). Questi valori sembrano essere confermati da considerazioni petrologiche (JOHN & BLUNDY, 1993), che suggeriscono pressioni di circa 3,5 kbar, corrispondenti a circa 12 km di profondità.

I margini dell'intrusione intersecano una serie di pieghe a piano assiale circa verticale, con direzione OSO-ENE, che deformano le rocce incassanti e sono attribuibili alle fasi iniziali dell'orogenesi Alpina (fase D3).

Le relazioni intrusive indicano che il batolite è composito ed è formato da una serie di unità intrusive distinte (BIANCHI *et alii*, 1970) progressivamente più giovani da SO (circa 42 Ma) a NE (circa 30 Ma). Questa successione di eventi è testimoniata anche dai gradienti SO-NE della composizione chimica (DUPUY *et alii*, 1982; MACERA *et alii*, 1985) e isotopica (CORTECCI *et alii*, 1979; DEL MORO *et alii*, 1985a, b) (Fig. A6). Al margine del batolite affiorano alcuni corpi mafici e ultramafici (ULMER *et alii*, 1985; MACERA *et alii*, 1985; BLUNDY & SPARKS, 1992).

Il Foglio 079-Bagolino comprende la parte più meridionale del batolite, corrispondente alla superunità del Monte Re di Castello di BIANCHI *et alii* (1970), costituita da una serie di corpi magmatici di età differente (Fig. A8):

Complessi gabbri stratificati: gabbri pirossenico-anfibolici a grana grossa, talora olivinici, passanti a leucogabbri e anortositi (ULMER, 1986). Gabbri porfirici anfibolico-pirossenici, a grana grossa con locali concentrazioni di orneblenditi oliviniche (Monte Mattoni, 41,6-40,7 Ma, U-Pb su zircone, HANSMANN & OBERLI, 1991; 41,5 Ma, K/Ar su orneblenda, DEL MORO *et alii*, 1985a). Gabbri pirossenico-olivinici con rari livelli di wherliti (Cornone di Blumone, 41,7 Ma, K/Ar su orneblenda, DEL MORO *et alii*, 1985a).

Complesso da gabbri a tonalitico del Cornone di Blumone: gabbri e dioriti anfibolico-pirossenici a grana media-minuta, con anfibolo prismatico allungato e/o aciculare, a tessitura massiccia o fluidale. Dioriti anfibolico-ipersteniche a grana media minuta, con anfibolo aciculare. Gabbri e dioriti anfibolici (e loro varietà quarzifere, fino a tonaliti) a grana media, con caratteristici anfiboli peciliciti ad abito prismatico tozzo e con quantità variabili di clinopirosseno e/o biotite. Tagliano in discordanza i gabbri stratificati (41,7-40,8 Ma, Rb/Sr e K/Ar su biotite, K/Ar e Ar/Ar su orneblenda, DEL MORO *et alii*, 1985a; VILLA, 1983).

Leucotonalite della Val Fredda: Leucotonalite biotitica massiccia, a grana medio-minuta, con caratteristici noduletti quarzosi subcentimetrici e livelli mafici sinintrusivi intercalati (BLUNDY, 1989; BLUNDY & SPARKS, 1992). Varianti anfibolico-biotitiche con tessitura da massiccia a orientata affiorano in alta Val Cadino. Mostra contatti intrusivi contro il Complesso del Blumone (42-40 Ma, Rb/Sr su biotite; 42 Ma, K/Ar su biotite, DEL MORO *et alii*, 1985a; 42-39 Ma, U/Pb su zircone e 42 Ma, U/Pb su thorite, HANSMANN & OBERLI, 1991).

Tonalite del Lago della Vacca: tonalite biotitico-anfibolica a grana media piuttosto minuta, con tessitura massiccia, localmente orientata (42-40 Ma, Rb/Sr e K/Ar su biotite, DEL MORO *et alii*, 1985a; 42,9±0,2 Ma, U/Pb su thorite, HANSMANN & OBERLI, 1991).

Tonalite del Monte Alta Guardia: tonalite biotitica, con anfibolo scarso o assente, a grana da media a grossolana, con biotite idiomorfa.

Tonalite orientata del Monte Listino: tonalite anfibolico-biotitica, da leucocrata a mesocrata, con marcata tessitura parallela evidenziata dal forte assottigliamento degli inclusi femici (frammenti basici, ultrabasici e sedimentari, dicchi basici sinintrusivi). Struttura anulare ai margini del corpo intrusivo del Monte Listino (BRACK, 1985).

Leucotonalite di Malga Listino: leucotonalite biotitico-anfibolica a grana media o minuta, con tessitura massiccia, passante localmente a granodiorite, con caratteristici pacchetti di biotite idiomorfa.

Granodiorite del Bruffione: granodiorite biotitica con anfibolo subordinato o assente (38,6 Ma, Rb/Sr su biotite, e 39,5 Ma, K/Ar su biotite

e su orneblenda, DEL MORO *et alii*, 1985a; 39,9-38,6 Ma, U/Pb su zirconio, e 39,9 Ma, U/Pb su thorite, HANSMANN & OBERLI, 1991).

In generale le tonaliti-granodioriti della superunità del Monte Re di Castello hanno tessitura uniforme, normalmente massiva, anche se talora mostrano una tessitura fortemente orientata messa in evidenza dall'appiattimento degli inclusi mafici (Lago della Vacca, Monte Listino), senza tuttavia mostrare segni di deformazione allo stato solido.

I magmi tonalitici-granodioritici sono intimamente connessi a quelli mafici a tutte le scale, con la formazione di breccie intrusive e rocce generate da *mingling* (Val Fredda, Val Cadino, Monte Blumone).

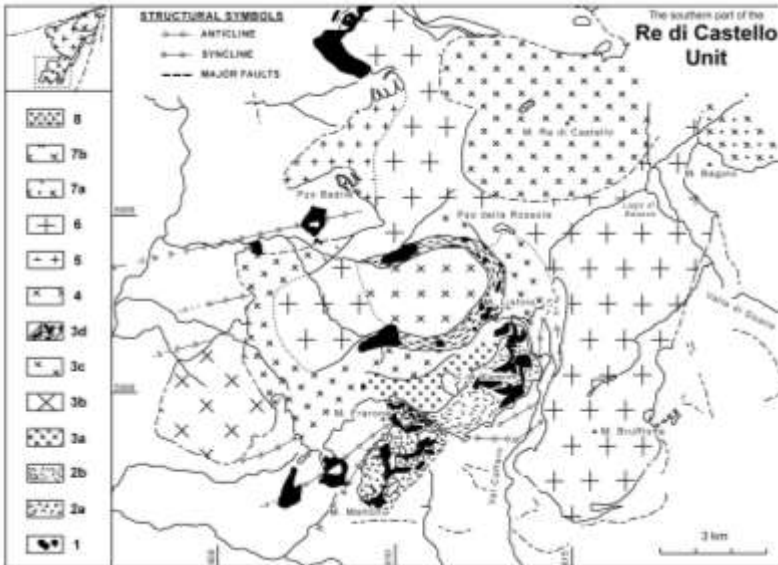


Fig. A8 – Schema della struttura interna della “superunità” del Monte Re di Castello e delle strutture pre- e sin-intrusive. Unità intrusive in ordine di intrusione, dal più antico: 1. gabbri; 2a. leucotonaliti-trondhjemitidi della Val Fredda; 2b. complesso del Blumone; 3a. tonaliti del Lago della Vacca; 3b. tonalite del Monte Alta Guardia; 3c. tonaliti a grana fine; 3d. struttura anulare del Listino; 4. tonalite del Listino; 5. granodiorite del Badile; 6. granodioriti e leucotonaliti del Bruffione-Boazzo-Lago d’Arno; 7a. tonalite della Val Bona; 7b. tonalite del Monte Re di Castello; 8. trondhjemitidi e graniti. (da BRACK, 1983).

Nella parete meridionale del Monte Frerone è presente una successione complessa di filoni di diverse generazioni. BRACK (1981, 1984a,b) distingue 3 episodi principali (Fig. A9 e A10):

filoni pre-tonalitici (Triassico medio?-superiore?) intrudono le rocce incassanti, e sono deformati dalla tettonica alpina pre-intrusione;
filoni pre- o sin-tonalitici precursori dei magmi dell'Adamello, intrudono le strutture regionali alpine, ma hanno subito le deformazioni sin-intrusive e il metamorfismo di contatto;
filoni da sin- a post-tonalitici, indeformati, tagliano sia l'intrusione che le rocce incassanti metamorfosate per contatto.

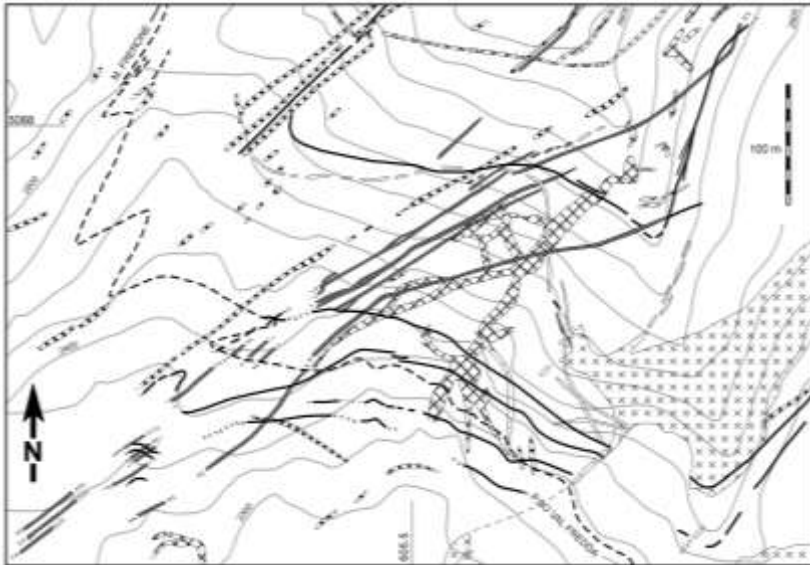


Fig. A9 – Rapporti di intrusione tra diverse generazioni di filoni sul versante meridionale del Monte Frerone. Per la legenda vedi Fig. A8 (da BRACK, 1981).



Fig. A10 – Schema dei rapporti mesoscopici tra le deformazioni (I: pieghe pre-intrusione; II: pieghe disarmoniche e boudinage sin-intrusione) e le principali intrusioni al margine meridionale del Massiccio Re di Castello.

Legenda: 1. porfiriti dacitiche pretonalitiche; 2a. gabbri di Monte Mattoni, Cadino e Frerone; 2b. gabbri del Cornone di Blumone; 2c. masserelle aplitiche; 3a. dioriti, microgabbri e tonaliti del Blumone; 3b. leucoquarzodioriti di Val Fredda; 4a. tonaliti “tipo Lago della Vacca”; 4b. tonaliti a grana media (Cima Terre Fredde); 5. lamprofiri suborizzontali; 6. granodioriti “tipo Monte Bruffione”; 7. filoni aplitici e pegmatitici ± a granato; 8. porfirite anfibolica gabbro-dioritica; 9. lamprofiri subverticali (da BRACK et alii, 1983).

4. - SUCCESIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

(a cura di C. Ferliga e A. Borsato con contributi di D. Corbari, S. Albin, M. Gisolo, E. Marcato e S. Racchetti)

Il foglio comprende aree di media ed alta montagna, con quote comprese tra i 700 m circa nei fondovalle sino a superiori ai 1600 m lungo le creste principali; la quota massima di 2842 m si raggiunge in corrispondenza del Cornone di Blumone.

Fa eccezione il settore orientale, solcato dall'ampio fondovalle del fiume Chiese, il cui decorso NE-SO è controllato strutturalmente dalla Linea delle

Giudicarie (Fig. A11). Esso scende dai 700 m circa presso Lardaro sino ai 368 m del Lago d'Idro, compreso per breve tratto entro il margine meridionale del foglio.



Fig. A11 - Inquadramento fisiografico dell'area del foglio: assi di drenaggio principali e relativi spartiacque: in puntinato gli spartiacque di alcuni sottobacini. Elaborazione grafica S. Racchetti.

I due assi di drenaggio principali - Val Camonica e valle del Chiese, orientate in questo tratto pressoché parallelamente, NNE-SSW - appaiono relativamene ampi, con versanti regolari a media acclività e fittamente segmentati da numerose valli laterali confluenti.

Queste ultime si presentano in genere strette, con versanti di media acclività prevalentemente boscati, controllati dalla diversa competenza dei litotipi affioranti e dal loro assetto strutturale.

Alle quote maggiori e in corrispondenza delle creste, spiccano i versanti dirupati, sviluppati su litotipi intrusivi, dell'area M. Bruffione - M. del Gelo. Nelle aree modellate sul basamento metamorfico e sulla successione permomesozoica, invece, la testata delle valli secondarie si allarga spesso in ampie conche sospese (Fig. A12), occupate da piccoli ghiacciai locali presenti durante le fasi di ritiro dell'LGM (Fig. A13). Frequenti in questa fascia altimetrica sono le forme periglaciali recenti; numerosi piccoli *rock-glaciers* sono segnalati sia nell'area trentina che in quella lombarda (Fig. A14).



Fig. A12 - Vista della Valle di Dasdana con evidenti testate di strato immergenti verso ONO (foto M. Gisolo).



Fig. A13 - Cordoni morenici legati ad un ghiacciaio locale nella testata della Valle di Dasdana (foto M. Gisolo).



Fig. A14- Rock glacier in Val Fredda (foto M. Gisolo).

Entro questa cornice, condizionata dai litotipi presenti e dalla quota, le forme del territorio sono state poi determinate da eventi che fanno parte integrante dei complessi cicli di deposizione delle unità continentali neogenico-quadernarie, la cui storia è ben definibile solo entro ogni bacino preso singolarmente; i lineamenti morfologici principali saranno quindi di seguito esaminati in riferimento al più ampio quadro dei lineamenti geologici, e separatamente per ogni bacino idrografico, a partire dal margine occidentale del foglio stesso.

4.1 - BACINO DELL'OGLIO

(C. Ferliga)

Quasi tutta la fascia più occidentale del foglio appartiene al versante sinistro del bacino dell'Oglio, il cui fondovalle principale, noto come Val Camonica, è visibile per solo 1 Km al margine nord-occidentale; il territorio è solcato da ampie ed articolate valli laterali, che dalla cresta spartiacque col bacino del Càffaro scendono verso O.

Le dinamiche evolutive dell'area sono state principalmente determinate dalla ripetuta presenza nel corso del Quaternario di un vasto ghiacciaio vallivo e di ghiacciai minori che occupavano le valli tributarie.

Nel corso delle glaciazioni precedenti l'LGM, le lingue glaciali laterali - come ad esempio quelle della Valdaione o della Valle Lavena - confluivano nel ghiacciaio principale camuno. Tale collegamento venne invece a mancare nel corso dell'ultima grande avanzata glaciale, di volume ed

estensione ridotti rispetto alle precedenti.

Di particolare significato è la presenza di alteriti in corrispondenza di crinali subpianeggianti situati a N di Punta dell'Auccia. La loro conservazione infatti fornisce importanti indicazioni sulla quota massima raggiunta dal ghiacciaio vallivo dell'Oglio nel corso del MEG (*Most Extensive Glaciation*), necessariamente inferiore a quella di tali superfici, che altrimenti non conserverebbero evidenze di pedogenesi preglaciale. Sulla base di questi elementi, si può affermare che entro il foglio il ghiacciaio camuno non ha mai superato i 1800 m di quota (località Dosso Figarolo, Dosso Santo).

Durante l'ultimo massimo glaciale, il ghiacciaio della valle dell'Oglio si attestava invece a quote attorno ai 1300 m nella zona di Braone-Niardo, per scendere verso SO sino a quote attorno ai 500 m (nel limitrofo Foglio 078-Breno, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2012b); i suoi depositi vengono cartografati entro il sintema di Cantù (supersintema dei Laghi). Le lingue laterali si arrestavano invece nella parte alta delle rispettive vallate, non scendendo al di sotto dei 1700 m s.l.m.; ciascuna costituiva quindi un proprio apparato, testimoniato da depositi glacigenici più o meno continui e con morfologie ben conservate. I singoli sintemi che in tal modo si individuavano sono stati cartografati entro il supersintema dei Laghi, senza ulteriori distinzioni a scala locale.

Accanto ai processi legati all'ambiente glacigenico, l'area camuna mostra evidenze di processi legati alla dinamica di versante, attivi anteriormente, durante o successivamente alle avanzate glaciali.

Entro l'asse vallivo principale spiccano i grandi conii polifasici allo sbocco della Valle del Re e della Valle di Cobello (Niardo), nonché della Val Paghera (Braone), sospesi sull'alveo attuale per oltre 40 m e la cui ossatura è costituita da depositi da trasporto in massa, successivamente reincisi; essi trovano il loro corrispondente sul versante destro (Foglio 078-Breno: gruppo del Culmine, unità di Losine) e si riferiscono a fasi antiche del modellamento della valle, anteriori all'ultimo massimo glaciale; anche in questo foglio vengono attribuiti alla medesima unità.

In tutta l'area, mobilitazione e risedimentazione per gravità interessano le estese coltri di depositi glaciali di varia età che coprono i versanti, rendendone difficoltosa l'interpretazione; depositi di trasporto in massa, di colata o misti sono inoltre frequenti allo sbocco di canali e in corrispondenza del raccordo col fondovalle principale.

4.2 - BACINO DEL MELLA (VAL TROMPIA)

(D. Corbari)

L'angolo sud-occidentale del foglio è occupato dalla testata del bacino del Mella; la linea di cresta che lo divide dai limitrofi bacini dell'Oglio e del Chiese raggiunge la quota massima di 2214 m al M. Colombine, per

scendere sino ai 1664 m al Giogo del Maniva. Da queste quote, i versanti scendono rapidamente verso i fondovalle, con pendenze regolari.

Data la prevalente esposizione verso i quadranti meridionali e la modesta altitudine, l'area non ha mai sviluppato un ghiacciaio vallivo proprio; ghiacciai locali sospesi di ridotte dimensioni erano presenti nelle conche alle quote più elevate, soprattutto nel limitrofo Foglio 078-Breno; da qui non sembrano essere discesi in modo significativo, neppure durante i periodi di espansione glaciale. I ridotti depositi glaciali locali riferibili all'ultima avanzata (LGM) costituiscono ciascuno un sintema indipendente rispetto agli altri; essi sono inoltre totalmente svincolati dai depositi alluvionali terrazzati del fondovalle presenti nel limitrofo Foglio 099-Iseo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2011), e ivi cartografati come supersintema del Mella. Vengono quindi riuniti in un unico supersintema (supersintema di Cigoletto - CJ), definito a scala di bacino e distinto dal supersintema del Mella, che rappresenta più fasi di aggradazione del Pleistocene medio e superiore, non ulteriormente databili né tantomeno correlabili.



Fig. A15 - Nicchia di frana lungo il versante SO del Monte Maniva (foto S. Racchetti).

Complessivamente l'intero periodo in esame è rappresentato qui da volumi di sedimenti relativamente modesti, se rapportati ad aree di analoga collocazione e dimensioni, e distribuiti su grandi superfici.

Nel modellamento del territorio prevalgono invece i processi gravitativi, sia di versante che di trasporto in massa, attivi a partire dal Neogene sino

all'Olocene. Particolarmente diffusi sono i depositi legati a mobilitazione di materiale detritico e/o di suoli o di coltri di alterazione (colluvi), che formano coperture vaste ma usualmente di ridotto spessore.

Frequenti sono i piccoli corpi di frana, sviluppati soprattutto a spese dei litotipi del basamento (Fig. A15); fra questi, alcuni non in equilibrio con la dinamica attuale sono stati attribuiti al gruppo di Prato Grande.

Particolarmente evidenti sono inoltre le morfologie legate a deformazione gravitativa profonda presenti lungo il crinale nord-occidentale del M. Maniva (Fig. A16)

Alle quote minori sono presenti depositi legati a ridotti corsi d'acqua locali, che formano conoidi misti, caratterizzati da episodi di trasporto in massa alternati a fasi dominate da correnti trattive; essi sono diffusi lungo l'intero asse vallivo principale e nelle più importanti valli laterali.

Particolarmente evidenti sono inoltre le morfologie legate a deformazione gravitativa profonda presenti lungo il crinale nord-occidentale del M. Maniva (Fig. A16)

Alle quote minori sono presenti depositi legati a ridotti apparati fluviali locali, che formano conoidi misti, caratterizzati da episodi di trasporto in massa alternati a fasi dominate da correnti trattive; essi sono diffusi lungo l'intero asse vallivo principale e nelle più importanti valli laterali.



Fig. A16 - Evidenze di deformazioni gravitative lungo il crinale NO del Monte Maniva (foto S. Racchetti).

4.3 - BACINO DEL CHIESE

(C. Ferliga, A. Borsato)

Gran parte dell'area del foglio appartiene alla porzione medio-alta del bacino del Chiese.

Il suo sviluppo, e le complesse interazioni col bacino del Sarca nel corso di gran parte del Quaternario, sono legati al netto controllo strutturale esercitato dalla Linea delle Giudicarie, sottolineata da ampi solchi vallivi isoorientati lungo essa.

Il Chiese propriamente detto nasce dalle pendici meridionali del massiccio dell'Adamello, scende verso S in Valle del Fumo (nel limitrofo Foglio 058-Monte Adamello, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008), percorre da NO a SE la Valle di Daone, per poi confluire da destra, con una brusca curva ad angolo retto, nel solco morfologico denominato Val Giudicarie Inferiore, impostato sull'omonimo lineamento tettonico e percorso in questo tratto dal Torrente Adanà (Fig. A17).



Fig. A17 - Schema dell'area del foglio e delle aree limitrofe; in evidenza, l'estensione dei ghiacciai durante l'LGM, ricavabile dai sedimenti conservati e dalle geometrie ipotizzabili in base a essi. Spartiacque come in Fig. A11; in rosso, la sella di Bondo che mette in comunicazione il bacino del Sarca con quello del Chiese (dati desunti dai rispettivi fogli pubblicati; elaborazione grafica F. Torri, S. Rachetti).

L'alto corso di quest'ultimo, a sua volta, si sviluppa in senso O-E (Val Bondone) presentando, a monte di Lardaro - appena fuori dal margine orientale del foglio - la medesima deviazione ad angolo retto controllata strutturalmente. La bassa sella di Bondo (q. 820 m s.l.m.) separa in

quest'area il solco giudicariense meridionale dal tratto settentrionale. A N della sella di Bondo, quest'ultimo è percorso dal torrente Arnò, che confluisce nel fiume Sarca, proveniente dalla Val Rendena. La quota relativamente bassa di tale sella ha reso possibile, durante le fasi fredde del Quaternario, la trasfluenza di una lingua del grande ghiacciaio del Sarca entro il bacino del Chiese (lingua Sarca-Chiese, Fig. A17). Per tale motivo, per descrivere i depositi glaciali relativi all'LGM lungo l'asse vallivo principale, è stato usato il sintema del Garda (SGD), istituito nei limitrofi Fogli 080-Riva del Garda e 059-Tione di Trento (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005b,a CASTELLARIN *et alii*, 2005b,a) e in origine comprendente tutti i depositi legati all'LGM nei bacini dell'Adige e del Sarca. Ricordiamo a questo proposito che, nel vicino Foglio 058-Monte Adamello (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2008; BRACK *et alii*, 2008) i depositi glaciali LGM del bacino del Chiese sono invece stati arbitrariamente inseriti nel sintema di Cantù (supersintema dei Laghi, relativo ai ghiacciai dell'Adda e dell'Oglio, in contatto fra loro entro il Foglio 057-Malosso, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2012a), sebbene i due corpi glaciali del Chiese e dell'Oglio non siano mai confluiti l'uno nell'altro.

Il forte rilievo presente nella parte nord-orientale del foglio, culminante nei M. Listino (2750 m) e M. Bruffione (2664 m), e la continuazione della Val di Fumo (Foglio 058-Monte Adamello) - caratterizzata da numerose cime oltre i 3000 m - nella Valle di Daone, ha fatto sì che, durante lo LGM, tutte le valli laterali in destra Chiese - sino all'altezza di Condino - ospitassero ghiacciai più o meno estesi; fra questi, particolare consistenza assumeva la lingua della Val di Fumo - Valle di Daone. Tutti andavano a confluire nel flusso principale del ghiacciaio proveniente dalla Val Rendena; i depositi glaciali ad essi relativi sono pertanto attribuiti anch'essi al medesimo sintema del Garda.

A S della sua immissione entro il solco giudicariense, in sinistra idrografica, il Chiese riceve inoltre le acque del Torrente Pàlvico, il cui articolato bacino si compone a sua volta dell'asse principale della valle d'Ampola e delle ampie ramificazioni della Valle di Lorina; in destra idrografica invece, oltre al bacino idrografico della Val Sorino, particolare rilievo assume il grande bacino del Càffaro, con una fisiografia articolata che ha permesso la conservazione di depositi anteriori all'LGM, e che merita una trattazione separata entro il Bacino del Chiese s.s.

Tutti questi bacini laterali, nel corso dell'ultima avanzata glaciale, ospitavano ghiacciai propri, la cui fronte non arrivava però a confluire entro la lingua Sarca-Chiese del ghiacciaio del Sarca; essi sono cioè rimasti indipendenti durante tutto l'LGM, anche se le loro acque di fusione confluivano nella valle occupata dal ghiacciaio principale. I loro depositi costituiscono quindi altrettanti sistemi autonomi ma in relazione con il sintema del Garda.

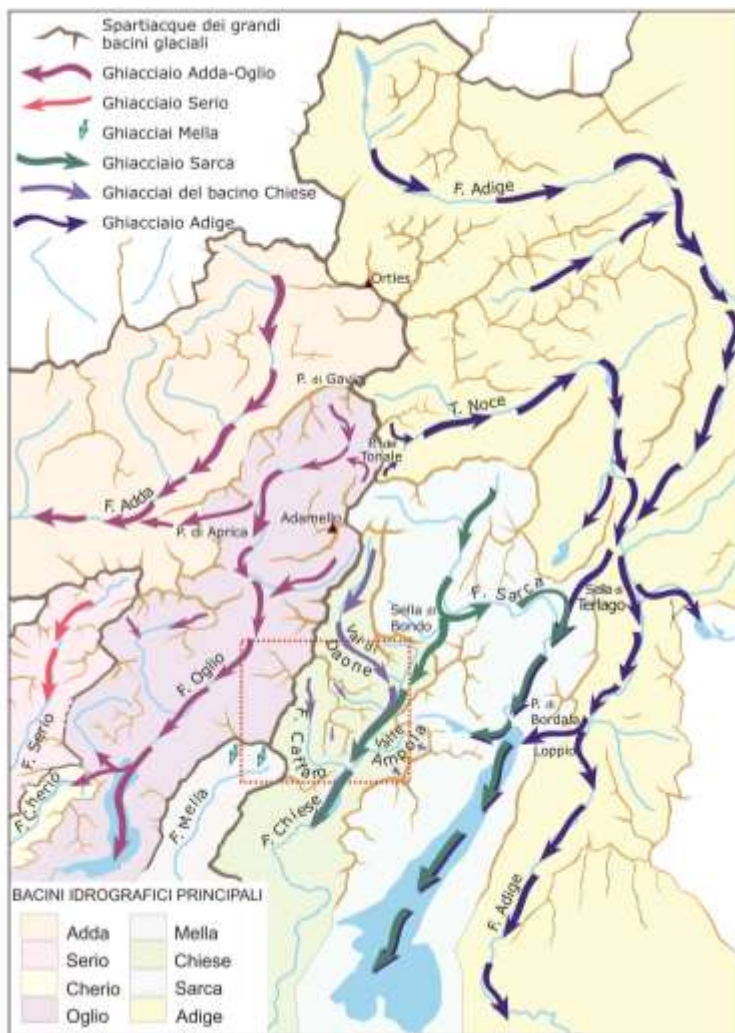


Fig. A18 – Inquadramento del Foglio 079-Bagolino (rettangolo rosso) rispetto ai grandi ghiacciai dell’Oglio e dell’Adige durante l’LGM: i depositi glaciali a oriente dello spartiacque principale afferiscono al supersintema dell’Adige, qui proposto per la prima volta. Dati ricavati dai Fogli 057-Malonno, 058-Monte Adamello, 059-Tione di Trento, 060-Trento, 078-Breno, 080-Riva del Garda, 099-Iseo, 041-Ponte di Legno (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA 2012a, 2008, 2005a, 2010, 2012b, 2005b, 2011, 2012c).

Per rendere conto di questa complessa situazione, viene qui introdotto il supersintema dell'Adige, che riunisce i depositi del sintema del Garda, nonché quelli di tutti i sintemi depositi nel corso dell'LGM in valli laterali - confluenti in una valle principale occupata da una lingua del ghiacciaio del Sarca o di quello dell'Adige - da parte di ghiacciai locali che non hanno raggiunto il ghiacciaio principale.

La denominazione di supersintema dell'Adige tiene conto del confluire del ghiacciaio del Sarca e di lingue diffidenti del grande ghiacciaio dell'Adige (Fig. A18)

Fra i sintemi indipendenti delle valli laterali, viene cartografato e descritto in dettaglio solo il sintema del Càffaro, deposto nell'omonima valle, mentre i numerosissimi sintemi minori presenti alla testata di gran parte delle valli confluenti (sintemi della Val Sorino, sintemi della Valle di Lorina, sintema della valle del Rio Riccomassimo) vengono cartografati come supersintema dell'Adige indistinto, e in esso descritti.

4.3.1. - *Bacino principale: il limite massimo LGM*

(A. Borsato)

La ricostruzione, entro il bacino principale, del limite massimo LGM emersa dai nuovi rilevamenti evidenzia una situazione più articolata e complessa di quanto affermato dagli autori precedenti (PENCK & BRÜCKNER, 1909; CASTIGLIONI, 1961).

In Valle di Daone ed entro il solco giudicariense, il sintema del Garda indistinto (SGD) è stato utilizzato per tutte le fasi di crescita e di massima espansione del ghiacciaio principale - la lingua Sarca-Chiese e i suoi confluenti - durante lo LGM, nonché per le brevi avanzate durante la prima fase di deglaciazione ("tardoglaciale" *Auct.*), sino a che i ghiacciai locali andavano separandosi da quello vallivo principale; vengono invece distinti singoli subsintemi locali, nel momento in cui ciascuna lingua glaciale si è separata definitivamente dal flusso principale.

Risalendo il ramo della Valle di Daone, lungo il versante sinistro è possibile tracciare il limite LGM in Val Molinello a quota 1450 m circa (terrazzo di *kame* presso Moia), a Malga Varasone (q. 1500 m), a Malga Campo (piccole morene laterali a q. 1600 m), quindi a Malga Rolla (q. 1660 m). Infine, sul versante S del Dosso S. Giovanni il limite LGM può essere seguito fin sotto Malga Stabolone di sopra, attorno a q. 1810 m.

Entro il solco giudicariense, presso località Buoniprati a monte di Castel Condino, lo LGM è marcato da una serie di morene presenti su entrambi i fianchi della sella che chiude verso N la piana; depositi glaciali a tonaliti si rinvennero per pochi metri al di sopra di queste morene e suggeriscono che il limite LGM passasse intorno a q. 1400 m, appena sotto la sommità del Monte Melino (q. 1422 m), che pertanto emergeva appena dalla massa glaciale.

Il limite LGM si segue quindi, sopra Castel Condino, fra Mangio e Pirlone (q. 1350 m), e sopra Brione, in località Malmarone, intorno alla q. 1150 m; sul versante opposto della valle, in località Rango esso è tra i 1200 e i 1150 m di quota.

Depositi glaciali che marcano il limite massimo del LGM sono presenti, sul versante idrografico sinistro, in località Bes sopra Storo (q. 850 m), mentre in Valle d'Ampola e Valle di Lorina il ghiacciaio si insinuava brevemente perdendo rapidamente quota.

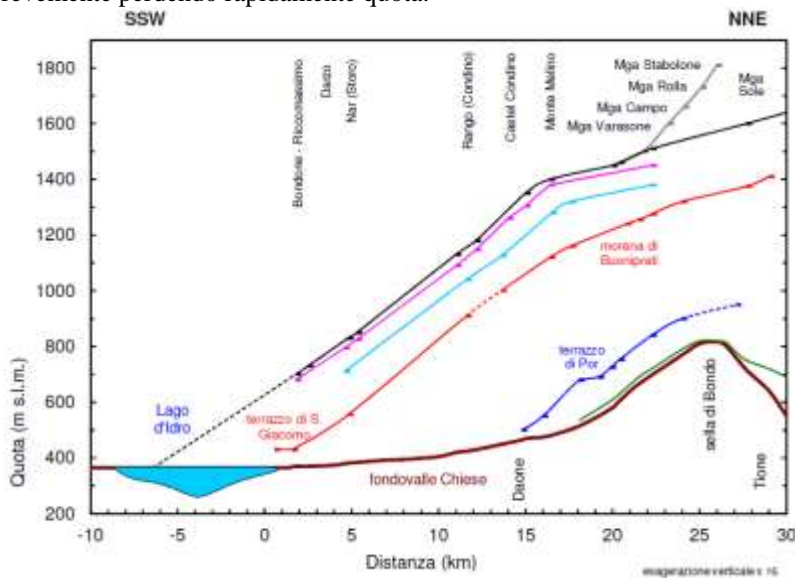


Fig. A19 - Profilo lungo l'asse giudicariense, tra il Lago d'Idro e Tione. La linea nera rappresenta il limite massimo LGM ricostruito in base ai depositi glaciali (Sintema del Garda). La linea grigia rappresenta la proiezione del limite LGM in Valle di Daone; quelle rosa e azzurra l'andamento del ghiacciaio durante le prime fasi di riavanzata glaciale a seguito dello LGM. La linea rossa rappresenta l'andamento del ghiacciaio durante la riavanzata glaciale della fase di Buoniprati, quella blu l'andamento del ghiacciaio confluyente dalla Val Rendena al momento della separazione della lingua glaciale proveniente dalla Valle di Daone (fase di Por). La linea verde rappresenta l'andamento dei depositi di contatto glaciale (versante Tione) e la piana torrentizia e di debris-flow (versante Daone) successiva alla disattivazione della sella di Bondo (fase di Tione, subsistema di Malè SGD₁).

Continuando lungo il versante destro del Chiese, il limite LGM è testimoniato da depositi glaciali sino alla quota 900 m circa nella valle di Malga Casina Vecchia sopra Lodrone; sul versante sinistro invece, è documentato dai terrazzi di contatto glaciale di Nar (q. 830 m).

Il ghiacciaio della valle del Chiese si affacciava infine brevemente nella Valle di Càffaro, dove il limite LGM scendeva sino a quota 780 m circa presso Riccomassimo, insinuandosi appena nella valle omonima, mentre sul versante opposto, nella valle di Bondone, si rinvenivano depositi di contatto glaciale sino alla quota 700 m. I depositi glaciali nella parte alta della valle di Bondone (Foglio 100-Salò) segnalati da PENCK & BRÜCKNER (1909) e HABBE (1969) sino alla quota di 830 m appartengono invece ad una glaciazione precedente lo LGM.

Utilizzando il gradiente ricostruito con i dati rilevati, il ghiacciaio del Chiese durante lo LGM si sarebbe arrestato a metà del Lago d'Idro (Fig. A19), ma non è da escludere che abbia raggiunto l'estremità S del lago stesso, formando l'anfiteatro glaciale che veniva attribuito dagli Autori precedenti alla "glaciazione wurmiana" (PENCK & BRÜCKNER, 1909; CASTIGLIONI, 1961).

4.3.2. - *Bacino principale: le fasi successive al LGM*

(A. Borsato)

Tra le varie fasi di breve avanzata a seguito dello LGM, documentate da una profusione di morene laterali conservate soprattutto fra località Buoniprati e Castel Condino, è possibile riconoscere un'importante fase (fase di Buoniprati) testimoniata dalla morena di Buoniprati (Fig. A19).

I primi ghiacciai locali a separarsi furono quelli dei piccoli circhi della valle del Torrente Ribor, in destra idrografica della Valle di Daone (subsintema di Malga Marese, SGD₁₆), e della Valle Aperta (subsintema di Valle Aperta, SGD₁₇). Successivamente (Fig. A20), sia il ghiacciaio della Val Bondone (subsintema della Valle di Bondone SGD₁₈) che il ramo della Valle di Daone (subsintema della Valle di Daone, SGD₁₉) si staccarono da quello trasfluente dalla sella di Bondo; entro la Valle di Daone, i ghiacciai delle valli laterali (Valle di Leno, valle del Torrente Redoten, valle del Torrente Nova) confluivano ancora in quello principale. In questa fase (fase di Por) la lingua trasfluente dalla Val Rendena si insinuava brevemente in Valle di Daone sino all'altezza di Daone, e proseguiva quindi lungo il solco giudicariense, per arrestarsi poco a valle di Cimego; qui essa dava luogo a numerosi terrazzi di *kame* e piane alluvionali marginoglaciali, presenti soprattutto tra Pieve di Bono e Cimego (Praso, Por) (Fig. A19).



Fig. A20 - Sintema del Garda e suoi subsintemi durante le fasi di ritiro. Lo sgonfiamento della lingua Sarca-Chiese isola i ghiacciai delle valli laterali (Daone, Bondone), mentre i ghiacciai locali della valle del Ribor e di Valle Aperta già separati si annidano alla testata delle rispettive valli (elaborazione grafica S. Rachetti).

Un'ultima fase di riavanzata del ghiacciaio della Val Rendena è documentata nel contiguo Foglio 059-Tione di Trento (CASTELLARIN *et alii*, 2005a), con la fronte glaciale che si arrestava ad E di Tione, determinando la deposizione di ingenti depositi ghiaioso-sabbiosi nella valle del Torrente Arnò, tra Bondo e Tione, inseriti nel subsintema di Malè (SGD₁). Sul lato meridionale della sella di Bondo (Torrente Adanà), invece, questa fase è testimoniata da depositi torrentizi e di *debris-flow* costituenti una piana alluvionale, ora incisa e terrazzata, che si può seguire dalla sella sino a Pieve di Bono.

Queste fasi glaciali più recenti e successive allo smembramento del ghiacciaio della Valle di Daone sono ben documentate in tutte le valli laterali della Valle di Daone (Valle di Leno, valle del Torrente Redotten, valle del Torrente Nova, valle del Torrente Ribor) e in Val Aperta, con apparati frontali talora ben conservati e piccole cerchie moreniche nella parte alta dei circhi, talora evolute in *rock-glacier*.

4.4 - BACINO DEL CAFFARO

(*C. Ferliga, D. Corbari*)

La valle del torrente Càffaro attraversa centralmente il foglio da N a S, a partire dalla cresta fra Monte Listino e Monte del Gelo, e piega verso ENE all'altezza di Bagolino, per immettersi nel solco giudicariense, ove attualmente confluisce direttamente nel Lago d'Idro.

Il versante sinistro è ripido, caratterizzato da valli brevi che scendono rapidamente dalla linea di cresta, talora con la testata sottolineata da piccole conche sospese.

Il versante destro presenta invece valli di maggior estensione, articolate in più ramificazioni, che scendono con decorso NO-SE. Particolare è fra queste la valle del Torrente Sanguinera, che dalla conca del M. Cadino scende sino a Val Dorizzo, ricevendo il torrente proveniente dalla conca di Malga Bazenina: la cresta M. Colombine - M. Misa, infatti, presenta una sella attorno a q. 1800 (Goletto di Gaver), che la pone in comunicazione con la valle principale, mentre alla medesima altezza sul versante destro attraverso la sella del Goletto di Cadino (q. 1938) e il Passo di Croce Domini (q. 1892) è in comunicazione con la valle dell'Oglio.

Nel tratto terminale della valle del Càffaro, in corrispondenza di Riccomassimo, confluisce in essa il torrente omonimo, a decorso N-S. Tale valle laterale, quasi affacciata sulla valle del Chiese durante l'ultima fase di avanzata dei ghiacciai, presenta peculiarità sue proprie.

4.4.1. - Depositi anteriori all'ultimo massimo glaciale (LGM)

Nel corso del Quaternario, il modellamento glaciale è stato significativo in gran parte del bacino. Depositi di origine glaciale anteriori all'ultima avanzata si rinvencono, spesso come lembi isolati, lungo tutta la Valle del Càffaro e nelle valli tributarie, comprese le rispettive testate. Si segnalano in particolare quelli che dalla conca di Malga Bazenina e dalla conca di M. Cadino arrivano al Passo di Croce Domini, ricoprendo la zona del Goletto di Cadino, Malga Gera Alta e Malga Spondone. Altri depositi glaciali caratterizzati unicamente da clasti di Calcare di Angolo e di carniola di Bovegno, e dall'assenza di rocce intrusive (tonaliti dell'Adamello), si ritrovano lungo il crinale del Monte Croce Domini risalendo sino a quota di circa 2000 m s.l.m. Depositi glaciali con petrografia mista, anche di sicura provenienza "Adamello" (Servino, carniola di Bovegno, Calcare di Angolo, tonaliti, gabbri, ecc.), si ritrovano lungo la valle che scende dai Dossi di Cadino, ove scendono sino alla Malga Sanguinera a quota 1450 m s.l.m.

Altri depositi costituiscono i dossi arrotondati di Cascina Corestolo e Cascina Bromino di fondo; la litologia dei blocchi è di origine locale e quindi sono costituiti dalla Formazione di Collio, dal Verrucano Lombardo e dal conglomerato del Dosso dei Galli. Depositi glaciali anteriori all'LGM

sono presenti anche nella Valle di Vaia, affluente di destra del Torrente Càffaro a monte di Bagolino.

Lungo tutta la valle principale a valle di Val Dorizzo, sin dal fondovalle i versanti presentano estese placche di depositi glaciali alterati, spesso mobilizzati su breve distanza. Essi assumono particolare importanza nei dintorni di Bagolino. Il versante sinistro sopra l'abitato appare infatti tappezzato da una coltre glaciale pressoché continua che si spinge sino ai 1100 m di quota, mentre in destra idrografica spiccano le evidenti morene di Pisidol, sino a 1075 m s.l.m., e della Valle della Berga, sino a q. 1060 m s.l.m. Si tratta di depositi legati a più avanzate glaciali, durante le quali il ghiacciaio principale dalla valle del Chiese poteva entrare nella valle del Càffaro e/o congiungersi al ghiacciaio di quest'ultima.

La presenza di profili di alterazione quasi sempre troncati da fenomeni colluviali lungo versante, la petrografia dei depositi stessi, caratterizzata da litotipi facilmente disgregabili ed alterabili (es. micascisti), nonché la somiglianza delle petrografie relative ai vari bacini di alimentazione impediscono però ulteriori distinzioni. Tutti questi depositi sono quindi stati cartografati come supersintema della Colma del Piano indistinto.

Si segnala inoltre la presenza di conglomerati poligenici (conglomerati del Gaver, attribuiti al supersintema della Colma del Piano) affioranti in prossimità del Goletto del Gaver, sulla strada sterrata che porta agli impianti di risalita e lungo la strada statale che sale verso il Passo di Croce Domini. La loro collocazione stratigrafica e il loro significato risultano poco chiari; essi infatti possono essere interpretati sia come tilliti sia come depositi fluvioglaciali. Sono comunque attribuibili ad una o più fasi glaciali antiche, in cui il ghiacciaio locale della Val Cadino si appoggiava sino a queste quote, affacciandosi sui due Goletti di Gaver e Cadino. Si può anche ipotizzare che in qualche momento parte di questa lingua glaciale locale in prossimità del Goletto di Gaver transfluisse nella Valle del Càffaro, a monte della sua confluenza con esso.

4.4.2. - *L'ultimo massimo glaciale*

Durante l'LGM il ghiacciaio del Càffaro non arrivava sino allo sbocco della valle, ma si arrestava presumibilmente in corrispondenza di Val Dorizzo, mentre i depositi della diffluenza che dal Passo della Vacca entrava nella conca di Cadino, unendosi agli accumuli locali, per scendere quindi lungo la Val Sanguinera, sono presenti sino a breve distanza da tale località; in questo tratto la presenza sin dal fondovalle di depositi glaciali più antichi porta a ipotizzare che la diffluenza della Val Sanguinera durante l'LGM si arrestasse prima di confluire presso Val Dorizzo, nella lingua che scendeva lungo la valle del Càffaro.

Alla confluenza con la Val Vaia, la Valle del Càffaro si allarga in un fondovalle ampio e arrotondato, che scende con pendenze ridotte sino alla stretta di Ponte Prada; la lingua Sarca-Chiese del ghiacciaio principale si affacciava sino a poco oltre tale località, sbarrando di fatto il corso del Càffaro. Per tali motivi, nel tratto di valle tra Ponte Destrone e Bagolino sono presenti depositi fluvioglaciali terrazzati, particolarmente evidenti in sponda destra, derivati dalla fusione della lingua del Càffaro a monte.

Tutti questi depositi, sia glaciali che fluvioglaciali, vengono distinti cartograficamente come sintema del Càffaro (SGF), compreso entro il supersintema dell'Adige.

La valle del Rio Riccomassimo ospitava a sua volta un ghiacciaio locale indipendente rispetto a quello presente nel solco giudicariense, i cui depositi vengono compresi entro il supersintema dell'Adige indistinto.

4.4.3. - *L'azione della gravità*

Altro importante fattore del modellamento dell'area è la gravità.

Particolarmente evidente è la grande DGPV che interessa tutto il versante di fronte a Bagolino, sino al Passo del Maniva, sottolineata nella parte alta da fessure estensionali nonché vistose trincee e contropendenze (Fig. A21), e caratterizzata, nel corso del Pleistocene, dalla dislocazione polifasica dell'intero versante; l'esteso litosoma deformato e collassato viene cartografato entro il gruppo di Pratogrande, compresi i depositi glaciali che lo ammantano, anch'essi dislocati e non più riconducibili all'originario luogo di messa in posto.



Fig. A21- Trincee da deformazioni gravitative lungo il versante che scende a Bagolino (foto S. Racchetti).

Lungo l'asse vallivo principale è possibile inoltre osservare diffusi depositi di versante, di conoide di frana (Fig. A22) e di origine mista, ma anche accumuli di frana a blocchi prevalenti e, lungo il fondovalle, depositi alluvionali *s.s.* Si tratta per la maggior parte di depositi messi in posto a partire dal ritiro della massa glaciale legata allo LGM e nel corso di tutto il Postglaciale sino all'attuale, rimobilizzando i depositi sedimentati precedentemente, ripulendo e rimodellando versanti e fondovalle.



Fig. A22 - Accumulo di frana lungo il versante NE del Monte Maniva attribuito al Gruppo di Prato Grande (foto D. Corbari).

5. - BACINO DEL CHIESE - ANALISI SPECIFICHE

(A. Borsato)

Nel novembre 1998, nell'ambito di uno studio sui principali fondovalle del Trentino, eseguito dal Servizio Geologico dalla Provincia Autonoma di Trento, è stato realizzato un profilo sismico a riflessione a Lodrone di Storo, perpendicolarmente alla valle del Chiese (FELBER *et alii*, 2000). L'interpretazione del profilo ha messo in evidenza l'elevata profondità del substrato roccioso, che nel punto più profondo è ubicato a -375 m s.l.m (Fig. A23). Il riempimento, il cui spessore complessivo è di ben 750 m, è

caratterizzato da una chiara discontinuità intorno a 100 m s.l.m., che divide un'unità più profonda (unità 1 in Fig. A23) - con riflettori inclinati verso il centro della valle nel settore NO e più caotici nella porzione centrale, con alcune evidenti discontinuità - da un'unità superiore (unità 3). Questa è caratterizzata da una serie di riflettori inclinati a basso angolo dal margine NO verso il centro della valle, che sono stati interpretati come *foreset* del conoide del Rio S. Barbara (FELBER *et alii*, 2000).

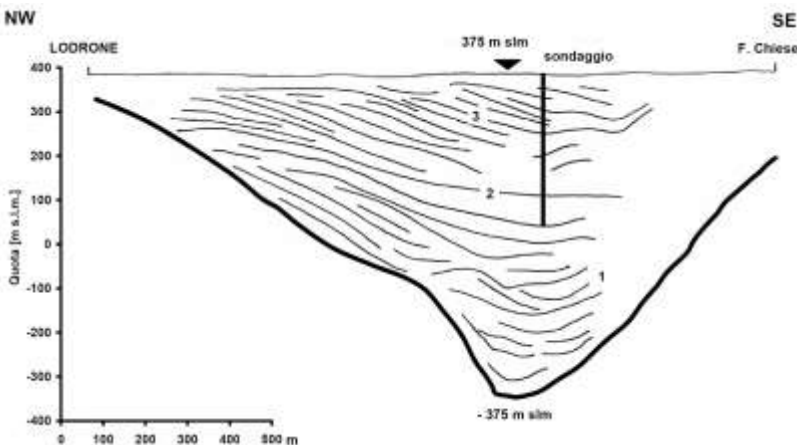


Fig. A23 - Interpretazione geologica del profilo sismico di Lodrone di Storo con l'ubicazione del sondaggio profondo (modificato da FELBER *et alii*, 2000).

Nel 2002 presso il Rio Santa Barbara (q. 375 m s.l.m.) è stato realizzato un sondaggio a carotaggio continuo profondo 360 m, che ha permesso di interpretare correttamente la parte più superficiale del profilo sismico. La stratigrafia semplificata del sondaggio e i risultati calibrati di 8 datazioni ^{14}C AMS (*Accelerator Mass Spectrometry*) eseguite su frammenti lignei (Tab. 2) sono riportati in figura A24, nella quale si può osservare un'inversione di età in tutti e quattro i campioni prelevati a maggior profondità, tra -200 e -294 m dal piano di campagna. L'inversione è evidente soprattutto nei campioni a -200 m (10965 ± 235 cal yrs BP) e -294 m (10825 ± 275 cal yrs BP) che hanno restituito un'età calibrata corrispondente a quella del campione più superficiale, a -86 m (10775 ± 375 cal yrs BP). Inversioni stratigrafiche in date ^{14}C su resti vegetali e sostanza organica sono abbastanza comuni, specie in sedimenti sottoposti a circolazione idrica attiva successiva al momento di deposizione. Queste inversioni testimoniano pertanto l'apertura del sistema nei confronti del ^{14}C . Escludendo pertanto le datazioni dei 4 campioni più profondi, il deposito

risulterebbe datato solamente tra gli intervalli -86 m (Lod-86: 10775 ± 375 cal yrs BP) e -162 m (Lod-162: 13970 ± 170 cal yrs BP) con un tasso medio di sedimentazione per l'intervallo 86-162 m di $23,8 \pm 4,2$ m/ka, mentre per la parte superiore olocenica tra 0-86 m di $8,0 \pm 0,3$ m/ka. Dal confronto con altre situazioni di fondovalle, quali la valle dell'Adige e la valle del Sarca, è risaputo che il periodo "Tardoglaciale" LGM, corrisponde ad una fase parossistica di sedimentazione (FUGANTI *et alii*, 1998; FELBER *et alii*, 2000; BASSETTI & BORSATO, 2007; BORSATO, 2008), che presenta nella valle dell'Adige tassi di sedimentazione tra 30 e 150 m/ka nell'intervallo 13.500-11.500 cal yrs BP (BORSATO, 2008). Analogamente, si è riscontrata la difficoltà di datare le parti più profonde delle serie del "Tardoglaciale" LGM sia per mancanza di materiale organico adeguato, sia per problemi legati alla contaminazione dei campioni. Considerata comunque l'assenza di discontinuità e superfici erosive nell'intervallo tra -79 e -316 m dal piano di campagna, è plausibile che questa porzione rappresenti per intero il Tardoglaciale LGM.

Tab. 2 - Risultati datazioni ^{14}C AMS (Accelerator Mass Spectrometry) effettuate su campioni del sondaggio di Storo. Le calibrazioni sono state eseguite utilizzando il software OxCal 3.10 (da BORSATO, 2008).

Lab. n°	Quota p.c. (m s.l.m.)	Profondità (m da p.c.)	Materiale	Età C-14 (anni $\pm 1\sigma$)	Età calibrata anni $\pm 2\sigma$ (95,4 %)	Note
LTL932A	375	86	Legno	9452 ± 90	10775 ± 375	
LTL2476A	375	122	detrito vegetale	9974 ± 65	11480 ± 240	
LTL933A	375	142	Legno	10639 ± 80	12695 ± 145	
LTL2477A	375	162	detrito vegetale	12119 ± 70	13970 ± 170	
LTL934A	375	200	Legno	9618 ± 75	10965 ± 235	contaminata (?)
LTL935A	375	238	Legno	9722 ± 70	11160 ± 100	contaminata (?)
LTL936A	375	278	Legno	10035 ± 75	11625 ± 375	contaminata (?)
LTL937A	375	294	Legno	9476 ± 70	10825 ± 275	contaminata (?)

L'analisi stratigrafica combinata alle datazioni radiometriche e al profilo sismico a riflessione consente di suddividere l'intera successione in tre unità principali:

- Unità 1 (tra -360 e -316 m). Alternanza di ghiaie, ghiaie sabbiose, sabbie limose e sabbie ghiaiose poligeniche (carbonati 40%, metamorfiti 10%, porfiriti verdastre-scure 20%, arenarie e porfiriti rossastre 30%). Questa unità rappresenta una o più fasi fluviali/fluvioglaciali probabilmente anteriori allo LGM. L'avanzata LGM potrebbe pertanto corrispondere al limite erosivo a -316 m, identificabile con il limite 2, sostanzialmente conforme, dell'interpretazione del profilo sismico;

- Unità 2 (tra -316 e -79 m). Torbe, limi sabbiosi e sabbie limose. L'unità si può suddividere in una parte più profonda tra 316 e 224 m dal p.c., ove i limi sabbiosi e le sabbie limose prevalgono sulle torbe, e una più superficiale dove si assiste alla netta preponderanza delle torbe. L'unità rappresenta il progressivo riempimento di un bacino lacustre, il paleologo di Idro, passante verso l'alto a una palude schietta. Le intercalazioni limose e sabbiose si possono interpretare come eventi di piena del Chiese e/o apporti distali del conoide del Rio Santa Barbara. L'età di questa unità coprirebbe il "Tardoglaciale" LGM (sintema del Garda) e l'inizio dell'Olocene (sintema del Po);

- Unità 3 (tra -79 e 0 m). Ghiaie e ciottoli a matrice sabbiosa e litologie prevalentemente carbonatiche (dolomie chiare e calcari scuri, 80-85% di Dolomia Principale, Calcarea di Zu, formazione del Tofino, ecc.), con subordinate arenarie rosse (15-20%) e porfiriti (<5%). Questa unità, il cui limite inferiore è caratterizzato da una netta diminuzione della resistività nel log gamma-gamma, rappresenta la progradazione della piana alluvionale del Chiese e dei suoi tributari, con prevalente contributo del Torrente Palvico, che drena un bacino esclusivamente a substrato dolomitico-calcareo. L'unità copre tutto l'Olocene (sintema del Po).

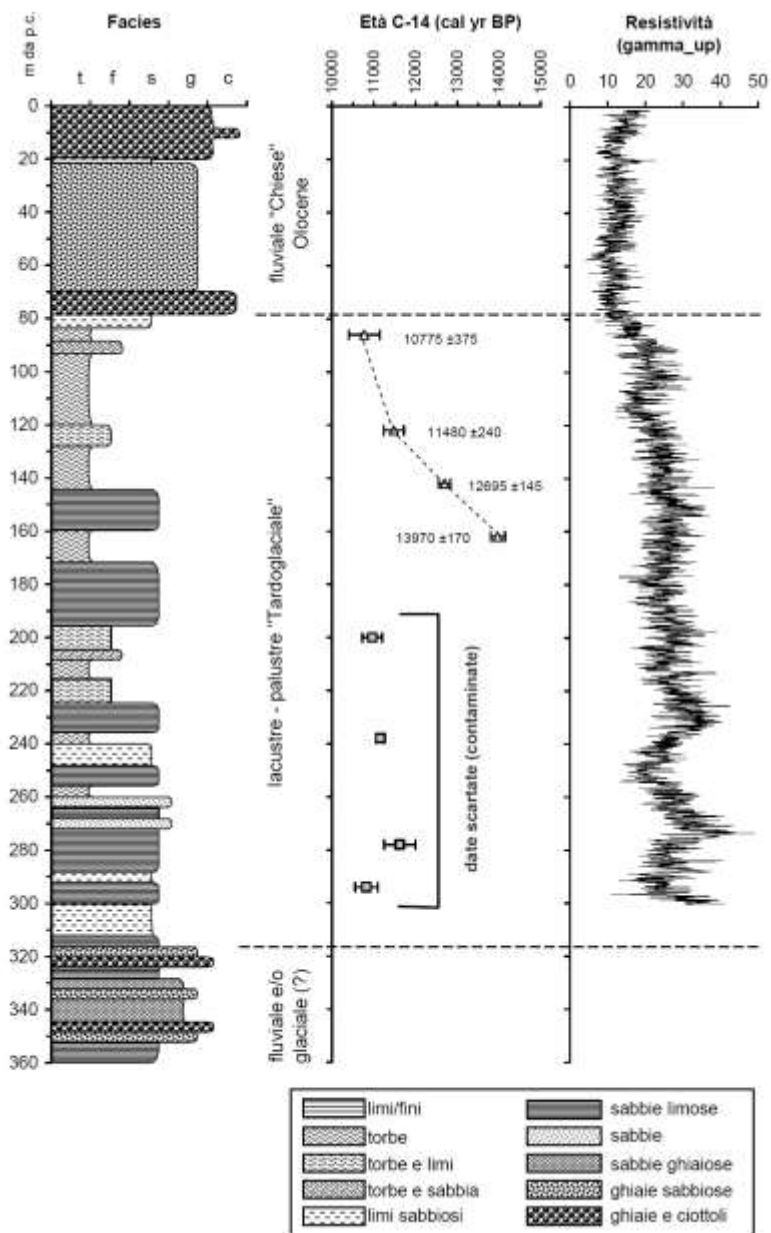


Fig. A24 - Stratigrafia, datazioni ^{14}C e log gamma-gamma del sondaggio Lodrone di Storo.

6. - RIASSUNTO: SUPERSINTEMA DI NUOVA INTRODUZIONE, UNITÀ RIDENOMINATE, SINONIMIE

Il foglio 079-Bagolino viene a costituire il tassello mancante per completare un quadro che abbraccia con continuità laterale un'ampia fascia di territorio fra la Lombardia, il Trentino e l'Alto Adige; in particolare esso si colloca non solo a cavallo del confine amministrativo fra tali regioni, ma comprende anche il grande spartiacque che divide il bacino glaciale dell'Adda-Oglio da quello dell'Adige-Sarca-Brenta. E' quindi con la sua stesura definitiva, e con la conseguente focalizzazione dei complessi rapporti fra le varie lingue glaciali, che si è potuta dare una migliore definizione delle unità già introdotte nei fogli precedenti.

Questo fa sì che alcune delle unità del presente foglio abbiano nei fogli limitrofi dei sinonimi, o comprendano unità già presenti nei fogli già pubblicati.

Si propone quindi un quadro riassuntivo delle sinonimie e delle nuove denominazioni (Tab. 3).

La modifica di maggior portata è l'introduzione del supersintema dell'Adige, come unità di grado gerarchicamente superiore e comprendente il sintema del Garda; tale unità è quindi da considerarsi sottintesa sempre laddove nei fogli precedenti sia presente il sintema del Garda o suoi subsintemi, e andrà presa in considerazione ogni qualvolta in futuro saranno cartografati depositi del sintema del Garda o di ghiacciai indipendenti posti in valli in esso confluenti.

Nell'ambito dei subsintemi del sintema del Garda, SGD₁₉ (subsintema della Valle di Daone) è sinonimo di LCN₁ del Foglio 058-Monte Adamello, per quanto riguarda i depositi glaciali ad esso attribuiti, presenti nell'alta valle del Chiese.

Entro il bacino del Mella viene ripresa per i depositi glaciali dello LGM la definizione di supersintema di Cigoletto (CJ), già introdotta nel corso della stesura del Foglio 078-Breno, e poi eliminata per ridurre il numero delle unità distinte in carta; in particolare il supersintema di Cigoletto risulta sinonimo rispetto al supersintema del Mella (VC nel Foglio 099-Iseo e 078-Breno), in riferimento esclusivamente ai depositi glaciali presenti alla testata delle valli affluenti nel Mella.

Il sintema di Tiarno, già compreso nel limitrofo foglio 080-Riva del Garda entro il complesso del Monte Spinale indistinto, viene qui invece estratto, per essere più propriamente attribuito, al supersintema della Colma del Piano, alla cui definizione corrisponde. Il supersintema di Monte Spinale non è quindi da ritenersi come sinonimo di quello della Colma del Piano, se non per le unità glaciali in esso precedentemente comprese.

Resta anche in questo foglio la sinonimia fra il sintema del Po (POI, qui cartografato, e l'unità postglaciale (PTG) dei fogli orientali sinora pubblicati.

Tab. 3 - Unità di nuova introduzione e sinonimie rispetto ai fogli limitrofi.

	0-79-Bagolino			0-41 Ponte di Legno	0-58 Monte Adamello	0-78 Breno	0-80 Riva del Garda
	super- sintema	sintema	sub- sintema				
unità ubiquitarie		POI		POI	PTG	POI	PTG
bacino Adige-Garda	SG (nuova introduzione)	SGD		SGD	SGD		SGD
			SGD19		LCN1 p.p. (gh. Chiese)		
		SGF					
	CM - sintema di Tiarno						MS indistinto
bacino Mella	CJ					VC p.p. (dep. glaciali)	

IV. STRATIGRAFIA

1. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI

Nel seguito viene descritto il basamento metamorfico affiorante nella porzione meridionale del foglio, lungo il versante settentrionale della Val Trompia, in contatto tettonico (Linea della Val Trompia) sulla successione permo-triassica. Gli affioramenti in genere sono molto limitati: solo nelle zone più elevate, lungo i tagli stradali, in corrispondenza delle incisioni o delle rocce meno scistose (gneiss) si ritrovano affioramenti di dimensioni maggiori.

1.1 - SCISTI DI RENDENA (**SRE**)

Micascisti e paragneiss a due miche, granato, clorite, staurolite, caratterizzati da occhietti feldspatici, localmente quarzitici, localizzati nell'angolo NE del foglio in corrispondenza del versante idrografico sinistro della Val Bondone. Allo stato attuale delle conoscenze non è chiaro se possano essere considerati omologhi dei micascisti dell'Unità Tettonometamorfica del Maniva, e sono quindi cartografati separatamente.

Età: pre-Varisico.

1.2 - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA DEL MANIVA

1.2.1. - *Micascisti a clorite e mica chiara (MVX)*

(Massiccio delle Tre Valli Bresciane, Gruppo dei Micascisti del Maniva Auct.)

Micascisti più o meno filladici, di colore grigio-verde, ad abbondanti mica chiara e clorite, che definiscono la scistosità regionale (S_2).

Intercalati nei micascisti sono presenti sottili e limitati livelli di quarziti e quarzoscisti (MVX_q) con grana media-fine, di colore grigio, a mica chiara e clorite. Non sono stati osservati affioramenti di marmi o rocce carbonatiche.

Nei micascisti più o meno filladici sono intercalati livelli di paragneiss albitici a clorite, mica chiara, biotite, granato, epidoto e raro anfibolo (MVX_d) (Fig. A25). L'albite può arrivare a formare oltre l'80% del volume della roccia. Hanno un aspetto più massiccio rispetto ai micascisti, anche se spesso si possono trovare dei termini intermedi al passaggio tra i due litotipi. I limiti con i micascisti non sono sempre facilmente riconoscibili, sia per la scarsa esposizione, sia perché talora appaiono sfumati per un graduale arricchimento in plagioclasio. Pur mostrando generalmente un aspetto massiccio, è ancora riconoscibile la foliazione regionale a mica chiara e clorite (S_2) che caratterizza i micascisti.



Fig. A25 – Affioramento di paragneiss lungo la SS 345, nei pressi della deviazione per il Monte Maniva in cui è visibile la foliazione S_2 (foto S. Racchetti).

Talora nei micascisti, all'interno della scistosità S_2 , sono conservati relitti di granato (ad es. a quota 1750 sul collegamento tra baita Stabul Marzo e Pofferatte di Mezzo) e di cloritoide (Malghe Stancher, Valgradello e Pofferatte Basse, lungo il versante settentrionale della Val Trompia da quota 1450 a 1600 circa, GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN, 1983) (Fig. A26). La presenza di cloritoide e la contemporanea assenza di staurolite e biotite indica una paragenesi di picco termico in facies anfibolitica a epidoto, poi riequilibrata in facies scisti verdi.

In alcuni affioramenti, apparentemente concentrati nelle vicinanze degli ortogneiss MVI (C.se Presacarioli), sono preservati rari relitti di staurolite e cloritoide (Fig. A27), che testimonierebbero condizioni di temperatura più alte (facies anfibolitica) e ampie plaghe di mica bianca fine.

I micascisti delle porzioni più meridionali (versanti appena a monte di Ivino-S. Colombano) sembrano avere un'evoluzione tettono-metamorfica più superficiale: infatti tutte le microstrutture presenti sono marcate da mica bianca e non sono presenti tracce di relitti di facies metamorfiche di grado più alto dello scisti verdi.



Fig. A26– Cloritoide deformato e boudinato durante lo sviluppo di D_2 . Nel collo del boudin cresce clorite (polarizzatori paralleli, scala di riferimento 0,1 mm) (foto D. Zanoni).

Le osservazioni petrografiche farebbero pensare all'esistenza di almeno tre unità con diverse evoluzioni tettonometamorfiche, in analogia con quanto evidenziato nel F. Malonno (in facies Scisti Verdi, Anfibolitica a epidoto e anfibolitica). Purtroppo le condizioni di affioramento non sono tali da poterne delineare i limiti, e pertanto non sono state distinte in carta.



Fig. A27– Staurolite (St) microboudinata con crescita di mica bianca e clorite, al centro dei colli. Probabile boudinage in due fasi in cui prima cresce mica e poi clorite. Nella matrice di mica bianca fine sono anche dispersi piccoli granuli di cloritoide (Ctd) con bordi irregolari. Foto con solo polarizzatore; lato lungo 0 86 mm (foto D. Zanoni).

In alcune aree, specialmente in prossimità della Linea della Val Trompia, i micascisti mostrano una grana particolarmente fine, hanno un colore più scuro e sono più sfaldabili; talvolta si possono notare vene di quarzo spesse da pochi millimetri a qualche centimetro. Avvicinandosi alla Linea della Val Trompia, la scistosità regionale (S_2) è diffusamente deformata da pieghe con geometrie da aperte a *chevron*, assi sub-orizzontali e piani assiali sub-verticali con direzione E-O; le pieghe hanno asimmetrie variabili, sui fianchi di pieghe a scala decametrica (D_3), e non sviluppano una foliazione differenziata in piano assiale.

Gli unici dati analitici disponibili sono quelli riportati in GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN (1983), e si riferiscono ad alcune analisi chimiche sia dei micascisti filladici che dei livelli gneissici intercalati. Secondo questi

autori la presenza di cloritoide è da collegare a un originario arricchimento in Al_2O_3 e a un favorevole rapporto Fe/Mg del livello che ne contiene i relitti. Gli gneiss hanno composizione andesitica, e potrebbero essere derivati da tufiti o da vulcaniti.

Lo spessore dell'unità non è misurabile, sia per il fitto piegamento polifasico, sia per la mancata esposizione del limite inferiore.

Il limite superiore, inconforme, con il Gruppo delle Tre Valli Bresciane ha in media una giacitura suborizzontale o debolmente immergente verso N. In alcuni punti (es. in loc. Pofferatte alto e Massa) il contatto è dislocato ad opera di faglie.

Non sono disponibili datazioni radiometriche sulle rocce metamorfiche di questo settore. Per analogia con il basamento metamorfico delle Alpi Meridionali lombarde nel settore orobico, si può assumere un'età del metamorfismo ercinica (330 Ma). MARTIN *et alii* (1996) riportano età Rb/Sr su muscovite di 365-340 Ma in uno scisto della Val di Rango (area del Monte Muffetto, Foglio 078-Breno). Nulla si può dire sull'età dei protoliti, genericamente pre-varisica. Alcune intrusioni dioritiche (Diorite di Val di Rango) presenti all'interno dei micascisti nel limitrofo Foglio 078-Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2012b) sono datate a 271 ± 4 Ma (isocrona Rb/Sr; DE CAPITANI *et alii*, 1994).

1.2.2. - Ortogneiss (MVI)

Sono poco diffusi e concentrati in una fascia non continua con direzione circa E-O a partire dalle vicinanze della Valle Pofferatte, proseguendo verso Pian delle Baste (Fig. A28) fino alle pendici di Calve dei Zocchi. Si tratta di rocce a grana media di colore chiaro con plagioclasio predominante, quarzo, a biotite parzialmente sostituita da clorite \pm mica chiara, \pm granato, \pm epidoto con accessori titanite e rutile.



Fig. A28 – Ortogneiss affiorante a Pian delle Baste (a sinistra, foto S. Racchetti) e microfoto a polarizzatori paralleli (a destra) (scala di riferimento 1 mm).

Hanno aspetto massiccio, ma è ancora riconoscibile, anche se in modo meno evidente rispetto agli altri litotipi sopra descritti (MVX e MVX_d), la stessa foliazione S₂ regionale che caratterizza i micascisti e i paragneiss (Fig. A27). Età: pre-Varisico.

2. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI

2.1 - GRUPPO DELLE TRE VALLI BRESCIANE

Con questo termine si definisce l'intera successione vulcanica e sedimentaria compresa tra la *unconformity* al contatto tra basamento ercinico e copertura sedimentaria alpina e la superficie di discordanza/paraconcordanza che separa queste unità dal soprastante Verrucano Lombardo (Fig. A29). In altri termini, il Gruppo delle Tre Valli Bresciane rappresenta i sedimenti depositi in uno dei bacini sedimentari sviluppatasi nel settore sudalpino durante il Permiano inferiore, in seguito ad una fase tettonica sindeposizionale distensiva-transtensiva accompagnata da attività vulcanica, responsabile dello sviluppo di bacini fisicamente separati da alti strutturali.



Fig. A29 – Schema della successione vulcano-sedimentaria affiorante nel settore delle anticlinali orobiche e camuna (Comitato d'area per le Alpi centrali, orientali ed occidentali, 2005).

All'interno del Gruppo sono distinti corpi sedimentari e vulcanici: i depositi sedimentari sono stati riferiti a due unità distinte (Formazione di Collio e conglomerato del Dosso dei Galli), mentre i corpi vulcanici intercalati ai sedimenti sono stati distinti sulla base della posizione stratigrafica e delle caratteristiche petrografiche

2.1.1. - *Porfidi Quarziferi Inferiori (PQI)*

Ignimbriti riolitiche compatte di colore prevalentemente violaceo con livelli grigiastri o verdastri, a struttura porfirica con cristalloclasti di quarzo, K-feldspato, plagioclasti e, in subordine, biotite (PEYRONEL PAGLIANI, 1965), in una pasta di fondo felsitica, eutassitica e fluidale con evidenti fiamme juvenili e litici, in bancate e strati. Corrispondono al "membro A" (Fig. A3) della Formazione di Collio *sensu* CASSINIS, 1966a e CASSINIS, 1988 che, nella sezione tipo alle falde orientali del Monte Dasdana (CASSINIS, 1966b), ha uno spessore di 102 m.

I porfidi quarziferi inferiori si presentano come una potente bancata allungata in direzione E-O per tutta l'alta Val Trompia, in generale ben individuabile nel panorama, tranne quando la tettonica l'ha dislocata e parzialmente smembrata.

Trattandosi di una successione di unità di flusso piano-parallele, che nell'insieme danno origine ad una bancata uniforme e rigida, questa, sollecitata tettonicamente, produce come risposta meccanica tre sistemi di fessurazione che si sovrappongono e in parte mascherano le fessurazioni colonnari prismatiche da raffreddamento ortogonali alle unità di flusso. Fra questi sistemi infatti, due sono circa perpendicolari tra loro, perpendicolari alla bancata e distanziati mediamente di 60 cm; il terzo è circa coincidente con la direzione delle unità di flusso ignimbritico ed ortogonale ai primi due.

Nei porfidi quarziferi inferiori non sono mai stati rinvenuti né depositi cineritico-ignimbritici, formati per caduta della porzione superiore della nube né paleosuoli. Questo suggerisce un tempo di messa in posto breve con successione rapida delle unità di flusso individuate.

Le caratteristiche tipiche dei PQI sono ben rappresentate dagli affioramenti che si possono osservare lungo la Strada Statale n. 345 Maniva-Croce Domini, a poco più di 2 km dal rifugio Bonardi (1740 m) (Fig. A30).

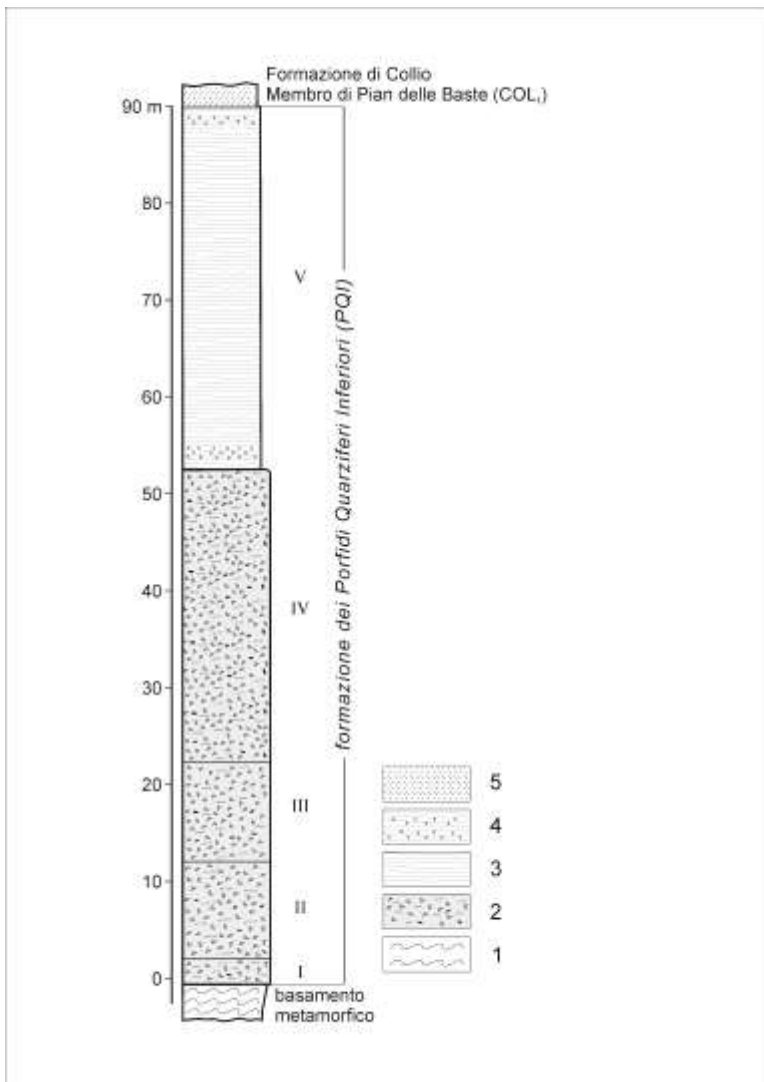


Fig. A30 - Colonna stratigrafica della formazione dei porfidi quarziferi inferiori (PQI). Affioramento di Cascinello dei Zocchi lungo la SS 345 Maniva-Croce Domini. 1- basamento metamorfico. 2- ignimbrite. 3- tufo. 4- tufo con lapilli di accrezionamento. 5- arenaria. Modificato da BERTOZZI (1996).

L'affioramento di PQI (q. 1970 m) ad E di Malga Cuta (1932 m) poggia direttamente sul basamento metamorfico con giacitura discordante ed è

interessato da un fitto sistema di fratture spaziate di circa un metro che ha completamente smembrato e dislocato le unità di flusso. Una piccola faglia, che attraversa il corpo vulcanico in direzione SO-NE, ha favorito l'azione di fenomeni idrotermali. In corrispondenza della breccia di faglia e per una fascia circostante (10 m circa), è infatti osservabile l'azione dell'idrotermalismo che ha intensamente ingiallito la roccia producendo la caolinizzazione della componente feldspatica e la formazione di mineralizzazioni a quarzo e pirite ed arrossamenti diffusi, per trasformazione dei solfuri in ossidi e idrossidi di ferro e manganese. Le ignimbriti di questo affioramento pur essendo variamente dislocate, hanno una potenza complessiva di 63 m.

All'interno della bancata di ignimbriti sono presenti 4 unità di flusso piroclastico, non cartografate separatamente in questo lavoro, distinte su base litologica e cromatica.

La prima unità di flusso (Fig. A30), della potenza di circa 3 m, è di colore viola scuro, compatta, con evidenti motivi di flusso, cristalli di quarzo di circa 1 cm e feldspati omogeneamente distribuiti; sono presenti inclusi litici lavici viola e fiamme di color rosato con dimensioni da 1 a qualche cm.

La seconda unità di flusso (potenza di 10 m), diffusamente idrotermalizzata, è di colore grigio-viola con componente vetrosa abbondante e motivi di flusso evidenziati da fiamme biancastre o da porzioni allungate di materiale pomiceo che raggiungono i 3-5 cm. Sono altresì presenti litici lavici di colore viola scuro.

La terza unità di flusso (potenza di 10 m), di colorazione grigiastrea, presenta fittissime piccole cariatature di 2-3 mm, scarsi frammenti pomicei, litici lavici e diffuse venature di silice idrotermale.

L'ultima e più potente unità (potenza di 30 m) ha colorazione rosata con fenoclasti poco abbondanti rispetto alla matrice. Presenta fiamme verdi di qualche centimetro e frammenti litici spigolosi grigio-neri.

A tetto delle quattro unità di flusso ignimbritiche, per uno spessore complessivo di 37 metri, si alternano tufi, livelli di *surge* costituiti da cineriti con lapilli di accrezionamento (spessore massimo di 50 cm), brecce e conglomerati continentali rossastri a piccoli clasti e siltiti grigie.

Caratteristiche petrografiche

Per la descrizione petrografica delle unità piroclastiche si è adottata la terminologia basata sulla classificazione granulometrica dei frammenti piroclastici di FISHER & SCHMINCKE (1984) (Fig. A31).

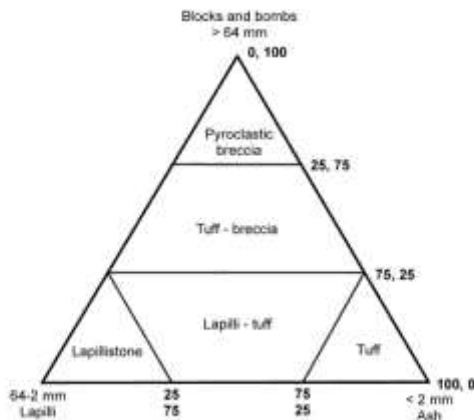


Fig. A31 – Diagramma classificativo dei frammenti piroclastici (da FISHER & SCHMINCKE, 1984).

Le rocce di questa formazione sono prevalentemente *lapilli-tuff* costituiti dall'associazione di cristalli millimetrici di quarzo, plagioclasio e biotite immersi in una pasta di fondo cineritica caratterizzata dalla presenza di diffusi frammenti vetrosi (Fig. A32) con completa ricristallizzazione felsitica quarzo-feldspatica. Sono altresì presenti fiamme rinsaldate a struttura eutattica (Fig. A33). Il quarzo è presente in quantità variabili, con cristalli eudrali o subedrali, caratterizzati da intensa fratturazione con frequenti golfi ed anse. Talvolta si osservano inclusioni vertose micrometriche formate per intrappolamento di fluidi al momento della cristallizzazione. L'interno di queste inclusioni è talvolta rivestito da minuscoli aghetti di cristalli bruni. Il plagioclasio si presenta da idiomorfo a subidiomorfo, a geminazione polisintetica ed in aggregati glomeroporfirici. Il grado di alterazione è alto, con trasformazione totale o parziale in sericite e altri minerali secondari. La biotite rappresenta l'unica fase femica, riconoscibile dall' *habitus* allungato o esagonale e dalla colorazione bruna. I cristalli sono spesso deformati e completamente pseudomorfofati da clorite pleocroica, e/o microgranulazioni di minerali opachi. Il K-feldspato è presente in basse percentuali come sanidino, a volte geminato e parzialmente o totalmente sostituito da albite. Tra gli accessori: minerali opachi (ematite), apatite e zirconio con marcate aureole policriche. I minerali opachi spesso sono organizzati in sciami allineati lungo la direzione del flusso.

Il livello di *surge* che si trova a tetto di questa formazione (Fig. A34) ha struttura microcristallina vetrosa con pisoliti di accrezione a granulometria maggiore al centro e via via più fine verso il bordo. All'interno dei pisoliti possono essere presenti minuscoli cristalli di quarzo, microbiotiti sostituite

da mica bianca, feldspati e opachi. La matrice è quarzo-feldspatica felsitica ricristallizzata.

Lo spessore massimo dell'unità raggiunge i 100 m.

Età radiometrica U/Pb su Zrn $283,1 \pm 0,6$ Ma (Permiano inferiore).



Fig. A32 - Shard vetrosi incurvati nella pasta di fondo di una fiamma. Microfoto a polarizzatori paralleli (scala di riferimento 125 μ m).

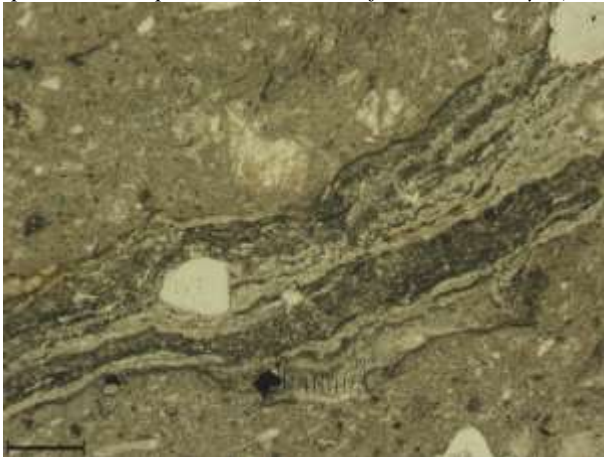


Fig. A33 - Fiamme pomicee rinsaldate orientate lungo la direzione del flusso piroclastico. Microfoto a polarizzatori paralleli (scala di riferimento 125 μ m).

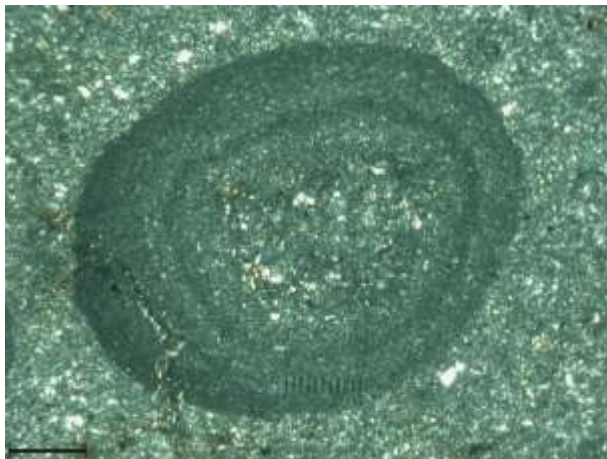


Fig. A34 – Cineriti con lapilli di accrezionamento con morfologia tondeggiante e zonazione concentrica a grana variabile. Microfoto a polarizzatori incrociati (scala di riferimento 675 μ m).

2.1.2. - Formazione di Collio

Con questo termine si intendono le successioni sedimentarie terrigene comprese tra il basamento metamorfico ercinico o i porfidi quarziferi inferiori e il conglomerato del Dosso dei Galli o, dove questa unità non è presente, la vulcanite di Auccia. L'unità è stata riportata tra le unità tradizionali nel Quaderno 7 (VII) del Servizio Geologico d'Italia (CASSINIS, 2007a).

L'unità affiora nel settore a N del Passo del Maniva e lungo la valle del Caffaro, a N di Bagolino. Verso oriente l'unità affiora fino al confine tra la Provincia di Trento e la Lombardia, dove però diventano importanti le intercalazioni di corpi vulcanici e subvulcanici.

La Formazione di Collio presenta notevoli variazioni di spessore, in parte imputabili ad una originaria paleogeografia articolata. Lo spessore massimo si aggira attorno ai 400 metri (Corno Torre-Punta della Banderola).

La Formazione di Collio si interdigita ed è ricoperta dalle porzioni inferiori del conglomerato del Dosso dei Galli; il limite, non sempre netto, è documentato dal passaggio dalla facies arenacea della Formazione di Collio alle arenarie e conglomerati rossi e violacei del conglomerato del Dosso dei Galli (zona Valle Grigna). Il limite è osservabile lungo la strada che scende alla Malga di Mezzo Vaia, alla terminazione della Valle di Cadino e all'inizio della Valle Sanguinera, dove le alternanze di arenarie e peliti della

Formazione di Collio sono ricoperte direttamente dalle arenarie bioturbate del Membro della Pietra Simona, appartenente al conglomerato del Dosso dei Galli.

Il contenuto fossilifero è dato principalmente da macro- e microflore e impronte di tetrapodi, che hanno permesso l'attribuzione cronostratigrafica di questi depositi al Permiano inferiore (CASSINIS & DOUBINGER, 1991; CASSINIS & RONCHI, 2001). Datazioni radiometriche ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zircone) sulle vulcaniti intercalate (SCHALTEGGER & BRACK, 1999; 2007) indicano che la deposizione della intera successione del Gruppo delle Tre Valli Bresciane è avvenuta in un tempo relativamente breve (meno di 5 Ma, tra 283 ± 1 e 280.5 ± 2) indicando età leggermente più antiche di quelle ottenute con palinomorfi, probabilmente a causa di problemi legati alle scale biostratigrafiche a palinomorfi.

La deposizione di questa unità è avvenuta in condizioni continentali e le caratteristiche granulometriche sono connesse con la posizione dei depositi all'interno del bacino. Spostandosi da O verso E, e quindi dal margine del bacino verso l'interno, si rinvencono facies di conoide alluvionale (*alluvial fan*) passanti a fluviali (corpi lenticolari conglomeratici e arenacei), facies fluviali di delta e di piana sabbiosa e fangosa (corpi arenaci e pelitici) per terminare con le associazioni prevalentemente pelitiche di bacino lacustre poco profondo.

All'interno dell'unità sono stati distinti i due membri di Pian delle Baste (**COL₁**) e di Val Dorizzo (**COL₂**).

2.1.2.1. - Membro di Pian delle Baste (**COL₁**)

Alternanza di argilliti, siltiti e (più rare) arenarie medio-fini sottilmente stratificate e laminate, in strati millimetrici e centimetrici di colore grigio-verdastro e bruno-nerastro. Nella porzione più grossolana sono presenti strutture sedimentarie quali laminazioni, laminazioni incrociate od ondulate, *ripple mark*, impronte di carico e di corrente, tracce di tetrapodi e artropodi. Intercalate alle facies pelitiche sono localmente presenti concrezioni e lenti carbonatiche di colore grigio chiaro (dolomie ankeritiche, ocracee all'alterazione) in strati e noduli (zona Costa Croce-Corno Torre). Tale facies affiora ben esposta lungo la strada per la Malga di Mezzo Vaia, nell'alveo della Valle di Vaia, nell'alveo in località Costa Croce e nell'alveo della Val Sanguinera. Spessore fino a 250 m (Collio Inferiore *Auct.*).

All'interno del Membro di Pian delle Baste sono state distinte arenarie vulcaniche micacee da fini a medie (**COL_{1a}**), in strati da decimetrici a plurimetrici, di colore generalmente grigio-verde, con frequenti strutture sedimentarie (laminazioni parallele, incrociate, *ripple mark*, *clay chip*, gradazioni). Sono localmente presenti livelli a tessitura conglomeratica.

Affiora principalmente lungo il versante orientale del Monte Bagoligolo e in corrispondenza del versante SO del M. Carena.

Età: Permiano inferiore.

2.1.2.2. - Membro di Val Dorizzo (**COL₂**)

Successioni vulcanoclastiche ed epiclastiche eterogenee, costituite da arenarie e siltiti con intercalazioni di piroclastiti, con passaggio, specie nella parte superiore, a conglomerati poligenici. Affiora estesamente su entrambi i versanti della Valle di Caffaro fra M. Bagoligolo e Dosso del Matto. Spessore fino a 150 m.

All'interno del Membro di Val Dorizzo sono state distinte due litofacies: una piroclastica (**COL_{2a}**) e una pelitica (**COL_{2b}**).

Età: Permiano inferiore.

2.1.2.2.1. - Litofacies piroclastica (**COL_{2a}**)

Corrisponde ai "Porfidi quarziferi superiori" (CASSINIS, 1966b), *Dasdana beds* (BREITKREUZ *et alii*, 1999), che separano il Collio inferiore dal Collio superiore. La zona tipica di affioramento è il Monte Dasdana (Fig. A35), lungo la ex S.S. 345 Maniva-Passo Crocedomini. Affiora in senso O-E, dal settore del Monte Colombine sino alla Val Caffaro, localmente con una notevole continuità laterale. Verso la Valle del Caffaro sono presenti più livelli riferibili a questa unità, ricorrenti in un intervallo stratigrafico limitato.

Si tratta di depositi piroclastici di flusso (ignimbriti) di colore grigio-verdastro a struttura porfirica, cristalloclastica con quarzo, plagioclasti, biotite e K-feldspato e variamente vescicolati con componente juvenile costituita da fiamme verdastre. Inglobano numerosi frammenti litici costituiti da rocce sedimentarie quali peliti e arenarie verdi-nerastre finemente laminate appartenenti al sottostante Membro di Pian delle Baste, tufi, micascisti e gneiss del basamento cristallino. Dal punto di vista geochimico tali ignimbriti hanno una composizione riolitica. Si riconoscono più unità di flusso massive, caratterizzate da strutture orientate evidenziate da fiamme e litici. A tetto sono presenti orizzonti discontinui di epiclastiti con intercalazioni di livelli piroclastici con pomici biancastre.

Lo spessore varia tra 5 e 25 metri circa, raggiungendo i massimi valori nel settore ad oriente della cresta Maniva-Bazena.

Il contatto con le facies del Membro di Pian delle Baste, sottostante è debolmente erosionale.

Secondo CASSINIS (1966b) la presenza di abbondante componente litica è da attribuire all'erosione operata dalle piroclastiti durante il loro movimento in superficie. Una interpretazione più recente (BREITKREUZ *et alii*, 1999) lega la formazione di questo deposito ad un fenomeno di effusione magmatica all'interno di un bacino lacustre. Quindi la presenza di

litici del Collio sedimentario sottostante e del basamento metamorfico, sarebbe da imputarsi all'elevata esplosività dell'eruzione dovuta alla interazione tra il materiale vulcanico e l'acqua.

L'area sorgente di tale unità è stata localizzata al di là della Valle del Caffaro (verso E) dove affiorano numerosi corpi subvulcanici e potenti sequenze vulcaniche. Verso O (verso la Valle Trompia) tali corpi si assottigliano rapidamente, ma con una continuità laterale notevole, costituendo un ottimo *marker* stratigrafico.

Età: Permiano inferiore.

2.1.2.2.1.1 - Stratigrafia di dettaglio della Litofacies piroclastica del Membro di Val Dorizzo

Alle pendici orientali del Monte Dasdana, lungo la ex S.S. 345 Maniva-Passo Crocedomini, a circa 20 m dall'ultimo tornante situato a NO del Laghetto Dasdana, (q. 2084 m), si incontra l'affioramento meglio esposto della litofacies piroclastica del Membro di Val Dorizzo. Il contatto con il sottostante Membro di Pian delle Baste non è visibile a causa del detrito e della copertura erbosa. All'interno dell'affioramento, della potenza complessiva di circa 8 m, si riconoscono quattro livelli (Fig. A35), non cartografati separatamente in questo foglio, rispettivamente con potenza di 3 m, 2,5 m, 2 m e 30 cm.

I prime tre livelli hanno struttura massiva con motivi di flusso, presenza di inclusi litici nerastri di dimensioni variabili e di "fiamme" verdastre. Gli inclusi litici, di origine sedimentaria, provengono dal sottostante Membro di Pian delle Baste. Sono ben distribuiti all'interno delle bancate a testimonianza del fatto che sono stati strappati dal condotto durante l'eruzione e non dal substrato durante il movimento. Se così fosse, si troverebbero infatti solo nella parte basale delle bancate.

Alcuni inclusi hanno forma spigolosa, altri invece si presentano più schiacciati ed allungati lungo il flusso piroclastico.

Le "fiamme", di colore verdastro, rappresentano la componente juvenile del flusso piroclastico non completamente frammentata; sono parzialmente schiacciate ed orientate lungo la direzione del movimento e caratterizzate da una struttura porfirica. La loro lunghezza è di circa 7-8 cm.

Il primo livello piroclastico ha colore grigio-brunastro e struttura clastoporfirica a grana fine; vi si riconoscono cristalli di plagioclasio e quarzo, inclusi litici e juvenili. E' caratterizzato da una piccola faglia sindeposizionale con un rigetto di circa 30 cm.

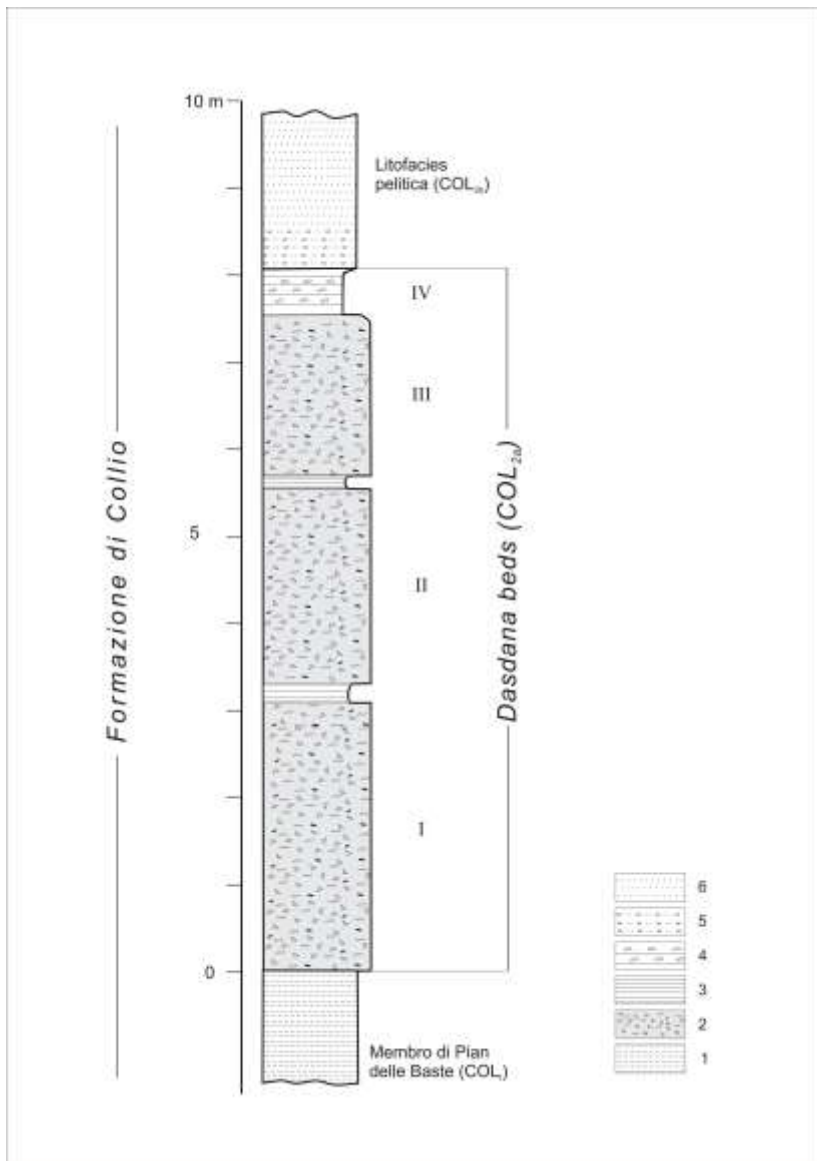


Fig. A35 - Colonna stratigrafica dei Dasdana beds, litofacies piroclastica del Membro di Val Dorizzo della Formazione di Collio (COL_{2a}). Affioramento di Monte Dasdana, lungo la statale Maniva-Croce Domini. 1- argilliti. 2- ignimbrite. 3- tufo. 4- epiclastiti con livelletti di pomici. 5- siltite . 6- arenite. Modificato da RIGUZZI (1996).

Il secondo livello piroclastico si deposita al di sopra del precedente e si incunea nella dislocazione provocata dalla faglia. Presenta alla base, per circa 30 cm, un colore grigio-verde scuro dato dalla presenza di materiale più fine di facile sfaldabilità; torna poi ad essere una roccia massiva di colore grigiastro con struttura clastoporfirica a grana fine, nella quale spiccano inclusi litici nerastri e verdastri, angolosi e subangolosi, e cristalli di plagioclasio e quarzo. Il tetto di questo livello è marcato da una superficie erosiva postdeposizionale data da un avvallamento o nicchia d'erosione.

Il terzo livello piroclastico appare meno massivo del precedente; presenta struttura clastoporfirica con inclusi litici nerastri e cristalli di plagioclasio e quarzo. È interessato da una serie di fratture senza direzione preferenziale. Il contatto con il quarto ed ultimo livello è netto e non erosivo.

Il quarto livello, di spessore notevolmente ridotto, è una epiclastite con intercalazioni di livelletti piroclastici con pomici (litozona delle peliti con pomici). Ha gradazione inversa, e colore violaceo. I livelletti piroclastici a granulometria arenacea contengono elementi biancastri più o meno arrotondati (alcuni dei quali ascrivibili a pomici) alternati a materiale più fine dato da siltiti verdastre finemente laminate (spessore 2-3 mm).

L'intero affioramento di Monte Dasdana è interessato e dislocato da faglie, di cui la principale presenta andamento NNE-SSO, e ribassa di qualche decina di metri i lembi orientali.



Fig. A36 – Membro di Val Dorizzo – Litofacies piroclastica. Tipica struttura a piccoli blob schiacciati e modellati, si può notare la presenza di biotiti e di feldspati. Microfoto a polarizzatori paralleli (scala di riferimento 675 μm).

Caratteristiche petrografiche

I primi tre livelli di flusso piroclastico sono costituiti da rocce eterogranulari con elevata componente clastica (60-70%). I clasti monocristallini sono dati da cristalli a volte idiomorfi e da frammenti cristallini di quarzo, plagioclasio, K-feldspato e biotite. Le dimensioni massime raggiungono i 2 mm. I clasti policristallini di natura vulcanica (Fig. A36) hanno l'aspetto di piccoli *blob* schiacciati e modellati e contengono cristalli di quarzo, plagioclasio, K-feldspato e biotite in una pasta di fondo da felsitica a microgranulare, con abbondanti ricristallizzazioni quarzo-albitiche e calcite in vene e in plaghette. I clasti policristallini metamorfici sono rappresentati principalmente da micascisti, costituiti da quarzo, plagioclasio, biotite e muscovite che si trova anche dispersa sotto forma di singole lamelle deformate.



Fig. A37 - Membro di Val Dorizzo – Litofacies piroclastica. Quarzo fratturato e dislocato. Microfoto a nicol paralleli (scala di riferimento 400 μm).

Il quarzo (Fig. A37) si presenta in cristalli idiomorfi o frammenti di cristalli a contorni lobati e sinuosi, con anse e golfi. È spesso caratterizzato da estinzione ondulata e da intensa fratturazione. Spesso lungo le microfratturazioni è presente quarzo di genesi secondaria in aggregati policristallini. Il K-feldspato, a volte geminato, è presente come sanidino in cristalli subarrotondati di grandi dimensioni, che a volte raggiungono i 2 mm. Ha aspetto torbido e colore bruno-giallastro, causato dall'alterazione. È frequentemente fratturato e attraversato da vene di clorite che conferiscono

un colore verde chiaro. I plagioclasti, in cristalli subidomorfi isolati (Fig. A38), sono frequentemente geminati e parzialmente o completamente alterati in sericite. La biotite (Fig. A38) rappresenta l'unica fase femica, riconoscibile dall'*habitus* allungato o esagonale e dal colore bruno-verdastro. I cristalli sono spesso pseudomorfosati da clorite pleocroica e/o microgranulazioni di minerali opachi. Vi sono spesso vene in cui sono avvenute ricristallizzazioni di minerali secondari (calcite).

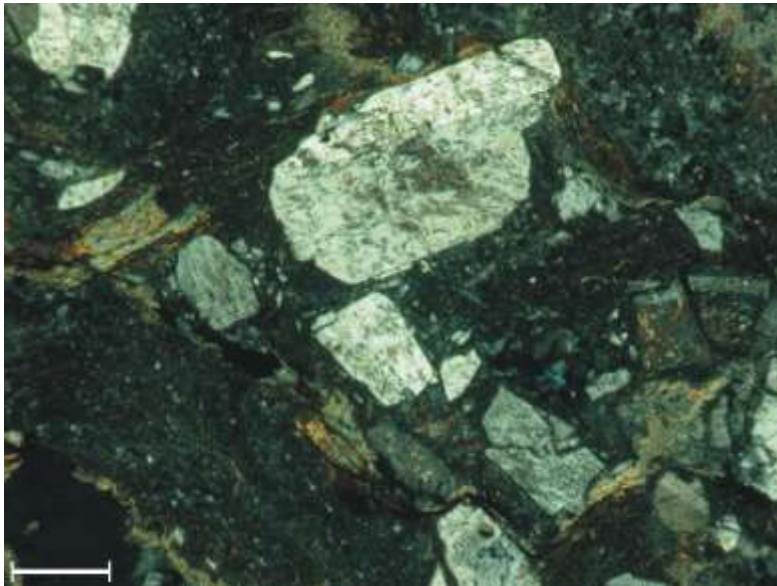


Fig. A38 - Membro di Val Dorizzo – Litofacies piroclastica. Plagioclasti idiomorfi associati a biotiti deformate. Microfoto a nicol incrociati (scala di riferimento 400 µm).

Il quarto livello (litozona delle peliti con pomice) è costituito prevalentemente da materiale epiclastico finissimo (argilliti-siltiti). Vi si riconosce una componente clastica cristallina con granulometria dell'arenaria fine, con miche (biotite e muscovite) e granuli di quarzo e plagioclasti immersi in una matrice finissima silicatica, di composizione quarzo-feldspatica.

E' inoltre presente una componente clastica delle dimensioni dell'arenaria e del microconglomerato costituita da clasti monocristallini di quarzo, plagioclasti e biotite e da frammenti pomiceo schiacciati ed isorientati, costituiti da cristalli di plagioclasti, quarzo e biotite immersi in

una pasta di fondo con ricristallizzazione quarzo-albitica e con diffusi carbonati (Fig. A39).

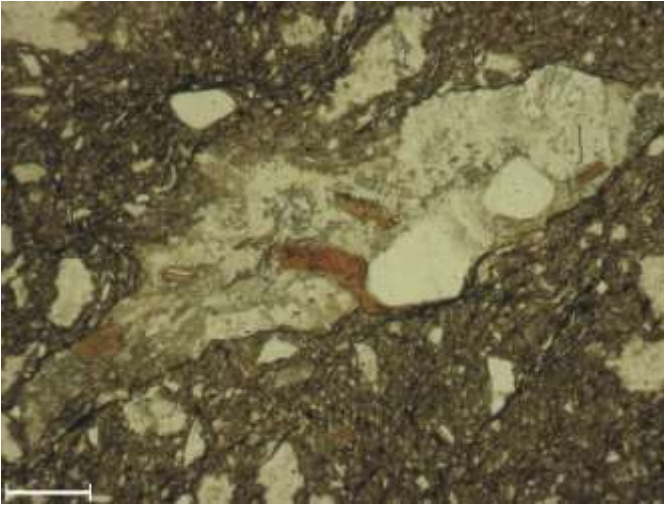


Fig. A39 - Litozona delle peliti con pomici. Visione generale, presenza di pomici inglobate da matrice pelitica microcristallina. Microfoto a polarizzatori paralleli (scala di riferimento 675 μ m).

2.1.2.2.2. - Litofacies pelitica (COL_{2b})

Argilliti fissili, siltiti ed arenarie di colore grigio scuro, in fitte alternanze e con rapidi passaggi laterali. Spessori fino a 60 metri.

Gli affioramenti più estesi si trovano in destra idrografica del Fiume Chiese, a SO dell'abitato di Brione e ad E e ad O del Monte Tanarone in Comune di Cimego.

2.1.3. - Formazione di Monte Macaone (MME)

(Lave riodacitiche Auct.)

Lave porfiriche di colore violaceo, grigiastro, nero-verdastro e di composizione riodacitica, associate a meno frequenti daciti, andesiti e rioliti, affioranti come corpi subvulcanici nella Valle di Daone, vengono descritte da DIENI (1958). Lave porfiriche, in corpi discordanti e/o paraconcordanti, vengono identificate anche da CASSINIS (1988) nel gruppo dei "Porfidi quarziferi indistinti" della Carta geologica dei depositi continentali permiani a S dell'Adamello.

Queste lave porfiriche affiorano estesamente nella zona di Dosso del Bue, a Monte Carena, a Monte Macaone e più a N a Monte Tanarone ed in Valle di Daone nel fondovalle da Ponte Morandin a Scorzade e Nimes ed

anche in corrispondenza dello spartiacque con la Valle Aperta tra Cima Pissola e Cima di Maresse.

Costituiscono imponenti corpi laccolitici o duomiformi con spessori anche superiori a 500 metri e brevi colate, si identificano anche condotti di adduzione con brecce al bordo (Brecce di condotto, **MME_a**) e veri e propri *plug* cioè intrusioni o protusioni semi-solide di lava. Queste lave a struttura porfirica con quarzo, plagioclasti, biotite in una pasta di fondo minuta evidenziano esclusivamente composizioni da riodacitiche a riolitiche.

Nel versante destro del Torrente Riccomassimo sono presenti anche corpi di composizione dacitica affiancati a più piccole porzioni, sempre ad andamento sub-verticale, di composizione andesitica.

Le evidenze di campagna dimostrano che la messa in posto delle lave della formazione di Monte Macaone potrebbe essere immediatamente successiva agli ultimi episodi epiclastici del Collio superiore-membro di Pian delle Baste. Non si hanno evidenze che queste possano, in qualche modo, tagliare il conglomerato del Dosso dei Galli o la vulcanite di Auccia.

E' importante notare che questo tipo di attività effusiva subvulcanica tende ad essere confinata sempre lungo la Linea delle Giudicarie. Infatti, come in Valle di Daone anche in Val Rendena più a N, sono presenti duomi e colate di composizione simile o analoga. Ciò fa pensare che la Linea delle Giudicarie rappresentasse la linea di principale debolezza e di risalita di questi magmi nel Permiano inferiore.

Caratteristiche petrografiche

Si tratta di una roccia a grana medio-grossolana con indice porfirico compreso tra 30 e 40. I fenocristalli sono costituiti da: plagioclasti, tendenzialmente idiomorfi, in associazioni sinplectitiche ed in aggregati glomeroporfirici, ampiamente sostituiti da sericite, clorite, calcite, fasi argillose e talvolta ricristallizzati in albite limpida con motivi a mosaico; quarzo, sempre con morfologia arrotondata ad anse e frequentemente fratturato; biotite, quasi sempre sostituita da clorite, sericite, opachi e quarzo; pirosseno, sempre completamente sostituito da clorite, sericite ed opachi. Tra i componenti accessori: apatite, allungata a bastoncino, contenuta prevalentemente nelle fasi femiche e nella pasta di fondo e zircone idiomorfo. La pasta di fondo è costituita da un aggregato quarzo-feldspatico micro-cristallino generalmente con struttura a fiocchi e fratturazioni perlitiche; deriva da ricristallizzazione di una componente vetrosa omogenea. Si rinvencono talora xenolitici lavici di composizione più basica, probabilmente andesitico-dacitica, con maggiore organizzazione della pasta di fondo ed elevato grado di ossidazione ed alterazione.

Localmente, sono presenti facies a blocchi. Queste porzioni sono caratterizzate da blocchi subangolosi, di dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche, quasi a contatto tra loro e saldati in una massa più

omogenea, che presenta a volte delle strutture fluidali. Quando la matrice è poco coerente, la struttura a blocchi della roccia è messa in evidenza dall'erosione selettiva; più spesso il riconoscimento della stessa non è immediato. Petrograficamente i blocchi mostrano tessiture e composizioni analoghe a quelle delle lave massive, mentre le porzioni interstiziali sono ricche di piccoli frammenti cristallini inglobati in una matrice criptocristallina.

Subordinate quantitativamente sono le facies di lave a composizione andesitico-dacitica.

I litotipi andesitici presentano struttura porfirica fluidale, porfirico-seriata e glomeroporfirica con fenocristalli idiomorfi di plagioclasì e di pirosseni (Fig. A40 e A41), immersi in una pasta di fondo costituita da sciami di minuti plagioclasì contenuti in una matrice ricca di fasi opache, clorite disseminata o a chiazze e carbonati. I plagioclasì appaiono generalmente freschi con permeazioni di sericite, clorite ed opachi o con plaghette di carbonati, i pirosseni sono completamente sostituiti da clorite, opachi, epidoti e talora carbonati.

I litotipi dacitici (Fig. A42 e A43) hanno struttura porfirica con uno stacco netto fra fenocristalli di plagioclasio, quarzo, pirosseno, biotite e la pasta di fondo costituita da cristalli di plagioclasì, da minuti a microcristallini, talora fluidali, associati ad opachi e clorite. I fenocristalli di plagioclasì e pirosseni hanno caratteristiche analoghe a quelle dei litotipi andesitici con marcate zonature dei plagioclasì. Il quarzo si presenta in cristalli fratturati e con ampie anse e golfi di riassorbimento (*embayment*). La biotite, talora ancora fresca e pleocroica, presenta bordo opacitico di reazione o complete sostituzioni di opachi e raramente di carbonati. Unica fase accessoria è l'apatite inclusa nelle biotiti.

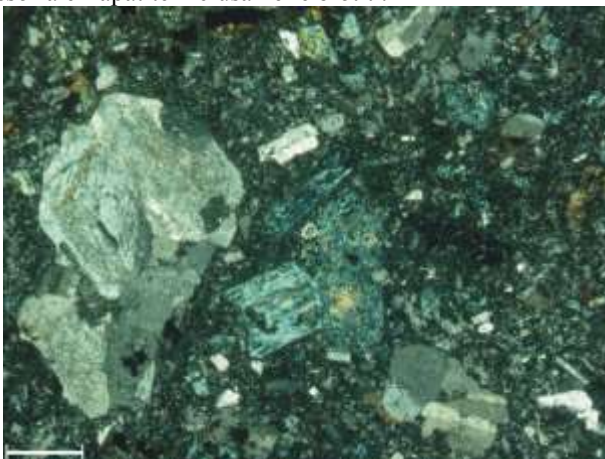


Fig. A40 - Formazione di Monte Macaone. Lava andesitica. Particolare di pirosseni e plagioclasì. Microfoto a polarizzatori incrociati (scala di

riferimento 125 μm).

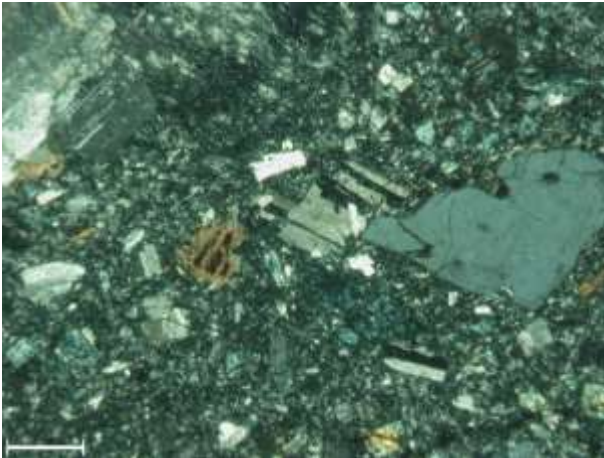


Fig. A41 - Formazione di Monte Macaone. Particolare con plagioclasio, pirosseno, biotite e quarzo. Microfoto a polarizzatori incrociati (scala di riferimento 125 μm).

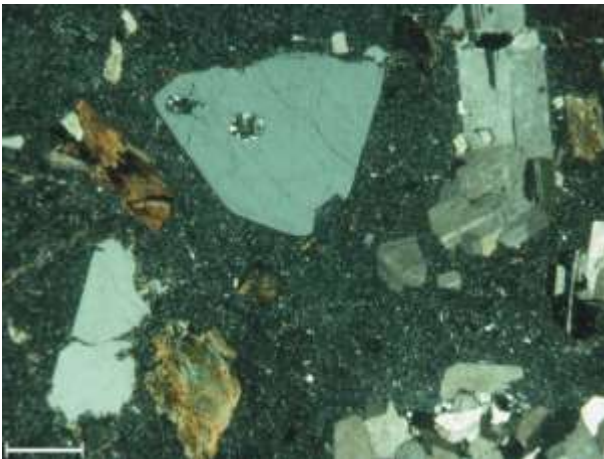


Fig. A42 - Formazione di Monte Macaone. Lava dacitica. Struttura porfirica con fenocristalli di quarzo, plagioclasti, biotite in fondo microgranulare cristallino. Microfoto a polarizzatori incrociati (scala di riferimento 125 μm).

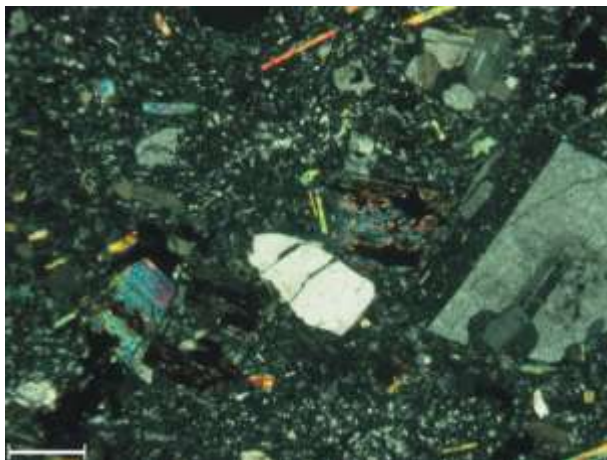


Fig. A43 - Formazione di Monte Macaone. Lava riodacitica. Associazione di plagioclasio, quarzo e biotiti in fondo microcristallino con orientamento fluidale. Microfoto a polarizzatori incrociati (scala di riferimento 675 μm).

2.1.3.1. - Breccie di condotto (**MME_a**)

Breccie di condotto di adduzione, incassate nelle arenarie e siltiti del Membro di Val Dorizzo (COL₂) della Formazione di Collio, si trovano in tre piccoli affioramenti situati nel versante destro del Rio Riccomassimo fra Malga Vallalusso e Malga Val Marza.

Sono costituite da frammenti lavici porfirici, decisamente angolosi, di composizione riodacitica, cementati da una matrice fine irrisolvibile alla lente.

2.1.3.2. - Orizzonti vulcanoclastici (**MME₁**)

Cospicui affioramenti di materiale vulcanoclastico, fino a 40 metri di spessore, sono distribuiti nel versante NE di Monte Tanarone verso Bocca di Bosco fino a S di Cima Clevét a quota 2057 m.

Si tratta di colate di *debris-flow* costituite da frammenti lavici porfirici, da angolosi a subarrotondati, di dimensioni da decimetriche a centimetriche, in una matrice finemente frammentata non risolvibile alla lente.

2.1.4. - Conglomerato del Dosso dei Galli (**CDG**)

Questa unità (CASSINIS, 1969b) ha la sua area tipo nel Foglio 079-Bagolino.

La litofacies tipica costituisce i gradoni rocciosi lungo il versante S del Dosso della Fiora, la parete della Corna Rossa, il crinale tra la Valdaione e il Figarolo superiore, la conca modellata dal ghiacciaio al Craper d'Arcina e

Caserma Cademort ed infine le pareti rocciose alla testata della Valle di Vaia. Gli affioramenti più evidenti della porzione più arenacea (Membro della Pietra Simona **CDG₁**) sono tra quota 1620 e 1690 m lungo il sentiero della Valdaione, nella fascia bassa del versante lungo la strada Laghetto di Vaia-Malga di Mezzo Vaia, in corrispondenza dei dossi in sponda sinistra all'inizio della Valle Sanguinera, lungo entrambi i versanti alla terminazione della Valle di Cadino e alla base delle pareti rocciose a N della malga Dorizzo Alta.

Affiora quasi sempre in successione completa e in modo continuo, per uno spessore anche di oltre 150 m, al Monte Baligolo, tra il Cascinello di Bromino e la Cascina Bromino di Mezzo, presso la Malga Sanguinera e nelle pareti rocciose del versante opposto, lungo il versante sinistro nella parte bassa della Valle di Cadino e irregolarmente nei dossi rocciosi ad E della strada che dalla Grapa scende al Laghetto di Vaia. Si rinviene invece solamente in qualche piccolissimo affioramento anche nella zona occidentale della carta e cioè presso il Figarolo superiore e a quota circa 1700 m lungo il versante destro della Valdaione.

Lenti di conglomerati rossastri, molto grossolani, con quarzo, rocce vulcaniche e scisti cristallini, intercalati nella parte sommitale della vulcanite di Auccia sono stati riferiti per analogie litologiche al conglomerato del Dosso dei Galli. Tale facies si osserva molto bene lungo la strada alla Grapa de Vaia e si segue in modo non continuo lungo il versante NE del dosso di quota 2204 m s.l.m., dove forma una bancata spessa alcuni metri interposta tra le pareti rocciose formate dalle Vulcaniti di Auccia sopra e sottostanti. Altre intercalazioni del conglomerato nelle vulcaniti si ritrovano a E del Dosso della Fiora e a N dello stesso lungo il versante E-NE. Qui il conglomerato forma una fascia potente fino a 30 m ben evidente per il netto cambio di colore, lungo la parete rocciosa esposta ad E. Lo stesso conglomerato si ritrova in ampi affioramenti (data la bassa inclinazione degli strati) anche sul crinale che scende verso N del dosso di quota 2082 m, dove è presente anche la facies epiclastica delle vulcaniti. Un ultimo piccolo affioramento di conglomerati si trova lungo il sentiero che dal passo di quota 1953 m s.l.m. del Monte S. Gallo scende al Casinone di Valdaione.

L'unità è costituita essenzialmente da arenarie e siltiti nella parte inferiore e da arenarie e conglomerati nella porzione superiore. La sezione tipo si trova nella valle delle malghe Setteventi e Dasdana Corna.

La parte inferiore, denominata Membro della Pietra Simona (CDG₁), è caratterizzata da arenarie fini, siltiti e argilliti rosso-violacee micacee, intensamente bioturbate (le "budellature" degli Autori) e finemente laminate, alle volte con sottili intercalazioni di conglomerati. Sono presenti strutture sedimentarie quali laminazioni parallele e incrociate, e localmente

noduli calcarei. In generale tale membro affiora a diversi livelli stratigrafici all'interno del conglomerato del Dosso dei Galli; nel caso specifico però, trovandosi l'area rilevata nei settori più interni del Bacino di Collio, la Pietra Simona si trova nelle sue porzioni inferiori. Lo spessore medio di tale membro, che si estende bene lateralmente, è di circa 20-30 m. Il membro della Pietra Simona è in gran parte eteropico sia con le litofacies arenacee e conglomeratiche soprastanti che con quelle sottostanti della Formazione di Collio. Il Membro della Pietra Simona è riportato tra le unità tradizionali nel Quaderno 7(VII) del Servizio Geologico d'Italia (BERRA & ALBINI, 2007).

Verso l'alto si passa gradualmente da alternanze di arenarie grossolane e conglomerati a stratificazione evidente con frequenti passaggi laterali tra loro, alla facies conglomeratica vera e propria, caratterizzata da conglomerati molto grossolani, caotici, a stratificazione massiccia, con abbondanti clasti di diametro da millimetrico a decimetrico di rocce vulcaniche, metamorfiche e di quarzo, inglobati in una matrice arenacea color rosso cupo.

Verso la Valle del Caffaro sono presenti conglomerati color rosso cupo e alle volte verdastri, a clasti eterometrici (centimetrici e decimetrici) di quarzo, vulcaniti e rarissimamente metamorfiti, immersi in una massa di fondo ignimbratica di colore grigio-violaceo, che presenta anche delle fiamme, composta da quarzo, plagioclasio, K-feldspato e biotite. Localmente predomina la massa di fondo ignimbratica violacea con clasti sparsi, cui sono intercalati livelli di conglomerati rossastri. Questa facies può essere interpretata come il prodotto dei processi di asportazione, trascinamento, rimaneggiamento e rideposizione ad opera dei primi flussi ignimbratici delle Vulcaniti di Auccia che hanno coinvolto le porzioni sommitali del conglomerato del Dosso dei Galli.

Nei settori orientali, il Conglomerato di Dosso dei Galli è prevalentemente rappresentato da arenarie e conglomerati (Fig. A44), che denotano una diminuzione granulometrica dei depositi da occidente verso oriente, indicando una possibile direzione degli apporti.

L'intera unità è delimitata a letto dalla Formazione di Collio (Fig. A45), con la quale è in parte eteropica (Val Sanguinera e Dorizzo Alto), mentre superiormente il conglomerato del Dosso dei Galli è in contatto lungo una superficie erosionale con le Vulcaniti di Auccia, ed ha uno spessore variabile da pochi metri fino a oltre 500 m nell'area tipo. L'erosione è connessa con la normale evoluzione del sistema di conoidi e cioè alla fine dello sviluppo delle stesse i sedimenti possono essere stati facilmente erosi, rimaneggiati e ridepositati più lontano.

In base alla posizione stratigrafica, il conglomerato del Dosso dei Galli è riferito al Permiano inferiore.

Dal punto di vista paleogeografico questa unità è stata interpretata come la progradazione di un sistema di conoidi alluvionali all'interno di un bacino

lacustre poco profondo (Bacino del Collio); le direzioni delle paleocorrenti mostrano che le aree sorgenti di tale sistema alluvionale erano posizionate a SSO.



Fig. A44 - Facies arenacee del Conglomerato di Dosso dei Galli nella zona del Costone delle Cornelle (foto M. Gisolo).



Fig. A45 -Limite tra la Formazione di Collio e il Conglomerato di Dosso dei Galli in Val Sanguinera (foto M. Gisolo).

In particolare è possibile riconoscere una sequenza *coarsening upwards* che presenta facies distinte rappresentanti la progradazione dei conoidi alluvionali: la facies sommitale è rappresentata da conglomerati grossolani grigio-rossastri o verdastri, poligenici, con arrotondamento scarso, estremamente eterometrici (clasti con dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche), disorganizzati e mal stratificati (depositi di conoide prossimale - *proximal debris-flow deposit*); quella intermedia, sottostante alla precedente, è composta da conglomerati minuti passanti ad arenarie grossolane con laminazioni incrociate (depositi canalizzati); infine, la facies basale è composta da letti arenacei caratterizzati da gradazione normale e laminazioni (depositi di piana alluvionale - *sheet flow*). Quest'ultima facies è in eteropia con depositi della Formazione di Collio.

I livelli di conglomerati intercalati alle Vulcaniti di Auccia sono interpretabili come i prodotti più distali dei conoidi alluvionali ancora attivi durante la messa in posto dei depositi vulcanici, oppure come i prodotti delle ultime fasi di trasporto, che avvenivano in concomitanza dei flussi vulcanici, ad opera dei medesimi conoidi alluvionali.

2.1.5. - *Vulcanite di Auccia (AUC)*

L'unità affiora nella fascia centrale del Foglio 079-Bagolino (area tipo), spesso in successione completa, in particolare al Dosso della Fiora e lungo entrambi i versanti dello spartiacque tra la valle Cascina Laghetto e la Valdaione, nel tratto terminale dell'alveo della Valdaione fino al Ponte dei Signori, alla testata della Valdaione, a N e ad O del Monte Baligolo, al Craper d'Arcina e in modo molto esteso tra il Goletto del Giego della Bala e la Grapa de Vaia (che corrisponde alle testate delle valli di Arcina e della Malga Setteventi) dove forma pareti rocciose scoscese e ripiani erosi dal ghiacciaio.

L'unità è costituita da ignimbriti massive (depositi piroclastici di flusso) di colore da violaceo a verdastro, a composizione riolitica e riocacitica, ricche di cristalli a granulometria piuttosto omogenea, con tipiche strutture a fiamme (Fig. A46) e con litici, immersi in una poco abbondante massa di fondo microcristallina. Le fasi minerali principali sono quarzo, plagioclasio, raro K-feldspato, biotite e in minor misura pirosseno. Le fiamme sono più ricche di fenocristalli idiomorfi e si distinguono nettamente dal flusso piroclastico inglobante.

Alla sommità delle ignimbriti si ritrovano alle volte livelli di epiclastiti ben esposte negli affioramenti lungo la ex S.S. n. 345 al Goletto Giego della Bala, alla Grapa, al Pizzo Mortaio, lungo la strada che dal Giego della Bala scende in Valdaione tra la quota 2095 m e il traliccio dell'ENEL e lungo il crinale ad E del Dosso della Fiora al passo di quota 2095 m.

Queste epiclastiti hanno colore da rosso vivo a rosso cupo, granulometria medio-grossolana, sono intensamente disgregate ed alle volte

decolorate (colore grigio-verdastro); passano verso l'alto a epiclastiti inglobanti clasti poligenici anche di grosse dimensioni (non distinte in carta).

La vulcanite di Auccia presenta una stratificazione dovuta al susseguirsi di flussi piroclastici, che nella parte sommitale si presentano più sottili che nel resto dell'unità.

Lo spessore medio è compreso tra 50 e 90 metri (130 m nella località tipo, presso Punta dell'Auccia), riducendosi fino a scomparire verso O. La riduzione di spessore e la conseguente chiusura laterale dell'unità è dovuta all'episodio erosivo che ha preceduto la deposizione della soprastante formazione del Verrucano Lombardo.



Fig. A46 - Fiamme della vulcanite di Auccia presso Goletto del Giogo (foto M. Gisolo).

La vulcanite di Auccia occupa una posizione stratigrafica intermedia tra il conglomerato del Dosso dei Galli e il Verrucano Lombardo. Vi è un solo punto in cui la vulcanite è assente e si trova alla base del versante destro nel tratto terminale della Valle di Cadino, all'incrocio tra due faglie. A sinistra della faglia più occidentale la successione è completa, mentre a destra il Membro della Pietra Simona è in contatto diretto con il Verrucano, suggerendo che tale faglia abbia avuto una fase di attività durante il Permiano, delimitando un alto dove la vulcanite di Auccia non si è deposta.

Sulla base della posizione stratigrafica, tra il conglomerato del Dosso dei Galli e il Verrucano Lombardo, la vulcanite di Auccia è stata attribuita al Permiano inferiore. Recenti datazioni isotopiche $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ su zircone hanno

fornito per la Vulcanite di Auccia un'età di $279,8 \pm 1,1$ Ma (SCHALTEGGER & BRACK, 2007).

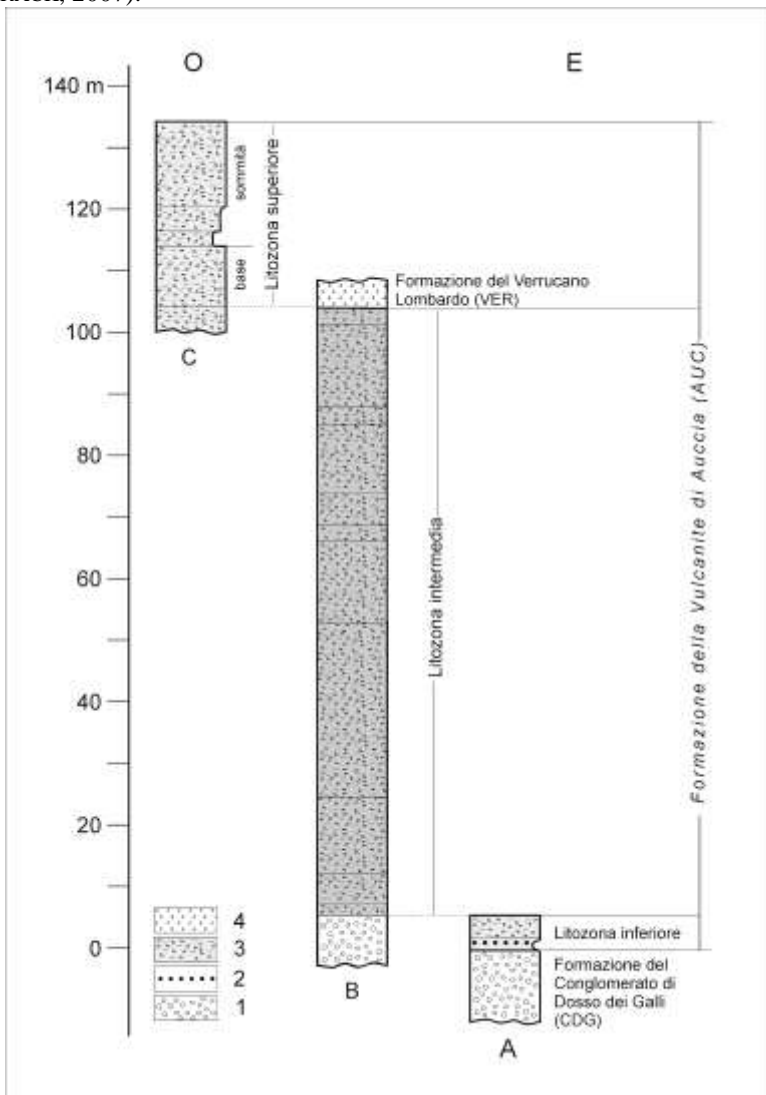


Fig. A47 – Colonne stratigrafiche della Formazione della vulcanite di Auccia (AUC). A- Serie di Dosso dei Galli. B- Serie di Punta dell’Auccia (E e S). C- Serie di Punta dell’Auccia (N). 1- conglomerato. 2- tufo grossolano. 3- ignimbrite. 4- arenaria. Modificate da CASSINIS (1968c) e da PEROTTI (1995).

Alla sommità sono localmente presenti paleosuoli che evidenziano uno *hiatus* temporale in cui l'erosione e/o la non deposizione si è protratta nel tempo. Tale interruzione è marcata da una discordanza angolare a scala regionale di circa 10° dovuta all'attività tettonica.

La vulcanite di Auccia, deposta prevalentemente in ambiente sub-aereo, rappresenta il prodotto del più recente evento vulcanico all'interno della successione stratigrafica del Bacino del Collio Trumplino.

CASSINIS (1968c) suddivide l'unità dal punto di vista stratigrafico e litologico in tre litozone (inferiore, intermedia e superiore), non cartografate separatamente in questo lavoro.

In figura A47 sono riportate le colonne stratigrafiche mostranti i rapporti verticali e laterali tra le varie litozone:

- la litozona inferiore è ben visibile lungo il crinale settentrionale del Dosso dei Galli (rilievo isolato costituito prevalentemente dai conglomerati appartenenti alla formazione omonima, alla quale sono sovrapposte le vulcaniti) a partire dal punto di quota 2140 m. Tale litozona ha una potenza di 5 m ed è caratterizzata da depositi di flusso piroclastico di colore grigio-violetto o grigio-verdastro, organizzati in piccoli livelli di poche decine di cm di spessore. Alla scala mesoscopica la struttura è tipicamente porfiroclastica con evidenti cristalloclasti di plagioclasio, quarzo e biotite (in ordine di abbondanza). La parte basale della litozona inferiore, a contatto con il conglomerato del Dosso dei Galli, è costituita da un deposito piroclastico di caduta a granulometria media di 0,5-1 mm con spessore massimo di 40 cm;
- la litozona intermedia è ben esposta a partire da quota 2060, lungo il sentiero che dal Dosso dei Galli porta a Malga Setteventi. Questa litozona raggiunge una potenza massima di 100 m. Tutta la litozona è costituita da una serie di bancate (spessore compreso tra 4-5 e 8-10 metri) probabilmente coincidenti con le originarie unità di flusso piroclastico. Litologicamente queste bancate sono caratterizzate da una colorazione violacea e da una struttura clastoporfirica con cristalloclasti di plagioclasio, quarzo e biotite e motivi fluidali evidenziati da strutture a "fiamme" che rappresentano la componente juvenile del flusso piroclastico; queste sono schiacciate ed orientate lungo la direzione del flusso e caratterizzate al loro interno da una struttura porfirica. Frequente è inoltre la componente litica rappresentata da frammenti spigolosi afirici e di colore più scuro (nerastro) rispetto alla roccia. Tutte le unità di flusso sono interessate da tre principali sistemi di fratturazione circa ortogonali fra loro, di cui uno coincidente con la direzione del flusso. Questi sistemi sono distanziati a livello

metrico ed hanno andamento non perfettamente planare e parallelo. Lo stato di conservazione delle rocce appartenenti alla litozona intermedia è apparentemente buono; solamente al contatto con il Conglomerato di Dosso dei Galli la bancata basale si presenta molto alterata e facilmente disgregabile;

- la litozona superiore è molto meno estesa e potente della precedente, con spessore massimo di 24 m ed è stata suddivisa a sua volta in una parte basale (spessore di 10 m) e in una parte sommitale (spessore 14 m):
 - la parte basale è costituita da depositi di flusso piroclastico massivi di colore violaceo, struttura porfiroclastica e motivi a "fiamme" simili ai litotipi della litozona intermedia;
 - la parte sommitale è costituita da ignimbriti molto alterate di colore rossiccio dello spessore di 1,5 m. Tale deposito contiene noduli di selce prodotti da riempimento idrotermale di cavità. Segue una bancata di circa 4 m costituita da ignimbriti incoerenti di colore verde chiaro. Chiudono la successione flussi piroclastici di colore verdastro caratterizzati da una componente cristallogliastica meno abbondante rispetto ai livelli sottostanti e tagliati da vene di selce idrotermale.

Caratteristiche petrografiche

Le caratteristiche petrografiche delle ignimbriti costituenti le litozone inferiore ed intermedia si sintetizzano qui di seguito.

L'osservazione petrografica evidenzia una roccia con struttura clastica orientata (Fig. A48), priva di selezioni granulometriche, con abbondanti lapilli e ceneri cristalline (40-60%) in una pasta di fondo costituita da un aggregato criptocristallino felsitico pseudofluidale, a volte sferulitico, derivato dalla ricristallizzazione della componente vetrosa originaria (Fig. A49). Mostra anche frequenti plaghe di alterazione cloritica e calcitica, sparsi cristalli di pirite e diffuse microgranulazioni ematitiche. I plagioclasti, tendenzialmente idiomorfi o in frammenti arrotondati, sono trasformati in aggregati di albite, sericite, calcite ed opachi. Il quarzo varia da grossi cristalli con bordi arrotondati ed ampie insenature, fino a piccoli frammenti spigolosi. La biotite è prevalentemente idiomorfa, ma deformata e sostituita da ossidi, clorite e aggregati policristallini di quarzo secondario. Il pirosseno è completamente sostituito da clorite verde a ciuffetti, sericite ed opachi. Raramente si rileva anche la presenza di sanidino opacizzato per argillificazione. Le fasi accessorie sono costituite da epidoto allanitico, apatite in bastoncelli (sia nel fondo che nei cristallogliasti), zirconio in individui idiomorfi, ben evidenziati dall'aureola policroica e da numerose fasi opache. Le fiamme hanno struttura porfirica con un'associazione di

fenocristalli, identica a quella già descritta, contenuta in una pasta di fondo ricristallizzata con formazione di strutture quarzo-feldspatiche a fiocchi.

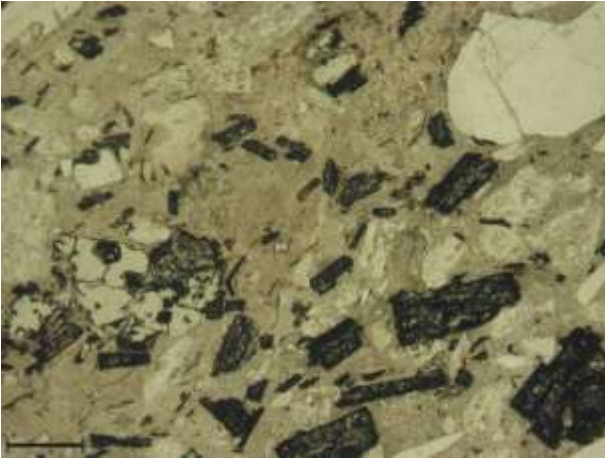


Fig. A48 - Vulcanite di Auccia – Litozona inferiore e intermedia. Ignimbrite con cristalli orientati di biotite, pirosseni, quarzo, plagioclasti. Microfoto a polarizzatori paralleli (scala di riferimento 675 μm).

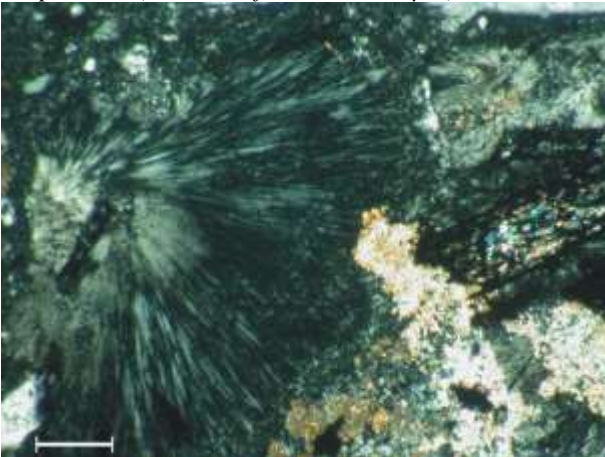


Fig. A49 - Vulcanite di Auccia – Litozona inferiore e intermedia (CASSINIS 1966c). Particolare del fondo ricristallizzato fibroso concentrico raggiato con devetrificazione della componente vetrosa. Microfoto a polarizzatori incrociati (scala di riferimento 675 μm).

Le caratteristiche petrografiche delle ignimbriti costituenti la litozona superiore si possono così riassumere (Fig. A50, A51, A52, A53).

La parte basale della litozona superiore mostra caratteristiche strutturali, composizioni mineralogiche ed indice di porfiricità (IP=42) confrontabili con quanto evidenziato nello studio petrografico della litozona intermedia. Anche per quanto concerne i fenomeni d'alterazione si verificano come nella litozona intermedia intense pigmentazioni rossastre operate da diffuse mineralizzazioni di ossidi ed idrossidi di ferro. La parte sommitale della litozona superiore si differenzia dalla precedente in quanto risulta costituita da flussi piroclastici (ignimbriti riolitiche) caratterizzate da struttura clastoporfirica fluidale con un indice porfirico più basso (IP=32-28).

L'associazione mineralogica e la struttura della pasta di fondo sono identiche a quelle delle ignimbriti precedentemente descritte, variano sostanzialmente i rapporti quantitativi tra plagioclasio e K-feldspato con sporadica prevalenza di quest'ultimo. La pigmentazione verdastra di queste ignimbriti è imputabile alla scarsità di ossidi ed idrossidi rispetto alle diffuse sostituzioni delle fasi femiche da parte della clorite.

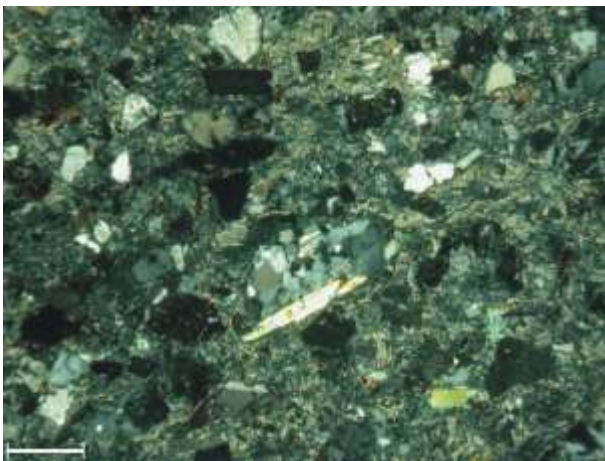


Fig.A50 - Vulcanite di Auccia – Litozona superiore. Ignimbrite con xenoliti di basamento. Microfoto a nicol incrociati (scala di riferimento 675 μm).



Fig. A51 - Vulcanite di Auccia – Litozona superiore. Particolare di fiamme interdigitate con il fondo ossidato. Microfoto a polarizzatori paralleli (scala di riferimento 250 μm).

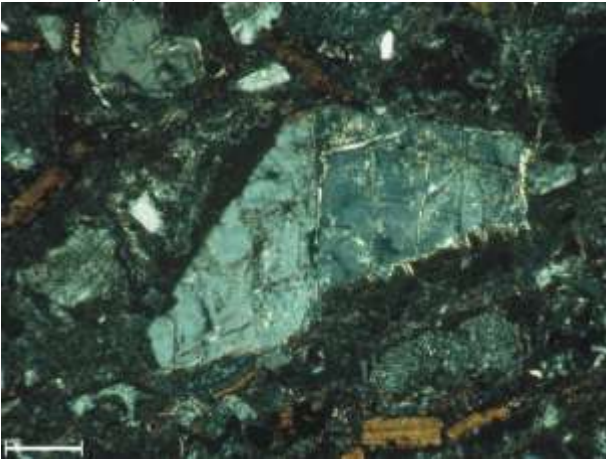


Fig. A52 - Vulcanite di Auccia – Litozona superiore. Particolare di cristallo di K-feldspato (sanidino). Microfoto a polarizzatori incrociati (scala di riferimento 250 μm).

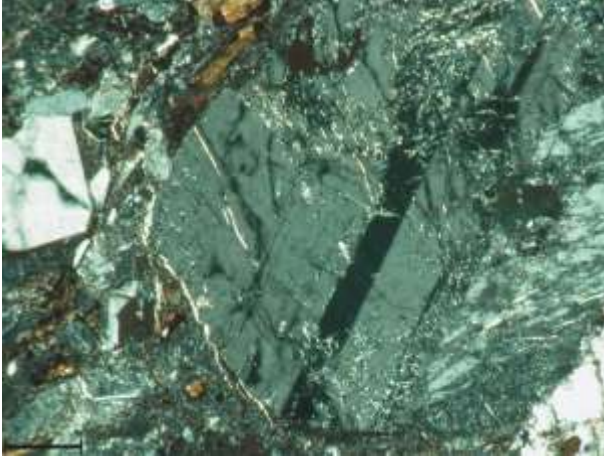


Fig. A53 - Vulcanite di Auccia – Litozona superiore. Particolare di cristallo di plagioclasio albitizzato. Microfoto a polarizzatori incrociati (scala di riferimento 250 μm).

2.1.6. - Evoluzione vulcano-tettonica del Gruppo delle Tre Valli Bresciane

Nell'area del Foglio 079-Bagolino affiorano estesamente i prodotti vulcanici e sedimentari del Gruppo delle Tre Valli Bresciane. Le geometrie di affioramento ed i rapporti fra le unità vulcaniche e sedimentarie presenti nella successione sono da mettere in relazione con lo sprofondamento vulcano-tettonico che ha ribassato il settore occidentale del Gruppo delle Tre Valli Bresciane rispetto al suo margine orientale a ridosso della Linea delle Giudicarie Sud. Lo spazio creato dalla depressione veniva progressivamente riempito dai prodotti sedimentari e piroclastici (Fig. A54).

L'unità piú antica presente nell'ambito del foglio è la formazione dei porfidi quarziferi inferiori (PQI) che affiorano estesamente al di sopra del basamento metamorfico con una successione di unità di flusso piroclastico (ignimbritiche ricche di fiamme e di *shard* vetrosi) che possono raggiungere uno spessore massimo di circa 100 metri. Limitatamente al settore occidentale del foglio, al confine con il Foglio 078-Breno, fra basamento e PQI affiorano tasche di conglomerato basale. Questa prima fase di attività esplosiva termina con la deposizione di tufi e cineriti con lapilli di accrezionamento.

Seguono circa 250 metri di sedimenti del Membro di Pian delle Baste (COL₁) della Formazione di Collio che passano da arenarie (COL_{1a}) a peliti. L'attività vulcanica, a carattere esplosivo, si riattiva con la deposizione dei *Dasdana beds* (COL_{2a}) che segnano il passaggio al Membro di Val Dorizzo (COL₂) della Formazione di Collio, costituito prevalentemente da arenarie

fini cui si intercalano i prodotti piroclastici dei *Dasdana beds*. Questi flussi piroclastici molto densi e ricchi di cristalli, si mettono in posto in ambiente idrico e possono raggiungere spessori da 5 a 25 metri nell'unità di flusso principale. Limitatamente al settore orientale del foglio, il Membro di Val Dorizzo termina con la deposizione di circa 60 metri di peliti (COL_{2b}) contemporaneamente alla deposizione dei prodotti epiclastici del conglomerato del Dosso dei Galli.

Concomitante e successiva alla deposizione dei prodotti epiclastici e piroclastici del Membro di Val Dorizzo è la messa in posto dei prodotti lavici di condotto, di laccoliti, di duomi, di brevi colate ed orizzonti vulcanoclastici (MME₁) della formazione di Monte Macaone (MME). Gli edifici di maggiori dimensioni possono raggiungere 500 metri.

Si ha quindi il colmamento del bacino con i materiali epiclastici del conglomerato del Dosso dei Galli (CDG). Questi conglomerati ed arenarie provengono da occidente, raggiungono uno spessore di circa 500 m e presentano alla base orizzonti di arenarie rosse bioturbate (Pietra Simona, CDG₁).

L'attività vulcanica riprende con la messa in posto delle unità di flusso piroclastico della vulcanite di Auccia (AUC). Si tratta di ingnimbriti ad elevata cristallinità, ricche di fiamme, che raggiungono uno spessore di 130 metri e presentano alla base ed al tetto livelli di tufi.

Terminata l'attività vulcanica si ha intensa erosione delle formazioni sottostanti e deposizione delle arenarie del Verrucano Lombardo (VER) con alla base, limitatamente al settore nord-orientale, il conglomerato della Val Daone (VER₁).

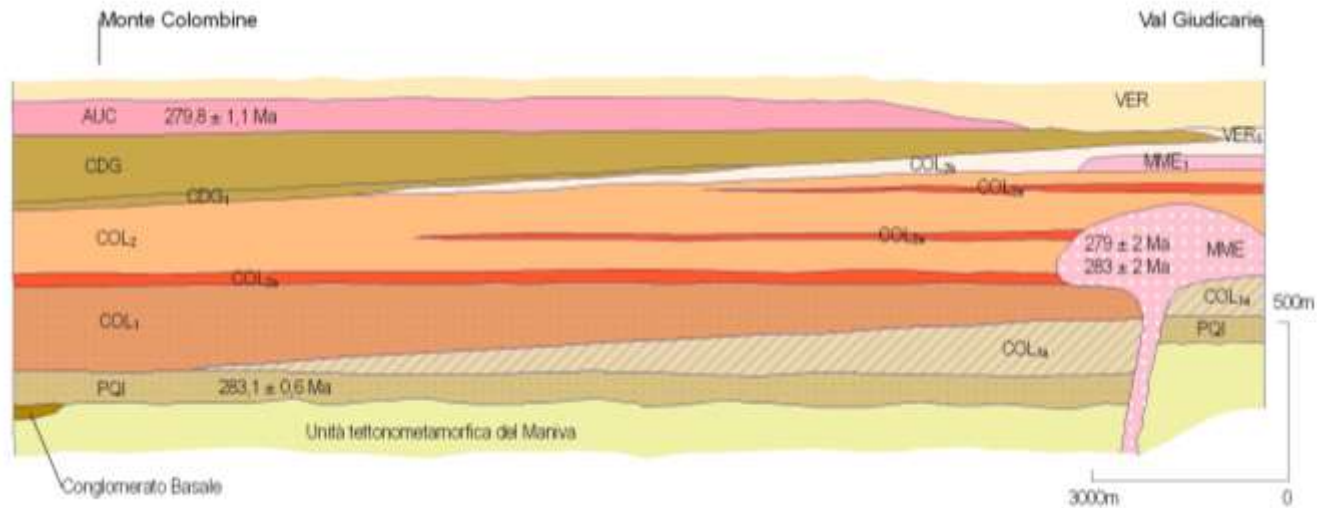


Fig. A54 – Schema stratigrafico del Gruppo delle Tre Valli Bresciane.

2.1.7. - *Geochimica dei prodotti vulcanici permiani*

Sui prodotti dell'attività magmatica permiana del Gruppo delle Tre Valli Bresciane, affioranti nell'area del Foglio 079-Bagolino, sono state eseguite 176 analisi chimiche che hanno permesso di definirne il carattere e l'affinità e di effettuare la classificazione petrografica (Tab. 4).

Lo studio petrografico di queste rocce mette in chiara evidenza che l'associazione mineralogica primaria è stata profondamente modificata da fenomeni che possono essere messi in relazione con metasomatismo indotto da circolazione di fluidi tardomagmatici. Ad esclusione del quarzo, tutte le altre fasi minerali costituite da plagioclasti, K-feldspato (sanidino), biotite e pirosseno hanno subito la sostituzione, da parziale a completa, ad opera di albite, mica bianca, clorite, fasi argillose, fasi opache, leucoxeno, epidoti, carbonati e quarzo secondario. Anche la pasta di fondo, in gran parte originariamente vetrosa, risulta ora completamente devetrificata in aggregati quarzo-feldspatici e permeata dalle fasi minerali che sostituiscono i fenocristalli primari.

Sono stati utilizzati gli usuali diagrammi $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (TAS) (LE MAITRE *et alii* 1989) e Zr/TiO_2 vs Nb/Y (W&F) (WINCHESTER & FLOYD, 1977) (Fig. A55). Si è preferito abbinare al diagramma (TAS) il diagramma (W&F) in quanto utilizza elementi minori ed in traccia considerati meno sensibili ai fenomeni di mobilitazione metasomatica. La proiezione dei punti delle rocce analizzate ha permesso di circoscrivere le aree di distribuzione dei campioni delle quattro formazioni vulcaniche (PQI, COL_{2a} , MME, AUC).

L'attività vulcanica inizia con prodotti piroclastici composizionalmente omogenei costituiti dalle ignimbriti riolitiche (PQI).

Seguono i *Dasdana beds* (COL_{2a}) con flussi piroclastici molto densi e ricchi di cristalli, di frammenti lavici eterogenei e di pomici. Poiché la loro composizione nel diagramma (TAS) si distribuisce fra riodaciti e rioliti e nel diagramma (W&F) nella parte bassa del campo riodaciti/daciti si è preferito classificare i (COL_{2a}) come riodaciti. Alcuni campioni di (COL_{2a}) si classificano come andesiti perché particolarmente ricchi di plagioclasti e di frammenti di composizione andesitica.

Le lave porfiriche della formazione di Monte Macaone (MME) analogamente alle piroclastiti (COL_{2a}) si classificano come riodaciti. Anche in questo caso abbiamo la presenza di andesiti che costituiscono piccoli corpi affiancati ai corpi principali riodacitici.

Infine la vulcanite di Auccia (AUC) sulla base del diagramma (W&F) risulta essere prevalentemente costituita da ignimbriti riodacitiche con a tetto un livello di tufi di composizione riolitica.

L'osservazione della distribuzione delle aree delle Formazioni nel diagramma (TAS) mette in evidenza un loro sconfinamento dal campo subalcalino al campo alcalino; ciò trova spiegazione in un arricchimento in alcali connesso alle fenomenologie metasonatiche. Questa apparente alcalinità viene corretta dall'uso del diagramma di W&F dove tutte le aree delle Formazioni si dispongono nel campo del diagramma con rapporto $Nb/Y < 0,65$, cioè nel campo subalcalino.

Il carattere seriale calcalkalino e l'affinità subalcalina risultano chiaramente anche dai *pattern* delle REE normalizzate alle condriti con variabile arricchimento in LREE, da moderata a molto accentuata anomalia negativa di Eu e poco significativi frazionamenti di HREE (Fig. A56).

	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Tot.	Rb	Sr	Ba	Zr	Y	Nb	Th	Cr	V	La	Ce	
PQI																								
media(35)	73.77	0.12	14.03	1.74	0.08	0.55	0.27	1.09	6.7	0.03	1.64	100	185	16	271	124	38	10	19	8	8	47	91	
dev.st	1.49	0.03	1.22	0.34	0.11	0.2	0.45	0.81	1.06	0.02	0.42	0.1	43	38	129	28	7	2	8	6	5	10	17	
PQI tufi																								
media(2)	80.96	0.08	10.45	1.09	0.03	0.66	0.08	3.04	1.64	0.03	1.96	100	98	16	93	62	36	8	9		2	15	30	
COL2a																								
media(33)	68.26	0.4	14.75	3.64	0.1	1.73	0.8	4.37	3.08	0.13	2.73	99.99	141	41	376	152	33	9	13	15	38	39	76	
dev.st	2.96	0.08	0.99	1.07	0.02	0.73	0.73	1.47	1.31	0.02	1.33	0.06	75	23	154	30	12	2	5	10	20	14	21	
COL2a andesiti																								
media(2)	60.16	0.71	17.82	6.72	0.11	4.47	0.5	2.63	3.51	0.13	3.28	100	166	44	431	178	29	10	10	33	76	34	64	
MME																								
media(57)	66.7	0.46	15.13	4.04	0.1	2.16	0.92	3.81	4.31	0.13	2.23	100	161	30	399	174	32	9	15	19	48	39	64	
dev.st	2.49	0.07	0.89	1.23	0.03	1.12	0.94	1.41	1.45	0.02	0.99	0.01	59	25	404	15	8	1	3	14	15	40	16	
MME andesiti																								
media(6)	54.95	1.01	17.24	9.62	0.15	5.62	1.12	4.7	1.83	0.16	3.61	100	77	40	307	165	33	10	10	119	164	31	69	
dev.st	2.49	0.15	1.03	1.91	0.04	1.66	0.58	0.81	1.04	0.03	1.29	0.01	41	30	236	23	7	1	3	88	37	17	33	
AUC																								
media (32)	68.51	0.48	14.82	3.77	0.09	2.07	0.55	3.37	4.29	0.13	1.91	99.98	186	43	517	198	33	16	14	12	46	42	121	
dev.st	2.25	0.05	0.89	0.33	0.01	0.5	0.41	0.74	0.49	0.04	0.39	0.11	26	28	88	16	4	2	0	3	8	8	75	
AUC tufi basali																								
media(3)	66.42	0.49	15.63	4.37	0.09	2.93	1	1.85	3.62	0.12	3.47	100	220	99		197	41	15		13	61			
dev.st	1.16	0.06	0.62	0.99	0	0.69	0.43	0.77	0.43	0.03	0.64	0.01	22	34		33	8	2		4	21			
AUC tufi sommitali																								
media(6)	75.62	0.1	12.98	1.44	0.08	0.75	0.11	2.02	5.4	0.02	1.48	100	212	26		127	46	17			9			
dev.st	1.05	0.02	0.51	0.28	0.01	0.31	0.02	0.62	0.87	0.01	0.66	0	26	25		34	6	4			6			

Tab. 4 – Composizione chimica media (tra parentesi il numero delle analisi) delle vulcaniti permiane del Foglio 079-Bagolino.

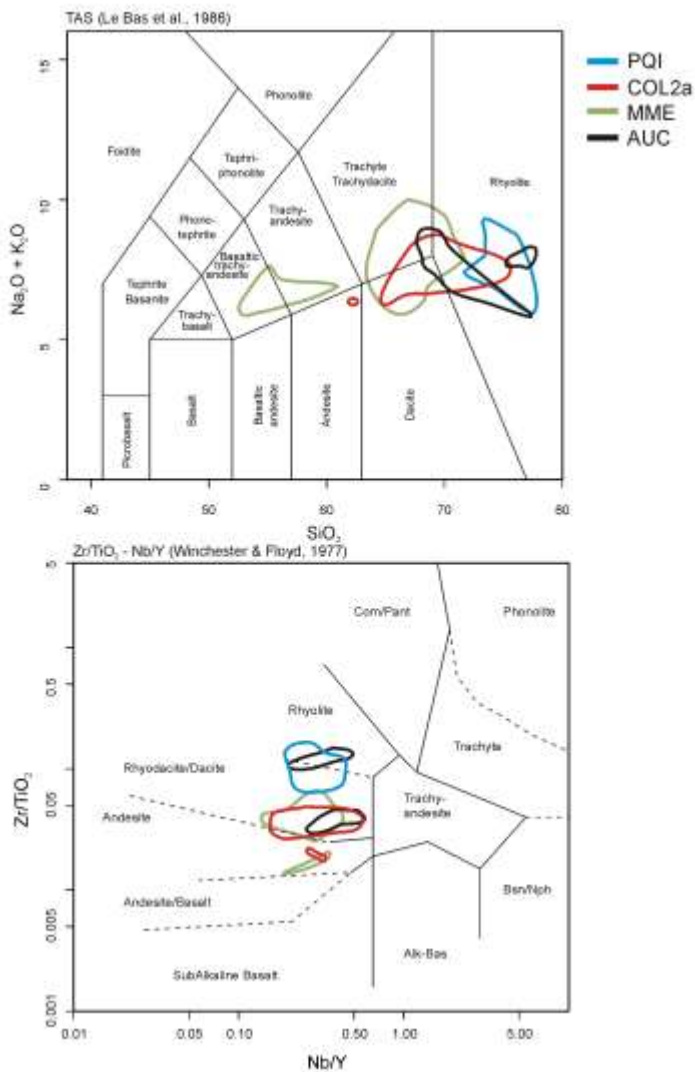


Fig. A55 – Classificazione dei prodotti vulcanici permiani del Gruppo delle Tre Valli Bresciane.

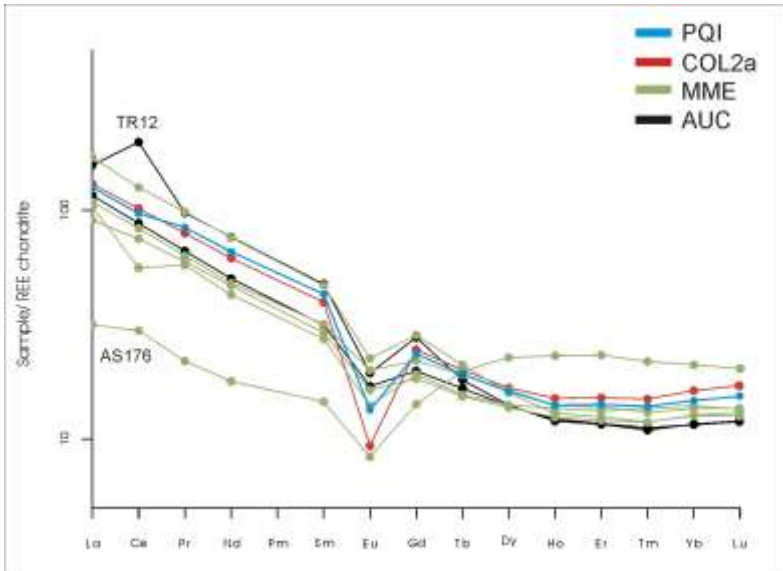


Fig. A56 – Pattern delle Terre Rare delle vulcaniti permiane del Foglio 079-Bagolino. I valori sono normalizzati alla Condrite (C1), SUN & MC DONOUGH (1989).

2.2 - VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Il Verrucano Lombardo è stato istituito da ASSERETO & CASATI (1965); la scelta del nome si rifà, per analogia litologica, al più recente (Triassico) Verrucano toscano; l'aggettivazione "Lombardo" ne identifica in maniera univoca la distinzione da questa unità appenninica. E' riportata tra le unità tradizionali formalizzate dal Quaderno 7(VII) del Servizio Geologico d'Italia, (CASSINIS, 2007b). Tale unità litostratigrafica è stata denominata in modo differente: "Conglomerati e arenarie rosse tipo Gardena" da BONI, (1943) o "Arenarie rosse s.s." da ARDIGÒ & BONI (1952), "Arenarie di Monte Mignolo" da CASSINIS, (1966b) e WOPFNER, (1984). Nel settore dolomitico ed in Alpi orientali tale formazione evolve lateralmente nella Arenaria di Val Gardena.

Affiora con una certa continuità in tutta la Valle di Daone, andando a costituire le ripide pareti dei fianchi sia in destra che in sinistra idrografica, raggiungendo la quota variabile di 1450-1500 m s.l.m., per poi sollevarsi nel settore meridionale, verso la Valle Aperta, ove affiora la base della successione permiana in esame alle quote di 2050-2100 m s.l.m. lungo la cresta tra Cima Pissola e il Cingolo Rosso.

Il Verrucano Lombardo nella Val Giudicarie affiora solo in corrispondenza del fianco destro, subito a valle di Cimego.

L'unità è ben rappresentata nel settore centrale del foglio, dove costituisce alcune cime montuose (Dosso Pozza Rotonda, La Marla, il Passo Buco del Gatto, il Monte Mignolo, Punta Lavena e il Monte San Gallo). Affiora anche nelle valli tra cui la Valle Mignolo, Valle Rondenino, Valle di Cadino, Valle Bazenina, Valle Lavena e Valle Arcina.

La successione è esposta dalla base al tetto solamente nella parte orientale della carta, lungo il versante NE del Monte Mignolo e tra la località Tovaioli e il versante S del Monte Gera, per uno spessore di circa 350 m.

L'unità è costituita da arenarie e conglomerati arenacei talora grossolani (soprattutto alla base), caratterizzati da una tipica colorazione rossastra, a clasti eterometrici (da millimetrici a centimetrici) di rocce vulcaniche (prevalentemente porfidi quarziferi) di colore rosso e quarzo di colore biancastro, raramente con clasti di rocce metamorfiche scistose, a selezione moderata e a grado di arrotondamento da medio per i ciottoli di quarzo a buono per i ciottoli vulcanici. La massa di fondo è costituita da litareniti rossastre, di composizione analoga a quella dei conglomerati. Nei conglomerati si intercalano frequentemente livelli di arenarie quarzo-feldspatiche rosso-violacee, grossolane, a ciottoli sparsi, talora con laminazioni incrociate ad alto angolo. Più rare sono le intercalazioni di siltiti micacee di colore rosso cupo, talora bioturbate e clivate. I depositi presentano frequentemente laminazioni incrociate da corrente, laminazioni oblique, gradazioni normali e inverse; spesso i livelli sono troncati superiormente da superfici erosionali dovute a canali di erosione.

I conglomerati si presentano sovente come corpi lentiformi, con limite rispetto alla parte prettamente arenacea poco deciso e sovente discontinuo. Difficilmente è possibile correlare i diversi orizzonti conglomeratici.

Le facies sono spesso organizzate in cicli *fining upward* di spessore da metrico a plurimetrico e quindi con sequenze a granulometria decrescente verso l'alto, passando da depositi tipici di conoide prossimale (più grossolani, con aspetto massivo, con scarsa continuità laterale e con superfici erosionali accentuate) a quelli di canali intrecciati e successivamente meandriformi (più fini e con maggiori strutture sedimentarie quali laminazioni incrociate, concave o a festoni interpretate come depositi di barra di meandro), fino a facies di conoide distale e di *sheet flow* (depositi non canalizzati, ben stratificati e con buona continuità laterale, tipici di un sistema di conoidi terminali).

L'insieme di questi litotipi, sovente organizzati in ciclotemi metrici a gradazione normale, indica un ambiente di deposizione continentale, con evoluzione verticale da conoidi alluvionali prossimali a una piana alluvionale solcata da corsi d'acqua di tipo intrecciato. Il passaggio

frequente da episodi a bassa energia ad episodi ad alta energia sembra suggerire l'alternanza di fasi a piovosità ridotta alternate a fasi più ricche di precipitazioni, con sedimenti che derivano dallo smantellamento delle vulcaniti permiane.



Fig. A57 - Conglomerato del Verrucano Lombardo (VER) a tetto della litozona superiore della vulcanite di Auccia a Punta dell'Auccia. Ciottoli di colore verde scuro, nerastro costituiti da quarzo e tormalina. Ciottoli analoghi si riscontrano anche nel Conglomerato della Val Daone (VER₁). Microfoto a polarizzatori paralleli (scala di riferimento 125 µm).

Alla base del Verrucano Lombardo è stato distinto il Conglomerato della Val Daone (**VER₁**) affiorante con continuità nell'omonima Valle di Daone (toponimo base topografica IGM 1:50.000), dalla quale ha preso il nome (CASSINIS & PEYRONEL, 1976). E' costituito da conglomerati poligenici con ciottoli di quarzo (di dimensioni centimetriche), quarzo tormalinifero nero, vulcaniti di colore rossastro ed arenarie (prevalenti nella parte inferiore) ed è privo di fossili. Si tratta di depositi terrigeni di conoide prossimale e piana alluvionale che ricoprono in discordanza angolare le unità sottostanti.

Il limite superiore del Verrucano Lombardo è con il Servino. Il limite inferiore è con la vulcanite di Auccia (Fig. A57 e A58) e con il conglomerato del Dosso dei Galli (base del versante destro nel tratto terminale della Valle di Cadino). E' attribuito genericamente al Permiano superiore e, più precisamente, per correlazione con la coeva e meglio datata Arenaria di Val Gardena, al Tatariano (CASSINIS & RONCHI, 2001).

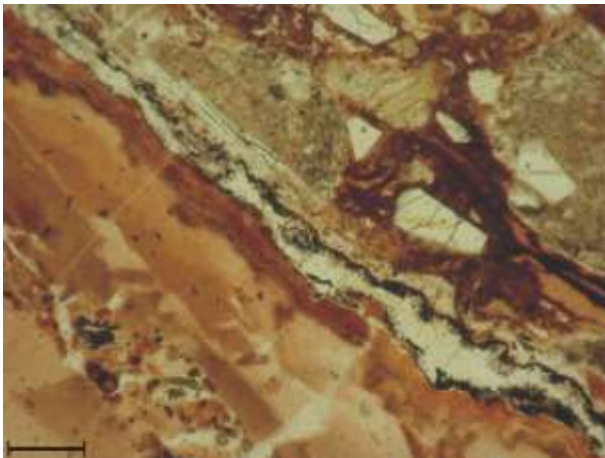


Fig. A58 - Ciottolo di selce nel conglomerato del Verrucano Lombardo a tetto della litozona superiore della vulcanite di Auccia a Punta dell'Auccia. Tali selci di origine idrotermale sono abbondanti negli ultimi episodi vulcanici della litozona superiore della vulcanite di Auccia. Microfoto a polarizzatori paralleli (scala di riferimento 675 μ m).

Facies metamorfica di contatto con il batolite: cornubianiti arenitiche e pelitiche grigio-verdastre a due miche; cornubianiti macchiettate (“*Leopardsandsteine*” Auct.); cornubianiti rosate con noduli di calcrete trasformati in calcefiri ad actinolite e diopside (non cartografate separatamente).

2.3 - SERVINO (SRV)

Questa unità ancora oggi utilizza lo storico nome usato in Val Trompia sin dagli inizi del secolo XIX (BROCCHI, 1808). Alcuni autori (DE ZANCHE & FARABEGOLI; 1982, FARABEGOLI & DE ZANCHE, 1984; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1988; BROGLIO LORIGA & CASSINIS, 1992) hanno proposto di utilizzare il nome di Formazione di Werfen invece di Servino per le molte analogie litologiche e d'evoluzione stratigrafica che presentano queste unità. GAETANI (1983) ritiene preferibile mantenere il termine Servino per oggettive differenze nella organizzazione interna delle due unità, che rendono per esempio difficile riconoscere nel Servino la classica distinzione in membri della Formazione di Werfen. Una sezione di dettaglio è descritta da CASSINIS (1968b) nell'alta Val Caffaro, sebbene alcune note più schematiche siano riportate in ASSERETO *et alii* (1973) e DE ZANCHE & FARABEGOLI (1982). Essa è riportata fra le unità tradizionali formalizzate nel Quaderno 7 (VI) del S.G.d'I. (SCIUNNACH, 2007b).

Questa formazione affiora nel settore del Monte Fles, sporadicamente a N di Malga Cogolo, alla Malga Cavallero, alla Malga Verida, lungo gli impluvi ad O del Passo Croce Domini, lungo il versante sinistro della Valle Rondenino, in Valle Bazzenina, lungo il versante destro della Valle di Cadino e lungo il versante O del Monte Misa. La sezione completa si osserva in modo continuo lungo i versanti meridionali del Monte Croce Domini e del Monte Gera dove ha una potenza di circa 100 m e lungo il versante O del Monte Rondenino. Si rinviene nella parte superiore delle pareti sub-verticali che insistono ai fianchi della Valle di Daone, a quote superiori ai 1450-1500 m s.l.m. e nella Val Ribor in analoga posizione. Altri affioramenti, sebbene a carattere più puntuale e sporadico data l'abbondante copertura detritica, sono presenti nel versante destro della Val Giudicarie, presso Castel Condino. Ottime esposizioni del Servino sono presenti lungo la ex S.S. n. 345 al Monte Rondenino (TWITCHETT, 1998), costituiscono la parete rocciosa dietro Malga Cavallero, il versante destro del Monte Croce Domini, al Monte Gera e nell'alveo della Valle Bazzenina.

È caratterizzata in generale dalla dominanza di litotipi terrigeni (siltiti, peliti e subordinatamente arenarie) normalmente verdi o giallo-nocciola chiaro, ma in alcuni orizzonti di colore rossastro, quasi indistinguibili dalla parte superiore del Verrucano Lombardo. Litotipi più carbonatici, spesso inquinati da una certa componente terrigena (dolomicriti e dolosiltiti), sono prevalenti nella parte inferiore dell'unità.

Recentemente una dettagliata revisione del Servino delle Prealpi Lombarde è stata proposta da DE DONATIS & FALLETTI, 1999 e SCIUNNACH *et alii*, 1999, rivista da SCIUNNACH (2007b) nella scheda di formalizzazione dell'unità. Nel Foglio 079-Bagolino sono state distinte due principali associazioni di litofacies. Quella inferiore (**SRV_a**) è prevalentemente costituita da arenarie quarzose micacee fini, siltiti e dolomie marnoso-siltose con peliti, di colore da grigio verdastro a rossastro ben stratificate, con laminazioni parallele od oblique da *ripple* d'onda e di corrente (corrispondente alle unità 1 e 2 sopra descritte). Alla base è localmente presente un livello di quarzareniti di colore biancastro potente 1-2 m, con *ripple mark* sottilmente stratificate, intercalate a peliti bioturbate e dolomie marnoso-siltose (Membro di Prato Solaro, *Auct.*). La litofacies superiore (**SRV_b**) è invece caratterizzata da alternanze di peliti, marne e siltiti, calcareniti bioclastiche e intercalazioni di quarzareniti sempre ben stratificate (corrispondente alle unità 4, 5 e 6 sopra descritte). Tra queste due litofacies è possibile localmente riconoscere una ulteriore litofacies costituita da calcareniti bioclastiche ed oolitiche, calciruditi e arenarie, con gradazioni, *ripple* e stratificazione incrociata, intercalate a peliti bioturbate, di colore rossastro ("Oolite a gasteropodi", non distinta cartograficamente).

Lo spessore varia tra 120-150 m.

Il limite inferiore con i depositi continentali del Verrucano Lombardo è sempre netto e sottolineato da quarzareniti a cemento quarzoso o, più raramente, carbonatico che sono riferite alla base del Servino e appartenenti al Membro di Prato Solaro *Auct.*, mentre quello superiore con la carniola di Bovegno è di tipo transizionale, marcato dalla progressiva riduzione delle intercalazioni pelitiche policrome e all'aumento delle dolomie.

L'unità è ricca di fossili (bivalvi, gasteropodi, conodonti) che ne consentono una datazione al Triassico Inferiore (Induano - Olenekiano *p.p.*).

Il Servino, comprendendo sedimenti carbonatico-terrigeni marini, rappresenta l'inizio della trasgressione marina triassica progressiva da E verso O sui depositi continentali del Verrucano Lombardo. Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche e le associazioni faunistiche indicano infatti un progressivo passaggio da ambienti litorali-costieri a condizioni di mare più profondo ed aperto, seguiti da un ritorno a condizioni di mare più basso.

Localmente (San Colombano) sono presenti importanti mineralizzazioni a siderite, sfruttate fino ad anni recenti.

Facies metamorfica di contatto con il batolite: fitte alternanze di cornubianiti violacee e verdi, con intercalazioni di marmi a tremolite, forsterite e spinello.

2.4 - CARNIOLA DI BOVEGNO (**BOV**)

L'unità, descritta inizialmente dal CURIONI (1855) come unità "Calcarea farinacea", è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Valle Camonica. L'area di riferimento è l'alta Valle Trompia presso la località omonima, dove però non esiste una sezione stratigrafica di riferimento per mancanza di successioni ben esposte, complete o poco tettonizzate.

La carniola di Bovegno affiora per pochi km al Monte Rondenino, al Monte Croce Domini, al Monte Gera, e nella fascia E-O tra il Goletto di Cadino, il Passo Croce Domini e la Valle di Croce Domini. Affioramenti significativi sono presenti in Val Ribor presso Malga Clevet, Malga Cleabà e oltre la sella posta a N di quota 1680 m s.l.m. che la separa dalla Valle Nuova; sul versante sinistro della Valle di Daone, lungo l'incisione che scende verso S dal Dosso Brullo nella Val Molinello, in un tratto del versante destro della Valle di Daone a monte della località Ravizzola ed infine, nell'incisione presso la Cappella dei Morti di Castel Condino. Rari affioramenti sono presenti anche nel settore lungo la Linea della Val Trompia (tra Collio e Bagolino).

La carniola di Bovegno è una successione a sedimentazione mista terrigeno-carbonatico-evaporitica. E' costituita da calcari dolomitici e dolomie marnose, ocracee sulla superficie di alterazione, e da grigio-biancastre a grigio-scure alla frattura fresca. Sono inoltre presenti intercalazioni argillose da ocre a grigio-verdi e alla base localmente di

colore rosso vinaccia, finemente laminate in strati da centimetrici a pluridecimetrici. Tipiche della formazione sono le intercalazioni di dolomie calcaree vacuolari (carniole) di colore grigio chiaro, beige e giallastre, di aspetto massivo, a stratificazione indistinta o in grossi banchi metrici. I carbonati vacuolari risultano permeati da un fitto reticolato di fratture riempite da calcite e presentano intercalazioni di breccie in prevalenza intraformazionali costituite da clasti spigolosi centimetrici di calcari dolomitici, dolomie marnose e subordinate argilliti e marne ocre, verdi e rosso vinaccia. Le intercalazioni di breccie sono da decimetriche sino a plurimetriche, lenticolari strato-concordanti, ma anche in tasche-filoni discordanti con la stratificazione. Queste particolari litologie e tessiture della carniola di Bovegno sono ritenute solo in parte di origine primaria o diagenetica; buona parte delle carniole e delle breccie sono imputabili a successive deformazioni in profondità connesse alla dinamica ed alla circolazione di fluidi associati a sovrascorrimenti alpini; le carniole o “*rauhwacke*” sono state descritte ed interpretate come breccie autoclastiche di possibile origine tettonica da METZELTIN & VEZZOLI (1977).

La facies vacuolare è comune lungo il crinale Monte Rondenino-Monte Croce Domini, sul versante a N di Malga Cavallero, in un piccolissimo affioramento presso Malga Cogolo e al Monte Gera, sia in sommità che lungo il versante N e NE (Casello di Gera). Infine un ridottissimo affioramento di carniola circondato da Servino affiora lungo il versante N del Monte Misa a ridosso degli impianti sciistici di risalita. La facies dolomitica è ben visibile al Goletto di Cadino e negli impluvi che incidono il versante NO del Monte Croce Domini, creando un paesaggio dal tipico aspetto calanchivo.

Il limite inferiore con il Servino, dove preservato, è transizionale, con un passaggio da siltiti verdi e rossastre con intercalazioni di marne e dolomie marnose grigio-ocree del membro superiore del Servino (CASSINIS, 1990; SCIUNNACH *et alii*, 1999), ad alternanze di dolomie calcaree e marnose, di colore ocreo ed argilliti, marne dolomitiche. Il limite è più definito dove l'unità è rappresentata dalla facies vacuolare. Anche il limite superiore con il Calcare di Angolo è transizionale, evidenziato dalla progressiva ma rapida scomparsa delle intercalazioni delle marne e dolomie marnose sottilmente stratificate, sostituite da calcari e calcari dolomitici grigio, grigio-scuri in strati medi, a volte sottili un poco nodulari ed amalgamati, ma contenenti ancora qualche intercalazione decimetrico-metrica di calcari dolomitici vacuolari e carniole ocree (parte inferiore del Calcare di Angolo).

Lo spessore dell'unità è difficilmente valutabile a causa degli affioramenti discontinui: frequentemente l'unità è preservata come scaglie tettoniche di spessore decametrico.

L'unità è scarsamente fossilifera: in base alla sola posizione stratigrafica la carniola di Bovegno è stata attribuita all'Olenekiano-Anisico inferiore (ASSERETO & CASATI, 1965). Recentemente studi stratigrafici di dettaglio sul Servino hanno suggerito un'età Anisico inferiore (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 (*salinas*) in cui precipitavano gessi-anidriti.

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 *thrust* alpini (JEANBOURQUIN & LUALDI, 1994).

Facies metamorfica di contatto con il batolite: marmi di colore da bianco a giallino, a grana grossa, marmi dolomitici e marmi calcitici porosi e cavernosi.

2.5 - CALCARE DI ANGOLO (ANG)

Il Calcare di Angolo è stato formalizzato da ASSERETO & CASATI (1968a) e l'area di riferimento interessa tutta la bassa Valle Camonica, in particolare alla confluenza con la Valle di Scalve.

Il Calcare di Angolo affiora a N del Passo Croce Domini; inoltre si rinviene sui versanti meridionale e settentrionale del Monte Melino, caratterizzato da una struttura sinclinale con asse immergente circa a NE. Quindi costituisce le elevazioni parietali che si affacciano nella Val Giudicarie tra Lardaro e Praso, estendendosi poi, con spessori più ridotti, verso O nel settore medio-superiore del versante sinistro della Valle di Daone. Altri importanti affioramenti del Calcare di Angolo si rinvengono nel versante sinistro dell'alta Val Ribor, ove affiorano solamente le successioni basali, facendo transizione verso l'alto inizialmente ad un lembo del membro del Calcare del Dosso dei Morti e quindi al membro superiore della formazione in esame. Situazione simile si riscontra anche nel versante occidentale del Monte Lavanech, ove però, nel settore più meridionale, al tetto affiora il membro del Calcare del Dosso dei Morti. L'unità affiora anche nella parte meridionale del foglio, nel settore tra alta Val Trompia (versante S) e bassa valle del Caffaro, dove costituisce parte del massiccio del Dosso Alto. Il Calcare di Angolo è presente anche lungo il margine meridionale ed occidentale dell'Adamello, dove si presenta intensamente deformato.

Nell'unità sono definite due litofacies non distinte cartograficamente. La litofacies inferiore, localmente caratterizzata da intercalazioni di carniole, è rappresentata da calcari grigio-scuro localmente in strati pluridecimetri (mudstone e wackestone in strati di spessore variabile dai 20 agli 80 cm, spesso amalgamati, planari o vagamente nodulosi), localmente con intercalazioni di livelli costituiti da strati più sottili (spessore 5–15 cm, con intercalazioni di argilliti), amalgamati, nodulari e bioturbati, con alla base intercalazioni di livelli decimetrici e metrici di dolomie calcaree vacuolari (simili a quelle della carniola di Bovegno), marne beige-giallastre stratificate e brecce caotiche ad elementi di calcari grigi e dolomie marroni, inglobate in una matrice marnosa con carniole.

Nel settore giudicariense, la successione evolve in calcari grigi o grigio-scuro, più poveri in argilla, in strati meno nodulosi e più amalgamati di 40–100 cm. Sono dei wackestone con frequenti mudstone e più rari grainstone, in cui almeno in parte i bioclasti possono essere fatti derivare dal vicino ed altimetricamente più elevato membro del Calcarea del Dosso dei Morti (GAETANI, 1969; GAETANI *et alii*, 1970; PREMOLI SILVA, 1971; UNLAND, 1975; EPTING *et alii*, 1976).

La litofacies superiore (facies Camuna Auct.) è costituita da una monotona successione di calcari grigio-scuro (mudstone e più raramente wackestone) in straterelli planari ben suddivisi da interstrati argilloso-marnosi anche centimetrici. Sovente si rinvencono straterelli nodulari più o meno amalgamati in relazione alla quantità di argilla presente. Nel settore del Dosso Alto il Calcarea di Angolo passa superiormente in maniera transizionale a calcareniti in grossi banchi, parzialmente dolomitizzati nella parte alta, che sono riferiti al Calcarea di Camorelli.

Dove non sono presenti né il Calcarea di Camorelli, né il membro del Calcarea del Dosso dei Morti, la sommità del Calcarea di Angolo è caratterizzata dal cosiddetto Banco a brachiopodi (presente nella parte orientale e meridionale del foglio e non distinto cartograficamente), costituito da pochissimi metri di calcari bioclastici, grigi e nodulosi (wackestone-packstone) ricchi di *Coenothyris vulgaris* (SCHL.).

Il limite inferiore, sempre con la carniola di Bovegno, è di tipo transizionale, mentre il limite superiore, con il calcarea di Prezzo, è netto e sottolineato dal Banco a brachiopodi Auct. L'unità evolve verticalmente nel Calcarea di Camorelli nel settore del Dosso Alto e lateralmente nel membro del Calcarea di Dosso dei Morti (Calcarea di Camorelli) nel settore ad E dell'Adamello.

Lo spessore varia tra i 300–500 m: la litofacies superiore (facies camuna) è assente nel settore prossimale alla Val Giudicarie Inferiore mentre è tipica ad O dell'Adamello: l'elemento separatore tra la successione camuna e

quella giudicariense è rappresentato dal membro del Calcare del Dosso dei Morti.

In base al contenuto paleontologico (in prevalenza brachiopodi) ed alla posizione stratigrafica sottostante al ben datato calcare di Prezzo, l'età del Calcare di Angolo è attribuita all'Anisico Inferiore-Medio.

Il Calcare di Angolo rappresenta un articolato ambiente deposizionale a sedimentazione prevalentemente carbonatica di baia subtidale.

Facies metamorfica di contatto con il batolite: marmi grigio-scuro o bruno con cristalli di "scapolite" (Bazena, Pian d'Astrio, Val Stabio); calcefiri e cornubianiti a granato (Monte Frerone), "fassaite" (Monte Frerone), epidoto (Monte Frerone), flogopite, wollastonite (Bazena) e vesuvianite (Monte Frerone). In prossimità del contatto con la Leucotonalite biotitica della Val Fredda si possono trovare sottili *skarn* a granato e "fassaite" (a N della malga Val Fredda e conca del Monte Frerone).

2.6 - CALCARE DI CAMORELLI (CMR)

L'unità è stata introdotta da ASSERETO & CASATI (1965), ridescritta nell'area-tipo da GAETANI & GORZA (1989) e formalizzata da DELFRATI *et alii* (2000). Corrisponde alle "Dolomie peritidali" di JADOUL & ROSSI (1982), poi attribuite al Calcare di Camorelli da BERRA *et alii* (2005).

Nel Calcare di Camorelli sono distinte una facies tipica (CMR) ed il Membro del Calcare del Dosso dei Morti (CMR₁).

Vengono riferite al Calcare di Camorelli (CMR) le facies prevalentemente calcarenitiche e massive che si sviluppano, con passaggio graduale, al tetto del Calcare di Angolo nella zona del Dosso Alto. Nella parte alta sono presenti livelli dolomitizzati e orizzonti stromatolitici. Il Calcare di Camorelli registra un passaggio ad ambienti deposizionali a più alta energia e minore batimetria rispetto al Calcare di Angolo. Al tetto dell'unità è presente il Banco a Brachiopodi (non cartografato separatamente) ricoperto dal calcare di Prezzo.

Il membro del Calcare di Dosso dei Morti (CMR₁) è stato descritto da GAETANI (1969), da GAETANI *et alii* (1970) e da UNLAND (1975).

Affioramenti di questo membro, nell'area in esame, risultano essere molto estesi e ben documentabili in relazione alla loro posizione geografica e alla realizzazione di numerosi fronti in denudazione attiva. Essi sono ubicati in corrispondenza del versante sud-occidentale della cresta posta tra il Corno Vecchio, il Dosso dei Morti (area tipo) e il Dosso Brullo. Altri sono stati cartografati nel versante sud-occidentale e nord-occidentale (più difficilmente raggiungibile) del Monte Lavanech ed infine nel versante orientale del Monte Remà, situati entrambi nel bacino secondario del torrente Ribor.

È costituito da calcareniti bioclastiche e calcari dolomitici chiari con abbondanti bioclasti e pisoliti/oncoliti, in grossi banchi. Localmente sono presenti calcari bioclastici più scuri e dolomie stromatolitiche.

L'unità poggia al di sopra e si intercala al Calcarea di Angolo, mentre è ricoperta, con limite netto, dal calcarea di Prezzo (Fig. A59).

Gli spessori di questo membro sono molto variabili: 100 m nel versante N del Benna-Lavetto, 200 m nel settore a S della costiera Benna-Giuggia e oltre 300 m nella zona della sezione tipo. Per giustificare queste variazioni di spessore CASTELLARIN & SARTORI (1982) ipotizzano la presenza di faglie sinogenetiche orientate circa E-O, che però non trovano riscontro sul terreno.

Sulla base del contenuto fossilifero (soprattutto foraminiferi) e della posizione stratigrafica, l'unità è riferita all'Anisico medio (MONNET *et alii*, 2008).

L'unità si è deposta in un contesto di piattaforma carbonatica subtidale e localmente peritidale, con prevalenza di facies di piana di marea.

Facies metamorfica di contatto con il batolite: marmi candidi a grana grossa.



Fig. A59: Panorama del Dosso dei Morti da SO (foto F. Berra).

2.7 - CALCARE DI PREZZO (**PRZ**)

La località tipo di questa unità è ubicata nel Foglio 079-Bagolino, lungo l'antica mulattiera che collegava Prezzo a Buoniprati, affioramento dal quale BITTNER (1881) raccolse il suo materiale, successivamente descritto da ROSENBERG (1962) e da ASSERETO & CASATI (1965). GAETANI (1969) propose una nuova serie tipo, posta lungo il nuovo tracciato stradale, prossimo a quello dell'originaria sezione tipo.

Oltre agli affioramenti dell'area tipo, il calcare di Prezzo affiora presso il Dosso dei Morti, in settori prossimi alla cresta spartiacque e in maniera più estesa nel versante settentrionale e lungo un'incisione nel versante orientale di Monte Lavanech e, infine, nel versante N di Monte Remà e O di Pissalat, sopra la Malga Casinei di Nuova. Facies da poco a intensamente metamorfosate affiorano a N di Bazena. Il calcare di Prezzo costituisce una fascia continua lungo il settore meridionale del foglio, dall'alta Val Trompia fino ad E di Bagolino. L'unità è presente anche nel settore più prossimo all'Adamello, sia lungo il margine meridionale che occidentale del batolite.

Il calcare di Prezzo è costituito alla base da calcari marnosi, sottilmente stratificati e irregolarmente nodulari, fasciati o ben suddivisi da marne argillose; nella parte superiore, invece, si riscontrano alternanze di calcari marnosi e marne. La frazione terrigena (GAETANI, 1983), rappresenta circa un terzo dell'intero sedimento, mentre la parte restante è costituita da micrite. Nella parte superiore prevalgono calcari marnosi da grigi a neri, marne e argilliti nere. I calcari si presentano in strati da centimetrici a decimetrici e sono prevalenti rispetto alle marne, le quali sono talvolta tanto costipate da dare all'unità un aspetto nodulare. Verso E, il calcare di Prezzo sembra assottigliarsi e prevale la componente marnosa su quella carbonatica.

Il limite superiore, con la Formazione di Buchenstein, è piuttosto netto e segnalato dalla comparsa di liste di selce e livelli di tufiti dello spessore di 20 cm. Il limite inferiore è con il Calcare di Angolo.

Lo spessore complessivo dell'unità raggiunge i 100 m nei settori orientali e attorno all'Adamello, mentre si riduce a circa 55 metri verso S-SE (BRACK *et alii*, 2005).

Sulla base del ricco contenuto paleontologico (soprattutto ammonoidi) l'unità è riferita all'Anisico superiore (Illirico *p.p.*). Nel Foglio 079-Bagolino sono presenti alcune delle località fossilifere più importanti del Calcare di Prezzo: Stabol Fresco, Malga Avalina, Prezzo, Dosso Alto; (BITTNER 1881, 1883), MOJSISOVICS (1874, 1882), LEPSIUS (1878), BALINI 1998).

La deposizione è avvenuta in fondali con scarsa ossigenazione, assenza di correnti di fondo significative e velocità di sedimentazione ridotta.

Facies metamorfica di contatto con il batolite: alternanze di marmi scuri, con minuti cristalli di scapolite e tremolite e di cornubianiti a biotite, K-feldspato, scapolite, vesuvianite.

Età: Anisico superiore (Illirico *p.p.*).

2.8 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC)

La Formazione di Buchenstein è riportata fra le unità tradizionali formalizzate nel Quaderno 7, fasc. VII del Servizio Geologico d'Italia (BALINI, 2007). Nel Foglio 079-Bagolino affiora nei dintorni del paese di Prezzo e in maniera più sporadica, nel versante destro della Val Giudicarie tra le località Strada e Creto (Pieve di Bono). Affioramenti più estesi si possono osservare nei dintorni di Gaver, in corrispondenza della cresta tra il Corno Vecchio, il Dosso dei Morti e il Dosso Brullo, nel versante settentrionale e orientale del Monte Lavanech ed infine, in quello settentrionale del Monte Remà, ad E del Lago Casinei. Nel settore a N di Bazena l'unità è intensamente metamorfosata. L'unità affiora anche nel settore circostante il batolite dell'Adamello e nella zona meridionale del foglio (Dosso Alto-Bagolino).

È costituita localmente da calcari nodulari grigio/grigio-scuro (*mudstone-wackestone*), con selce in noduli, a costituire strati dello spessore variabile da 20-40 cm a 0,5 m, molto rinsaldati, con i giunti di stratificazione sottolineati da materiali argillitici. Il carattere peculiare di questa successione è la presenza di vulcanoclastiti e tufiti note come “pietra verde”, raggruppate in tre orizzonti principali.

Il limite con il calcare di Prezzo è marcato dalla presenza di circa 2 metri di calcari scuri con sparsi clasti di vulcaniti e con sottili interstrati tufitici. Superiormente, la comparsa di arenarie indica il passaggio alla Formazione di Wengen. Dove la Formazione di Wengen non è presente (Zona del Dosso Alto) la Formazione di Buchenstein è direttamente ricoperta da breccie di pendio del calcare di Esino. Livelli di breccie (spessore 1-2 metri) a componente vulcanica sono presenti al passaggio tra le due formazioni al Dosso Alto.

Lo spessore complessivo, costante nel foglio, è di circa 40 m. Nella zona di Bagolino, dove nella parte inferiore dell'unità è ubicato il GSSP del limite Anisico-Ladinico (BRACK *et alii*, 2005) lo spessore dell'unità è di circa 35 metri.

La deposizione dell'unità è avvenuta in bacini piuttosto profondi, con sedimentazione rallentata e concentrazione di silice biogenica.

La facies metamorfica di contatto con il batolite si presenta con marmi compatti alternati con cornubianiti violacee o verdognole e rare cornubianiti macchiettate a miche scure e subordinata cordierite (Monte Frerone). Sul

contatto tra i livelli originariamente selciosi e quelli carbonatici si possono sviluppare mineralizzazioni a wollastonite (Monte Frerone).

Età: Anisico superiore (Illirico *p.p.*) – Ladinico inferiore.

2.9 - FORMAZIONE DI WENGEN (**WEN**)

E' riportata fra le unità tradizionali formalizzate nel Quaderno 7, fasc. VII del Servizio Geologico d'Italia (GIANOLLA & NERI, 2007).

La Formazione di Wengen affiora nel settore della Valle di Daone: gli affioramenti principali si rinvencono presso l'abitato di Prezzo, verso il settore a N del dosso su cui è edificato, quindi in alcuni punti più elevati della cresta spartiacque con l'adiacente Val Bondone, tra il Corno Vecchio, il Dosso dei Morti e il Dosso Brullo; in maniera più estesa nel versante orientale di Cima Lavanech, nel versante nord-orientale di Cima Pissalat e nel dosso che si estende verso N dal Monte Remà, tra il Lago di Casinei e Malga Casinei di Nuova (Val Nuova). Altri affioramenti sono presenti nel settore settentrionale del foglio, in prossimità del corpo intrusivo dell'Adamello. L'unità affiora anche nel settore meridionale del foglio: la Formazione di Wengen è ben rappresentata nel settore di Bagolino, mentre tende a chiudersi lateralmente verso il settore del Dosso Alto, dove il calcare di Esino poggia localmente direttamente sulla Formazione di Buchenstein.

L'unità è rappresentata da peliti, siltiti ed arenarie fini di colore grigio scuro o marrone scuro, in strati mal definiti, scheggiosi e fissili.

Nella parte inferiore tendono a prevalere siltiti e peliti, accompagnate da una discreta quantità di arenarie fini, mentre verso l'alto prevalgono i termini pelitici e marnosi, con le frazioni grossolane quantitativamente scarse. Verso l'alto compaiono con maggior frequenza addensamenti micritici in noduletti e sciami di breccioline, con aumento via via di sedimentazione carbonatica proveniente dalle piattaforme in progradazione.

Sono presenti fenomeni di risedimentazione testimoniati da breccie monogeniche a elementi calcarei riferibili al calcare di Esino (a E del Cornone di Blumone, a S del Monte Mattoni e Cima di Bondolo).

Il limite superiore, con il calcare di Esino, è graduale, marcato dalla comparsa di breccie calcaree che tendono gradualmente a prevalere sulle facies terrigene della Formazione di Wengen.

La petrografia delle arenarie e siltiti di questa formazione, attualmente è poco conosciuta. Il contenuto vulcanoclastico della parte inferiore, secondo JADOUL & ROSSI (1982), sembra derivare essenzialmente dallo smantellamento di vulcaniti acide simili a quelle presenti nella Valle del Dezzo.

Lo spessore dell'unità è molto variabile, probabilmente a causa della sua eteropia con il calcare di Esino: nel Foglio 079-Bagolino sono segnalati

spessori massimi di circa 300 metri (BONI & CASSINIS, 1973), mentre localmente l'unità può essere assente.

In base al contenuto fossilifero (soprattutto bivalvi pelagici – *Daonella* - e rari ammonoidi - *Frankites*, vari *Protrachyceras*; BITTNER 1881; BRACK & RIEBER 1993) ed alla posizione stratigrafica, l'unità è riferita al Ladinico superiore.

I sedimenti terrigeni della Formazione di Wengen si sono depositi in solchi intrapiattaforma sviluppatasi lateralmente a piattaforme carbonatiche (calcare di Esino) che in più punti mostrano una tendenza progradante.

Immersi nei depositi bacinali ad E di Monte Corona si trovano olistoliti carbonatici biancastri e coralli (**WEN_a**) provenienti dal calcare di Esino.

La facies metamorfica di contatto con il batolite è rappresentata da metapeliti, metasiltiti e cornubianiti, di colore violaceo o nerastro.

Età: Ladinico superiore.

2.10 - CORPI INTRUSIVI E VULCANITI DEL MONTE MUFFETTO (**MFT**)

Si tratta di rocce moderatamente alcaline rappresentate da trachiandesiti, trachidaciti e trachiti, formanti corpi subvulcanici con geometrie estremamente variabili prevalentemente ospitati nei depositi permio-triassici del Verrucano Lombardo e del Servino.

Affiorano estesamente nel settore SE del limitrofo Foglio 078-Breno dove sono stati distinti quattro corpi; nel Foglio 079-Bagolino affiorano in porzioni limitate nel settore SO dello stesso, nei pressi dell'abitato di Ivino entro il Servino (affioramento maggiore) e al contatto tra Servino e Verrucano Lombardo (affioramento minore).

Età: Ladinico

2.11 - CALCARE DI ESINO (**ESI**)

Il calcare di Esino è stato introdotto da STOPPANI (1857) come “dolomia o calcare dei petrefatti di Esino” e ripreso da HAUER (1858) come “*Esinokalk*”. In letteratura, se pur sono state proposte suddivisioni locali in litozone (JADOUL *et alii*, 1992a; 2000), non si è mai pervenuti a classificazioni formali di rango minore.

Affioramenti di questa unità sono presenti alla sommità di Monte Corona, Cima Lunga, ubicata ad E rispetto al Monte Lavanach, e in Val Nuova, a diretto contatto con le tonaliti del Monte Bruffione, che ne hanno indotto la ricristallizzazione per azione metamorfica di contatto. Altri affioramenti sono presenti nel settore del Monte Colombina. Nel settore del Dosso Alto il calcare di Esino affiora in maniera diffusa e l'assenza di fenomeni di metamorfismo di contatto consente osservazioni stratigrafiche dettagliate.

Il calcare di Esino è formato da calcari di colore grigio chiaro, per lo più massivi o in banconi amalgamati, dolomie ricristallizzate, con scarsi fossili, concentrati soprattutto nella parte basale. Nel settore del Dosso Alto è possibile riconoscere la presenza di brecce calcaree spesso con facies di margine biocostruito (**ESI_a**) con abbondanti cementi fibroso-raggiati (evinosponge *Auct.*) che documentano una cementazione precoce dei depositi di brecce.

Il limite superiore è con la Formazione di Breno (Dosso Alto); mentre quello inferiore è con il Calcare di Pratotondo, con la Formazione di Wengen (con un rapporto anche di eteropia) o con la Formazione di Buchenstein (i rapporti stratigrafici tra queste unità sono illustrati in BRACK *et alii* 1985).

La formazione è suscettibile di rapidissime variazioni laterali di potenza, infatti da valori superiori ai 500 m, nel limitrofo Foglio 078-Breno, essa può ridursi notevolmente, fino a scomparire a NE del Blumone. Questo fatto è legato al suo carattere eteropico, soprattutto con la Formazione di Wengen e con il Calcare di Pratotondo (BERRA, 2007).

Sulla base della posizione stratigrafica e del contenuto fossilifero (soprattutto alghe e foraminiferi) l'unità è riferita al Ladinico, con una base sicuramente eterocrona, in conseguenza dell'articolata paleogeografia ladinica del settore sudalpino. Dati paleontologici sembrano indicare, in settori adiacenti al Foglio 079-Bagolino, una estensione di questa unità anche alla base del Carnico (BALINI *et alii*, 2000). Nella zona del Dosso Alto sono stati rinvenuti anche importanti ammonoidi (*Rimkinites nitiensis*; BRACK & RIEBER 1993).

Le facies indicano una tipica situazione di piattaforma carbonatica, dove sono riconoscibili facies di sottoambienti differenti. La facies più rappresentata (dove riconoscibile) è data da brecce di pendio di piattaforma. La geometria è raramente preservata, ma le indicazioni stratigrafiche indicano una evidente progradazione delle facies di pendio verso le aree bacinali.

Facies metamorfica di contatto con il batolite: marmi saccaroidi a grana grossa.

Età: Ladinico superiore – Carnico inferiore?

2.12 - CALCARE DI PRATOTONDO (**PRO**)

Questa unità è stata per la prima volta descritta da ROSSETTI (1966a) e successivamente ripresa in considerazione da BALINI *et alii* (2000) il quale, nel proporre la formalizzazione, ne ha designato la sezione tipica presso il Monte Pratotondo (Foglio 078-Breno). L'unità affiora solamente in prossimità del corpo intrusivo dell'Adamello e si presenta intensamente metamorfosata. Ove sono riconoscibili i caratteri sedimentologici primari, si

individuano in prevalenza micriti nere, calcari ben stratificati e lastroidi, con sottili intercalazioni argillose alla base della formazione, calcari laminati.

Il limite superiore è con l'Argillite di Lozio (Fig. A60) mentre quello inferiore è con il calcare di Esino.

In base alla posizione stratigrafica e per analogia con successioni presenti ad occidente del Foglio 079-Bagolino, l'unità è riferita al Ladinico superiore.

Si tratta di depositi di solco intrapiattaforma eteropici ad una piattaforma carbonatica (calcare di Esino), depositisi in settori dove non è presente il materiale terrigeno tipico della Formazione di Wengen. Spessore fino a 30-40 m.

La facies metamorfica di contatto con il batolite si presenta con marmi lastroidi, a grana grossa dovuta a grandi cristalli di calcite, con sottili livelli di cornubianiti scure a spinello, flogopite e scapolite nei livelli originariamente più argillosi.

Età: Ladinico superiore



Fig. A60 - Limite tra Argillite di Lozio e calcare di Pratotondo nel settore del Monte Frerone (foto M. Gisolo).

2.13 - ARGILLITE DI LOZIO (**LOZ**)

È stata formalizzata da ASSERETO & CASATI (1968c) negli Studi Illustrativi della Carta Geologica d'Italia-Formazioni geologiche – Fascicolo I.

L'unità affiora nel settore del Monte Frerone e si presenta intensamente metamorfosata. La litofacies prevalente è costituita da argilliti nerastre alternate a siltiti grigio scure, talvolta con cristalli di pirite, in strati di 20-60 cm.

Il limite superiore è con la formazione di Gorno mentre quello inferiore con il calcare di Pratotondo; nelle zone prossimali alle aree di messa in posto del batolite il limite è invece con litotipi carnici metamorfici indistinti.

Lo spessore è di pochi metri.

In base a dati provenienti da settori limitrofi, l'unità è riferita al Carnico inferiore (BRACK, 1984a; BALINI *et alii*, 2000; CALLEGARI & BRACK 2002).

I depositi terrigeni fini dell'Argillite di Lozio si sono depositi in solchi intrapiattaforma che non sono stati chiusi dalla progradazione delle facies di piattaforma del calcare di Esino.

La facies metamorfica di contatto con il batolite è costituita da cornubianiti omogenee o macchiettate di colore bruno-violetto a quarzo, plagioclasio, biotite, cordierite e muscovite.

Età: Carnico inferiore

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

L'unità è stata istituita in bassa Valcamonica da ASSERETO & CASATI (1965), formalizzata nel 1968 e ripresa da DELFRATI *et alii* nel 2002 con la sezione tipo presso Ossimo Inferiore. Nella Bergamasca centro-occidentale è stata riconosciuta e descritta da ASSERETO *et alii* (1977), mentre precedentemente è stata considerata parte integrante del calcare di Esino o del "Metallifero", unità informale utilizzata nelle ricerche giacimentologiche (VACHÈ, 1966; OMENETTO & VAILATI, 1977; RODEGHIERO & VAILATI, 1978). Nel Foglio 079-Bagolino viene segnalata per la prima volta nel settore meridionale (Dosso Alto) al tetto del calcare di Esino.

L'unità affiora limitatamente al versante meridionale del Dosso Alto, compresa tra il calcare di Esino a N e la faglia al contatto con la Dolomia Principale a S e in limitati affioramenti tra il Passo di Bondolo e il Passo del Bruffione.

La Formazione di Breno è caratterizzata da calcari grigio-chiari, in strati e banchi di spessore sino al metro, ricchi di cementi, oncoliti e pisoliti vadose passanti verso l'alto a dolomie e dolomie calcaree stratificate, talora vacuolari. Sono riferiti alla Formazione di Breno anche gli affioramenti di calcari e calcari dolomitici, di colore grigio-chiaro, con patine giallastre,

caratterizzati da noduli di calcite, presenti nel settore sud-occidentale del foglio.

Le facies, marcatamente regressive, sono caratterizzate dalla presenza di stomatoliti e *fenestrae*, dolomitizzazioni selettive e brecciole loferitiche. Il limite inferiore con il calcare di Esino è definito dal passaggio a facies fortemente regressive. Il limite superiore non è conservato. Spessore fino a circa 50 metri.

L'unità, depostasi in condizioni peritidali-sopratidali, evidenzia un evento regressivo che caratterizza il tetto del calcare di Esino in tutto il bacino lombardo. Il calcare rosso, l'unità che identifica la fase regressiva in altri settori del bacino lombardo, non è distinguibile, se presente, dalla Formazione di Breno.

Età: Carnico inferiore.

2.15 - FORMAZIONE DI GORNO (**GOR**)

La formazione di Gorno fu introdotta da ASSERETO & CASATI (1965).

Sono state attribuite alla formazione di Gorno tre aree di affioramento (poste a O del M. Frerone e a S del M. Colombine) di depositi intensamente metamorfosati, ma riferibili al Carnico sia per evidenze sedimentologiche sia per rapporti geometrici e stratigrafici con le formazioni riconosciute alla base e al tetto. Si tratta di marne e calcari marnosi di colore scuro che hanno subito così intensi fenomeni di ricristallizzazione da non essere più possibile riconoscere l'originaria unità litostratigrafica. All'interno di queste facies, nonostante l'intenso metamorfismo, sono stati riconosciuti però fossili presso Cima Bondolo, (BRACK, 1984a), e frammenti vegetali nel fondovalle a N delle Terre Nere (Fig. A61 e Fig. A62).

Lo spessore dell'unità è difficilmente valutabile per le condizioni di affioramento.

Età: Carnico inferiore.



Fig. A61 - Resti vegetali in peliti interessate da metamorfismo di contatto (formazione di Gorno) (Foto M. Gisolo).



Fig. A62 - Sedimenti carnici interessati da metamorfismo di contatto (formazione di Gorno?) (foto M. Gisolo).

2.16 - FORMAZIONE DI SAN GIOVANNI BIANCO (SGB)

Istituita da ASSERETO & CASATI (1965), la formazione ha area-tipo e sezione-tipo presso San Giovanni Bianco (Val Brembana).

Si tratta di un'alternanza di dolomie marnose e marne in strati decimetrici con intercalazioni di calcari, carniole e brecce dolomitiche,

dolomie gialle. Affiora nel settore N del foglio, lungo il contatto con il corpo intrusivo dell'Adamello.

Nel settore ad E di Bagolino, alla base della Dolomia Principale, l'unità è costituita da arenarie rosse con limite transizionale alla soprastante Dolomia Principale. Il settore di passaggio è dato da una alternanza di dolomie scure laminate con arenarie e siltiti rossastre; questo limite è osservabile anche nel settore a S del massiccio dell'Adamello (Monte Frerone e Monte Colombina). Il limite inferiore è con l'Argillite di Lozio.

Sulla base di informazioni provenienti dai settori limitrofi, l'unità è riferita al Carnico superiore.

La deposizione della formazione di San Giovanni Bianco è avvenuta in ambiente costiero con alta evaporazione e sedimentazione mista terrigeno-carbonatica (*sabkha*). Spessore: 0-30 m.

Facies metamorfica di contatto con il batolite: marmi calcitici e cornubianiti con lenti di marmi a cellette.

2.17 - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

E' stata riportata nelle unità tradizionali formalizzate nel Quaderno 7, fasc. VI del Servizio Geologico d'Italia (BERRA *et alii*, 2007a).

Questa unità affiora estesamente lungo la Val di Ledro ed il versante idrografico sinistro della Valle del Fiume Chiese, dove raggiunge lo spessore di circa 1000 m, ed è caratterizzata da prevalenti cicli subtidali e peritidali del tutto analoghi a quelli descritti nelle classiche aree venete e trentine (BOSELLINI, 1965; 1967; BOSELLINI & HARDIE, 1988) ed in altre zone della Lombardia (JADOUL *et alii*, 1992; JADOUL *et alii*, 1994). L'unità affiora nell'estremità meridionale del settore ad O della Linea delle Giudicarie.

La Dolomia Principale affiora anche nel settore a N di Bazena, dove è spesso ricristallizzata per la vicinanza all'intrusione dell'Adamello. Le strutture sedimentarie (breccie grossolane a elementi calcareo-dolomitici, a stratificazione indistinta; dolomie scure laminate in strati da decimetrici a centimetrici; doloareniti, dolomie, dolomie fini, dolomie stromatolitiche, dolomie massicce e calcari dolomitici grigio-chiari a stratificazione indistinta o in grossi banchi) sono osservabili fino a circa 200 m a S della Corna Bianca, dove si assiste alla transizione in marmi dolomitici chiari.

È possibile riconoscere una facies tipica della Dolomia Principale che costituisce buona parte degli affioramenti del settore orientale e meridionale del foglio. Si tratta di dolomie organizzate in cicli *coarsening-* e *shallowing-upward*. La parte stratigraficamente più alta della piattaforma conserva maggiori evidenze di facies tidali con livelli metrici a *fenestrae*, livelli a pisoidi e banchi a *tepee*. Le facies sopratidali presentano orizzonti con pisoliti vadose e sedimenti interni geopetali. I banchi a *tepee* sono costituiti

da strati decimetrici di facies inter-sopratidali inarcati e rotti; negli interstizi e nelle fratture dei *tepee* il riempimento avviene per la deposizione di fanghi micritici e cementi a festoni che involuppano completamente i clasti. La microfacies dei feltri algali festonati indica una probabile origine microbialitica, segnata dalla presenza di lamine con materia organica. Sono localmente presenti (Dosso Alto Sud) orizzonti con oncoliti pluricentimetrici.

Il *trend shallowing-upward* della sequenza è in accordo con il quadro generale di *high-stand* in cui si sviluppa la parte superiore della Dolomia Principale (TROMBETTA & BOTTONI, 1993; TROMBETTA *et alii*, 2000).

Il limite superiore della Dolomia Principale è con le facies eteropiche (dolomie zonate e Calcare di Zorzino) o, nei settori di alto (Dosso delle Saette, Monte Tremalzo) con l'Argillite di Riva di Solto. Il limite inferiore è con la formazione di San Giovanni Bianco ed è chiaramente visibile sul Monte Frerone. sul versante SE del Monte Colombine e ad E di Bagolino..

L'unità, estesa in tutto il Sudalpino, ha una età Carnico superiore – Norico.

Le facies caratteristiche della Dolomia Principale indicano deposizione in un contesto di piattaforma interna, localmente interessata da tettonica sindeposizionale con sviluppo di solchi intrapiattaforma dove si sviluppano facies di margine e di pendio. Nel settore studiato, l'esiguità degli affioramenti e l'intenso metamorfismo non consentono distinzioni di dettaglio dei diversi ambienti.

Facies metamorfica di contatto con il batolite: marmi bianchi a forsterite, spinello, flogopite; sul Monte Cadino calcefiri a diopside, granato, thulite, serpentino.

Età: Carnico superiore – Norico.

2.18 - GRUPPO DELL'ARALALTA

Il gruppo dell'Aralalta, istituito da JADOU (1985), originariamente comprendeva dolomie zonate, Calcare di Zorzino, "Brecce sommitali della Dolomia Principale" e Membro di Artavaggio.

2.18.1. - Dolomie zonate (DZN)

L'unità comprende le facies carbonatiche noriche, ben stratificate e di bacino intrapiattaforma, eteropiche alla Dolomia Principale. L'unità è stata introdotta da DESIO & VENZO nel Foglio 33 "Bergamo" scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) ed è stata istituita da JADOU (1986), che ha distinto al suo interno il "Membro delle Brecce Sommitali della Dolomia Principale". Corrisponde alle "facies eteropiche" definite da ROSSETTI (1960) per comprendere le potenti successioni bacinali, analoghe per significato e posizione stratigrafica al Calcare di Zorzino, dal quale si

differenziano per la completa dolomitizzazione e per la granulometria media più grossolana dei depositi.

All'interno di questa unità, oltre alla facies tipica, è possibile riconoscere brecce di pendio (**DZN_a**) e facies di margine (queste ultime non distinte a livello cartografico). La litofacies di margine si sviluppa al tetto della Dolomia Principale e nelle aree ai margini delle piattaforme prossime ai solchi intra-piattaforma norici. Le facies di margine della Dolomia Principale sono strettamente associate ai depositi di *slope*. Le litofacies prevalentemente di margine affiorano nel settore posto a N dell'allineamento montuoso Cortina – Dosso delle Saette – Monte Caplone, dove costituiscono il margine meridionale del bacino Norico di Bondone (TROMBETTA, 1992); altri affioramenti sono quelli interposti fra il Piano di Bragone (facies di piattaforma interna della Dolomia Principale) e l'allineamento Cima Avez – Cima del Levrèr – Cima del Fratone, successione ARS – ZUU₁ – ZUU₃). In queste aree le facies di margine sono costituite da *build-up* di dimensioni metriche a serpulidi, porostromata, gasteropodi, pelecipodi, piccoli bivalvi e bioclasti avvolti da laminazioni algali scure di tipo stromatolitico (microbialiti) che possono assumere geometria variabile, da planare a cupoliforme, del tutto simili a quelli già ampiamente descritti e conosciuti in letteratura (BERRA & JADOUL, 1996; CLAPS *et alii*, 1996; ZAMPARELLI *et alii*, 1999). Le brecce di *slope*, poste ai margini delle piattaforme carbonatiche ed antistanti i bacini sedimentari, possono essere ricondotte a due tipologie principali:

- 1) accumuli caotici di brecce e megabrecce;
- 2) brecce clinostratificate.

Questi due tipi di depositi sono stati riconosciuti in limitrofi bacini (Magasa-Capovalle, TROMBETTA & BOTTONI, 1993), mentre nell'area rilevata sembrano essere presenti solo quelli del secondo tipo (brecce clinostratificate). Questi depositi, che rappresentano il raccordo naturale fra le aree di piattaforma (“paleoalti norici”) e le aree bacinali, sono costituiti da corpi di brecce sedimentarie in prevalenza provenienti dalla piattaforma ed aventi dimensioni variabili da pochi cm fino ad un massimo di un metro. Tali depositi costituiscono il margine O del bacino Norico di Tremalzo (TROMBETTA, 1992), probabilmente collegato col coevo bacino di Bondone. La facies tipica delle dolomie zonate (DZN) è costituita da una successione di dolomicriti e doloareniti, in strati di spessore variabile da pochi cm fino a 50-60 cm, di colore da grigio-scuro a nero, alternate a corpi massicci di dolomie con spessori plurimetrici. L'unità affiora attorno all'abitato di Bondone, fino alla parte alta della Valle della Setta (a NO del massiccio dolomitico di Cortina – Dosso delle Saette), lungo il versante S della valle del Rio Torto (Valle di Lorina); sul versante idrografico sinistro della Valle

del Fiume Chiese; lungo la Valle di Ledro, dove costituisce buona parte del Doss del Vento e nella zona del Monte Stigolo, a N della Valle di Ledro.

Nell'area considerata gli spessori maggiori sono raggiunti nella zona del Monte Calva, ubicato al limite meridionale del Foglio 079-Bagolino, poco a S del Castello di San Giovanni, interpretata come uno dei depocentri norici dove l'unità misura circa 600-700 m. Qui, lungo la strada per l'abitato di Bondone, è possibile osservare la ripetuta alternanza fra le sottili dolomie scure bacinali ed i corpi massicci di dolomie: questa successione sedimentaria appare, quindi, organizzata in cicli *thickening-* e *coarsening-upward* di spessore compreso fra 10 e 20-30 metri. Ogni unità *thickening-upward* è costituita alla base da dolomicriti con intercalazioni doloarenitiche, quindi da doloareniti, talora a laminazione piano parallela, sempre più spesse fino al tetto del ciclo, caratterizzato da un corpo di breccie fangostenute a clasti di dimensione variabile dal cm al decimetro.

Le dolomie zonate rappresentano la deposizione delle unità eteropiche alla Dolomia Principale nel settore tra il margine biocostruito ed il pendio (Breccie di Pendio e facies di margine) ed i settori di bacino più prossimi al pendio (dolomie zonate in facies tipica).

Età: l'unità è riferita al Norico inferiore – medio in base alla posizione stratigrafica.

2.18.2. - *Calcare di Zorzino* (**ZOR**)

Il Calcare di Zorzino è stato istituito da CASATI (1964) e formalizzato dallo stesso nel 1968 con l'area e la sezione tipo sul versante occidentale del Lago d'Iseo presso la località omonima. L'autore include nel Calcare di Zorzino anche la successione di dolomie ben stratificate affioranti presso Selvino (Membro di Selvino). Negli studi precedenti (Foglio 33 "Bergamo" alla scala 1:100.000, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) questa unità è stata cartografata come "calcarei neri compatti in strati sottili" o compresa nelle "Dolomie zonate". L'unità è stata ripresa nel fascicolo III Quaderno 7 del SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA da DELFRATI *et alii* (2002).

Il Calcare di Zorzino è costituito da una monotona successione di calcareniti e calcari micritici ricristallizzati e da dolomie nere in strati di spessore variabile da 1-2 cm a 40-50 cm; presenti negli interstrati subordinate peliti molto fini, di colore nero o grigio-nerastro, fetide, con spessore massimo di 2-3 centimetri. All'interno dell'intera successione sono frequenti le laminazioni piano-parallele. Nella parte inferiore dell'unità sono presenti intercalazioni di depositi torbiditici (T_{abc} della sequenza di Bouma): la parte basale di questi caratteristici depositi è costituita da doloruditi e doloareniti massive, contenenti clasti appartenenti sia agli ambienti di piattaforma e sia allo *slope*, seguite verso l'alto da doloareniti a laminazione trattiva piano-parallela e da doloareniti più fini a laminazione incrociata (*ripple* da corrente, T_c). Frequenti le strutture di deformazione gravitativa

che coinvolgono i livelli più fini, quali strati micritici e dolomicritici (*slump*). Lo spessore dell'unità, all'interno dell'area considerata, varia dai circa 100 m nella zona del Rifugio Alpo (Bondone), agli oltre 200 m della Val di Setta alle poche decine di metri nella zona dei Fienili di Lorina (base della successione della sinclinale di Tremalzo). Il contenuto paleontologico del Calcare di Zorzino è scarso; tuttavia nella zona del Rifugio Alpo affiorano livelli (nella parte stratigrafica più alta e prossima all'Argillite di Riva di Solto) contenenti piccoli bivalvi e gasteropodi.

Le principali località di affioramento sono rappresentate dalla Valle Setta (a S dell'abitato di Bondone) ed, in subordine, dalla Valle del Rio Torto (laterale della Valle di Lorina).

L'ambiente deposizionale del Calcare di Zorzino viene riferito a bacini intra-piattaforma con scarsa circolazione e poco ossigenati, dove si accumulava sostanza organica; gli alti tassi di subsidenza giustificano gli elevati spessori dell'unità che in numerose aree del Bacino Lombardo raggiungono i 500-600 m, fino ad un massimo di circa 1100 m nel Bacino Sebino (ASSERETO & CASATI, 1965).

Età: Norico medio.

2.19 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTO (ARS)

Questa unità, che si trova stratigraficamente sopra i depositi bacinali (DZN_a e ZOR) oppure sopra le facies di piattaforma carbonatica (Dolomia Principale) nelle zone di "paleoalto" strutturale, è stata istituita da GNACCOLINI (1964) e formalizzata dallo stesso Autore nel 1968 GNACCOLINI (1968a), per indicare una successione di prevalenti argilliti nere che raggiungono gli spessori massimi nel bacino Sebino (circa 1000 m).

L'Argillite di Riva di Solto può essere suddivisa in due unità stratigraficamente sovrapposte (GNACCOLINI, 1964; CASSINIS, 1971; STEFANI & GOLFIERI, 1989; JADOUL *et alii*, 1994), non distinte nella rappresentazione cartografica del Foglio 079-Bagolino

- a) L'unità inferiore è costituita da argilliti laminate scure e da marne contenenti mica e quarzo; questa unità è associata a calcari marnosi, paraconglomerati intraformazionali e depositi micritici coinvolti in *slump*. Da segnalare un caratteristico orizzonte carbonatico, dello spessore compreso fra 6 e 10 m, all'interno delle argilliti nere; tale orizzonte è costituito da una monotona successione di calcari e calcari dolomitizzati, di colore variabile dal grigio scuro al nero, in strati di spessore da 2-3 cm a 10-15 cm. Questo orizzonte caratteristico, presente in tutta l'area di Tremalzo, costituisce un importante livello acquifero che alimenta varie sorgenti al contatto con le sottostanti argilliti impermeabili.

- b) L'unità superiore è organizzata in cicli *thickening-* e *coarsening-upward* di spessore variabile da 5 a 20 m.

Il limite superiore con il sovrastante Calcarea di Zu è transizionale e corrisponde all'aumento di spessore e di frequenza dei banchi carbonatici, oltre ad una certa differenziazione delle microfacies (*wackestone-packstone* bio-intraclastici).

L'Argillite di Riva di Solto è riferita al Norico superiore in base alla sua base stratigrafica ed alle associazioni palinologiche (JADOUL *et alii*, 1994).

L'ambiente deposizionale dell'Argillite di Riva di Solto è costituito dall'articolato assetto paleogeografico ereditato dal sistema Dolomia Principale – dolomie zonate – Calcarea di Zorzino; gli ambienti, quindi, variano da zone di “paleoalto” relativamente poco profonde a bacini ben al di sotto del raggio d'azione delle onde da tempesta. definendo un contesto di rampa carbonatica con apporti argillosi. I sedimenti terrigeni provengono da aree emerse non affioranti all'interno del Bacino Lombardo (settore europeo; BERRA *et alii*, 2010).

Le principali aree di affioramento sono rappresentate dalla zona di Rifugio Alpo e Malga Alpo di Bondone e del Monte Tremalzo, dove l'unità raggiunge lo spessore di circa 200 m.

Età: Norico superiore.

2.20 - CALCARE DI ZU

Unità istituita da GNACCOLINI (1965) e formalizzata dallo stesso Autore nel 1968 (GNACCOLINI, 1968b) per descrivere la successione conosciuta in letteratura come “Retico in facies carpatica”, successivamente riconosciuta in tutto il Bacino Lombardo. Studi più recenti condotti nelle Prealpi Bergamasche hanno consentito la suddivisione dell'unità in quattro membri (JADOUL *et alii*, 1994). Le relazioni tra questi quattro membri ed i membri riconosciuti nel Foglio 079-Bagolino (Membro del Grostè e Membro di Tremalzo) non sono chiare, a causa delle significative differenze tra l'organizzazione stratigrafica del Calcarea di Zu nel settore Lombardo ed in quello Giudicariense (dove spessore ed apporto di materiale argilloso sono minori). I dati a disposizione suggeriscono che il membro del Grostè possa corrispondere alla parte del Calcarea di Zu compresa tra il limite con l'Argillite di Riva di Solto e la base del Banco a Coralli (Zu 2 di JADOUL *et alii*, 1994), mentre il Calcarea di Tremalzo potrebbe corrispondere alla parte alta del Calcarea di Zu, più ricca in carbonati e facies di mare basso. Nell'area considerata, il Calcarea di Zu si sovrappone stratigraficamente, sia all'Argillite di Riva di Solto nelle zone di bacino intra-piattaforma, sia ai depositi di piattaforma carbonatica della Dolomia Principale nelle zone relativamente più stabili di “paleoalto”. L'età del Calcarea di Zu viene riferita al passaggio Norico-Retico (biostratigrafia delle palinofacies; CIRILLI in JADOUL *et alii*, 1994) o al Retico, in funzione della scala cronostratigrafica

di riferimento prescelta (il GSSP del limite tra Norico e Retico è attualmente in fase di definizione). Due piccoli affioramenti isolati di Calcarea di Zu presenti al margine meridionale del foglio ad O del Lago d'Idro sono stati attribuiti alla litozona inferiore del Calcarea di Zu (**ZUU_a**), mostrando analogie litologiche con la parte inferiore dell'unità.

2.20.1. - *Membro del Grostè (ZUU₁)*

Questo membro mostra una organizzazione verticale simile a quella della parte superiore dell'Argillite di Riva di Solto, cioè costituita dalla sovrapposizione di cicli *thickening-* e *shallowing-upward* di spessore decametrico.

Ogni singolo ciclo è costituito alla base da una caratteristica alternanza di calcari micritici scuri e marne scure in strati di spessore decimetrico. Nella parte mediana del ciclo prevalgono i calcari rispetto alle marne che spesso contengono calcareniti bioclastiche gradate, interpretate come tempestiti. La parte sommitale dei cicli è costituita da calcari scuri, in strati di spessore metrico, formati da *mudstone*, normalmente privi di strutture sedimentarie obliterate da fenomeni di bioturbazione ad opera di organismi limivori e *wackestone-packestone* a fini peloidi e bioclasti associati a fini laminazioni da onda interpretati come depositi di tempesta; talora presenti banchi a coralli in posizione di vita (tipo *Thecosmilia*). L'organizzazione interna dei depositi entro ogni singolo ciclo, indicante una progressiva diminuzione batimetrica verso l'alto e l'assenza di depositi gravitativi (*debris-flow* e *slump*), depone per un ambiente deposizionale caratterizzato da bassi gradienti quali una rampa carbonatica (MASETTI *et alii*, 1989; JADOUL *et alii*, 1994).

Nell'area del foglio il membro del Grostè affiora ad E e NE di Condino, nella zona del Lago dell'Ampola (Prati del Monte) ed in quella del Monte Tremalzo (Cima Avez, Cima del Levrèr, Cima del Fratone), dove raggiunge i massimi spessori, cioè circa 250-300 m.

2.20.2. - *Membro di Tremalzo (ZUU₃)*

Il Membro di Tremalzo è costituito da una successione ben stratificata di calcari e calcari dolomitizzati, con rare intercalazioni argillitiche, riferibile ad un ambiente di piattaforma carbonatica (STEFANI & GOLFIERI, 1989). Appare organizzato in cicli, di spessore metrico, di tipo *shallowing-upward* la cui organizzazione interna è la seguente:

- a) nella parte inferiore del ciclo prevalgono fanghi micritici subtidali;
- b) la parte alta è spesso costituita dalle facies inter-sopratidali degli ambienti di piattaforma, come *bird-eyes*, *tepees* e lamine stromatolitiche.

Localmente questi cicli sedimentari fanno transizione laterale a chiare condizioni di piattaforma interna, caratterizzate dalla mancanza di facies peritidali.

La parte superiore del membro di Tremalzo è costituita da un corpo di calcareniti oolitiche caratterizzate da strutture sedimentarie quali stratificazioni incrociate a basso angolo ed *herringbone*, che si possono inquadrare in un ambiente di piattaforma carbonatica ad alta energia. Lo spessore del membro di Tremalzo varia da un massimo di circa 250 m nell'omonima zona di Tremalzo ad un minimo di 15-20 m lungo la Valle di Ledro.

2.21 - CORNA (COR)

Questa unità si trova stratigraficamente sopra il Calcere di Zu in tutto il settore delle Prealpi Bresciane e comprende numerose unità conosciute in letteratura come Dolomia Superiore, Dolomia retica, Dolomia a Conchodon e “*Grenz Dolomit*” degli Autori di lingua tedesca. L'unità è stata riportata tra le unità tradizionali nel Quaderno 7 (VI) del Servizio Geologico d'Italia (SCHIROLLI, 2007). Nell'area considerata, è costituita da voluminosi corpi di breccia a clasti dolomitici chiari, di dimensioni variabili da pochi cm fino ad un massimo di 30-40 cm, riferibili ad ambienti di piattaforma carbonatica. Tali depositi sono spesso attraversati da filoni sedimentari, i cui bordi sono caratterizzati da croste isopache di cementi marini fibrosi, riempiti sempre da clasti di dolomie chiare di piattaforma. Localmente, un completo processo di silicizzazione ha coinvolto i clasti, la matrice fangosa ed i cementi dolomitici sostituendoli completamente.

Gli affioramenti principali sono a E e NE di Condino e nella zona del Monte Lavino (Fig. A63) e del Dosso della Fame mentre più ad E, nel Gruppo del Monte Corno – Cima Caset – Col Pasovri (Foglio 080-Riva del Garda, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 2005b), le migliori condizioni di esposizione consentono di osservare i rapporti laterali con i depositi bacinali della formazione del Tofino. Nell'area del foglio questa unità affiora anche lungo il versante O del Col Pasovri (Rio della Calmandria). Nella zona del Monte Lavino il limite inferiore dell'unità si presenta fortemente erosivo sui depositi sottostanti (Calcere di Zu, membro di Tremalzo) e lo spessore supera i 300 m. L'unità affiora anche al Dosso della Fame dove lo spessore è di alcune decine di metri. L'ambiente di formazione è prevalentemente subtidale.

Si segnala inoltre l'importanza di questa unità dal punto di vista idrogeologico, date le peculiari caratteristiche tessiturali: il Monte Lavino rappresenta quindi un vero e proprio serbatoio naturale, delimitato alla sua base da una superficie erosiva e discordante sopra il Calcere di Zu (membro di Tremalzo), unità relativamente impermeabile. Tale serbatoio alimenta la sorgente principale del Torrente Lavino, che via via si immette nella Valle

di San Michele e nella Valle di Campione, fino a sfociare nel Lago di Garda nell'omonima località di Campione.

Età: Retico superiore - Hettangiano.



Fig. A63 – Breccie di dolomie (Corna) a Monte Lavino (Foto G. Trombetta).

2.22 - FORMAZIONE DEL TOFINO

La formazione del Tofino rappresenta l'unità bacinale giurassica inferiore (liassica) tipica del settore più orientale del Bacino Lombardo. Essa è costituita in prevalenza da calcari lastriformi selciferi a radiolari e spicole di spugne con abbondanti calcitorbiditi provenienti dalle vicine piattaforme carbonatiche. In base alle caratteristiche litologiche, alle strutture sedimentarie, ai rapporti stratigrafici e geometrici con le unità sottostanti (esposte in aree limitrofe, vedi Foglio 080-Riva del Garda), questa unità è stata suddivisa in quattro membri. All'interno del Foglio 079-Bagolino questa unità affiora solo con i membri superiori (membri 3 e 4). Questa unità è caratterizzata da rapporti di completa eteropia con alcune unità tipiche della Piattaforma di Trento come il Gruppo dei Calcari Grigi, il Calcare del Misone, il Calcare Oolitico di San Vigilio e la parte inferiore del Rosso Ammonitico Veronese. Questi rapporti laterali sono ben documentati da risedimentazioni torbiditiche e dagli accumuli gravitativi di queste unità di piattaforma all'interno delle successioni bacinali della formazione in oggetto.

Età: Retico-Bajociano inf.

2.22.1. - *Membro di Malga Tenera (TOF₃)*

Intervallo costituito da calcari micritici e calcari selciferi, di colore variabile da grigio chiaro a nocciola, in strati lastriformi contenenti

intercalazioni marnoso-silicee e con rari livelli di calcitorbiditi ruditiche. Nell'area tipo (Monte Tofino), affiorante nel limitrofo Foglio 080-Riva del Garda, l'unità raggiunge i 450 m di spessore ed i suoi limiti, inferiore e superiore, sono marcati da orizzonti (*marker*) ricchi in ammonoidi (*Arnioceras mendax* del Sinemuriano inf. e *Arietoceras* sp. del Pliensbachiano sup.; CASTELLARIN, 1972).

Età: Sinemuriano inferiore – Pliensbachiano superiore.

2.22.2. - *Membro di Bocchetta Slavazi (TOF₄)*

Calcari micritici selciferi, di colore variabile da grigio a grigio-azzurrognolo, contenenti selce scura in noduli e liste. Altre litofacies presenti sono calcareniti e/o doloareniti marnose sempre intercalate da livelli e noduli di selce. Nelle zone limitrofe occidentali (Val Concei) l'unità è stata suddivisa in due sequenze *thickening-upward* corrispondenti alla progredazione di lobi torbiditici alimentati, almeno quello inferiore, dal Calcare oolitico di San Vigilio (CASTELLARIN, 1972; PICOTTI & COBIANCHI, 1996; CASOLARI & PICOTTI, 1997).

Nel Foglio 079-Bagolino questa unità affiora estesamente in Val Cadrè e nelle zone limitrofe.

Nel recente passato, cioè fino alla pubblicazione del Foglio 080-Riva del Garda (CASTELLARIN *et alii*, 2005b) questa unità era considerata separata dalla formazione del Tofino e indicata come Formazione di Tenno, presente fin sul margine O della Piattaforma di Trento (CASTELLARIN, 1972; BARBUJANI *et alii*, 1986).

Età: Toarciano – Bajociano inferiore.

2.23 - SELCIFERO LOMBARDO (SM)

L'unità è stata riportata tra le unità tradizionali nel Quaderno 7 (VII) del Servizio Geologico d'Italia (SCIUNNACH, 2007a). Si tratta di radiolariti e diaspri grigio scuri, rossi e verdastrati con intercalazioni di calcari selciferi grigio scuri, quindi rossi e più frequenti al passaggio con la sovrastante Maiolica. Lo spessore dei singoli strati varia dai 5 cm fino 15-20-30 cm. Nell'area del Foglio 079-Bagolino affiora ad E di Condino con spessori di circa 100 m.

Il Selcifero Lombardo è eteropico del Rosso Ammonitico Veronese, presente sulla Piattaforma di Trento; può presentare variazioni laterali di spessore legate a fenomeni di erosione sottomarina e distacchi per frana determinate dalla messa in posto della breccia di Ballino (CASTELLARIN, 1972).

Età: Bajociano superiore – Titoniano inferiore.

2.24 - MAIOLICA (MAI)

L'unità è stata riportata tra le unità tradizionali nel Quaderno 7 (VI) del Servizio Geologico d'Italia (PETTI & FALORNI, 2007). Si tratta di calcari micritici a grana finissima bianchi ben stratificati (spessori da 5 a 30 cm) e ricchi di selce in noduli e liste di colore variabile (rosso, nero e giallastro). Il contenuto paleontologico è costituito da abbondanti radiolari e tintinnidi del Titonico sommitale (*Calpionella alpina*, *Calpionella elliptica*) e del Berriasiano e Valanginiano (*Tintinopsella cadishiana*, *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis oblonga* e *Tintinopsella carpatica*). Nell'area del Foglio 079-Bagolino affiora estesamente poco a N della Valle Sacche (sinclinale) e lungo la Val Grande.

Età: Titoniano superiore – Aptiano inferiore.

3. - FILONI

Un grande numero di filoni attraversa e taglia il batolite dell'Adamello e le rocce incassanti; le età vanno dal Permiano all'Oligocene. Un'età terziaria dei filoni risulta chiaramente quando attraversano delle rocce del batolite; per le altre attribuzioni cronologiche sono stati utilizzati criteri petrografici, stratigrafici e di assetto strutturale.

3.1 - FILONI INDISTINTI NEL BASAMENTO E NELLE COPERTURE (fm)

Nelle coperture permo-mesozoiche sono presenti filoni andesitico-basaltici calcalcalini per i quali non si dispone di età assolute e/o relative che ne consentano un'attribuzione al magmatismo dell'Adamello, a momenti precursori (CASATI *et alii*, 1976; ZANCHI *et alii*, 1990) o ad un evento magmatico distinto e più antico, ma successivo allo sviluppo delle strutture alpine (pieghe e clivaggio). Filoni analoghi nella zona delle Prealpi Lombarde (Val Seriana) sono stati recentemente datati a 42 ± 1 e 39 ± 1 Ma (D'ADDA *et alii*, 2010), suggerendo comunque una stretta relazione temporale con le prime fasi intrusive dell'Adamello.

Sono filoni prevalentemente a struttura porfirica, ma non sono rari anche quelli a struttura afirica. Il loro colore è variabile da verde-blu scuro per i primi a grigio-nero per i secondi. Variabile è anche la loro giacitura, sebbene si possa riscontrare una direzione preferenziale NNE-SSO, corrispondente all'assetto del fascio strutturale giudicariense, con salbande subverticali. Lo spessore oscilla mediamente tra i 5-10 cm ed i 40-60 cm e solo in rari casi supera il metro.

I filoni porfirici hanno fenocristalli di plagioclasio, anfibolo e/o pirosseno. Nella massa di fondo spiccano i fenocristalli biancastrati di

plagioclasio, quelli aciculari fini verdastrici di anfibolo e più raramente cristalli di quarzo tondeggianti e di biotite. Tra i minerali accessori si rinviene apatite, zircone, ilmenite, titanite, magnetite e pirite. In genere i filoni sono intensamente alterati, con formazione di zeoliti, calcite, idrossidi di ferro, clorite ed epidoto.

Sono distribuiti in modo relativamente omogeneo in tutta l'area rilevata. Filoni porfirici si trovano presso Punta Lavena e poco a S del Passo Croce Domini, sempre lungo la ex S.S. 345 (dicco concordante con la stratificazione nella carniola di Bovegno), lungo il sentiero che sale in Val Lavena a quota 1650 m s.l.m. (dicco disposto lungo strato nel Verrucano Lombardo), verso la Valle di Croce Domini ad O del Passo, al Monte Molter e al Monte Bagoligolo. A S del Dosso della Fiora un filone porfirico si estende per 20-30 m ed è disposto lungo strato alla sommità del conglomerato del Dosso dei Galli con uno spessore di circa 2 m. Filoni porfirici in ammassi fratturati e nel detrito sono presenti in Val Arcina, nella carniola di Bovegno in numerose zone al Monte Rondenino lungo il fianco E e lungo la ex S.S. n. 345, ed infine lungo il sentiero per la Malga Bazenina a N del Passo Croce Domini. In Valle di Daone tagliano le lave del permiano inferiore e la successione clastica del Verrucano Lombardo; lungo la cresta tra il Dosso dei Morti e Monte Corona, tra le valli di Daone e di Bondone, alcuni filoni tagliano la serie triassica dal Calcare di Angolo alla Formazione di Wengen; nei dintorni di Malga Table, ad O di Boniprati, e delle Malghe Serollo e Romanterra in Val Longa bei filoni porfirici sono incassati nel Servino.

Per quanto concerne i filoni afirici, uno di questi è stato osservato a quota 900 m s.l.m. in Val Ortighera ubicata nel versante destro della Valle del Chiese a monte della Cartiera di Condino; un altro filone afirico è visibile nel versante destro della Valle di Daone, a quota 1200 m s.l.m., subito ad E della località Ribor.

3.2 - FILONI INTERMEDI DEFORMATI (ft)

Si tratta di filoni andesitico-basaltici e basaltici calcareo-porfirici talora a grana fine a plagioclasio con orneblenda e/o biotite (Muffetto, contrada Copia). Vengono considerati pre-tonalitici, pre-eocenici, probabilmente triassici.

Affiorano in piccoli ammassi fratturati e piccoli filoni, presentano colore verde, grigio e violaceo e sono intrusi nelle coperture, tagliano le pieghe triassiche, sono discordanti rispetto alle strutture alpine, ma deformati dalla messa in posto delle masse tonalitiche (Monte Frerone).

Si tratta di andesiti basaltiche a plagioclasio e anfibolo di colore grigiastro e verde chiaro a struttura porfirica. Nella massa di fondo spiccano i fenocristalli biancastrici di plagioclasio, quelli aciculari fini verdastrici di orneblenda e più raramente cristalli di quarzo tondeggianti e di

biotite. Tra i minerali accessori si rinviene apatite, zirconio, ilmenite, titanite, magnetite e pirite. In genere i filoni sono intensamente alterati, con formazione di zeoliti, calcite, idrossidi di ferro, clorite ed epidoto. Nel territorio trentino il gruppo principale di filoni pre-tonalici si osserva presso Cima di Blumone e Cima Rossola, all'interno dei Calcari di Angolo che bordano la tonalite del Monte Monoccola. In tale contesto i calcari sono lembi delle coperture sedimentarie incassanti intrappolate tra i diversi corpi magmatici in seguito alla loro messa in posto e si presentano deformati e metamorfosati per contatto. Lo stesso effetto metamorfico di ricristallizzazione legata al metamorfismo di contatto si riscontra così anche nei filoni. L'orientazione di questi corpi è assolutamente disomogenea e rispecchia nel complesso l'andamento del limite stratigrafico tonalite-calcari. Anche la giacitura risulta essere disomogenea. Molti filoni, sebbene ripiegati e dislocati da fratture e piccole faglie, hanno una giacitura nel complesso sub-verticale, ma si osservano anche filoni immergenti verso O con inclinazione variabile o filoni disposti lungo la stratificazione sedimentaria originaria dei calcari. Gli spessori mediamente vanno dai 20 ai 50 cm.

Altri filoni termometamorfici si osservano nelle successioni sedimentarie affioranti lungo il margine orientale delle intrusioni terziarie del Bruffione e del Boazzo e risultano orientati circa parallelamente o perpendicolarmente al margine stesso. I principali siti d'affioramento sono presso la dorsale meridionale del Monte Remà e la località Manon in Valle di Daone.

3.3 - FILONI APLITICI E PEGMATITICI (f)

I differenziati più sialici dell'attività magmatica terziaria hanno dato origine a numerose manifestazioni filoniane aplitiche e pegmatitiche. Queste facies hanno l'aspetto di una roccia bianco-lattea compatta, a grana variabile da medio-fine (aplitici) a molto grossa (pegmatitici). Le apliti sono costituite principalmente da quarzo, K-feldspato, plagioclasio, subordinata biotite; fra i minerali accessori si possono rinvenire tormalina, granato, allanite e rara molibdenite; le rocce pegmatitiche invece presentano tra i minerali principali oltre a quarzo, K-feldspato, plagioclasio, anche biotite e muscovite con rara tormalina e granato come accessori. In alta Valle del Caffaro la pegmatite presenta granato in cristalli pluricentrici (ZHANG *et alii* 2001).

L'orientazione è estremamente variabile, mentre la giacitura è tendenzialmente subverticale. L'estensione non è mai rilevante per questi litotipi, dato il carattere estremamente viscoso del magma sialico e, nella maggior parte dei casi, non supera i 50 m. Lo spessore di norma è sui 10-20 cm, sebbene siano stati riscontrati esternamente all'area del foglio spessori

di 1-2 m (versante orientale di Cima Uzza, Foglio 058-Monte Adamello, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 2008).

Apliti e pegmatiti si rivengono diffusamente entro i corpi intrusivi e più sporadicamente nelle rocce incassanti. L'unico filone intruso nelle rocce incassanti è quello che si rinviene presso Casinei di Nuova, nel versante settentrionale del Monte Remà e nord-occidentale di Cima Pissalat.

Età: Eocene.

3.4 - FILONI LAMPROFIRICI (**fu**)

Filoni basaltici e picrobasaltici calcalcalini a grana media, di colore verde e grigio scuro con tipica superficie di alterazione rugginosa. Hanno struttura da microgranulare a porfirica, sono costituiti da orneblenda, pirosseno e plagioclasio con olivina e cromo-spinello (Fig. A64 e A65). Sono caratteristici della Massa di Monte Re di Castello a Monte Frerone, Lago della Vacca, P.sso Rossola. Vengono considerati sin-tonalitici.

Età: Eocene.

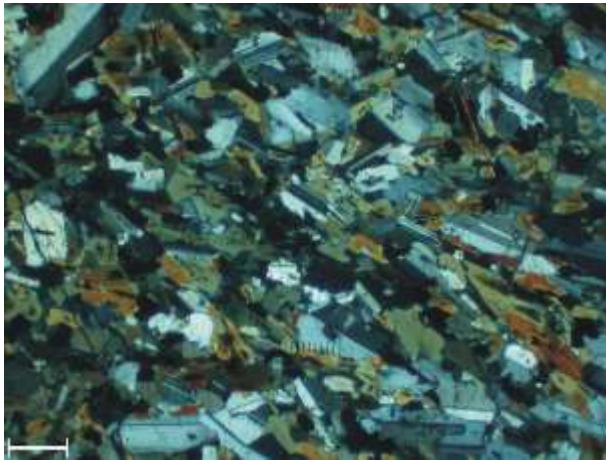


Fig. A64 – Filone lamprofirico picrobasaltico (fu). Microfotografia a polarizzatori incrociati. Struttura eterogranulare ipidiomorfa con elevata concentrazione di orneblenda e biotite associate a plagioclasio bitownitico (scala di riferimento 350 µm).

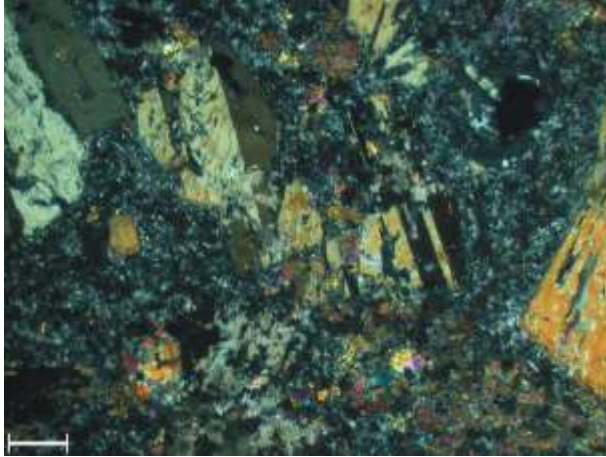


Fig. A65 – Filone lamprofirico basaltico (fu). Microfotografia a polarizzatori incrociati. Struttura porfirica con fenocristalli idiomorfi di orneblenda in pasta di fondo minuta (scala di riferimento 350 μm).

3.5 - FILONI BASICI (fi)

Numerosi filoni basici tagliano le masse intrusive dell'Adamello perciò la loro messa in posto è legata ad attività magmatica tardiva del ciclo eocenico-oligocenico. Questi filoni si rinvengono anche in sciami ed hanno in alcuni casi una notevole estensione lineare, talora superiore al km e spessori relativamente costanti dai 30 ai 60-80 cm. La loro orientazione è nel complesso abbastanza costante NE-SO e la giacitura è tendenzialmente sub-verticale. I più estesi sono quelli che tagliano obliquamente il pendio orientale compreso tra il Monte Listino ed il Monte Monoccola tra le quote 2200 e 2600 m s.l.m. e quello, in parte coperto dai depositi di versante, che si rinviene alla quota di 2450-2600 m s.l.m. nel versante sud-orientale della cresta che si estende verso SO da Cima di Boazzolo.

Alla scala del campione a mano si presentano di colore tendenzialmente da grigio-verde scuro a nero, afirici o porfirici con fenocristalli di anfibolo e plagioclasio; le salbande hanno sempre grana minuta. Alla scala microscopica si rileva la presenza di plagioclasidi di grosse dimensioni che assieme ad orneblenda verde e biotite conferiscono alla roccia la struttura porfirica. I plagioclasidi sono idiomorfi, pecilitici e parzialmente o completamente sostituiti da sericite ed epidoto. Plagioclasidi, orneblenda e biotite di più piccole dimensioni costituiscono la pasta di fondo assieme a raro quarzo. Minerali accessori sono opachi e allanite.

Età: Eocene-Oligocene.

3.6 - FILONI A QUARZO E/O BARITE (**fq**)

Nel versante destro della Valle del Chiese, a monte del paese di Darzo, tra le quote di 950 m s.l.m. e 1250 m s.l.m. affiorano filoni e vene di barite di colore bianco-latteo di genesi idrotermale disposti in senso meridiano con spessori che possono arrivare a 20-30 m ed estensione fino a 300 m. Questi corpi filoniani hanno giacitura da sub-verticale a leggermente immergente verso O e tagliano in maniera discordante le rocce incassanti rappresentate dalle vulcanoclastiti del Membro di Val Dorizzo della Formazione di Collio con stratificazione prevalente immergente verso S di 10-25° e dalle lave della formazione di Monte Macaone. Le località principali di affioramento sono a S di Dosprè e a E di Malga Plas (vedi toponimo “Miniera di Barite”). La più estesa di queste vene è ancora oggi oggetto di coltivazione mineraria e l'estrazione avviene perlopiù in galleria a Marigole (DI COLBERTALDO & MARZOLO, 1964).

4. - MAGMATISMO TARDO-ALPINO

4.1 - BATOLITE TERZIARIO DELL'ADAMELLO

Ove non diversamente indicato, le età radiometriche riportate nelle descrizioni sono tratte da CALLEGARI & BRACK (2002), cui si rimanda per i riferimenti bibliografici.

4.1.1. - *Plutone Re di Castello (40-38 Ma)*

4.1.1.1. - Gabbri e dioriti dell'Adamello centro-meridionale (**GDA**)

Gabbri, gabbro-noriti e dioriti a grana minuta, melanocratici, a biotite ed anfiboli aciculari (orneblenda) associati a ultramafiti. I gabbri si ritrovano comunemente nella Val Bona, sul Monte Cadino e sul Monte Costone.

Età radiometrica: 42-40 Ma (Rb/Sr su biotite) al Monte Cadino in val Fredda.

Età: Eocene.

4.1.1.1.1. - Gabbri e dioriti del Cornone di Blumone (**GDA_a**)

Gabbri e dioriti stratificate anfibolico-pirosenici a grana da media a minuta. L'aspetto può essere massiccio o con segni di foliazione da flusso magmatico (Fig. A66). I gabbri e le dioriti del Cornone di Blumone intrudono i Gabbri stratificati (GDA_b).

Età radiometrica: 40-41.6 Ma (Rb/Sr e K/Ar su biotite, Ar/Ar su orneblenda), 40-40.9 Ma (U/Pb su zircone), 41.6 Ma (U/Pb su thorite).

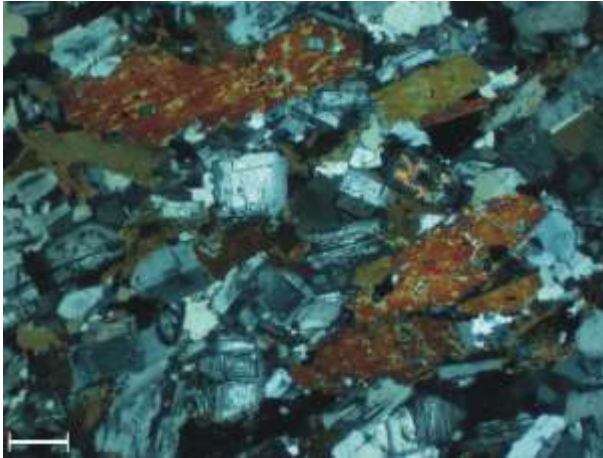


Fig. A66 – Gabbro-diorite del Complesso del Cornone di Blumone (GDA_a). Microfotografia a polarizzatori incrociati che mette in risalto la tessitura fortemente orientata con tendenza porfirica dei cristalli di orneblenda associati a plagioclasia a nucleo bitownitico e bordo labradoritico (scala di riferimento 350 μ m).

4.1.1.1.2. - Gabbri stratificati (GDA_b)

Alla base del corpo intrusivo sono presenti rocce ultrafemiche a grana grossa (“Orneblenditi della Val Fredda”) ricche di pirosseni e anfiboli (cristalli dalle dimensioni anche centimetriche di orneblenda dall’aspetto prismatico tozzo), talora olivinici. Verso l’alto si passa a leucogabbri e ad anortositi; nei gabbri si possono avere locali concentrazioni, alla base, di orneblenditi oliviniche che danno alla roccia una struttura cumulitica. La roccia può avere grana da media a grossolana, con tozze orneblende (Monte Mattoni). A vari livelli stratigrafici può essere presente un *layering* magmatico che conferisce alla roccia strutture di cumulo. La componente *intercumulus* è costituita essenzialmente da plagioclasio e pirosseno euedrale. Nella parte alta del corpo il carattere cumulitico svanisce e si passa ad un gabbro a grana medio-minuta (Monte Cadino) con anfibolo aciculare e plagioclasio con abito generalmente euedrale. Secondo BRACK (1983), l’intero complesso non costituisce una successione regolare. Molte zolle carbonatiche, riferibili alla Dolomia Principale, sono incluse nei gabbri del Monte Cadino e sono interpretate come pendenti di tetto. In prossimità dei contatti tra la massa intrusiva femica e le rocce carbonatiche si hanno le maggiori concentrazioni di minerali metamorfici di contatto di alta temperatura.

Età radiometrica: 40.7-41.6 Ma (U/Pb su zirconio), 41.5 Ma (Ar/Ar su orneblenda).

4.1.1.2. - Tonalite del Monte Alta Guardia (TMG)

Tonalite ricca di minerali femici (biotite e orneblenda), prevalentemente a grana grossa, con cristalli euedrali di biotite e grossi aggregati di cristalli di quarzo euedrale (Fig. A67). Sono presenti inclusi femici microgranulari dalle forme tondeggianti, inglobati nella massa tonalitica quando erano ancora allo stato semiplastico. Al Monte Palo sono presenti rocce intrusive leucocratiche acide e basiche.

Età radiometrica: $41,41 \pm 0,09$ Ma (U/Pb su zirconio).

Età: Eocene.

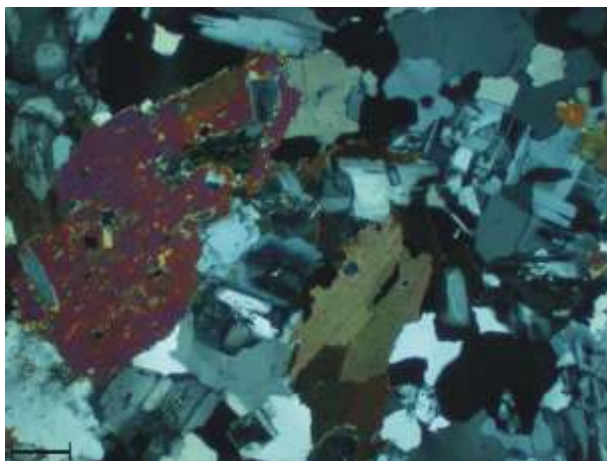


Fig. A67 – Tonalite del Monte Alta Guardia (TMG). Microfotografia a polarizzatori incrociati. Struttura granulare ipidiomorfa con abbondanti plagioclasti labradoritico-andesinici associati a biotite, orneblenda, quarzo e K-feldspato interstiziale (scala di riferimento 350 µm).

4.1.1.3. - Leucotonalite della Val Fredda (FRD)

Leucotonalite biotitica con struttura olocristallina granulare, a grana media, d'aspetto granitico, a quarzo, plagioclasio e biotite ("Leucoquarzodiorite della Val Fredda" *Auct.*). La leucotonalite della Val Fredda è parzialmente intrusa nel complesso gabbrico del Monte Mattoni - Monte Cadino. Questa relazione è testimoniata dalla presenza di numerosi inclusi femici microgranulari, sia rotondeggianti che angolosi, nei corpi leucotonalitici (Fig. A68). Gli inclusi con forme rotondeggianti sembrano adattarsi al flusso magmatico. Le zone maggiormente ricche di inclusi sono

quelle poste in prossimità del contatto con i due corpi intrusivi. Il contatto tra la leucotonalite e i corpi femici si presenta con un bordo dalla forma regolare (Passo Val Fredda): le osservazioni di terreno portano a concludere che la leucotonalite si è intrusa quando ancora il complesso gabbrico stratificato era in condizioni plastiche. Durante la risalita la massa acida ha incorporato piccole porzioni di rocce femiche (inclusi femici microgranulari) del complesso gabbrico del Monte Mattoni – Monte Cadino.

Età radiometrica: 40-42 Ma (Rb/Sr su biotite), 39-42 Ma (U/Pb su zircone), 42 Ma (U/Pb su thorite).



Fig. A68 - Inclusi femici nella Leucotonalite della val Fredda nell'omonima valle (foto M. Gisolo).

4.1.1.4. - Tonalite del Lago della Vacca (LGV)

Tonalite biotitico-anfibolica, leucocratica, a grana da media a minuta, con tessitura massiccia, localmente orientata, costituita da plagioclasti, quarzo e scarso o assente K-feldspato. Si rinvencono frequenti inclusi femici, costituiti generalmente da orneblenda e biotite, con forma per lo più rotondeggiante e più raramente con forma angolosa (Fig. A69).

Età radiometrica: 40-42 Ma (Rb/Sr e K/Ar su biotite), 39,6 Ma (Rb/Sr su biotite), 42,9 Ma (U/Pb su thorite).

Si segnala sul sentiero che dal Passo val Fredda porta al Lago della Vacca e sul sentiero che porta alle Terre Fredde una zona con inclusi femici allungati prodotti probabilmente dalla messa in posto di una massa magmatica in una porzione più interna del batolite, quando i corpi più

antichi ed esterni erano ancora in uno stato plastico o semiplastico. La direzione di allungamento della zona è 285N a quota 2310 m e 265N in prossimità del Lago della Vacca .

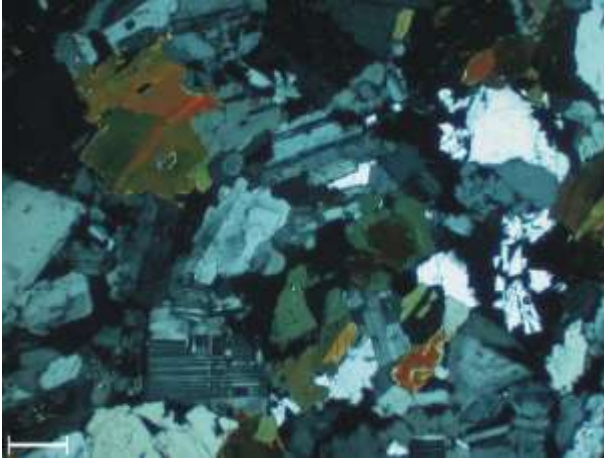


Fig. A69 –Tonalite del Lago della Vacca (LGV). Microfotografia a polarizzatori incrociati. Struttura granulare ipidiomorfa con abbondanti plagioclasti labradoritico-andesinici associati a biotite, orneblenda e quarzo(scala di riferimento 350 µm).

4.1.1.4.1. - Tonalite del Galliner (**LGV_a**)

Tonalite–granodiorite a grana medio-fine costituita da quarzo, plagioclasio, scarso K-feldspato interstiziale, biotite (in “pacchetti” dimensionalmente maggiori rispetto alla tonalite del Lago della Vacca) e anfibolo. Il contatto con la tonalite del Lago della Vacca è netto. Affiora a NO del Lago della Vacca.

4.1.1.5. - Tonalite del Monte Monoccola (**TMX**)

Tonalite anfibolico-biotitica, passante localmente a diorite, gabbrodiorite e gabbro; tessitura orientata, grana da media a minuta, costituita da plagioclasti, quarzo e scarso K-feldspato (Fig. A70 e A71). Sono frequenti gli inclusi femici microgranulari quarzodioritici costituiti da anfibolo, biotite, plagioclasti e quarzo. Affiora al Monte Monoccola formando un anello a E e NE di TML e TMLa e a O-NO del Corno di Cadinello a O della Leucotonalite-Granodiorite del Lago Boazzo (LBO).

Età: Eocene.

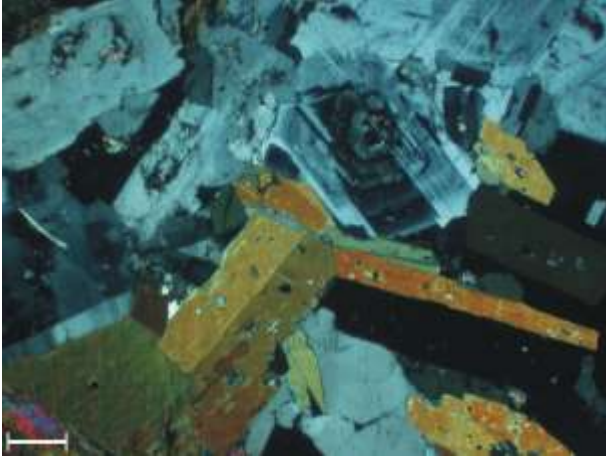


Fig. A70 – Diorite appartenente alla tonalite del Monte Monoccola (TMX). La microfotografia a polarizzatori incrociati mette in evidenza la struttura fanerocristallina ipidiomorfa della roccia ricca di biotite con orneblenda, plagioclasio labradoritico, quarzo e scarso feldspato alcalino (scala di riferimento 350 μm).

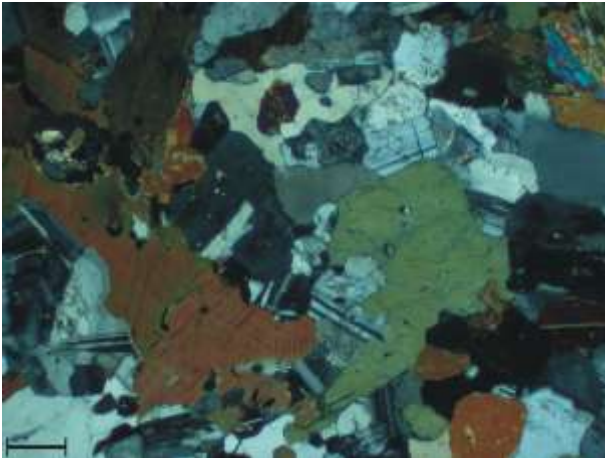


Fig. A71 – Gabbro appartenente alla tonalite del Monte Monoccola (TMX). Microfotografia a polarizzatori incrociati. Struttura eterogranulare ipidiomorfa con cristalli di orneblenda, biotite e plagioclasii labradoritici (scala di riferimento 350 μm).

4.1.1.6. - Tonalite della Malga Listino (TML)

Leucotonalite anfibolico-biotitica, passante localmente a granodiorite biotitica ed a diorite e gabbro; tessitura massiccia, grana media o minuta, con plagioclasti, quarzo e scarso o assente K-feldspato. Affiora a O del Monte Listino.

Età radiometrica: $40,95-40,90 \pm 0,09$ Ma (U/Pb su zircone).

Età: Eocene.

4.1.1.6.1. - Tonalite orientata del Monte Listino (TML_a)

Tonalite anfibolico-biotitica, leucocrata o mesocrata, con marcata struttura planare esaltata dal forte assottigliamento degli inclusi femici. Costituisce una struttura anulare al margine N, E e S della Tonalite della Malga Listino.

Età: Eocene.

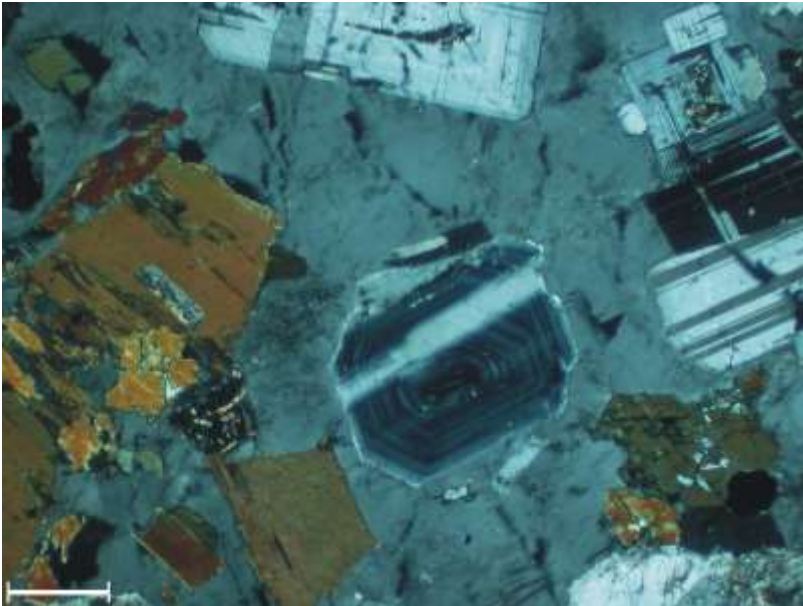


Fig. A72 – Granodiorite della leucotonalite-granodiorite del Lago Boazzo (LBO). Microfotografia a polarizzatori incrociati. Struttura eterogranulare ipidiomorfa con plagioclasti labradoritico-oligoclastici, biotite, orneblenda, K-feldspato e quarzo (scala di riferimento 350 µm).

4.1.1.7. - Leucotonalite – Granodiorite del Lago Boazzo (**LBO**)

Leucotonalite e diorite biotitico-anfibolica passante a granodiorite biotitica leucocratica ed a granito. Roccia massiccia a grana medio-minuta costituita da plagioclasti, quarzo, biotite idiomorfa e K-feldspato (Fig. A72).

Affiora nei dintorni di M. Mezzullo; tra Corno della Vacca e C.ma del Vallone; a O di M.ga Dois (al limite N del foglio); nei dintorni di M. Rossola; dal Lago di M.ga Boazzo (al limite N del foglio) fino a Lago Nero, passando per C.ma di Boazzolo, C.ma della Meda e M. del Gelo.

Età radiometrica: 39,5 - 41 Ma (isocrona interna e Rb/Sr su biotite).

Età: Eocene.

4.1.1.8. - Granodiorite del Bruffione (**GBR**)

Granodiorite biotitico-anfibolica, leucocratica, con struttura olocristallina granulare, con una percentuale di K-feldspato superiore al 30%; i cristalli di K-feldspato e di biotite hanno abito euedrale. Affiora nel settore centro-settentrionale del foglio in corrispondenza del M. Bruffione.

Età radiometrica: 38,6 Ma (Rb/Sr su biotite), 39,6 Ma (K/Ar su biotite), 39,5 Ma (Ar/Ar su orneblenda), 38,6-39,9 Ma (U/Pb su zircone), 39,9 Ma (U/Pb su thorite).

Età: Eocene.

4.1.2. - *Geochimica delle plutoniti*

Sui prodotti magmatici terziari del plutone di Re di Castello, affioranti nell'area del Foglio 079-Bagolino, sono state eseguite 40 analisi chimiche (Tab. 5). Per la classificazione è stato utilizzato il diagramma di DE LA ROCHE *et alii* (1980) che evidenzia un'ampia variazione composizionale da ultramafiti e gabbri a dioriti e tonaliti fino a granodioriti e graniti.

Il carattere seriale calcocalino risulta evidente dai *pattern* delle REE normalizzati alle condriti di tre campioni con variabile arricchimento in LREE, moderata ad assente anomalia negativa di Eu e poco significativi frazionamenti di HREE (Fig. A73 e Fig. A74).

Tab. 5 – Composizione chimica media (tra parentesi il numero di analisi) delle rocce intrusive del plutone Re di Castello del Foglio 079- Bagolino

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Tot.	Rb	Sr	Ba	Pb	Zr	Y	Nb	Th	Cr	V	La	Ce	Co	Ni	
GBR																											
media(5)	64.56	0.61	15.98	4.67	0.14	2.62	4.87	3.10	2.33	0.17	1.02	99.97	88	402	524	18	93	20	9	14	7	95	24	46	8	6	
dev-st	0.65	0.04	0.27	0.23	0.01	0.19	0.34	0.09	0.35	0.01	0.28	0.08	10	56	57	3	15	2	2	3	3	4	6	12	1	1	
media(4)	68.46	0.32	15.77	2.42	0.11	1.51	3.11	3.62	3.40	0.14	1.15	100.00	116	495	623	27	99	23	11	16	9	46	23	45	2	5	
dev-st	1.68	0.04	0.73	0.64	0.03	0.25	0.89	0.24	0.48	0.04	0.60	0.00	21	330	40	8	22	5	1	1	11	8	5	9	2	3	
E48	57.03	0.36	21.18	2.62	0.18	1.05	9.84	5.32	1.61	0.31	0.50	100.00	39		608	10	133	28	20	20	9	18	44	90		10	
LBO																											
media(2)	60.82	0.54	17.17	5.51	0.16	2.99	6.54	3.44	1.72	0.19	0.93	100.00	50	560	564	14	109	18	10	16	11	125	30	49	12	10	
media(2)	52.86	0.50	16.53	4.98	0.15	2.58	6.03	3.18	2.16	0.17	0.89	100.00	74	437	424	19	93	25	15	14	8	103	22	45	10	9	
media(2)	57.88	0.36	15.89	2.98	0.13	1.76	4.02	3.52	3.01	0.14	0.54	99.99	91	459	726	22	87	18	9	16	4	50	28	48		6	
E38	75.00	0.07	14.05	0.70	0.04	0.10	0.64	4.05	3.97	0.13	1.16	99.99	248	18	35	23	24	22	22	4	3	3	2	3		1	
TML																											
media(2)	61.53	0.55	16.98	5.52	0.12	2.39	6.70	3.18	2.02	0.15	0.42	99.56	62	347	423	10	111	18	8	12	9	139	24	41	12	8	
C11	84.86	0.43	15.77	4.46	0.14	2.46	5.24	3.68	1.76	0.15	1.04	99.99	36	638	500	6	107	15	6	15	9	99	31	37	9	9	
C14	50.12	0.82	20.43	8.62	0.18	4.17	10.38	3.30	6.50	0.37	1.13	100.02	15	687	221	7	92	17	4		11	215	21	52	27	10	
TMX																											
E46i	49.21	1.03	16.97	11.10	0.33	6.91	7.78	2.74	2.58	0.29	1.00	100.00	106	374	700	9	113	37	13	23	179	232	66	113	35	37	
C4	56.06	0.72	18.54	6.54	0.17	4.06	7.68	3.44	1.14	0.32	1.32	99.99	38	730	456	7	118	19	9		27	164	19	50	19	14	
C13	59.96	0.63	17.02	6.13	0.16	3.13	6.91	3.39	1.64	0.24	0.79	100.00	63	676	734	14	118	19	11	21	7	144	40	78	14	9	
E46	63.36	0.47	16.75	4.66	0.13	2.70	5.82	3.40	1.60	0.20	0.90	100.00	64	503	558	11	110	19	9	16	23	98	30	53	9	13	
E59	65.18	0.45	16.47	3.68	0.13	2.39	5.34	3.48	2.21	0.18	0.51	100.02	68	505	503	16	78	15	9	15	17	74	30	52	3	10	
LGV																											
C26	62.43	0.60	16.26	5.07	0.15	2.66	5.73	3.24	2.13	0.25	1.49	100.00	77	680	488	18	131	20	8	21	8	111	48	97	11	8	
FRD																											
GMF	66.27	0.36	15.36	2.90	0.10	1.78	4.86	3.52	3.66	0.14	1.03	99.98	67	865	538	10	89	18	7	8		59	24	53		4	
TMG																											
media(2)	62.31	0.62	16.86	5.12	0.14	3.23	6.23	3.09	1.57	0.18	0.94	100.15	50	473	336	13	104	16	9	7	59	115	22	36	12	19	
GDA																											
media(5)	50.32	0.92	16.75	8.71	0.19	7.30	10.63	2.34	0.77	0.18	1.88	100.00	31	515	208	10	66	18	6	9	261	254	14	21	33	56	
dev-st	1.54	0.19	2.34	1.27	0.02	1.86	1.57	0.13	0.45	0.15	0.86	0.01	14	227	85	3	30	6	1		222	29	5	21	6	45	
C25	40.67	1.32	24.24	11.70	0.14	5.28	14.54	1.20	0.17	0.04	0.71	100.01	10	633	52	5					5	434		6	45	15	
GDA1																											
C28	56.30	0.80	17.90	7.32	0.17	4.26	8.20	3.06	1.23	0.24	0.53	100.01	44	564	296	7	94	21	7	4	18	192	22	47	24	14	
GDA2																											
C16	41.23	1.35	20.91	12.71	0.18	7.63	12.61	1.45	0.87	0.06	1.07	100.07	24	447	135		12	14				439			51	19	
10.08.04	46.21	0.64	0.25	9.48	0.16	20.90	10.43	1.03	0.10	0.07	2.73	100.00	7	208	60	6	28	9			1635	201	7	11	62	382	
10.08.05	48.80	0.74	10.86	8.94	0.16	15.42	10.55	1.50	0.30	0.08	2.63	99.98	9	306	140	8	35	11			1166	224	11	23	52	258	
C18	53.11	0.57	9.31	7.70	0.17	13.12	12.52	1.72	0.47	0.10	1.20	99.99	20	284	126	5	49	11			5	622	177	17	18	39	197

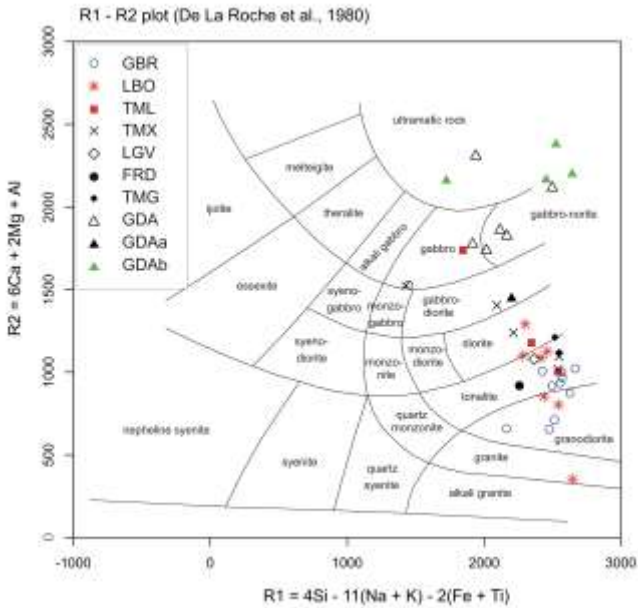


Fig. A73 – Classificazione delle rocce intrusive del plutone Re di Castello del Foglio 079-Bagolino.

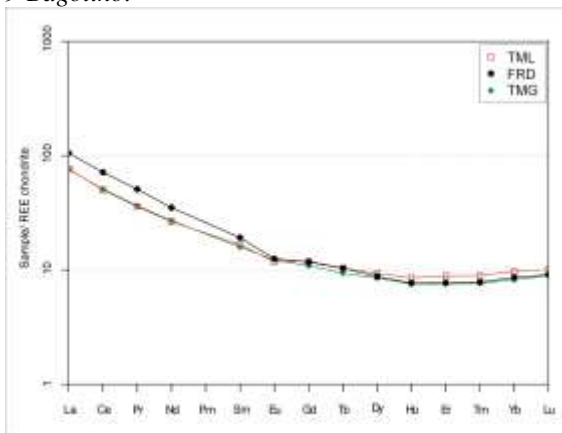


Fig. A74 – Pattern delle Terre Rare delle rocce intrusive del plutone Re di Castello del Foglio 079-Bagolino. I valori sono normalizzati alla Condrite C1 (SUN & MC DONOUGH, 1989).

4.1.3. - Breccie di collasso

4.1.3.1. - Breccia del Pissalat (**BPA**)

In corrispondenza della elevazione di quota 2153 m s.l.m., posta lungo la cresta spartiacque tra Val Ribor e Val Nuova e compresa tra il Monte Remà e Cima Pissalat, è stato rinvenuto un corpo sedimentario costituito da clasti di natura calcarea, delle dimensioni variabili dal millimetro ai 5 cm con rappresentati tutti i termini intermedi. Gli elementi litici sono da arrotondati a sub-arrotondati e sostenuti da una matrice da calcarenitica a micritica. La matrice risulta essere in alcuni settori molto abbondante, mentre in altri in quantità minore, ma sufficiente a contornare comunque tutti gli elementi clastici che non sono fra di loro a contatto.

Lo studio ottico-petrografico permette di identificare una breccia costituita da elementi arrotondati e/o subarrotondati di dolomite, con tessitura granulare, cementati da bande di calcite e silicati. Mediante analisi SEM/EDS si individuano i seguenti minerali (Fig. A75 e Fig. A76): forsterite, talvolta trasformata in serpentino, diopside, tremolite. La distribuzione delle fasi silicatiche e della calcite, in bande, suggerisce la loro formazione come conseguenza della circolazione di fluidi mobilizzati per metamorfismo di contatto che ha interessato una breccia di dolomia impura.

Età: Eocene? Oligocene?

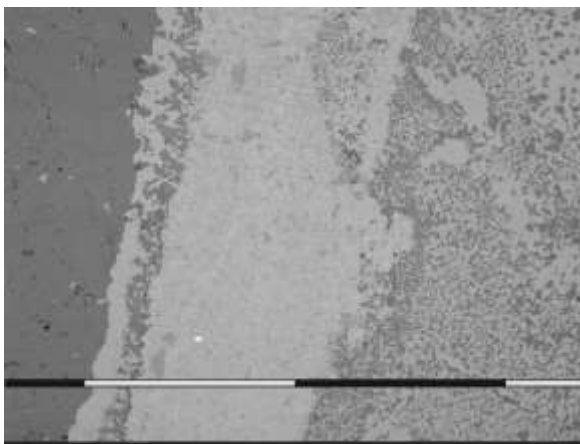


Fig. A75 – Breccia del Pissalat (BPA). Microfotografia SEM. Da sinistra verso destra: clasto di dolomite, banda di calcite e silicati (centro), zona a calcite (chiara) e dolomite (scura (Marker = 1 mm).

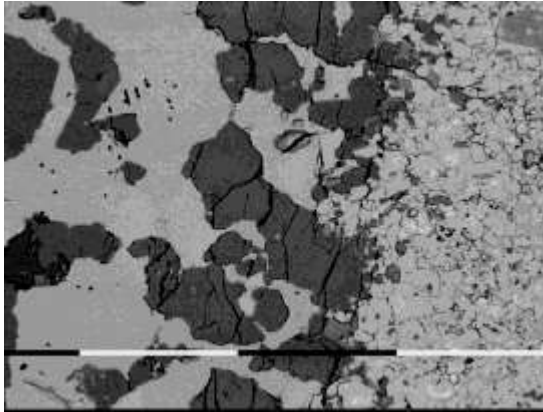


Fig. A76 – Breccia del Pissalat (BPA). Microfotografia SEM, marker 0,1 mm. Dettaglio della fascia a silicati con cristalli di forsterite in calcite (lato destro) e associazione di granuli di diopside, calcite e tremolite (lato sinistro) (Marker = 0,1 mm).

5. - SUCCESSIONE CONTINENTALE NEOGENICO – QUATERNARIA

I rapporti stratigrafici delle unità neogenico quaternarie affioranti entro il Foglio 079-Bagolino, sono schematizzati in Figura A77.

5.1 - BACINO ADDA – OGLIO

5.1.1. - *Supersintema dei Laghi (LA)*

DEFINIZIONE - *Diamicton* a supporto di matrice sabbiosa con clasti da centimetrici sino a blocchi metrici da subangolosi a subarrotondati (*till* d'ablazione); *diamicton* massivi a supporto di matrice limosa con sparsi clasti sagomati e striati (*till* d'alloggiamento); ghiaie a supporto clastico, matrice sabbiosa e clasti arrotondati, intercalazioni sino a metriche di sabbie laminate e gradate (depositi alluvionali e di contatto glaciale); *diamicton* massivi a supporto di matrice e clasti di alimentazione locale (depositi da *debris-flow*). Clasti silicatici e/o carbonatici, dal bacino a monte. Profilo di alterazione poco evoluto; morfologie ben conservate.

SINONIMI - Würm *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970). Il supersintema comprende i depositi del ghiacciaio vallivo camuno (sintema di Cantù), nonché i depositi delle lingue che in tale fase occupavano le valli

affluenti senza confluire nel ghiacciaio principale (singole unità locali non distinte cartograficamente)

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle camuno e testata delle valli laterali in sinistra idrografica.

ETÀ - Pleistocene superiore.

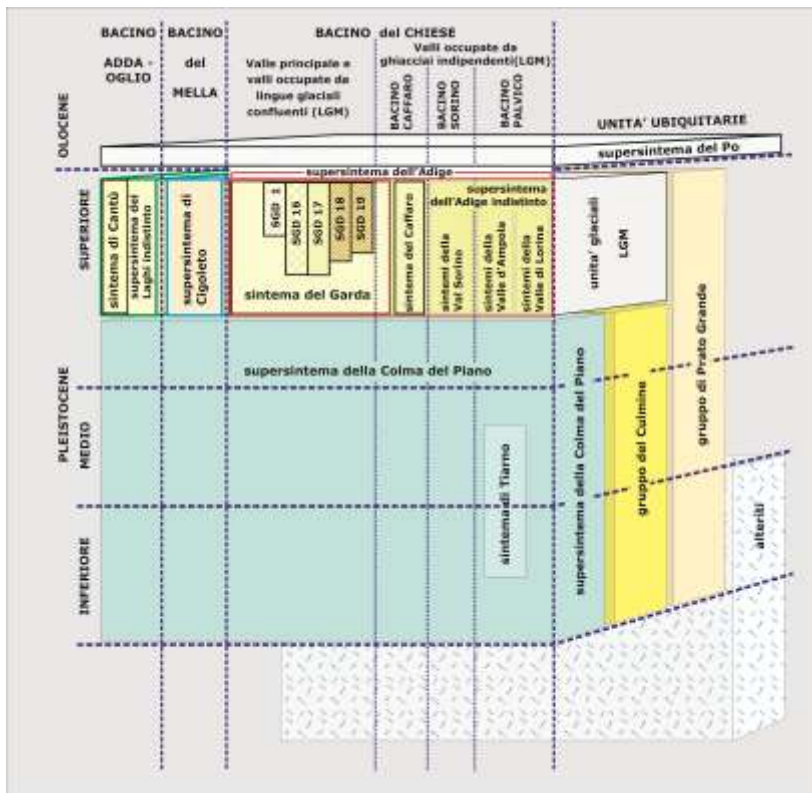


Fig. A77 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità neogenico-quadernarie.

5.1.1.1. - Sintema di Cantù (LCN)

DEFINIZIONE - Superficie limite superiore caratterizzata da morfologie ben conservate, copertura loessica assente, profilo di alterazione con profondità inferiore a 1,2 m, colore della matrice da 7.5YR a 10YR influenzato dalle caratteristiche del *parent material*, clasti calcarei talora con *cortex*, silicoclasti inalterati o con *cortex* millimetrico.

SINONIMI - Würm *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle camuno.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su tutte le unità precedenti, sia metamorfiche che sedimentarie. Superficie limite superiore quasi sempre coincidente con la superficie topografica, talora ammantata da depositi di versante del sintema del Po, caratterizzata da morfologie evidenti e ben conservate e dall'assenza di coltre eolica. Profilo d'alterazione spesso troncato o completamente asportato dall'intensa attività antropica alle quote inferiori, da processi di mobilizzazione per gravità lungo i versanti; spessore massimo, ove conservato, inferiore a 1,2 m, colore della matrice 7.5÷10YR, clasti calcarei alterati o con *cortex* da millimetrico a centimetrico, clasti terrigeni friabili sino a arenizzati, silicoclasti inalterati o con *cortex* millimetrico decolorato.

LITOLOGIA - Il sintema è costituito prevalentemente da depositi glaciali alimentati dall'alta Val Camonica, con litotipi del basamento metamorfico, subordinate magmatiti dal corpo intrusivo dell'Adamello, e sparsi clasti carbonatici anisico-ladinici provenienti dall'area immediatamente a monte. In particolare si osservano:

- *Till* d'alloggiamento: *diamicton* massivi a supporto di matrice limosa sovraconsolidata, con sparsi clasti da centimetrici a metrici subarrotondati, sagomati e spesso striati.

- *Till* d'ablazione: *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbiosa o sabbioso-limosa con abbondanti clasti mal selezionati, da centimetrici a metrici, da subangolosi a subarrotondati.

Sono inoltre presenti depositi legati alle fasi di deglaciazione, quando la lingua del ghiacciaio era ormai arretrata nell'area a monte del foglio:

- Depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico, matrice sabbiosa e clasti arrotondati, intercalazioni sino a metriche di sabbie laminate e gradate.

- Depositi da trasporto in massa: *diamicton* massivi a supporto di matrice con clasti del basamento cristallino e della successione permo-ladinica locale, e sparsi esotici rielaborati da depositi glaciali precedenti.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Lungo l'asse della Val Camonica depositi del sintema di Cantù sono presenti con continuità lungo il versante sinistro, modellato su rocce della successione anisico-ladinica con pendenze medie, e spesso interrotto da ripiani e contropendenze legati a estese DGPV.

I depositi glaciali formano estese coperture in genere prive di forma propria, in gran parte successivamente rimobilizzate su breve distanza da fenomeni gravitativi (colate, soliflusso). Solo in corrispondenza di ripiani e contropendenze siti a quota idonea, sono presenti estese placche con morfologia ben conservata, caratterizzate da piccoli cordoni morenici laterali, da semplici allineamenti di massi erratici o da gruppi di massi di grandi dimensioni.

In questo settore in particolare, durante l'ultima glaciazione il ghiacciaio camuno scendeva dai 1300 m circa nella zona di Braone e Niardo, sino ai 1090 m presso Astrio, nel limitrofo Foglio 078-Breno.

Allo sbocco delle valli principali (valle del Palobbia, Valle del Re, Valle di Cobello) e al piede del versante, in corrispondenza dei canaloni legati a rilascio, è presente una fascia pressoché continua di coni coalescenti legati a trasporto in massa, che incidono profondamente i depositi del gruppo del Culmine su cui sorgono i nuclei storici dei centri abitati; essi appaiono profondamente reinciati e sospesi sulla valle attuale per parecchi metri.

Vengono quindi attribuiti tentativamente alle fasi di ritiro, quando il ghiacciaio era già attestato più a monte nella valle, così come i lembi di depositi alluvionali terrazzi di uguale quota, presenti sia in sinistra che in destra idrografica.

5.1.1.2. - Depositi glaciali degli apparati locali

Durante l'ultimo massimo glaciale piccole lingue locali erano annidate nelle valli laterali, ove hanno lasciato ben riconoscibili depositi con morfologie ben conservate.

In particolare, nelle valli affluenti di sinistra sono state riconosciute le seguenti unità, non distinte cartograficamente per ragioni di scala:

- sistema di Val Fredda: da q. 1950 sino a q. 2050, nella conca a O della cresta di Monte Cadino - Monte Mattoni, i depositi glaciali poco alterati testimoniano la presenza di una piccola lingua locale che si arrestava a breve distanza, senza raggiungere il ghiacciaio principale; piccole morene laterali sono riconoscibili sul versante destro della conca. Considerate quote e esposizione, si può presumere che una lingua glaciale analoga fosse presente anche nella parallela Val Bona.

- sistema di Val d'Aione: depositi glaciali con piccoli cordoni morenici ben evidenti sono conservati nelle conche a N della cresta di Punta dell'Auccia - Monte Mignolino; la copertura, pressoché continua nella parte alta, si biforca verso il basso in due lingue, che scendevano lungo la Val d'Aione e la parallela a oriente di essa.

- sistema di Ravenola: comprende apparati locali presenti sul versante N del Monte Colombine, sino a q. 1900 m s.l.m., sottolineati da piccole morene laterali molto nette.

Si sottolinea inoltre come, date quote e esposizione, anche alla testata degli altri valloni potessero essere presenti lingue glaciali locali, delle quali però, vuoi per erosione successiva, vuoi per cattive condizioni di esposizione, non sono state individuate tracce; nella ricostruzione dell'estensione dei depositi glaciali LGM (Fig. A17) si è preferito pertanto riportare solo gli apparati la cui presenza fosse dimostrabile sulla base di dati certi, tralasciando di ricostruire lingue glaciali meramente su base

geometrico-topografica, pur nella consapevolezza dell'aspetto lacunoso che in tal modo la mappa viene ad assumere.

5.2 - BACINO DEL MELLA

5.2.1. - *Supersintema di Cigoletto (CJ)*

DEFINIZIONE - *Diamicton* massivi a prevalente supporto di matrice (depositi glaciali).

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, indicata genericamente dagli autori precedenti come “sfasciume morenico misto a detrito” (BONI *et alii*, 1970); BONI & CASSINIS, 1973); supersintema del Mella *p.p.* nel limitrofo Foglio 078-Breno.

AREA DI AFFIORAMENTO - L'unità affiora nella conca a SE del M. Dasdana, attorno a q. 1900 m s.l.m..

LITOLOGIA - L'unità è costituita soltanto da depositi glaciali: *diamicton* massivi a supporto di matrice. Matrice da limoso sabbiosa a sabbiosa, clasti eterometrici, ad arrotondamento variabile. La petrografia dei clasti riflette quella del substrato locale.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il limite superiore del supersintema è una superficie di aggradazione, coincidente con la superficie topografica o è costituito da superfici debolmente erosionali, ricoperte dal sintema del Po. Inferiormente l'unità è in appoggio sul basamento metamorfico e sulla successione permiana.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Ghiacciaio locale isolato alla testata di una valle esposta verso S.

ETÀ - Il supersintema rappresenta l'ultima fase di espansione glaciale (LGM) nell'area; viene pertanto attribuito al tardo Pleistocene superiore.

5.3 - BACINO DEL CHIESE

5.3.1. - *Supersintema dell'Adige (SG)*

DEFINIZIONE - *Diamicton* massivi a supporto di matrice fine sovraconsolidata, clasti da subarrotondati ad arrotondati, spesso sagomati (*till* d'alloggiamento); *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbiosa, clasti subarrotondati (*till* d'ablazione); limi, sabbie e ghiaie con matrice stratificate, *diamicton* massivi; clasti da spigolosi ad arrotondati (depositi di contatto glaciale); ghiaie stratificate con matrice e clasti da subarrotondati ad arrotondati, sabbie, locali livelli di limi massivi, alimentati dal ghiacciaio a monte (depositi fluvioglaciali); *diamicton* massivi a clasti spigolosi alimentati dalle pareti soprastanti (depositi di versante *s.l.*); *diamicton* massivi a supporto di matrice con clasti eterometrici da subangolosi a

subarrotondati, di alimentazione locale (depositi di *debris-flow*). Cementazione scarsa o assente. Profilo di alterazione poco evoluto, con clasti in genere non alterati e colore della matrice influenzato dal *parent material*. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; corrisponde ai depositi glaciali del Würm degli Autori precedenti: “Depositati morenici prevalentemente würmiani”, “Alluvioni più antiche con morenico rimaneggiato *p.p.*” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA 1948). Include il supersintema del Garda, il sintema del Caffaro e numerosi sintemi che caratterizzano la parte bassa del bacino del Chiese.

AREA DI AFFIORAMENTO - L’unità affiora estesamente in tutta la parte centrale e orientale del foglio, nella valle del Chiese, del Caffaro e delle valli tributarie minori

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – La superficie limite superiore dell’unità è caratterizzata da morfologie solitamente ben conservate e suolo di spessore limitato, inferiore a 1 m. I clasti sono generalmente non alterati o debolmente alterati.

Il limite superiore è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica, o è costituito da superfici debolmente erosionali ricoperte dal sintema del Po. Inferiormente l’unità è in appoggio su unità quaternarie più antiche, sul basamento cristallino o sulle unità permomesozoiche. . Lo spessore complessivo può superare la decina di metri.

ETÀ - Il supersintema rappresenta l’ultima fase di espansione glaciale (LGM) nell’area; viene pertanto attribuito al tardo Pleistocene superiore.

5.3.1.1. - Sintemi minori del supersintema dell'Adige (supersintema dell'Adige indistinto)

DEFINIZIONE - Singoli sintemi, localizzati entro ciascun bacino laterale, costituiti in generale da: *diamicton* massivi con clasti da subarrotondati ad arrotondati, di alimentazione locale (*till* d’ablazione e d’alloggiamento); ghiaie a supporto di matrice sabbioso-limosa con clasti da spigolosi a subarrotondati, di alimentazione locale (depositi di *debris-flow*); *diamicton* a supporto clastico con clasti da centimetrici sino a decametrici angolosi (depositi di frana).

Per motivi di semplificazione, vengono cartografati entro il supersintema dell’Adige indistinto.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Le superfici limite e i rapporti stratigrafici corrispondono a quanto detto nella definizione del supersintema.

LITOLOGIA - I sintemi minori comprendono ciascuno sia depositi glaciali che depositi di versante a essi correlabili, in genere non cementati.

Depositati glaciali: *Diamicton* massivi a supporto di clasti o di matrice limoso-sabbiosa, di colore spesso influenzato dalle litologie presenti; è di

colore bruno-rossiccio, da 5YR a 7.5YR, ove prevalgono rocce clastiche permiane; clasti eterometrici, da subspigolosi a subarrotondati, delle litologie affioranti nel vallone a monte.

Depositi di *debris-flow*: *diamicton* e ghiaie a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti eterometrici da subangolosi a subarrotondati, alimentati dal versante immediatamente soprastante.

Depositi di versante e di frana: alternanze di *diamicton* e ghiaie in letti clinostratificati talora in facies di *grèzes litées*, a clasti eterometrici spigolosi, da centimetrici sino a 30-40 cm, monogenici carbonatici alimentati dalle pareti soprastanti; accumuli caotici di *diamicton* massivi a clasti spigolosi da centimetrici sino a blocchi decametrici (depositi di frana).

AREA DI AFFIORAMENTO - I sintemi minori comprendono i depositi connessi a numerosi ghiacciai locali, presenti nell'ampio bacino della Valle di Lorina, in Val d'Ampola, in Val Sorino e nella valle del Rio Riccomassimo.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - I depositi sono legati a piccoli bacini deposizionali estremamente localizzati. I depositi glaciali permettono di delineare l'estensione delle singole lingue glaciali indipendenti, presentandosi sia come coperture discontinue prive di forma propria, sia come veri e propri cordoni morenici latero-frontali o frontali, con morfologie in questo caso ben conservate e riconoscibili. In ciascuno dei bacini considerati si distingue una lingua principale che scende lungo l'asse della valle, e una serie di apparati isolati annidati alla testata dei valloni laterali; in Val Sorino in particolare, i corpi glaciali nella fase di acme LGM confluivano in una colata che si spingeva fin quasi allo sbocco nella valle del Chiese (Fig. A17). Ai depositi glaciali si associano localmente colate di materiali originariamente sostenute dal ghiacciaio, attualmente profondamente reincise con scarpate alte sino a 30 m, nonché estese falde di detrito. Il dettaglio delle singole situazioni locali viene esposto nel *box 1*.

ETÀ - Allo stato attuale delle conoscenze non esistono elementi di datazione radiometrica per alcuno di questi depositi; essi vengono attribuiti al supersistema dell'Adige in base alle geometrie dei corpi, all'alterazione e al grado di conservazione delle morfologie. Pleistocene superiore.

Box 1- Depositi compresi nel supersistema dell'Adige indistinto: descrizioni di dettaglio.

Depositi glaciali.

Diamicton massivi a supporto di clasti e/o di matrice da limosa a sabbiosa di colore solitamente chiaro, variabile da bruno a ocra (7.5–10 YR) (*till* d'alloggiamento e *till* d'abazione).

Nel bacino della **Val Sorino**, depositi glaciali affiorano soprattutto nella parte alta della Val Dormidura e presso Malga Valliselli e testimoniano la presenza, durante lo LGM, di diversi ghiacciai locali che, nella fase di acme, confluivano in una colata che si spingeva fin

quasi allo sbocco della valle del Chiese, a quota 1200 m circa. Il ghiacciaio della Val Sorino rimaneva pertanto separato da quello del Chiese, che passava intorno a quota 1050 metri. I versanti esposti a meridione (Grotta Rossa, 2192 m, Cima Pissalat, 1944 m) erano sede di piccoli ghiacciai annidati nelle rispettive testate, e le porzioni mediane delle rispettive valli erano occupate da depositi di *debris-flow* alimentati dai versanti e sostenuti dalla lingua glaciale sul fondovalle.

Nella **valle del Rio Riccomassimo**, depositi glaciali sono presenti alle quote più elevate, in tre fasce comprese tra le quote 1790 e 1870 m, nella zona di Malga Valle Marzetta tra le quote 1670 e 1750 m, e ad O di Malga Capre tra le quote 1550 e 1600 m. Sono costituiti in prevalenza da *diamicton* massivi a supporto di matrice (*till* di alloggiamento) con clasti in prevalenza subarrotondati dei litotipi affioranti alle testate vallive (Verrucano Lombardo, conglomerato del Dosso dei Galli e in subordine vulcaniti del Collio).

Nella **Valle di Lorina** e nella **Valle d'Ampola** i depositi glaciali sono costituiti da ciottoli spesso smussati e striati, da subspigolosi a subarrotondati, di natura locale. I depositi più consistenti sono, nella Valle di Lorina, a N di Cima Tombea e nei pressi di Fienili Lorina (q. 920 m), dove si osservano, su entrambi i fianchi della valle, depositi glaciali che definiscono una cerchia terminale successivamente erosa e smantellata nella sua parte centrale. Un'altra placca di depositi glaciali, accompagnata da una morena laterale sinistra mal definita, è presente poco a monte di Fienili Lorina, ed è responsabile della deviazione del R. Gardonera, che ora confluisce nel T. Lorina presso Fienili Lorina. Nel corso dello LGM, in Valle di Lorina e in Valle d'Ampola, nelle testate rivolte a settentrione si sono formati numerosi piccoli ghiacciai locali. I processi postglaciali hanno obliterato in gran parte i depositi, che si rinvencono spesso con forma di piccoli archi morenici. I depositi meglio conservati si trovano sul versante N di Cima Tombea, dove sono evidenti morene laterali e latero-terminali che definiscono un fronte a q. 1230 m, e nella parte centrale della Valle di Lorina, dove il ghiacciaio che scendeva dal Monte Caplone (q. 1976 m) raggiungeva il fondovalle principale intorno a quota 900 m (Fienili Lorina). Ghiacciai locali sono presenti anche sul versante NE di Cima Spessa (q. 1816 m), dove è presente un piccolo apparato latero-frontale, sul versante nord-orientale del M. Lavino (q. 1837 m) e su quello nord-occidentale di Cima Avez (q. 1895 m). Questi due corpi glaciali alimentavano le valli tributarie della Valle d'Ampola. Sui fianchi vallivi, a quote intermedie, prevalevano invece i processi periglaciali, con la deposizione di ampie coltri detritiche che andavano a livellare i versanti ed erano sostenute dalla lingua glaciale sul fondovalle.

Depositati di versante e depositi di *grèzes litées*.

Ghiaie a tessitura da parzialmente aperta ad aperta, solitamente non cementate. Sono presenti lungo il versante tra Cima del Fratone e Bocca di Lorina, dove costituiscono una falda pressoché continua fin sul fondovalle (Malga Valisna) e sono attualmente in fase di erosione. E' inoltre probabile che ampie fasce di detrito di versante nella valle del Rio Torto si siano formate in massima parte durante la fase LGM, ma l'assenza di importanti fasi erosive non ha permesso di differenziarle dai depositi più recenti e sono pertanto state inserite nel sistema del Po.

Depositati di origine mista e depositi di *debris-flow*.

Presso Fienili Lorina, alla confluenza delle valli di Malga Valisna e di Selvaronda, è presente un complesso deposito di *debris-flow* che verso valle passa gradualmente a un deposito torrentizio. Attualmente il deposito è fortemente inciso, con scarpate di erosione alte sino a 25 m, a spese delle due fasce di depositi torrentizi che lo bordano nel tratto tra Fienili Lorina e la confluenza della valle a N di Cima Tombea. Un conoide di *debris-flow* potente oltre 30 m si osserva allo sbocco della valle a N di Cima Tombea. Il conoide, alimentato dalle acque di fusione del ghiacciaio durante lo LGM, doveva originariamente sbarrare completamente la Valle di Lorina, permettendo l'accumulo dei depositi di *debris-flow* e torrentizi descritti in precedenza.

Depositati di frana.

Un esteso corpo di frana di crollo è presente alla base della parete SE di Cima Spessa (q. 1816 m). L'accumulo occupa buona parte del ripiano morfologico sul versante sinistro del Rio

Torto tra le quote 1200 e 1530 m, ed è costituito da un *diamicton* a supporto di clasti con blocchi in prevalenza subangolosi di dimensioni da decimetriche sino a decametriche di Dolomia Principale. Nella parte a ridosso del versante, fra i 1300 e i 1540 m di quota, il deposito di frana è evoluto in una serie di piccoli *rock-glacier*, attualmente completamente stabilizzati e ricoperti da suolo continuo. I *rock-glacier* si sono sviluppati all'interno del corpo di frana, probabilmente poco dopo la sua messa in posto.

5.3.1.2. - Sintema del Caffaro (SGF)

DEFINIZIONE - *Diamicton* massivi a supporto di matrice con clasti da subarrotondati ad arrotondati, prevalentemente silicatici, con localmente subordinati elementi carbonatici (depositi glaciali); ghiaie stratificate a supporto clastico o di matrice, con clasti arrotondati prevalentemente silicatici (depositi fluvioglaciali); *diamicton* massivi a supporto di matrice con clasti eterometrici da subangolosi a subarrotondati, di alimentazione locale (depositi di *debris-flow*).

SINONIMI - Non cartografati nella cartografia geologica precedente (Foglio 34-“Breno” e Foglio 35 – “M. Adamello”)

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti e fondovalle principale sino a Ponte Prada.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite superiore caratterizzata da profilo di alterazione poco evoluto, con clasti debolmente o non alterati e matrice di colore 10YR, talora più arrossata per l'addensamento locale di clasti di litotipi ricchi in ferro. L'unità appoggia sul basamento e sulla successione triassica; il limite superiore coincide con la superficie topografica o è localmente erosionale, ammantato da depositi dell'unità postglaciale.

LITOLOGIA - Il sintema comprende depositi glaciali *s.s.*, depositi fluvioglaciali e depositi legati all'azione della gravità.

Depositi glaciali: *diamicton* massivi a supporto di matrice, con clasti da subarrotondati ad arrotondati, eterometrici, provenienti dal bacino di alimentazione a monte.

Depositi fluvioglaciali: ghiaie a stratificazione suborizzontale, a supporto clastico o di matrice, selezione variabile, clasti da subarrotondati a arrotondati; intercalazioni di sabbie medie e grossolane; clasti alimentati dalle acque di fusione del ghiacciaio a monte.

Depositi di *debris-flow*: *diamicton* massivi a supporto di matrice con clasti eterometrici da subangolosi a subarrotondati, alimentati dal versante soprastante, in particolare dalle coltri glaciali più antiche.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Dove lo spazio a disposizione rendeva possibile lo sviluppo di morfologie ben espresse, queste si presentano nette e ben conservate. Alle quote più elevate, spiccano le morene laterofrontali dei piccoli apparati locali che si identificano durante le

fasi di ritiro (subsintemi del sintema del Càffaro, non distinti in carta); esse testimoniano la complessa storia di questo bacino idrografico dopo l'LGM, analogamente a quanto si osserva per le valli laterali confluenti nella lingua Sarca-Chiese. Non sono invece riconoscibili cordoni morenici che segnino la massima espansione della lingua Càffaro a valle di Val Dorizzo, probabilmente a causa della stretta della valle e dell'elevata acclività dei versanti. L'ultima placca di *till* riconoscibile è segnalata attorno a q. 1200 m, appena a valle di tale località e non più di 70 m al di sopra dell'alveo attuale; in base a tale dato, la fronte non doveva spingersi molto più a valle. Piccole morene sono state inoltre cartografate presso Ponte della Valle e alla confluenza del Vendolaro di Bruffione: esse sono da ritenersi legate a successive fasi di ritiro della lingua principale.

Molto netti e ben delineati sono invece i cordoni morenici laterali della confluyente Val Sanguinera, presenti tra i Dossi di Cadino e la Malga di Dossi: essi sottolineano la fronte di una lingua laterale alimentata dalla diffluenza attraverso il Passo della Vacca entro la conca di Cadino e dalla conca di Cadino stessa, e rappresentano i depositi glaciali riferibili all'LGM più distali osservati in quest'area. Tale lingua scendeva rapidamente di quota, incuneandosi per breve tratto nella sottostante stretta della valle; pur mancando evidenze stratigrafiche dirette, la geometria di questo sistema di morene porta a ritenere probabile che la diffluenza della Val Sanguinera non scendesse oltre, non ricongiungendosi quindi con la lingua principale della Valle di Càffaro.

Dalla confluenza della Val Vaia sino a quella del Rio della Berga, il fondovalle è riempito da depositi fluvioglaciali terrazzati; si distingue una evidente superficie, sospesa sino a una decina di metri sull'alveo attuale, localmente interrotta da colate di *debris-flow* successive. Essa si chiude appena a monte di località Prada, in corrispondenza dei depositi glaciali più distali lasciati dalla diffluenza della lingua Sarca-Chiese entro la Valle di Càffaro, avvalorando così l'ipotesi che lo sbarramento glaciale della Valle di Càffaro da parte della lingua Sarca-Chiese sia responsabile dell'accrescimento di tale corpo sedimentario.

ETÀ - Pleistocene superiore.

5.3.1.3. - Sintema del Garda (SGD)

DEFINIZIONE - *Diamicton* massivi a clasti subarrotondati (*till* d'alloggiamento e in netto subordinate *till* d'ablazione). *Diamicton* massivi a clasti spigolosi alimentati dalle pareti soprastanti (depositi di versante *s.l.*). Limi, sabbie e ghiaie con matrice stratificati, *diamicton* massivi; clasti da spigolosi ad arrotondati (depositi di contatto glaciale). Ghiaie stratificate con matrice, clasti da subarrotondati ad arrotondati, alimentati dal ghiacciaio a monte (depositi alluvionali e fluvioglaciali). Cementazione assente. Profilo di alterazione poco evoluto, con clasti in genere non alterati

- ad eccezione dei clasti tonalitici e granodioritici che presentano un *cortex* di alterazione di 1-4 cm - e colore della matrice influenzato dal *parent material*. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Corrisponde al Würm *pro parte* degli Autori precedenti. Istituito sul Foglio 080-Riva del Garda (CASTELLARIN *et alii*, 2005b) e successivamente utilizzato per tutti i fogli del Trentino - Alto Adige per il bacino Adige-Garda. “Depositi morenici prevalentemente würmiani”, “Alluvioni più antiche con morenico rimaneggiato *p.p.*” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA 1948)

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – La superficie limite superiore dell’unità è caratterizzata da morfologie solitamente ben conservate e suolo di spessore limitato, inferiore a 1 m. Il limite superiore è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica, o è costituito da superfici debolmente erosionali ricoperte dal sintema del Po. Inferiormente l’unità è in appoggio sul basamento cristallino o sulle unità permo-mesozoiche.

LITOLOGIA - Il sintema del Garda comprende depositi glaciali, depositi di contatto glaciale, depositi alluvionali e depositi di versante ad essi correlabili, in genere non cementati.

Depositi glaciali: *diamicton* massivi a supporto di clasti o di matrice limoso-sabbiosa, di colore influenzato dalle litologie presenti: è di colore chiaro variabile da bruno a ocra (7.5 ÷ 10YR) sino a bruno-rossiccio (5YR ÷ 7.5YR) ove prevalgono rocce clastiche permiane; clasti eterometrici, da subspigolosi a subarrotondati. La petrografia dei clasti riflette quella del substrato roccioso locale a cui si mescolano, specie in sinistra idrografica della valle del Chiese, litologie tipiche della Val Rendena, legate alla trasfluenza del ghiacciaio del Sarca attraverso la sella di Bondo.

Depositi di *debris-flow*: *diamicton* e ghiaie a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti eterometrici da subangolosi a subarrotondati, alimentati dal versante immediatamente soprastante.

Depositi di versante e di frana: alternanze di *diamicton* e ghiaie in letti clinostratificati talora in facies di *grèzes litées*, a clasti eterometrici spigolosi, da centimetrici sino a 30-40 cm, monogenici carbonatici alimentati dalle pareti soprastanti; accumuli caotici di *diamicton* massivi a clasti spigolosi da centimetrici sino a blocchi decametrici (depositi di frana).

Depositi alluvionali: ghiaie stratificate con clasti da subarrotondati ad arrotondati alimentati dal ghiacciaio a monte, con locali livelli di sabbie e limi massivi.

AREA DI AFFIORAMENTO - L’unità affiora estesamente nella valle del Chiese, in Valle di Daone e valli laterali sino all’altezza di Condino, con quote massime digradanti dai 1900 e 1700 m in Valle di Daone e in alta valle del Chiese sino a circa 400 m in prossimità del Lago d’Idro.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Durante lo LGM, la superficie del ghiacciaio principale - che occupa la Val Giudicarie Inferiore, provenendo dalla Val Rendena attraverso la sella di Bondo - scende da q. 1500 m all'altezza di Lardaro sino a q. 700 m circa al margine meridionale del foglio. A differenza delle altre valli laterali, i ghiacciai del Chiese (Valle di Daone) e della Valle Aperta in questa fase confluiscono nella lingua principale; i loro depositi saranno esaminati in dettaglio nel *box 2*.

Nelle porzioni non glacializzate durante lo LGM, le condizioni periglaciali favorirono la formazione di ampie coltri detritiche, che spesso evolvevano in complesse e potenti colate di *debris-flow* sostenute alla base dal ghiacciaio vallivo. Queste situazioni, osservate soprattutto nei versanti esposti a meridione, al di sopra del limite locale dello LGM e in corrispondenza delle formazioni carbonatiche triassiche (Val Molinello, valle di Malga Rolla), si sono verificate sia durante lo LGM sia nelle prime fasi di sgonfiamento del ghiacciaio dalla Val Rendena. Durante le successive fasi della deglaciazione, il progressivo abbassamento del ghiacciaio principale e la disattivazione delle confluenze dei ghiacciai delle valli laterali (Valle Aperta, Valle di Bondone, Valle di Daone) favorirono l'insinuarsi del ghiacciaio principale nei tratti iniziali delle valli stesse, con la formazione di situazioni di contatto glaciale che sostenevano piane alluvionali, potenti coltri detritiche e colate di *debris-flow*. In questo caso gli spessori maggiori si osservano alla base dei versanti in rocce carbonatiche triassiche, sul lato orientale della Val Giudicarie, mentre sono molto meno rappresentati lungo il versante occidentale.

Nel medesimo tempo, i ghiacciai laterali di Valle Aperta e della Valle di Daone, ormai svincolati dal ghiacciaio principale, deponevano apparati propri, i cui sedimenti vengono riuniti rispettivamente nei subsistemi di Valle Aperta e di Daone, di seguito descritti. L'ampia e articolata valle di Daone vedeva a sua volta un'analoga evoluzione, con separazione del ghiacciaio laterale della valle del Ribor (subsistema di Malga Marese).

Quando la diffluenza della Val Rendena è ormai attestata al di là della sella di Bondo, nella Val Giudicarie Inferiore si formano infine depositi di *debris-flow* e fluvioglaciali, distinti nel subsistema di Malé.

ETÀ - Il sistema rappresenta l'ultima fase di espansione glaciale (LGM) nell'area; viene pertanto attribuita al tardo Pleistocene superiore.

Box 2 - Depositii compresi nel sistema del Garda indistinto: descrizioni di dettaglio

Depositii glaciali e di contatto glaciale.

In **Val di Bondone** depositii glaciali dello SGD si rinvencono allo sbocco della valle sino sul dosso di Curadure (q. 1450 m, Foglio 059-Tione di Trento), con clasti di litotipi presenti in Val Breguzzo e Val Rendena quali tonaliti, graniti, granodioriti, micascisti e Verrucano Lombardo, con dimensioni talora superiori al metro.

Il versante O sopra **Lardaro** (Piolino-Dampon) è caratterizzato da estese plaghe di depositii glaciali, accompagnati da una serie di morene laterali destre del ghiacciaio diffluente

dalla Val Rendena, regolarmente spaziate di 50-100 m tra le quote 1385 e 840 m. Le litologie sono simili a quelle del versante destro della Val Rendena, ma con una frazione variabile tra il 10-50% proveniente dalla serie carbonatico-arenacea del Triassico Medio, a testimonianza del contributo della Val Bondone.

Allo sbocco della **Val di Boino**, sul fianco sinistro a quota 995 m è stato osservato un affioramento potente oltre 2 m di *diamicton* massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa di colore IOYR con clasti costituiti in massima parte (70%) da elementi di Calcare di Angolo in prevalenza sub-angolosi e angolosi. Sono inoltre presenti clasti e blocchi arrotondati di tonalite e granodiorite delle dimensioni sino a 1 m (10%), che presentano un *cortex* d'alterazione di 2 cm, mentre i clasti di dimensioni inferiori a 5 cm risultano completamente alterati. Il restante 20% è costituito da clasti di Scisti di Rendena, Verrucano Lombardo, calcare di Prezzo e filoni andesitici, solitamente non alterati. Il deposito appare sovraconsolidato ed addensato e si può interpretare come un *till* di alloggiamento alimentato in prevalenza dagli apporti laterali della lingua proveniente dalla Val di Boino. Depositi glaciali locali e due piccole cerchie moreniche si osservano anche alla testata della Val di Boino, intorno alla quota 1980 m. Nella valletta che da Peschiera sale al Dosso Brullo alla quota 1460 m si è osservato, infine, un piccolo terrazzo di *kame* che segna la quota massima raggiunta dal ghiacciaio del Chiese durante lo LGM.

In **Valle di Daone** i depositi glaciali si rinvencono soprattutto al di sopra dei 1200 m. Sul versante destro il principale accumulo si riscontra nei pressi delle malghe Stabolon e delle B.te di Staboletto, tra le quote 1500 e 1800 m, e sul fianco SE del Dosso S. Giovanni. Presso Malga Stabolone si può seguire la potente morena laterale destra della Val Bona dalla sommità del Doss S. Giovanni (quota 1992 m) sino a quota 1730 m circa, sopra Baite di Staboletto, dove confluisce nella lingua principale della Valle di Daone. Una serie di morene laterali destre del ghiacciaio della Val Bona all'interno dell'argine LGM sono evidenti con andamento discendente tra le quote 1800 e 1550 m. Accumuli più limitati si osservano attorno a Malga Rolla tra le quote 1350 e 1660 m, dove è presente una morena laterale dello LGM pertinente alla lingua glaciale della Val Bona, quindi attorno a q. 1500 m presso Varasone. Nella valle a S del Dosso dei Morti, tra i 1400 e i 1750 m, è conservato un grosso cuneo di depositi glaciali con le due morene laterali del ghiacciaio locale che scendeva dalla cima e si univa a quello della Valle di Daone, intorno alla quota 1500 m. Un potente accumulo di *till* di alloggiamento è presente nella parte bassa della Val Molinello tra il fondovalle del Chiese e la quota 1450 m, dove piccoli terrazzi di *kame* (loc. Moia) marcano il limite massimo del ghiacciaio durante lo LGM. I depositi sono costituiti in prevalenza da *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa con clasti da subarrotondati ad arrotondati di tonaliti e granodioriti, e una percentuale variabile (20-60%) di carbonati e arenarie della serie del Triassico medio.

Sul versante destro della Valle di Daone il limite dello LGM è evidenziato presso Malga Campo da alcuni terrazzi di *kame* intorno alla quota 1650 m, seguiti da piccole morene laterali (q. 1600 m). Allo sbocco della valle del T. Ribor, nella località Ribor è presente tra i 1210 e i 1240 m una serie mal definita di morene laterali destre del ghiacciaio del Chiese, che testimoniano l'avvenuto distacco della lingua glaciale della valle del T. Ribor, in una fase successiva allo LGM, come già osservato da CASTIGLIONI (1961). Alle quote più basse, depositi glaciali sono presenti lungo entrambi i versanti allo sbocco della Valle di Daone (Daone, Praso, Prezzo); sul fianco sinistro della valle a essi si intercalano fasce limitate di depositi di contatto glaciale, con due terrazzi di *kame* alle quote 920 e 870 metri.

Di fronte allo sbocco della Valle di Daone, sul versante sinistro della Val Giudicarie Inferiore, i depositi glaciali della diffidenza dalla Val Rendena sono comuni tra le quote 1300 e 700 m (ex Forte Carriola, Ber), alternati a depositi di contatto glaciale che formano un evidente terrazzo di *kame* alla quota 1040 m (ex Forte Carriola). Presso il fondo della Valle di Daone, sul versante destro della Val Giudicarie Inferiore, prevalgono i depositi di contatto glaciale che formano una serie di terrazzi di *kame* tra le quote 720 m (Praso) e 630 m (sbocco Val Daone). L'elemento più caratteristico è il terrazzo di Por (quota 685 m), delimitato verso valle da una scarpata alta sino a 15 m, che si sviluppa con andamento pianeggiante per oltre 1 km a S e a N della frazione di Por. Questi depositi definiscono il momento in cui la lingua glaciale della

Valle di Daone si era staccata da quella trasfluente dalla Val Rendena, la quale si insinuava brevemente in Valle di Daone sino all'altezza di Daone, mentre nella valle principale terminava poco a S di Cimego (*fase di Por*). Dato l'esiguo spessore del ghiacciaio presso la sella di Bondo (cfr. Fig. A19) è probabile che questa fase corrisponda ad uno stazionamento del ghiacciaio e/o alla fase terminale a ghiaccio morto.

Nella **valle del T. Ribor** depositi glaciali del sistema del Garda sono presenti presso Malga Cleabà e nella zona di Malga Clevèt (q. 1726 m), compresi tra i depositi glaciali pertinenti ai subsistemi SGD₁₆ e SGD₁₇. I depositi di Malga Clevèt sono costituiti da *till* d'alloggiamento con clasti provenienti dal crinale del Cingolo Rosso.

In **Valle Aperta** i depositi glaciali sono comuni nelle valli laterali affluenti in sinistra (Malga Campiello, Malga Pissola), allo sbocco della valle sul ripiano di Planezzo e lungo il versante in Comune di Brione. A Planezzo si osservano delle piccole morene laterali sinistre tra le quote 1190 e 1100 m e due terrazzi di *kame* alle quote 1045 e 1000 m.

Nell'area di **Buoniprati** (Fig. A78) si rilevano estesi depositi glaciali, legati alla trasfuga del ghiacciaio della Valle di Daone. Durante lo LGM il livello del ghiaccio che fluiva dalla Valle di Daone raggiungeva q. 1440 m (morena di Malga Campello, 1 in Fig. A78) mentre presso il Monte Melino (q. 1422 m) sfiorava i 1400 m isolando come *nunatak* la sua cima (2 in Fig. A78). Presso Malga Campello, sul fianco del cordone morenico sul lato S della piana di Buoniprati (q. 1435 m), il deposito glaciale è costituito da un *diamicton* massivo a supporto di clasti di Verrucano Lombardo con matrice sabbioso-siltosa.

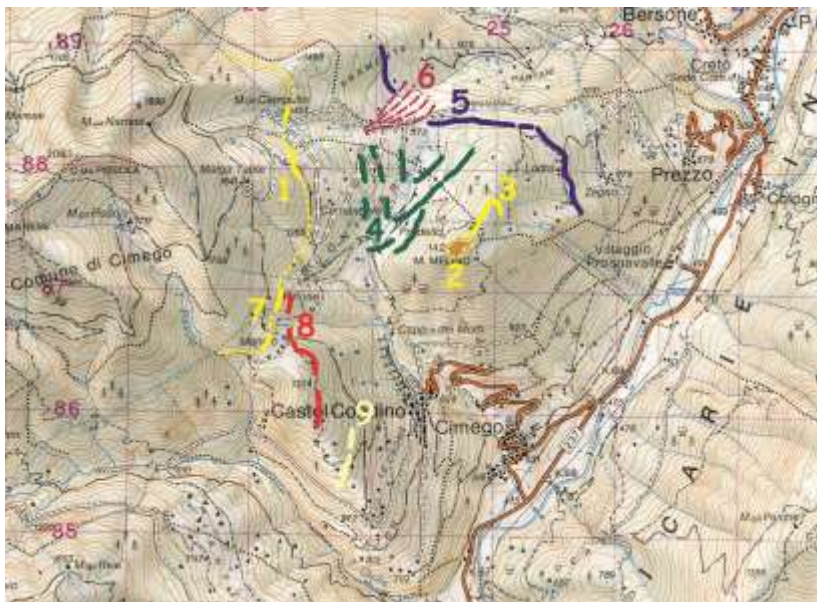


Fig. A78 - *Mapa schematica dell'area di Buoniprati, con evidenziate le morene descritte nel testo; in giallo a tratteggio il limite LGM; numeri riferiti al testo.*

Tutto il fianco settentrionale del M. Melino (q. 1422 m) è caratterizzato da depositi glaciali con tonaliti prevalenti anche in blocchi di dimensioni metriche, che si rinvergono fin quasi sotto la cima. A quota 1390 m è evidente una bella morena doppia (3 in Fig. A78) costituita esclusivamente da tonaliti, che si dispone a stretto arco attorno alla sommità del monte (Fig.

A79). Al di sotto della quota massima dello LGM, sui due fianchi della piana di Buoniprati, si osservano una serie di morene distanziate altimetricamente di 30-80 m, sino alla cerchia morenica che chiude la piana verso S a Predello (4 in Fig. A78) (q. 1160 m) ed è accompagnata da una serie di cerchie minori mal definite. La morena di Buoniprati (5 in Fig. A78), costituita in prevalenza da elementi tonalitici e granodioritici, è invece contraddistinta da una continuità e un rilievo notevoli: si segue dallo sbocco della Valle di Daone (q. 1210 m) sino all'interno della piana (q. 1160 m) dove è annegata dal conoide di *debris-flow* proveniente da Malga Campello (6 in Fig. A78), quindi risale leggermente e attraversa tutto il fianco N del Monte Melino (q. 1185–1175 m) per perdere quota più rapidamente lungo il versante NE alla confluenza con il flusso glaciale proveniente dalla Val Rendena (q. 1120 m) (Fig. A80).



Fig. A79 (a sinistra) – Morena LGM (SGD) a quota 1390 m sul fianco NO del Monte Melino. Sullo sfondo il Dosso dei Morti (foto A. Borsato).

Fig. A80 (a destra) - Versante NO del Monte Melino con la piana di Buoniprati e la morena insinuata di quota 1210 m (SGD) che chiude la piana (foto A. Borsato).

A Predello, all'estremità S della piana di Buoniprati (q. 1160 m) si è osservato un deposito potente oltre 1,5 m di *diamicton* massivo a supporto di matrice argilloso-limoso con clasti di dimensioni medie comprese tra i 5 e i 20 cm di tonalite con un *cortex* di 1-3 cm, Verrucano Lombardo (45%) e arenarie (10%). Alle quote più basse, depositi glaciali sono presenti sul versante sud-orientale del Monte Melino, presso il punto quotato 923 (località Doss), ove si notano numerosi massi metrici di tonalite, e immediatamente nei pressi del fondovalle alle quote di 490-550 m.

Lungo il versante di **Castel Condino**, tra Cimego e Mangio–Pirlone si osservano estese plaghe di depositi glaciali, in prevalenza *till* di alloggiamento, accompagnate da una serie di morene laterali destre della diffluenza dalla Val Rendena, regolarmente spaziate di 30-80 m tra le quote 1350 (LGM a Pirlone, 7 in Fig. A78) e 900 m. Durante lo LGM il ghiacciaio delle Giudicarie superava pertanto il dosso di q. 1324 m, che nella prime fasi della deglaciazione divideva invece i flussi provenienti dalle Giudicarie e dalla Valle Aperta come documentato dalla morena di Mangio (8 in Fig. A78) (q. 1270 m), che aggira il dosso sino allo sbocco con la Val Aperta (Fig. A81). Di particolare interesse è la bella morena di q. 1125 m (9 in Fig. A78), lunga 400 m e tagliata dalla strada, che nell'approssimarsi allo sbocco della Valle Aperta piega decisamente e perde quota all'interno della valle stessa, a testimonianza dell'avvenuto distacco della lingua glaciale locale.

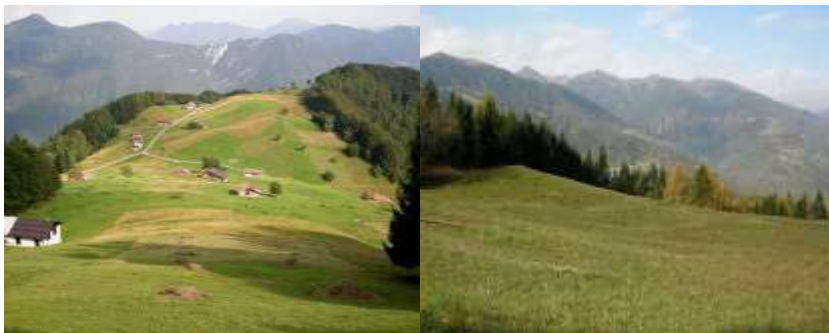


Fig. A81 (a sinistra) - Il limite dello LGM (in primo piano) e la morena di Mangio a quota 1270 m sull'estremità sinistra del terrazzo (SGD). Sullo sfondo il crinale con la deformazione gravitativa profonda del versante tra il Passo del Giovo e Bocca Giumella (foto A. Borsato).

Fig. A82 (a destra) - Il terrazzo di Rango a q. 1120 m, poco sotto il limite dello LGM; sullo sfondo lo sbocco della Valle Aperta e Castel Condino (foto A. Borsato).

A **Dalguen**, sul fianco sinistro della valle del Chiese, tra le quote 700 e 1100 m, si osserva un'estesa plaga di depositi glaciali accompagnata da depositi di contatto glaciale, con due terrazzi di *kame* alle quote 865 e 885 m. Poco più a S, i depositi glaciali di Rango occupano interamente il ripiano morfologico al di sotto della quota di 1180 m. Nel margine settentrionale del ripiano, presso Locanda (Locanda Gneson, q. 1167 m) si osserva un terrazzo di *kame* pressoché continuo, lungo 400 m, poco sotto la quota massima raggiunta dal ghiacciaio durante lo LGM. Il terrazzo è costituito in prevalenza da clasti subangolosi di Dolomia Principale derivati dal versante, con abbondanti elementi tonalitici arrotondati che si rinvennero inglobati nel deposito di versante sino alla quota di 1200 metri. Nella porzione meridionale predominano invece i depositi glaciali costituiti da *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbiosa (*till* d'alloggiamento) con prevalenti clasti tonalitici arrotondati e una percentuale variabile (20-50%) di clasti subangolosi e subarrotondati di carbonati. All'estremità meridionale del terrazzo si notano 3 livelli di morene a 1120, 1090 e 1040 m (Fig. A82). Nelle due morene più alte le litologie riflettono quelle dei depositi glaciali circostanti, mentre quella inferiore è costituita quasi esclusivamente da tonaliti, talora in grossi blocchi di dimensioni plurimetriche. Le morene di quota 1090 e 1040 m sono la prosecuzione verso S di terrazzi di *kame* che testimoniano il continuo apporto di materiale dal versante.

A monte di **Storo**, sul versante meridionale di Rocca Pagana, si osservano due distinte aree di affioramento di depositi glaciali. La più bassa occupa il ripiano di S. Lorenzo e Bes, tra le quote 550 e 850 m, quella superiore il versante di Terramonte tra 900 e 1040 m (limite massimo LGM). In entrambi i casi i depositi glaciali a elementi arrotondati di tonaliti e vulcaniti del Permiano si accompagnano a depositi di contatto glaciale, con piccoli terrazzi di *kame* che sostengono ampie falde di detrito di versante, ora in fase di erosione. I depositi di contatto glaciale sono costituiti da prevalente materiale dolomitico subangoloso proveniente dal versante, misto a clasti e blocchi da centimetrici a plurimetrici di tonaliti (Fig. A83).



Fig. A83 - Bes (Storo) q. 580 m. Deposito di contatto glaciale a prevalenti clasti dolomitici che ingloba clasti e grossi blocchi di tonalite (Foto A. Borsato).

Sul versante ad O di **Darzo** si osservano depositi glaciali sino alla quota di 950 m, con una serie di piccole morene tra le quote 700 e 800 m. I depositi glaciali sono costituiti da clasti arrotondati di tonaliti, vulcaniti permiane e arenarie in matrice sabbiosa, con subordinati clasti subangolosi provenienti dal versante (Formazione di Collio).

Il ghiacciaio principale durante lo LGM si insinuava in **Valle d'Àmpola** e risaliva il primo tratto della **Valle di Lorina**. Data l'acclività del rilievo e l'angustia dei due fondovalle, non si sono conservati depositi glaciali, ma la presenza della lingua glaciale è testimoniata dai numerosi blocchi plurimetrici di tonalite e granodiorite che si rinvengono sul greto del T. Palvico fin quasi alla località alla Tolla (q. 702 m) e lungo il T. di Lorina sino alla confluenza con il R. Torto (q. 830 m). Singoli blocchi tonalitici sono stati osservati anche all'interno dei depositi delle conoidi di *debris-flow* in destra idrografica della Valle di Lorina sino alla quota 870 m. Dato il rimaneggiamento torrentizio è impossibile determinare la reale posizione raggiunta dal ghiacciaio nello LGM, tuttavia, data l'abbondanza dei blocchi tonalitici nel greto torrentizio sino all'altezza della confluenza della valle che scende da Fienili Spessa, è plausibile che il ghiacciaio delle Giudicarie sia giunto fin qui (q. 790 m), mentre nel tratto più alto della Valle di Lorina i blocchi esotici sarebbero connessi a un evento glaciale precedente lo LGM (cfr. HABBE, 1969).

Ai lati della valle di **Fontana Bianca**, sul versante O di Cima Spessa, si osservano i due terrazzi morfologici di Nar e Piola. Il terrazzo di Nar tra le quote 900 e 800 m preserva depositi di contatto glaciale, con due terrazzi di *kame* alle quote 840 e 820 m, ed è delimitato verso valle da un argine morenico a q. 805 m, parzialmente eroso. Il terrazzo di Piola è delimitato verso il basso da un argine morenico mal definito (quota 930 m) e parzialmente annegato dal detrito di falda, che rappresenta il limite massimo dello LGM. I depositi glaciali sono costituiti da *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa con prevalenti clasti carbonatici da

subarrotondati a subangolosi, e subordinati clasti esotici arrotondati e ben arrotondati rappresentati da arenarie, vulcaniti permiane, tonaliti e granodioriti.

In tutta la valle di **Bondone**, subito a E del Lago d'Ildro, sino alla quota di 650 m sono presenti depositi glaciali e di contatto glaciale, caratterizzati da prevalente materiale derivato dai versanti e megabloccchi di tonaliti e granodioriti, che rappresentano il limite dello LGM. Nel limitrofo Foglio 100-Salò, lungo la valle che sale da Ponte Saltone, depositi glaciali con megabloccchi di tonaliti, granodioriti e gneiss, segnalati sino alla quota di 830 m (HABBE, 1969), rappresenterebbero invece l'espansione massima raggiunta dal ghiacciaio nel corso del Pleistocene (MEG). Sul versante a monte di Ponte Saltone (q. 630 m) è stato osservato un *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa, a tratti limosa, di colorazione bruno-grigio (10 YR). I clasti sono costituiti in prevalenza (80%) da carbonati da subarrotondati a subangolosi, arenarie e vulcaniti permiane (10%) arrotondate e ben arrotondate, tonaliti e granodioriti (10%) arrotondate con blocchi sino oltre 1 m e *cortex* di 1-4 cm. L'affioramento è interpretabile come un deposito glaciale costituito in prevalenza da materiale del versante poco elaborato. Lungo questo versante è presente una fascia di depositi di contatto glaciale modellati in piccoli terrazzi di *kame* (q. 660-640 m), sottolineati da megabloccchi di 2-3 m di tonaliti-granodioriti. Si tratta di *diamicton* massivi a supporto di matrice con clasti centimetrici angolosi e subangolosi di Calcare di Zorzino (50%), mentre il restante 50% riflette le litologie del deposito glaciale descritto in precedenza.

Il ghiacciaio principale durante lo LGM si insinuava in **Valle di Càffaro** sino poco oltre l'abitato di Riccomassimo e entrava appena nella valle di Riccomassimo, che sbarrava intorno alla quota 780 metri. Gli affioramenti di depositi glaciali più consistenti sono stati osservati sul fianco sinistro della Valle di Càffaro tra Riccomassimo e lo sbocco, con quote massime intorno a 800 m. La caratteristica peculiare dei depositi è la presenza di elementi litici di grandi dimensioni, sino oltre 2 m, di litologie prevalentemente intrusive (tonaliti, granodioriti), metamorfiche e di vulcaniti permiane, mentre clasti con dimensioni inferiori sono costituiti da carbonati, conglomerati e arenarie.

Sul versante sinistro della Valle del Càffaro (q. 460 m) si è osservato un deposito glaciale costituito da un *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa di colorazione bruno-rossastra (7.5YR). I clasti sono costituiti in prevalenza (40%) da vulcaniti permiane da subarrotondate ad arrotondate, clasti subangolosi di Verrucano Lombardo (30%), tonaliti-granodioriti-gabbri (20%) subarrotondati di dimensioni medie di 2-10 cm, con blocchi sino oltre 1 m e *cortex* di 2-6 cm. Il restante 10% è costituito da clasti non alterati subangolosi e subarrotondati di conglomerati e arenarie permo-triassiche.

Presso lo sbocco della valle di Riccomassimo (q. 730 m), sul versante sinistro è stato osservato un deposito glaciale costituito da un *diamicton* massivo a supporto di matrice ghiaioso-sabbiosa. I clasti da arrotondati a ben arrotondati hanno dimensioni medie tra 5 e 30 cm e sono costituiti in prevalenza (70%) da vulcaniti permiane, quindi tonaliti-granodioriti-gabbri (15%) con blocchi sino a 2 m e il restante 15% da clasti di conglomerati e arenarie permo-triassiche.

Depositi di *debris-flow*.

I depositi di *debris-flow* inseriti nel sistema del Garda si osservano soprattutto al di sopra del limite locale dello LGM, lungo i versanti esposti a meridione. Gli spessori maggiori, sino oltre 30 m, sono stati osservati in Val Molinello - sul versante SE del Dosso dei Morti (q. 2183 m) - che durante lo LGM ospitava piccoli ghiacciai locali alla sua testata; la parte mediana della valle, rimasta libera da ghiaccio, ha favorito la formazione e l'accumulo di falde detritiche, elaborate in potenti colate di *debris-flow* che affiorano con continuità tra le quote 1400 e 1850 m. Una situazione analoga si osserva lungo il versante occidentale del Corno Vecchio, che scende a Malga Rolla.

Nella valle del T. Ribor, colate di *debris-flow* evolute da falde detritiche sono presenti sui versanti occidentali e meridionali di Monte Lavanech. Nella piana di Buoniprati sono evidenti i due conoidi sovrapposti che scendono dalla valletta di Malga Campello: erano sostenuti dal ghiacciaio della Valle di Daone e sono attualmente in fase di erosione.

In sinistra idrografica del Chiese, dirimpetto a Cimego, si osservano ampi conoidi di *debris-flow* alimentati dal versante occidentale che scende dal crinale di Cima Angli – Cima Palone. I conoidi, attualmente in erosione, erano sostenuti dalla lingua glaciale principale durante le ultime fasi (fase di Por). Anche il grande conoide alimentato dalle due incisioni che scendono da Bocca Giumella dev'essersi strutturato in questa fase, ma ha continuato ad evolversi ed è ancora parzialmente attivo.

Depositi di versante.

I principali affioramenti cartografati si trovano al di sopra del ripiano di Terramonte e di quello di Piola, ed erano sostenuti dal ghiacciaio principale durante lo LGM (morena di Piola). In entrambi i casi sono costituiti da clasti angolosi e subangolosi di Dolomia Principale talora in grossi blocchi.

5.3.1.3.1. - Subintema di Malga Marese (SGD₁₇)

DEFINIZIONE - *Diamicton* massivi con clasti da subarrotondati ad arrotondati, di alimentazione locale (*till* d'ablazione e d'alloggiamento). Cementazione assente. Profilo di alterazione poco evoluto, con clasti in genere non alterati e colore della matrice influenzato dal *parent material*. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; corrisponde ai depositi glaciali del Würm *pro parte* degli Autori precedenti: “Depositi morenici prevalentemente würmiani”, “Alluvioni più antiche con morenico rimaneggiato *p.p.*” (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1948).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La superficie limite superiore dell'unità è caratterizzata da morfologie ben conservate e suolo di spessore limitato, inferiore a 0,5 m. I clasti sono generalmente non alterati o debolmente alterati. Il limite superiore è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica, o è costituito da superfici debolmente erosionali ricoperte dal sintema del Po. Inferiormente l'unità è in appoggio sul sintema del Garda, sul basamento cristallino o sulle unità permo-mesozoiche.

LITOLOGIA - Il subintema è rappresentato da *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa e/o di clasti (*till* d'alloggiamento e *till* d'ablazione), con ciottoli da subarrotondati ad arrotondati della serie arenaceo-conglomeratica del Verrucano Lombardo e di vulcaniti della formazione di Monte Macaone (valli più orientali). Il *till* della valle a NE di Monte Remà è costituito invece da clasti della serie del Triassico medio e di granodiorite del Bruffione, che affiora alla testata del vallone.

AREE DI AFFIORAMENTO, MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - E' il primo subintema ad individuarsi all'interno del sintema del Garda, quando i ghiacciai dei valloni confluenti nella valle del T. Ribor si staccano dal ghiacciaio vallivo stesso. Successivamente si verifica una generale riavanzata che porta i ghiacciai delle valli laterali ad affacciarsi alla valle principale come documentato dalle morene latero-terminali presso Malga

Clevèt, Malga Marese e nei piccoli circhi a N di Cima Marese e Cima Pissola. Una seconda avanzata è documentata da una serie di morene presso il Lago delle Marese, mentre un'ultima avanzata glaciale è testimoniata da piccole cerchie moreniche sotto le pareti del Cingolo Rosso e di Cima Clevèt, alcune delle quali evolvono successivamente in *rock glacier*.

ETÀ - Il subsistema rappresenta una fase di riavanzata glaciale durante il progressivo sgonfiamento del ghiacciaio dello LGM della Valle di Daone, e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore ("Tardoglaciale" *Auct.*).

5.3.1.3.2. - Subsistema di Valle Aperta (SGD₁₈)

DEFINIZIONE - *Diamicton* massivi con clasti da subarrotondati ad arrotondati, di alimentazione locale (*till* d'ablazione e d'alloggiamento). Cementazione assente. Profilo di alterazione poco evoluto, con clasti in genere non alterati e colore della matrice influenzato dal *parent material*. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; corrisponde ai depositi glaciali del Würm *pro parte* degli Autori precedenti: "Depositi morenici prevalentemente würmiani", "Alluvioni più antiche con morenico rimaneggiato *p.p.*" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1948).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La superficie limite superiore dell'unità è caratterizzata da morfologie ben conservate e suolo di spessore limitato, inferiore a 0,5 m. I clasti sono generalmente non alterati o debolmente alterati. Il limite superiore è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica, o è costituito da superfici debolmente erosionali ricoperte dal sintema del Po. Inferiormente l'unità è in appoggio sul sintema del Garda, sul basamento cristallino o sulle unità permo-mesozoiche.

LITOLOGIA - Il subsistema è rappresentato da *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa (*till* d'alloggiamento) e subordinatamente di clasti (*till* d'ablazione), con elementi da subarrotondati ad arrotondati di granodiorite del Bruffione di dimensioni anche superiori al metro. Subordinatamente si rinvencono carbonati e arenarie della serie del Triassico medio, arenarie e conglomerati del Verrucano Lombardo (valle sul versante orientale del M.Brealone) e, nelle valli più orientali, vulcaniti della formazione di Monte Macaone. Nella valle del Ribor i depositi glaciali, con spessori sino oltre 10 m, sono presenti in tutta la valle che dalla sella a q. 1944 ad E di Malga Bondolo (sella di Bondolo) scende a Malga Clef, e da qui nel fondovalle del Ribor sino a q. 1450 m, in corrispondenza della confluenza della valle di Malga Marese: sono contraddistinti da elementi litici di grosse dimensioni costituiti in netta prevalenza da Granodiorite del Monte Bruffione, a testimonianza della transfluenza del ghiacciaio della Valle Aperta.



Fig. A84 - La sella di Bondolo (q. 1944 m) e la porzione alta della valle di Malga Clevét con il Monte Remà (q. 2375) all'estrema destra. Alla base delle ampie falde detritiche del M. Remà si osserva la morena laterale sinistra e i depositi glaciali (SGD₁₇) relativi alla lingua confluyente dalla Val Aperta, della quale si vede sullo sfondo la cresta tra Cima Bondolo e il Monte Bruffione.

AREE DI AFFIORAMENTO, MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - La lingua glaciale della Valle Aperta è contraddistinta da due rami che percorrono la valle omonima e l'adiacente valle del T. Ribor attraverso la confluenza della sella di q. 1944 m (Fig. A84). Durante le prime fasi della deglaciazione, i due flussi glaciali si separarono rispettivamente dal ghiacciaio della Valle di Daone (ramo del T. Ribor) e da quello proveniente dalla Val Rendena (ramo Valle Aperta). Questa fase è seguita da una riavanzata del biforcuto ghiacciaio della Valle Aperta, come testimoniato dalle due cerchie moreniche frontali che definiscono la fronte glaciale nella valle del Ribor a q. 1500 m e a q. 1610 m (morena latero-terminale di Malga Clef). Queste due fasi sono documentate da doppie morene laterali evidenti in destra e sinistra del flusso glaciale proveniente dalla confluenza della sella di Bondolo. Sul versante della Valle Aperta, la riavanzata è documentata da un apparato morenico terminale mal definito, che scende sino alla quota 1160 m. A questa fase corrispondono anche una serie di morene laterali destre presenti lungo il versante orientale della valle che sale a Passo Brealone tra le quote 1650 e 1800 m, e l'apparato latero-terminale

presso Malga Brealone (segnata in carta come rudere a q. 1861 m). Una successiva importante fase di riavanzata è testimoniata dalla complessa cerchia morenica presso Malga Bondolo (q. 1900 m), e da piccole cerchie a NE del Passo Brealone, tra le quote 1950 e 2050 m, mentre l'ultima attività glaciale è documentata da piccole cerchie moreniche sotto Cima di Bondolo (q. 2200–2300 m), successivamente evolute in *rock glacier*.

ETÀ - Il subsistema rappresenta una fase di riavanzata glaciale locale durante il progressivo sgonfiamento del ghiacciaio principale dello LGM, e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore (“Tardoglaciale” *Auct.*).

5.3.1.3.3. - Subsistema della Valle di Bondone (SGD₁₆)

DEFINIZIONE - *Diamicton* massivi a clasti subarrotondati (*till* d'ablazione e d'alloggiamento); *diamicton* massivi a clasti spigolosi alimentati dalle pareti soprastanti (depositi di *debris-flow*). Cementazione assente. Profilo di alterazione poco evoluto, con clasti in genere non alterati e colore della matrice influenzato dal *parent material*. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; corrisponde ai depositi glaciali del Würm *pro parte* degli Autori precedenti: “Depositati morenici prevalentemente würmiani”, “Alluvioni più antiche con morenico rimaneggiato *p.p.*” (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1948).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La superficie limite superiore dell'unità è caratterizzata da morfologie ben conservate e suolo di spessore limitato, inferiore a 0,5 m. I clasti sono generalmente non alterati o debolmente alterati. Il limite superiore è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica, o è costituito da superfici debolmente erosionali ricoperte dal sintema del Po. Inferiormente l'unità è in appoggio su SGD o sulle unità permo-mesozoiche.

LITOLOGIA - I depositi glaciali sono costituiti da *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa e/o di clasti, con ciottoli da subspigolosi ad arrotondati di natura locale (serie carbonatico-arenacea del Triassico Medio). I depositi di *debris-flow* sono costituiti in prevalenza da ghiaie, con clasti di natura locale da subangolosi a subarrotondati e matrice sabbioso-limosa.

AREE DI AFFIORAMENTO, MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Il subsistema della Valle di Bondone viene definito nel momento in cui le lingue glaciali della Val di Bondone si staccano progressivamente dalla confluenza del ghiacciaio proveniente dalla Val Rendena. I primi corpi a separarsi sono i ghiacciai del versante NO del Dosso dei Morti (q. 2183 m), come documentato da piccole morene latero-terminali osservate intorno alla quota 1740 m, e successivamente la lingua principale alimentata dai circhi alla testata della valle. A questa fase fa seguito una breve riavanzata testimoniata da due morene laterali destre sul fondovalle a monte di

Bondone di sopra (quote 1400 e 1500 m circa) che corrisponde, probabilmente, allo stazionamento del ghiacciaio proveniente dalla Val Rendena in corrispondenza del terrazzo di *kame* di Raser (q. 1110 m). Durante la successiva fase di ritiro il fondovalle veniva progressivamente riempito da potenti colate di *debris-flow*; in particolare nella parte mediana della valle, tra Malga Fraino e Bondone di sopra i depositi di *debris-flow* sono potenti oltre 20 m, e attualmente in fase di erosione. Essi erano alimentati dai ghiacciai che andavano attestandosi nella parte sommitale dei circhi, come documentato da una serie di cerchie moreniche tra le quote 1950 e 2250 metri. Il ghiacciaio residuale sotto il Corno Vecchio è successivamente evoluto in *rock glacier*.

ETÀ - Il subsistema rappresenta una fase di riavanzata glaciale durante il progressivo sgonfiamento del ghiacciaio principale dello LGM, e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore (“Tardoglaciale” *Auct.*).

5.3.1.3.4. - Subsistema della Valle di Daone (SGD₁₉)

DEFINIZIONE - *Diamicton* massivi a clasti subarrotondati (*till* d'ablazione e d'alloggiamento); ghiaie stratificate con matrice, clasti da subarrotondati ad arrotondati alimentati dal ghiacciaio a monte (depositi fluvioglaciali); *diamicton* massivi a clasti spigolosi alimentati dalle pareti soprastanti (depositi di *debris-flow*). Cementazione assente. Profilo di alterazione poco evoluto, con clasti in genere non alterati e colore della matrice influenzato dal *parent material*. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; corrisponde ai depositi glaciali del Würm *pro parte* degli Autori precedenti: “Depositati morenici prevalentemente würmiani”, “Alluvioni più antiche con morenico rimaneggiato *p.p.*” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA 1948).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La superficie limite superiore dell’unità è caratterizzata da morfologie ben conservate e suolo di spessore limitato, inferiore a 0,5 m. I clasti sono generalmente non alterati o debolmente alterati. Il limite superiore è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica, o è costituito da superfici debolmente erosionali ricoperte dal sintema del Po. Inferiormente l’unità è in appoggio sul sintema del Garda, sul basamento cristallino o sulle unità permo-mesozoiche.

LITOLOGIA - I depositi glaciali sono costituiti da *diamicton* massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa e/o di clasti, con ciottoli da subarrotondati ad arrotondati, la cui litologia riflette quella delle rispettive valli: sul fondo della Valle di Daone prevalgono le tonaliti dell’Adamello Occidentale e dell’Adamello Centrale *Auct.* e le leucotonaliti e granodioriti del Re di Castello che affiorano estesamente nella parte alta della Val di

Fumo (Foglio 058-Monte Adamello). In Valle di Leno si osservano in prevalenza clasti di tonalite del Lago della Vacca e granodiorite del Lago Boazzo, e facies metamorfosate di Calcarea di Angolo. Nella valle del T. Redotten i clasti sono composti da leucotonalite, granodiorite del Lago Boazzo e granodiorite del Bruffione; in Valbona leucotonaliti e granodioriti del Re di Castello e clasti della serie carbonatico-arenitica del Triassico medio-superiore.

I depositi fluvioglaciali sono costituiti da ghiaie da medie a grossolane e da blocchi, con clasti da arrotondati a ben arrotondati, prevalentemente tonalitici e granodioritici, di dimensioni sino oltre 2 m

AREE DI AFFIORAMENTO, MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Il subsistema della Valle di Daone affiora nell'omonima valle e nelle valli in essa confluenti, come dettagliato nel *box 3*. Esso viene definito nel momento in cui la lingua glaciale della Valle di Daone si stacca da quella del ghiacciaio principale in corrispondenza dell'abitato di Daone. A questa fase fa seguito una breve riavanzata, testimoniata da depositi glaciali e due morene laterali sul fondovalle tra Vermongoi e la confluenza del T. Ribor (q. 780 m). La riavanzata corrisponde probabilmente allo stazionamento del ghiacciaio principale in corrispondenza del terrazzo di *kame* di Por (q. 685 m) quando la lingua trasfluente dalla Val Rendena si insinuava brevemente in Valle di Daone sino all'altezza di Daone (*fase di Por*). Questa situazione determina un tratto deglacializzato tra la confluenza del T. Ribor e l'abitato di Daone, che viene riempito da una successione di depositi fluvioglaciali, in seguito erosi e terrazzati. In questo momento le principali lingue glaciali dalle valli laterali (Valle di Leno, Valbona, valli del T. Redotten e del T. Nova) confluivano nella lingua principale della Valle di Daone, mentre i ghiacciai della valle del T. Ribor e del versante N del M. Lavanech (q. 2220 m) si erano separati in una fase precedente.

ETÀ - Il subsistema rappresenta una fase di riavanzata glaciale durante il progressivo sgonfiamento del ghiacciaio principale proveniente dalla Val Rendena, e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore ("Tardoglaciale" *Auct.*).

Box 3- Depositi compresi nel subsistema della Valle di Daone: descrizioni di dettaglio

Depositi glaciali.

In **Valle di Daone**, gli affioramenti principali sono stati osservati allo sbocco della valle del Redotten presso il p.q. 1135 - dove il ghiacciaio proveniente dalla Val di Fumo ha costruito una morena ad andamento trasversale, appoggiata contro il dosso di q. 1135 m e quasi completamente annegata da depositi di *debris-flow* a S di Plana, e poco a monte della confluenza del T. Ribor, tra le quote 870 e 810 m. Qui è presente un deposito potente oltre 40 m, attualmente inciso dal Chiese, costituito da *diamicton* massivo a supporto di matrice con prevalenti blocchi tonalitici di diametro anche superiore al metro.

In **Valle di Lenò** i depositi glaciali sono particolarmente abbondanti sulla spalla destra della valle, tra Malga Gelo e Malga Sanavre, ove si osservano anche dei cordoni morenici laterali mal definiti che suggeriscono un apparato terminale intorno a quota 1630 metri. Un secondo apparato frontale ben conservato chiude la valle sotto Malga Gelo, a quota 1790 metri. Sottili morene laterali che scendono quasi sul fondovalle sono evidenti anche nella valle a E del Monte Rossola, all'estremità del foglio. Nei settori più interni, altri depositi si osservano nella valle che conduce verso il Passo del Gelo, ove è pure presente una morena latero-terminale ben conservata, che definisce una fronte a quota 1955 metri. Infine, nelle porzioni subito a ridosso delle creste (M. Rossola, Passo della Monocola, Passo Rondon, Cima di Boazzolo), sono evidenti piccoli apparati morenici successivamente evoluti in *rock glacier*.

Nella valle del **T. Redotten**, i depositi glaciali sono limitati a sottili coltri sul versante orientale del Monte del Gelo (q. 2521 m), dove è pure presente una morena latero-terminale arcuata che definisce una fronte intorno a q. 2050 metri. Nella valle del T. Nova i depositi glaciali sono presenti presso Casinei della Nova a quota 1950 m, presso Malga Nova attorno a q. 1500 m, e verso lo sbocco nella Valle di Daone, ove intorno alla quota 1420 m sono presenti due morene laterali sinistre mal definite.

In **Valbona**, i depositi glaciali appartenenti a questa unità sono limitati alla parte centrale della valle, al di sotto delle quote definite dalla grande morena laterale destra che scende dal Doss-S. Giovanni in direzione di Malga Valneda; all'interno della morena laterale principale si individuano altre tre morene laterali in posizione via via più interna.

Depositi fluvioglaciali.

Depositi fluvioglaciali si rinvencono nel tratto tra la confluenza del T. Ribor e l'abitato di Daone. I depositi più potenti si osservano subito a valle della Diga di P.te Morandin (q. 720 m), in forma di tre serie di terrazzi che si elevano sino a 30 m dal fondovalle attuale del Chiese.

Depositi di *debris-flow*.

Depositi di *debris-flow* potenti oltre 10 m e attualmente in fase di forte erosione sono presenti nella parte bassa della valle del Redotten, sul versante occidentale di Cima Vasatesa (località Malga Redotten). Sono costituiti in prevalenza da clasti angolosi e subangolosi di Calcare di Angolo, ed erano sostenuti verso valle dalla lingua glaciale che scendeva dalla testata valliva.

5.3.1.3.5. - Subsistema di Malé (SGD₁)

DEFINIZIONE - Blocchi, ghiaie stratificate con clasti da subarrotondati ad arrotondati alimentati dal ghiacciaio a monte, con locali livelli di sabbie e limi massivi (depositi alluvionali e fluvioglaciali); *diamicton* massivi a clasti da subarrotondati a spigolosi alimentati dalle pareti soprastanti (depositi di *debris-flow*). Cementazione scarsa o assente. Profilo di alterazione poco evoluto, con clasti in genere non alterati e colore della matrice influenzato dal *parent material*. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità istituita sull'adiacente Foglio 059-Tione di Trento (CASTELLARIN *et alii*, 2005a). Corrisponde alle "Alluvioni più antiche con morenico rimaneggiato *p.p.*" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1948).

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La superficie limite superiore dell'unità è caratterizzata da morfologie ben conservate e suolo di spessore limitato, inferiore a 0,5 m. I clasti sono generalmente non alterati o

debolmente alterati. Il limite superiore è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica, o è costituito da superfici debolmente erosionali ricoperte dal sintema del Po. Inferiormente l'unità è in appoggio sul sintema del Garda o sulle unità permo-mesozoiche.

LITOLOGIA – Il subsintema di Malè comprende depositi fluvio-glaciali e depositi di *debris-flow*, in genere poco cementati. L'affioramento più significativo e consistente è, fra Lardaro e Agrone, il conoide del Rio di Marach (toponimo su Foglio 080-Riva del Garda), la cui incisione dà luogo, dalla confluenza con il T. Adanà sino ad Agrone, a una scarpata lunga oltre 1 km e alta 20-40 m. L'attuale incisione del Rio di Marach permette di osservare su entrambi i fianchi una sequenza costituita alla base da 15-20 m di conglomerato a cementazione discontinua e struttura da aperta a supporto di clasti con matrice, con clasti da 1 a 20 cm e blocchi di 0,5-1 m, subangolari e subarrotondati, di carbonati non alterati e da una percentuale variabile dal 2 al 5% di tonaliti-granodioriti in elementi di 0,1-1 m; la matrice è sabbioso-siltosa e nelle porzioni *openwork* si osserva una cementazione a menisco non pervasiva. Il deposito appare grossolanamente stratificato con banchi amalgamati di 0,5-4 m, debolmente inclinati lungo il versante, talora in sequenze *fining-upward* con grossi blocchi alla base. La stratificazione è evidenziata da lenti ghiaiose e sabbiose di 5-10 cm. Seguono verso l'alto 5-10 m di ghiaie non cementate a supporto di clasti prevalentemente subarrotondati con dimensioni medie da 1 a 30 cm e litologie ed alterazione simili all'intervallo sottostante, ma con clasti di rocce plutoniche più rari (1-2%).

AREE DI AFFIORAMENTO, MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Il subsintema di Malè testimonia l'ultima riavanzata del ghiacciaio della Val Rendena, con la fronte glaciale che si arrestava a E di Tione (Foglio 059-Tione di Trento; CASTELLARIN *et alii*, 2005a). In questa fase si ha la messa in posto dei depositi ghiaioso-sabbiosi della valle del T. Arnò tra Bondo e Tione, mentre sull'altro lato della sella di Bondo, nella valle del T. Adanà, si formava una complessa piana fluvio-glaciale - torrentizia alimentata dalla Val di Bondone e da conoidi di *debris-flow* della V. di Boino e della valle del Rio di Marach (in sinistra Adanà). Questi depositi, ora incisi per oltre 30 m e terrazzati, si seguono con continuità dalla sella di Bondo (nel limitrofo Foglio 059-Tione di Trento) sino a Frugone.

ETÀ - Il subsintema rappresenta una fase durante il progressivo sgonfiamento del ghiacciaio proveniente dalla Val Rendena, e viene pertanto attribuito alla parte terminale del Pleistocene superiore ("Tardoglaciale" *Auct.*).

5.4 - UNITÀ NON DISTINTE PER BACINO DI APPARTENENZA

5.4.1. - *Alteriti (b6)*

DEFINIZIONE - Sabbie massive a supporto di matrice con sparsi clasti di diametro decimetrico (30-60 cm), molto arrotondati per corrosione, derivanti dal substrato locale (paleosuoli sviluppati su substrato).

SINONIMI - Unità non cartografata dagli Autori precedenti.

AREA DI AFFIORAMENTO - L'unità è stata riconosciuta e cartografata esclusivamente in corrispondenza di alcuni crinali subpianeggianti compresi tra q. 1830 e 1900 m s.l.m. situati a NO di Punta dell'Auccia (Dosso Figarolo e Dosso Santo).

LITOLOGIA - In corrispondenza del Dosso Figarolo l'unità è rappresentata da rari blocchi residuali di forma subarrotondata. In corrispondenza del Dosso Santo le alteriti sono rappresentate da depositi prevalentemente fini (limi e limi debolmente argillosi contenenti clasti sparsi) derivanti dall'alterazione del Verrucano Lombardo, su cui è strutturato l'intero dosso.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI - Lo spessore delle alteriti rinvenute è un dato di difficile valutazione e scarso significato in questo particolare contesto. Varia da singoli blocchi isolati e con differente volumetria a una coltre, apparentemente continua, di spessore stimabile dell'ordine di qualche decimetro.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Le alteriti rappresentano il prodotto finale della pedogenesi che ha agito, per lunghi tempi e in climi diversi dall'attuale, sul substrato. Nonostante l'esiguità degli affioramenti - in un caso rappresentati addirittura da singoli blocchi isolati - la loro presenza è un elemento particolarmente significativo per la comprensione dell'evoluzione di questo settore della Valle Camonica. Infatti il loro rinvenimento testimonia, oltre che importanti cambiamenti climatici, anche l'assenza di processi erosivi efficaci dopo la loro formazione; in particolare esse escludono il successivo passaggio di ghiacciai sulle superfici su cui vengono rinvenute. Nello specifico di questo settore si può quindi ritenere con buona certezza che il ghiacciaio camuno non abbia mai superato quota 1800 m s.l.m. nel corso delle varie glaciazioni quaternarie.

ETÀ - Le alteriti costituiscono un ottimo indicatore paleoclimatico: si sono sviluppate infatti in climi da intertropicali a mediterranei, caratterizzati da temperature e piovosità elevate, complessivamente prevalenti, nelle nostre regioni, molto probabilmente tra il Terziario ed il Pleistocene inferiore.

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

DEFINIZIONE - *Diamicton* e diamictiti massive a clasti subarrotondati (*till* d'alloggiamento e *till* d'ablazione). Limi, sabbie e ghiaie con matrice stratificate, *diamicton* massivi; clasti da angolosi ad arrotondati (depositi di contatto glaciale). Conglomerati e ghiaie a supporto di matrice sabbioso-limosa con clasti da angolosi a subarrotondati di alimentazione locale (depositi di *debris-flow*). Conglomerati e ghiaie stratificate con matrice, clasti da arrotondati a subangolosi (depositi di delta conoide). *Diamicton* massivi a supporto di matrice, limi e limi argillosi, clasti da subangolosi a subarrotondati (depositi glaciolacustri e di contatto glaciale). Conglomerati poligenici con clasti arrotondati (depositi fluvio-glaciali).

Cementazione da assente a ottima, a seconda dell'unità considerata. Superficie limite superiore erosiva, polifasica e poligenica; profilo di alterazione sviluppato, spesso troncato, di spessore variabile, con clasti variamente alterati, e colore della matrice influenzato anche dal *parent material*. Morfologie da poco conservate a non conservate.

Entro esso viene distinto cartograficamente il solo sintema di Tiarno.

SINONIMI - "Morenico antico prewürmiano", "Alluvioni più antiche con morenico rimaneggiato *p.p.*" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1948). Nei limitrofi Fogli 042-Malè, 058-Monte Adamello, 059-Tione di Trento, 080-Riva del Garda (DAL PIAZ *et alii*, 2007, 2008; CASTELLARIN *et alii*, 2005a, 2005b;) depositi di età e genesi analoghe sono stati inseriti nel supersintema del Monte Spinale, mentre nel Foglio 060-Trento (AVANZINI *et alii*, 2010) sono stati cartografati nel Supersintema della Paganella.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La superficie limite superiore dell'unità è caratterizzata da morfologie a diverso grado di conservazione in funzione dell'età, e suolo di spessore molto variabile, quasi sempre troncato, sino a 1 m nelle valli trentine. Il limite superiore è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica, o è costituito da superfici erosionali che incidono profondamente i depositi, sulle quali si giustappongono i depositi del sintema del Càffaro, del sintema del Garda o del sintema del Po. Inferiormente l'unità è in appoggio sul basamento cristallino o sulle unità permo-mesozoiche. Lo spessore complessivo dei depositi è quasi sempre ridotto per troncatura erosionale; localmente può comunque superare la decina di metri

LITOLOGIA - L'unità raduna un'estrema varietà di litosomi, spesso organizzati in successioni di unità coerenti a scala locale, ma non sempre distinguibili cartograficamente alla scala della carta; vengono quindi descritti separatamente, prendendo in considerazione l'asse delle valli principali nonché i grandi bacini laterali, ove siano presenti corpi sedimentari con caratteristiche distintive, ma non correlabili fra loro a livello regionale.

In particolare vengono distinti nella descrizione:

- il sintema di Tiarno, unico sintema distinto anche cartograficamente;
- i depositi glaciali lungo i versanti della valle del Chiese;
- i conglomerati del Gaver, unità litostratigrafica non distinta in carta;
- i depositi glaciali presenti sulle creste e nelle conche fra il Passo di Croce Domini e il Goletto di Gaver;
- i depositi glaciali con morfologia conservata della bassa valle del Càffaro;
- i depositi glaciali dei versanti della valle dell'Oglio.

ETÀ - Pleistocene inferiore - Pleistocene superiore *p.p.*, anteriormente all'ultima avanzata glaciale.

5.4.2.1. - Sintema di Tiarno (CTY)

DEFINIZIONE Conglomerati e ghiaie a supporto di matrice sabbioso-limosa con clasti da angolosi a subarrotondati di alimentazione locale (depositi di *debris-flow*). Conglomerati e ghiaie stratificate con matrice, clasti da arrotondati a subangolosi (depositi di delta conoide). *Diamicton* massivi a supporto di matrice, limi e limi argillosi, clasti da subangolosi a subarrotondati (depositi glaciolacustri e di contatto glaciale). Cementazione eterogenea, da discontinua a pervasiva, con evidenze di fratturazione e carsificazione.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, indicata come Conglomerato di Tiarno *Auct. o* Conglomerato della Val Concei (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1948); inserita nel supersintema del Monte Spinale, nel contiguo Foglio 080-Riva del Garda (CASTELLARIN *et alii*, 2005b).

AREA DI AFFIORAMENTO - I depositi del sintema di Tiarno affiorano all'estremità orientale del foglio, alla confluenza tra la valle di Bestem e Val del Cioc (loc. Cologne) tra le quote 960 e il fondovalle (q. 750 m), dove costituiscono due grossi speroni che rappresentano la prosecuzione verso O del terrazzo di Tiarno di Sopra (Foglio 080-Riva del Garda).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La superficie limite superiore dell'unità è una superficie di aggradazione coincidente con la superficie topografica, o è costituita da superfici debolmente erosionali, ricoperte dal sintema del Po (sintema postglaciale alpino nel Foglio 080-Riva del Garda). I clasti sono da poco a moderatamente alterati, talora con cavità di dissoluzione al nucleo. Lo spessore complessivo è di diverse decine di metri e supera probabilmente i 100 metri nel contiguo Foglio 080-Riva del Garda (CASTELLARIN *et alii*, 2005b). Non affiorano invece i limiti inferiori dell'unità.

LITOLOGIA - Il sintema di Tiarno comprende depositi di *debris-flow*, depositi di delta conoide, depositi glaciolacustri e di contatto glaciale con cementazione eterogenea.

Depositi di *debris-flow* e di delta conoide: ghiaie da massive a mal stratificate con clasti quasi esclusivamente carbonatici da subangolosi a subarrotondati di dimensioni da 1 a 15 cm. In alcuni affioramenti si nota una piccola percentuale (<2%) di clasti tonalitici, mentre la matrice silteso-sabbiosa color ocra chiaro è presente solamente nella parti più interne del deposito. Alcuni clasti calcareo-marnosi presentano cavità di dissoluzione al nucleo e tutto il deposito presenta cementazione eterogenea, da discontinua a pervasiva. In diversi punti il deposito presenta evidenze di fratturazione e carsificazione.

Depositi glaciolacustri e di contatto glaciale affiorano sui due fianchi della valle del Lago d'Ampola presso Ronchi (versante settentrionale) e presso Maso Usarom, lungo la valle che scende da Cima Caset (Foglio 080-Riva del Garda) sino alla quota di 950 m, con spessori valutati fino a una decina di metri. Si tratta di *diamicton* massivi con una percentuale di clasti variabile dal 20 ad oltre il 50% (alle quote più alte). Subordinatamente si osservano limi, limi argillosi carbonatici color ocra e sottili intercalazioni di sabbie a biotite. I clasti, da subangolosi a subarrotondati, hanno dimensioni medie comprese tra 1 e 10 cm e sono costituiti da calcari, calcari marnosi e dolomie talora alterate.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - I depositi danno luogo ad ampi terrazzi, presenti più estesamente nel contiguo Foglio 080-Riva del Garda (terrazzi sopra Tiarno di Sopra e Col Piagna), la cui morfologia è solitamente ben conservata. La geometria e facies dei depositi delle valli Bestem e del Cioc è consistente con un ambiente di delta-conoide che definisce un livello lacustre intorno alla quota 950 m, che doveva essere sostenuto sui due lati della valle di Ledro dalle lingue glaciali del Chiese e del Garda. Il deposito era alimentato dalle ampie fasce detritiche e di *debris-flow* delle valli Bestem e del Cioc, forse anche grazie al contributo dello scaricatore di una lingua del ghiacciaio del Chiese trasfluente attraverso la sella di q. 1301 m tra il Monte Maina e la Cima del Visi.

ETÀ - Il sintema si inquadra in una o più fasi di espansione glaciale precedenti lo LGM e viene pertanto attribuito al Pleistocene inferiore - Pleistocene medio.

5.4.2.2. - I depositi glaciali della valle del Chiese

LITOLOGIA - Nella Valle del Chiese il supersintema della Colma del Piano comprende depositi glaciali, depositi di contatto glaciale e depositi di versante a essi correlabili.

Depositi glaciali: *diamicton* massivi a supporto di clasti o di matrice limoso-sabbiosa, di colore influenzato dalle litologie presenti: è di colore variabile da ocra (7.5 YR) fino a bruno-rossiccio (5YR ÷ 7.5YR) ove prevalgono rocce clastiche permiane; clasti eterometrici, da subangolosi a subarrotondati. La petrografia dei clasti riflette quella del substrato roccioso

locale a cui si mescolano, specie in sinistra idrografica della valle del Chiese, litologie tipiche della Val Rendena, legate alla trasfluenza del ghiacciaio del Sarca attraverso la sella di Bondo.

Depositi di versante e di frana: alternanze di *diamicton* e ghiaie in letti clinostratificati, a clasti eterometrici angolosi, da centimetrici sino a 30-40 cm, monogenici carbonatici alimentati dalle pareti soprastanti; accumuli caotici di *diamicton* massivi a clasti angolosi, da centimetrici sino a blocchi decametrici (depositi di frana).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Nella parte trentina gli affioramenti sono di limitata estensione e spesso fortemente rimaneggiati data la maggiore influenza delle dinamiche glaciali durante lo LGM. La presenza di depositi glaciali alle quote più alte o insinuati sui fianchi dei fondovalle ha permesso di ipotizzare, durante una o più fasi glaciali precedenti lo LGM, un unico grande ghiacciaio per il bacino del Chiese-Caffaro ove confluivano i ghiacciai delle valli laterali incluse la Val Sorino, Valle di Lorina, e valle di Riccomassimo, che durante lo LGM erano scollegate rispetto al ghiacciaio vallivo del Chiese. In una di queste fasi pre-LGM il ghiacciaio del Chiese ha risalito la Val d'Ampola fino ai pressi di Tiarno, dando luogo ai depositi del sintema omonimo. Le singole situazioni locali vengono descritte nel *box 4*.

Box 4 - Depositi compresi nel supersintema della Colma del Piano: descrizioni di dettaglio

In **Valle di Daone** due plaghe di depositi glaciali sono state cartografate presso Malga Stabolone sul fianco SO del Dosso S. Giovanni tra le quote 1750 e 1950 m, al di sopra del limite massimo LGM. Le aree di affioramento sono delimitate lateralmente dai depositi glaciali del SGD della Val Bona e dei piccoli ghiacciai che occupavano le vallette che scendono dal Dosso S. Giovanni. In superficie sono costituiti da *diamicton* massivi a supporto di clasti con dimensioni medie da 5 a 40 cm con elementi tonalitici e granodioritici arrotondati e carbonati della serie del Trias medio-superiore in genere subarrotondati. Negli scarsi affioramenti si osserva una percentuale di matrice sabbioso-ghiaiosa che aumenta in profondità. I depositi sono caratterizzati da morfologie arrotondate e stabilizzate.

Allo sbocco della **Val Sorino** una plaga di depositi glaciali è stata rilevata in corrispondenza del ripiano a NE della colonia di Faserno (Madonna del Rosario), tra le quote di 1240 e 1380 metri. Il deposito, in parte coinvolto da un fenomeno franoso recente, ingloba una frazione consistente di materiale subangoloso del versante (Collio e vulcaniti permiane) oltre a clasti arrotondati di vulcaniti permiane e di tonaliti. Poco più a monte, alla quota 1515 m è stato inoltre rilevato un piccolo terrazzo di *kame*.

Nel settore trentino della **Valle di Riccomassimo**, depositi glaciali (*till* di alloggiamento) attribuiti a questa unità sono stati cartografati nel tratto di fondovalle tra la confluenza della valle di Malga Val Marza (quota circa 1550 m) fino a Ponte delle Prise (quota 851 m). I depositi sono limitati ad una stretta fascia che risale lungo i versanti di 40-60 m rispetto alla quota locale del fondovalle.

In bassa **Valle del Chiese** il terrazzo di Terramonte (quota 1040 m) è delimitato verso il basso da depositi glaciali e di contatto glaciale quasi completamente annegati da detrito di

falda. in carta è tutto SGD. I depositi glaciali sono costituiti da *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa con prevalenti clasti carbonatici (Dolomia Principale) da subarrotondati a subangolosi, e subordinati clasti esotici arrotondati e ben arrotondati rappresentati in prevalenza da clasti tonalitici e granodioritici.

Un'estesa plaga di contatto glaciale è stata osservata a **Fienili Spessa**, sul fianco N di Cima Spessa, tra le quote 1370 e 1400 metri. E' costituita da depositi glaciali *s.l.* a prevalenti clasti tonalitici che inglobano una forte percentuale di clasti subangolosi di Dolomia Principale derivati dal versante soprastante. Poco più a S il **terrazzo di Piola** è in carta è tutto SGD delimitato verso il basso da un argine morenico mal definito (quota 930 m) e parzialmente annegato dal detrito di falda. I depositi glaciali sono costituiti da *diamicton* massivo a supporto di matrice sabbioso-ghiaiosa con prevalenti clasti carbonatici (Dolomia Principale, dolomie zonate, Calcare di Zorzino) da subarrotondati a subangolosi, e subordinati clasti esotici arrotondati e ben arrotondati rappresentati da arenarie, vulcaniti permiane, tonaliti e granodioriti.

Numerosi blocchi plurimetrici di tonalite e granodiorite si rinvencono in **Valle di Lorina** sul greto del T. Pálvico fino alla confluenza con il R. Torto (q. 830 m) e all'interno dei depositi delle conoidi di *debris-flow* in destra Valle di Lorina fino alla quota 870 m. Considerato che il ghiacciaio LGM del Chiese risaliva la Valle di Lorina solo nel primo tratto, questi depositi testimoniano lo smantellamento di depositi glaciali pre-LGM del ghiacciaio del Chiese. Non sono però stati cartografati in quanto inglobati in depositi più recenti.

5.4.2.3. - Conglomerati del Gaver

AREA DI AFFIORAMENTO - Strada sterrata dal Goletto di Gaver agli impianti di risalita, e strada statale per il Passo di Croce Domini.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su unità anisico-ladiniche; limite superiore erosionale, ammantati da depositi glaciali del sintema del Caffaro e del supersintema della Colma del Piano stesso.

LITOLOGIA - Conglomerati poligenici, ben cementati, localmente a supporto clastico o di matrice, con clasti subarrotondati, interpretabili come depositi glaciali (tilliti) e/o depositi fluvioglaciali.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Sono comunque attribuibili ad una o più fasi glaciali antiche, in cui il ghiacciaio locale della Val Cadino si appoggiava sino a queste quote, affacciandosi sui due Goletti di Gaver e Cadino. Si può anche ipotizzare che in qualche momento parte di questa lingua glaciale locale in prossimità del Goletto di Gaver transfluisse nella Valle del Càffaro, a monte della sua confluenza con esso.

5.4.2.4. - I depositi glaciali non cementati delle creste fra il Passo di Croce Domini e il Goletto di Gaver

AREA DI AFFIORAMENTO - Conca di Malga Bazenina e conca del Monte Cadino sino a malga Sanguinera.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica, profilo di alterazione troncato. I depositi appoggiano direttamente sulla locale successione triassica.

LITOLOGIA - *Diamicton* massivi con clasti dalla successione permotriassica locale e dal corpo intrusivo dell'Adamello (tonaliti, gabbri); *diamicton* massivi caratterizzati dalla presenza di soli clasti della successione permotriassica nella conca di Malga Bazenina, sino alla quota di circa 2000 m sul crinale del Monte Croce Domini.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - I depositi glaciali della conca del Monte Cadino affiorano all'esterno del piccolo apparato frontale dell'LGM, scendendo, con coperture discontinue e prive di forma propria, sino al fondovalle presso Malga Sanguinera; entro essi non è possibile distinguere singole fasi.

Nella conca di Malga Bazenina invece spiccano le placche discontinue di *till* alerato che si spingono lungo i versanti sino ai due valichi, e che ammantano ridotte porzioni del pendio a E del Goletto di Gaver e a O del Passo di Croce Domini: esse testimoniano di una fase antica in cui un ghiacciaio doveva riempire completamente la conca, trasfluendo attraverso le due selle.

5.4.2.5. - I depositi glaciali con morfologia conservata della bassa valle del Càffaro

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti della valle del Càffaro, da circa un chilometro a S di Val Dorizzo, sino a Bagolino.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica, caratterizzata da profilo di alterazione troncato. Limite inferiore erosionale sulla successione permotriassica.

LITOLOGIA - *Diamicton* a supporto di matrice limoso-argillosa con ciottoli e blocchi ad alterazione variabile.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Una coltre continua di depositi alterati e con profilo troncato ammantata in sponda sinistra il versante sopra Bagolino, sino ai 1100 m di quota; localmente si distinguono forme terrazzate, legate a momenti in cui il ghiacciaio doveva arrestarsi a quelle quote.

Sul versante di fronte, meno acclive, la copertura glaciale presenta forme ottimamente conservate, anche se in erosione. Brevi tratti di cordoni morenici sono presenti in località Pisisidol fra q. 1050 e q. 1075, su un ripiano troncato verso valle da una netta scarpata erosionale. Più a valle, una serie di brevi cordoni morenici, con morfologia via via meno conservata risalendo lungo il versante, sono presenti appena prima dello sbocco del Rio della Berga, che li incide profondamente. Qui la morena più bassa e netta è attorno a 850 m s.l.m., mentre la più alta e mal conservata si attestano attorno ai 960 m s.l.m.

Essi testimoniano più fasi di avanzata del ghiacciaio del Càffaro, durante le quali esso presumibilmente confluiva nella locale diffluenza del ghiacciaio del Chiese.

Verso monte, lungo i versanti della valle sino alla confluenza con la Valle Vaia sono presenti coperture discontinue di depositi glaciali alterati e privi di forma propria, spesso mobilizzati su breve distanza; in sponda destra spicca il terrazzo di località Sepiole (q. 325 m s.l.m.), che suggerisce una fase in cui il ghiacciaio doveva arrestarsi attorno a queste quote. Anche in questo caso, non ci sono dati a sufficienza per ricostruire o correlare le diverse fasi.

5.4.2.6. - I depositi glaciali della valle dell'Oglio

Lungo l'asse principale della Valle Camonica i depositi glaciali anteriori all'ultimo massimo glaciale coprono con continuità i versanti meno acclivi, risultando però in gran parte rimobilizzati per gravità sino a costituire coltri di colluvio di spessore estremamente variabile, attribuibile al sistema del Po e non cartografato a questa scala; in alcuni casi inoltre, intere placche di depositi *in situ* si ritrovano dislocate successivamente assieme al substrato su cui poggiavano. Tali rimaneggiamenti rendono impossibile distinguere e correlare fra loro depositi relativi a avanzate diverse; essi vengono quindi accorpati e descritti evidenziandone le caratteristiche comuni.

AREA DI AFFIORAMENTO - Ripiani e aree a minore acclività, crinali non dislocati da DGPV, nonché entro le vallate comprese fra il Monte Altaguardia e il Monte Colombine.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su basamento metamorfico o sulla successione permo-triassica. Superficie limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica; profilo di alterazione estremamente variabile in funzione del *parent-material* e dell'antichità del litosoma, con clasti carbonatici da alterati a completamente argillificati sino a assenti, e colore della matrice da 7.5YR a 5YR.

LITOLOGIA - *Diamicton* massivi pedogenizzati a supporto di matrice limoso-argillosa, limosa o limoso-sabbiosa, con clasti da subarrotondati a ben arrotondati, da centimetrici sino a blocchi metrici, alimentati dall'asse vallivo principale, o dalle valli confluenti (*till* di ablazione); *diamicton* e *diamictiti* a cementazione sino a ottima, a supporto di matrice fine con sparsi clasti sino a decimetrici arrotondati e talora sagomati a ferro da stiro, prevalentemente dalla successione permo-triassica (*till* d'alloggiamento); sabbie e ghiaie a supporto di matrice stratificate, con clasti centimetrici subarrotondati (depositi di contatto glaciale).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie in parte conservate con piccoli terrazzi e piane di contatto glaciale.

Nel tratto considerato, il ghiacciaio principale della Val Camonica deve aver raggiunto nel corso delle avanzate maggiori quote considerevoli, se si tiene conto che - nel limitrofo Foglio 078-Breno - i depositi più antichi, peraltro con morfologia ottimamente conservata, alla latitudine del Dosso Figarolo, raggiungono già i 1420 m di quota (località Zuvolo); le placche di depositi alterati e privi di morfologia propria segnalati sino quasi a quota 1600 m s.l.m. sopra Niardo non appaiono in disaccordo con tale dato, e sono confrontabili con i depositi presenti sul versante destro camuno - nel limitrofo Foglio 078-Breno - sino oltre q. 1550.

Piccole piane sospese e terrazzate sono state osservate ai Piani d'Astrio e presso Malga Emplàs, attorno a quota 1350-1400 m s.l.m., in una posizione già piuttosto interna entro la Valle di Prestello, indicando che la lingua principale doveva colare entro queste valli, arrestandosi contro il versante e provocando l'aggradazione dei sedimenti.

Lungo i versanti della Valle della Grigna e della Valle Travagnolo sono presenti invece estese coperture di depositi glaciali alterati e privi di forma propria, caratterizzati dall'abbondanza di clasti di litopipi delle formazioni permiane e anisiche locali (Collio, Verrucano, Servino), che rimandano quindi a lingue locali che almeno in alcune fasi riuscivano a scendere sino a confluire nel ghiacciaio principale.

Alle quote maggiori sono altresì presenti depositi glaciali con morfologie ben conservate: netti archi morenici laterali si riconoscono ad esempio fra Roccolo Laini e Malga Cògolo, sino a q. 1550 circa, tutti legati a fasi di avanzata delle locali lingue glaciali.

5.4.3. - Gruppo del Culmine (CU)

DEFINIZIONE - Conglomerati e diamictiti massive a clasti angolosi alimentati dalle pareti soprastanti (depositi di versante e da trasporto in massa); cementazione da buona sino a completamente litificati. Troncati al piede e sospesi rispetto al fondovalle attuale.

SINONIMI - Depositi non cartografati in precedenza. Corrispondono, nei limitrofi Fogli 042-Malè, 058-Monte Adamello, 059-Tione di Trento, 080-Riva del Garda (DAL PIAZ *et alii*, 2007, 2008; CASTELLARIN *et alii*, 2005a, 2005b;) al supersistema del Monte Spinale, mentre nei Fogli del Trentino centro-orientale (043-Mezzolombardo; 060-Trento (AVANZINI *et alii*, 2010) depositi analoghi per genesi e posizione stratigrafica sono stati cartografati come gruppo di Forte Casara.

AREA DI AFFIORAMENTO - Depositi rispondenti alla definizione di gruppo del Culmine sono presenti, con caratteristiche e geometrie peculiari, al margine nord-occidentale del foglio lungo l'asse della Val Camonica (unità di Losine, non distinta in carta), entro il bacino del Caffaro fra Bagolino e Ponte Caffaro (unità di Cerreto, non distinta in carta), entro la

valle del Chiese lungo la sponda destra dell'Eridio nonché fra Cimego e Castel Condino (unità di Cimego e unità di Cimego 2).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - I depositi riuniti nel gruppo appoggiano in discordanza su unità della successione carbonatica mesozoica, e sono troncati da superfici erosionali entro le quali poggiano depositi riferibili all'ultima avanzata glaciale o successivi a essa.

LITOLOGIA - I depositi del gruppo del Culmine comprendono:

- depositi di versante cementati: conglomerati clinostratificati con clasti angolosi, alternanze di diamictiti e conglomerati in letti clinostratificati talora in facies di *grèzes litées*, a clasti carbonatici, eterometrici angolosi, da centimetrici sino a 30-40 cm;

- depositi da trasporto in massa cementati: accumuli caotici di *diamicton* massivi a clasti angolosi da centimetrici sino a blocchi decametrici.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia da ben conservata, in erosione, a non conservata; corpi sempre troncati dall'incisione attuale della valle.

Quando la morfologia è preservata, anche solo parzialmente, i depositi riferiti al gruppo del Culmine si presentano come piastroni discontinui che rivestono il versante. Nell'ambito di ciascun bacino idrografico sono poi distinguibili corpi caratterizzati da geometria propria, che assume significato all'interno della successione del bacino stesso (unità di significato locale); per tale motivo i principali depositi vengono descritti di seguito separatamente, anche se le singole unità non vengono distinte cartograficamente.

ETÀ - Pleistocene.

5.4.3.1. - Unità di Losine

DEFINIZIONE - Diamictiti massive a supporto di matrice con clasti carbonatici angolosi, passanti talora a megablocchi; conglomerati clinostratificati a supporto clastico o di matrice arenacea (depositi da trasporto in massa). Cementazione da buona a ottima. Reincisa dalla valle attuale.

SINONIMI - Segnalato come elemento morfologico (conoide alluvionale) entro le "alluvioni postglaciali prevalentemente ghiaiose" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle dell'Oglio, vertice nord-occidentale del foglio.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su depositi glaciali non correlabili, attribuiti al supersintema della Colma del Piano. Limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica, localmente ammantato da depositi del gruppo di Prato Grande. Profilo di alterazione troncato, osservabile in scavo edilizio per spessori

metrici, con cementazione assente e clasti da friabili sino ad argillificati. Litosoma troncato e sospeso sino a 30 m sull'alveo attuale.

LITOLOGIA - L'unità di Losine comprende depositi in gran parte da trasporto in massa, con talora livelli rielaborati da correnti trattive: diamictiti a supporto clastico e matrice fine, clasti eterometrici, sino a blocchi metrici, angolosi o subarrotondati per corrosione; conglomerati clinostratificati a basso angolo, a supporto clastico con abbondante matrice fine, clasti da subangolosi ad angolosi mal selezionati. Clasti locali, carbonatici dalla successione anisico-ladinica a monte (versante destro), con sparsi silicoclasti del basamento e permiani (versante sinistro). Cementazione ottima.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia parzialmente conservata; l'unità costituisce su ambedue i versanti della valle evidenti coni a elevata inclinazione, terrazzati, allo sbocco di canali brevi e profondamente incisi.

5.4.3.2. - Unità di Cerreto

DEFINIZIONE - Diamictiti massive a supporto di matrice con clasti carbonatici angolosi, litificati (depositi da trasporto in massa); conglomerati clinostratificati a supporto clastico o di matrice arenacea, ben cementati (depositi di versante *s.s.*). Reincisi dalla valle attuale.

SINONIMI - Unità non distinta precedentemente

AREA DI AFFIORAMENTO - Valle del Càffaro, da Bagolino sino a Ponte Caffaro, a quote comprese tra i 700 e i 900 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione permo-triassica. Limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica. Litosoma troncato e sospeso sino a 150 m sull'alveo attuale.

LITOLOGIA - L'unità comprende depositi messi in posto per gravità, con clasti locali, carbonatici dalla successione permo-triassica.

Depositati da trasporto in massa che vere e proprie falde di detrito: diamictiti a supporto clastico e matrice fine litificata, con clasti eterometrici angolosi. Cementazione ottima, sino a litificati.

Depositati di versante *s.s.* (falde di detrito): conglomerati clinostratificati, a supporto clastico, spesso con abbondante matrice fine, clasti da subangolosi ad angolosi mal selezionati. Cementazione da buona a ottima.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia non conservata. Allo sbocco della valle del Caffaro, le due placche in sinistra idrografica attorno a Cerreto appaiono raccordarsi a un fondovalle nettamente più alto di quello attuale, forse il medesimo a cui faceva riferimento l'estesa placca presente in destra idrografica di fronte a Riccomassimo. Quest'ultima appare troncata e incisa dalla gola attuale per quasi 150 m di profondità.

5.4.3.3. - Depositi in sponda sinistra dell'Eridio

Tutto il versante orientale del Monte Breda sino quasi a Ponte Càffaro (Monte Suello) appare fasciato da un corpo sedimentario polifasico, costituito da più generazioni di falde di detrito cementate, troncate verso valle a quote diverse, e incassate via via le une entro le altre.

Si distinguono in particolare tre scarpate principali, la prima attorno a 570 m s.l.m., una seconda attorno a 450 m s.l.m, mentre la più bassa orla il ristretto terrazzo su cui sorge la chiesa di San Giacomo, circa 40 m sopra il livello attuale del lago.

Il litosoma comprende alle quote maggiori conglomerati clinostratificati a clasti eterometrici angolosi costituiti da Dolomia Principale e con matrice arenacea, con cementazione ottima o localmente litificati.

Nella parte più bassa e più recente prevalgono invece alternanze abbastanza regolari di conglomerati clinostratificati ben selezionati, con clasti angolosi e scarsa matrice, a cementazione da buona a ottima, e di diamictiti a supporto di matrice e abbondanti clasti, sempre angolosi e di natura dolomitica, scarsamente cementate, tanto da dar luogo a fenomeni di erosione differenziale e locali scavarnamenti (Fig. A85).

Non è da escludere che i corpi detritici più recenti potessero in origine essere sostenuti dalla lingua glaciale del Chiese, in una delle sue fasi di ritiro.



Fig. A85 - Strada Statale 237 del Càffaro, presso il cimitero di Ponte Càffaro: piastrone di depositi di versante cementati, con livelli a diverso contenuto in matrice e diversa cementazione (foto C. Ferliga)

5.4.3.4. - Unità di Cimego

Un'estesa plaga di depositi di versante cementati affiora a monte di Cimego lungo la strada che porta a Castel Condino tra le quote 580 e 780 m (Fig. A86): breccie a struttura aperta o parzialmente aperta con clasti angolosi e subordinatamente subangolosi di Calcarea di Angolo con dimensioni da 0,5 a 10 cm. La matrice siltoso-sabbiosa è solitamente più comune nella porzione inferiore degli affioramenti. La cementazione è buona ed è data da cementi a menisco, tipici di ambiente vadoso, e patine calcitiche millimetriche. Lo spessore affiorante, deducibile in alcune pareti in erosione, è superiore ai 10-15 metri.



Fig. A86 - Breccie di versante cementate (CU) lungo la strada che da Cimego porta a Castel Condino (Foto A. Borsato).

5.4.3.5. - Unità di Cimego 2

Il conoide di Cimego presenta la peculiarità di avere due aste torrentizie di alimentazione parallele (Fig. A87). L'apice del conoide più antico, sul quale sorge il paese, si inserisce nell'asta torrentizia in sinistra idrografica, mentre quello attuale nell'asta in destra idrografica. Il conoide antico è attualmente in erosione, delimitato verso valle da una scarpata alta sino a 20 m, e contribuisce all'alimentazione del conoide attuale incastrato nel precedente e che occupa interamente il fondovalle del Chiese. La conservazione della scarpata e del conoide antico è legata ad un fenomeno di cattura della parte alta del bacino attualmente drenato dal ramo di destra,

avvenuto all'altezza di Cappella dei Morti (940 m) e innescata dall'erosione del rio proveniente da Mangio. In corrispondenza della scarpata di erosione è possibile osservare i depositi del conoide antico, che sono costituiti da ghiaie con cementazione buona ma non pervasiva, a cemento color ocra, diffuso soprattutto nella parte alta del deposito poco sotto il piano campagna. I clasti, da subangolosi ad angolosi, sono costituiti quasi esclusivamente da Calcare di Angolo, con dimensioni medie di 2–5 cm e con occasionali blocchi sino oltre il metro. Il deposito si presenta organizzato in livelli inclinati a basso angolo, costituiti da alternanze di porzioni a struttura *open-work* con livelli più ricchi di matrice fine.



Fig. A87 - Il conoide di Cimego: sulla destra si nota l'evidente scarpata che delimita il conoide antico, sulla sinistra il conoide attuale (foto P. Ferretti).

5.4.4. - Gruppo di Pratogrande (GR)

DEFINIZIONE - *Diamicton* massivi a supporto di matrice fine pedogenizzata con sparsi clasti eterometrici angolosi; *diamicton* massivi a blocchi angolosi in matrice fine; ammassi rocciosi disarticolati e coperture di blocchi accatastati *in situ* alla sommità di ammassi disarticolati (depositi di versante e di frana). Cementazione assente. Superficie limite superiore erosionale, alterazione variabile.

SINONIMI - Unità non cartografata dagli Autori precedenti.

AREA DI AFFIORAMENTO - Diffusi in tutto il foglio in corrispondenza di versanti a media acclività o al piede di questi. Corpi significativi sono presenti entro l'asse della Val Camonica, Lungo i versanti e in prossimità delle creste della valle del Mella, in valle del Càffaro sotto il Giogo del Maniva e nei valloni fra Bagolino e Cerreto.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosiva su unità permo-mesozoiche o su depositi neogenico-quadernari; superficie limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica; profilo di alterazione troncato. Il gruppo riunisce depositi messi in posto per gravità in gran parte anteriormente all'ultima avanzata glaciale, ma con profili di alterazione di difficile correlazione, risultando dalla somma della pedogenesi *in situ* e di quella subita dai materiali prima della rimobilizzazione lungo il versante.

LITOLOGIA - L'unità comprende depositi messi in posto per gravità.

Depositi di versante a prevalenti fini (depositi colluviali): *diamicton* massivi pedogenizzati, a supporto di matrice limoso-argillosa con sparsi piccoli clasti angolosi provenienti dal substrato locale.

Depositi di frana: *diamicton* massivi pedogenizzati a supporto clastico o di matrice con clasti angolosi eterometrici, da centimetrici sino a blocchi metrici, alimentati dal versante soprastante.

Depositi derivati da mobilizzazione del versante in corrispondenza di DGPV: ammassi rocciosi disarticolati e ribassati per gravità; coperture di blocchi accatastati *in situ* alla sommità di ammassi disarticolati.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie in genere ben riconoscibili, spesso troncate e in erosione. Localmente sono presenti limitati corpi, di scala non sempre sufficiente per la cartografabilità, che mantengono l'originaria morfologia di colata: colate di maggiore dimensione incidono i grandi coni di frana del versante sinistro della Val Camonica (Niardo, Braone), mentre estese colate polifasiche rivestono parte dei versanti della Valle di Dasdana e i valloni fra Bagolino e Cerreto.

Ben evidenti sono i corpi di frana presenti lungo il versante sud-occidentale della cresta Monte Colombine - Monte Maniva, allungati e a profilo convesso, con evidenti nicchie di distacco che intaccano la continuità della cresta stessa (Fig. A22).

Oltre a questi elementi minori, particolare spicco assume la grande porzione lungo il versante orientale del Giogo del Maniva, completamente disarticolata e ulteriormente rimobilizzata da deformazioni e scivolamenti di porzioni minori: essa appare con un ben individuabile profilo convesso, e delimitata da serie di trincee lungo le creste a monte (Fig. A21).

ETÀ - Pleistocene Il grande corpo disarticolato sotto il Giogo del Maniva presenta movimento polifasico, iniziato nel corso del Pleistocene e protrattosi probabilmente sino oltre l'ultimo massimo glaciale.

5.4.5. - Sintema del Po (POI)

DEFINIZIONE - *Diamicton* e ghiaie con clasti spigolosi (depositi di versante, di frana e di *debris-flow*). Ghiaie e sabbie stratificate (depositi alluvionali). Limi laminati, argille, torbe (depositi lacustri e di torbiera). *Diamicton* massivi a blocchi (depositi glaciali). Superficie limite superiore coincidente con quella topografica, caratterizzata da morfologie ben conservate, localmente in erosione, o ancora in evoluzione, suolo da assente a mediamente sviluppato, con spessore massimo pari a 30 cm, colore della matrice da 7.5YR a 10YR in funzione del *parent-material*, clasti non o poco alterati (solo *cortex*).

SINONIMI - Nei precedenti lavori la sua area di affioramento era cartografata come "Alluvioni recenti e attuali", "Detrito di falda, scoscendimenti e frane", "Conoidi di deiezione", "Torbiera", "Marocche", "Alluvioni terrazzate" *p.p.* (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 1948); "Alluvioni di fondovalle localmente passanti a depositi lacustri", "Detrito sciolto e cementato" *p.p.*, "Torbe e terreni torbosi recenti" (BONI & CASSINIS, 1973). Nei fogli CARG del Trentino (025-Rabbi, 026-Appiano, 042-Malè, 043-Mezzolombardo, 058-Monte Adamello, 059-Tione, 060-Trento, 080-Riva del Garda; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 2009, 2007b, 2007 a, 2012d, 2008, 2005a, 2010, 2005b) corrisponde al Sintema Postglaciale Alpino.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - La superficie limite superiore presenta morfologie da parzialmente erose - spesso terrazzate - a nette e ben conservate o, il più delle volte, ancora in evoluzione. I caratteri dell'alterazione variano a seconda dell'ambiente e del processo sedimentario considerato, del *parent-material*, nonché dei processi pedologici in atto. In generale è di modesta entità e con colore della matrice tipicamente compreso tra le pagine 7,5YR e 2,5Y (*Munsell Soil Color Charts*). I suoli sviluppati sulla superficie limite superiore variano da entisuoli ad inceptisuoli poco evoluti. L'alterazione dei clasti è molto ridotta, con *cortex* millimetrico, o del tutto assente. Rappresentando l'ultimo evento sedimentario, l'unità postglaciale non è coperta da altri depositi e ricopre tutte le altre unità.

AREA DI AFFIORAMENTO, LITOLOGIA, MORFOLOGIA - L'unità comprende tutti i depositi continentali formati dopo le fasi di ritiro dell'ultima avanzata glaciale, e affiora in maniera ubiquitaria in tutto il foglio, raggiungendo le maggiori estensioni e spessori in particolare nei fondovalle e ai piedi dei versanti vallivi.

Essa appare diffusa su tutta l'area del foglio in corpi di varia estensione, con genesi, caratteristiche litologiche e morfologiche nonché collocazione fisiografica strettamente correlate fra loro e quindi strettamente omogenee entro ogni singola facies.

Si preferisce quindi descrivere l'unità suddividendola primariamente per facies/ambienti genetici, entro ciascuno dei quali verranno poi indicate le

caratteristiche litologiche, morfologiche e la relazione geometrica dei corpi rispetto alla fisiografia circostante. Per le coperture di maggiore estensione e significato presenti nell'ambito del bacino del Chiese, inoltre, le descrizioni di dettaglio vengono riportate nel *box 5*.

Depositi messi in posto per gravità

Detriti di versante: nelle aree a quote più elevate e a scarsa copertura vegetale sono ampiamente diffusi *diamicton* e ghiaie massive o clinostratificate, eterometriche, a supporto clastico o di matrice, con clasti angolosi alimentati dal versante soprastante; essi formano talora estese falde detritiche spesso costituite da coni coalescenti, mentre più frequentemente si ritrovano in ridotte e discontinue placche alla base di ogni brusco incremento dell'inclinazione del pendio (cenge, ripiani di estensione locale etc.); in quest'ultimo caso, sono state omesse per non appesantire la leggibilità della carta. Estese falde detritiche sono presenti inoltre, sia alle alte che alle basse quote, alla base di pareti subverticali modellate su litotipi carbonatici massicci, ove appaiono costituite da corpi clinostratificati con alternanze di livelli a supporto clastico, scarsa matrice e clasti a selezione discreta, e livelli con abbondante matrice e clasti mal selezionati, angolosi e alimentati dal versante soprastante.

Depositi colluviali: ad esclusione delle aree in alta quota, pressoché prive di coperture sedimentarie continentali postorogeniche, tutti i versanti si presentano ammantati da estese coltri di materiali fini derivati dall'alterazione dei litotipi in posto, e rimobilizzati lungo il pendio da fenomeni di colluvionamento. In generale, questi depositi, spesso tutt'ora in formazione, sono stati omessi, privilegiando la continuità dell'interpretazione di litologia e strutture costituenti il cosiddetto "substrato". Solo localmente, laddove lo spessore e l'importanza di tali depositi e/o la complessità strutturale di un substrato affiorante solo in maniera limitata e puntiforme, tale coltre colluviale è stata cartografata nella sua estensione effettiva.

Si tratta in generale di *diamicton* massivi a supporto di matrice fine, limoso-argillosa, con sparsi clasti spigolosi rappresentativi dei litotipi sottostanti; nelle valli glacializzate inoltre la mobilitazione interessa anche i depositi neogenici, in particolare la spessa coltre di *till* di varia età e a diverso grado di alterazione, caratterizzandosi per la presenza di clasti dei bacini a monte o addirittura esotici, sovente da subarrotondati ad arrotondati.

Caratteristico delle coltri colluviali è inoltre il grado di alterazione estremamente variabile e di difficile lettura, in quanto rispecchia l'alterazione progressiva dei depositi che vengono rimobilizzati lungo il

versante stesso, sia per quanto riguarda il colore della matrice che l'alterazione dei singoli litotipi rappresentati nei clasti.

Depositi di frana: in tutta l'area del foglio sono presenti - con volumi e estensioni areali varie - *diamicton* massivi a blocchi da metrici a plurimetrici, messi in posto durante singoli eventi catastrofici (frane *l.s.*). Si distinguono corpi con superficie convessa, spesso in relazione con nicchie di distacco ben individuabili, legati a franamenti per scivolamento rotazionale in roccia, e corpi con superficie più caotica, costituiti da ammassi di blocchi e detrito più fine accatastati. Nel dettaglio si osservano spesso situazioni complesse, con eventi successivi di ordine minore parassiti sul corpo di frana principale. Particolare risalto assumono inoltre i corpi di frana sviluppati su estese porzioni di versanti interessati da deformazioni gravitative profonde (DGPV) o da movimenti franosi più antichi: è questo il caso, ad esempio, del grande corpo di frana polifascico che coinvolge e disloca il versante orientale del Gogo del Maniva e attribuito al gruppo di Prato Grande, che si presenta a sua volta interessato da nicchie di frana recenti, con scivolamento ulteriore di piccole porzioni ben individuate.

Localmente, il collasso di porzioni di un substrato lapideo pervasivamente fratturato ha generato brevi e ripidi valloni profondamente incisi, al cui sbocco si osservano corpi di frana, spesso polifascici, in cui i materiali sono stati distribuiti a ventaglio, assumendo la forma di vere e proprie conoidi di frana.

Depositi da trasporto in massa: *diamicton* massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa, con clasti angolosi eterometrici alimentati dai canali soprastanti, o a matrice limoso-argillosa con clasti da arrotondati a subangolosi provenienti dal rimaneggiamento di precedenti depositi glaciali. Questi corpi appaiono diffusi in tutta l'area, con estensioni molto variabili, da piccole colate estremamente localizzate sino a grandi conoidi costituiti dall'accrezione di più eventi sedimentari successivi. In generale, sono stati cartografati solo quando di particolare estensione e/o risalto morfologico.

Depositi alluvionali

Ghiaie massive o grossolanamente stratificate, a supporto clastico, matrice sabbiosa da assente a abbondante, clasti da subangolosi a arrotondati, a selezione variabile da scarsa a buona, spesso embricati; ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa in lenti clinostratificate, con ciottoli arrotondati e ben selezionati; intercalazioni sabbiose stratoidi o lenticolari, con laminazioni oblique a basso angolo o laminazioni incrociate; limi e limi sabbiosi massivi o laminati.

Particolare importanza, sia come distribuzione areale che come volumi, assumono i depositi localizzati nella valle del Chiese (*box 5*), ove i

sedimenti raggiungono spessori sino a 80 m, in sovrapposizione continua su depositi alluvionali e lacustri del tardoglaciale (cap. I.5).

In generale, negli assi vallivi principali i depositi alluvionali evidenziano più fasi di erosione e sedimentazione successiva, dando luogo a morfologie terrazzate, con alterazione decrescente dalle superfici più alte verso l'alveo attuale, e scarpate di ordine metrico, quasi sempre non rappresentabili alla scala della carta.

Limitate placche di depositi alluvionali - non cartografabili a questa scala - sono presenti discontinuamente entro l'alveo di gran parte dei corsi d'acqua a carattere torrentizio confluenti nelle valli principali; anche qui, localmente i materiali appaiono organizzati in più fasi di deposito e successiva erosione, sottolineate da orli di scarpata erosionale spesso netti e terrazzamento delle superfici. Ad essi si intercalano in rapporto di eteropia gli apporti dei canali confluenti, dominati da trasporto in massa e spesso modellati a forma di cono con elevata pendenza della superficie.

Depositi lacustri e di torbiera

Alternanze di limi e sabbie fini laminati in sequenze decimetriche, con intercalati livelli di torba, sono presenti in alta quota in bacini di limitata estensione areale e esigua profondità, sviluppati in depressioni intermoreniche o a ridosso di dossi montonati. Limi, limi sabbiosi e limi argillosi in sequenze laminate e gradate sono presenti lungo tutto il perimetro del Lago d'Ampola e presso il canneto sulla sponda settentrionale del Lago d'Idro a S di Baitoni.

ETÀ - Cronologicamente il sintema del Po si inquadra tra la parte terminale del Pleistocene superiore e l'Attuale.

Box 5 - Depositi compresi nel sintema del Po, bacino del Chiese: descrizioni di dettaglio

Detrito di versante e detrito di falda, localmente a grossi blocchi

Il "detrito di falda" si distribuisce ai piedi dei versanti inclinati e alla base delle pareti rocciose, formando talora coltri continue. In molti casi le falde detritiche si generano a partire da una parete in roccia, come avviene sovente in presenza di rocce carbonatiche, in altri casi si distribuiscono con forma a ventaglio a partire dall'incisione che li alimenta, sebbene si siano potuti cartografare con il simbolo morfologico di *cono detritico* soltanto le forme di maggior estensione. In diverse situazioni, alla caduta per gravità si associano fenomeni di ruscellamento concentrato e di rimaneggiamento che possono assumere la forma di colate di trasporto in massa (*debris-flow*), anche dove non specificamente indicati.

Nelle maggiori valli glacializzate (Val di Bondone, Valle Aperta, Valle di Daone e valli laterali), le falde detritiche si osservano in tre situazioni diverse rispetto alla presenza/assenza del ghiacciaio:

1) Le falde detritiche più potenti ed estese si trovano solitamente sui versanti al di sopra del limite LGM della valle principale, come il versante sinistro della Valle di Daone, la Val Molinello, il versante orientale di Cima Pissola sopra Buoniprati, il versante orientale del Dos di Laven (Coldom, Malmarone) e lo sbocco della Val Sorino (Val Aosta).

2) Ampie falde detritiche si rinvencono anche lungo i versanti lasciati liberi dal ghiacciaio vallivo durante le prime fasi della deglaciazione, quando i ghiacciai laterali andavano separandosi da quello del Chiese. Esempi di questo genere si osservano lungo il versante orientale della valle del T. Nova, allo sbocco della valle del T. Ribor e della Valle Aperta e in tutta la media Valle di Bondone.

3) Infine, falde e coni detritici si osservano alla base delle pareti che si raccordano con il fondovalle principale, come in tutta la Valle di Daone, nella media Valle di Leno e in Valle Aperta. In questo caso il detrito di falda occupa spesso le "zone d'ombra" tra adiacenti conoidi di *debris-flow*.

Potenti falde detritiche si osservano anche nelle valli non glacializzate caratterizzate da substrato calcareo-dolomitico in destra Chiese (Bestem, Valle di Lorina), o dove era presente il solo ghiacciaio vallivo, come lungo tutto il versante sinistro della valle del Chiese e sui fianchi E, S e O del Monte Macaone. In alcuni casi la formazione di queste falde detritiche è associata alle condizioni periglaciali determinate dalla presenza del ghiacciaio vallivo e quindi, laddove vi siano evidenze di sostegno a valle da parte dal ghiacciaio combinate a erosione e/o assenza di attività attuale, esse sono state cartografate all'interno delle unità LGM (SGD e subsistemi), come sul versante sopra Storo, a Terramonte. Viceversa, dove le geometrie di appoggio non sono chiare o dove il ghiacciaio vallivo era assente (valle del Rio Torto in Valle di Lorina), le falde detritiche sono state inserite in questa unità.

La tessitura e composizione del detrito di falda ha una certa variabilità, legata al litotipo prevalente nel versante interessato. In genere i depositi sono costituiti da ghiaie o ghiaie e blocchi con clasti da centimetrici a decimetrici, angolosi e subangolosi, struttura aperta o parzialmente aperta e matrice da sabbioso-ghiaiosa a sabbioso-limosa in quantità variabile in funzione dei litotipi coinvolti. I depositi alla base delle pareti costituite dalle vulcaniti permiane, Verrucano Lombardo e Dolomia Principale hanno scarsa matrice sabbioso-ghiaiosa. In presenza di substrato costituito da Formazione di Collio, Servino, carniola di Bovegno, Calcere di Zu e Corna la matrice, da limoso-sabbiosa a sabbioso-limosa, diviene nettamente più abbondante.

Lo spessore di questi depositi è molto variabile, ma può arrivare a qualche decina di metri lungo i versanti e alla base delle pareti più erodibili e/o intensamente tettonizzate (Val Comune, Val Molinello, versante orientale del Monte Melino, versante meridionale del Monte Macaone, versante settentrionale del M. Corno di fronte a Storo, versante nord-orientale di Cima Spessa). La cementazione è varia: solitamente assente nei depositi silicoclastici dei versanti in destra Chiese, presente ma mai pervasiva nelle falde a clasti carbonatici del settore orientale dove è più comune nelle porzioni più superficiali e nei versanti esposti a meridione.

In passato questi depositi situati sul versante sinistro del Chiese sono stati oggetto di una modesta estrazione di ghiaia; i vecchi piani di cava ospitano attualmente delle discariche per inerti.

Detrito di versante, localmente a grossi blocchi

Depositati di versante spesso a grossi blocchi, associati ad accumuli di frana sono frequenti su tutto il versante destro del Chiese all'interno di aree coinvolte in DGPV. In questi casi la distinzione tra accumuli di frana e detriti a grossi blocchi è difficile e talora arbitraria, soprattutto dove il versante è costituito dalla Formazione di Collio e dalle vulcaniti permiane che all'interno di DGPV tende a fratturarsi e disarticolarsi in grossi blocchi con o senza trasporto verso valle. Esempi di questa situazione sono il versante SE del Col del Bue sopra la cartiera di Condino, quello di Faserno, e quello di Pice-Darzo dove limitate aree di roccia affiorante compaiono all'interno di un manto di depositi di versante a grossi blocchi e limitati accumuli di frana che ricoprono quasi per intero il fianco della valle. Lungo la strada che da Cà Rossa sale a Faserno, depositi di versante e isolati blocchi plurimetrici di Collio e vulcaniti permiane affiorano in maniera pressoché continua nei tagli stradali e lungo il versante boscato.

Nelle aree non o scarsamente glacializzate durante lo LGM in destra Chiese, quali il lato esposto a meridione della Val Sorino, la valle di Malga Casina Vecchia, e la valle del Rio Torto (Valle di Lorina) in alcuni casi sono stati cartografati come detrito di versante anche i depositi eluviali-colluviali evoluti direttamente a spese del substrato e senza un trasporto significativo.

Questi depositi, solitamente con potenza inferiore a 1-2 metri, tendono a regolarizzare il versante e sono stabilizzati da suoli ben evoluti.

Depositi di frana

I principali accumuli di frana nella valle del Chiese sono ubicati alla base di versanti coinvolti in DGPV. Sono pertanto frequenti su tutto il versante destro del Chiese a valle di Pieve di Bono, dove sono associati a più ampie aree di depositi di versante talora a grossi blocchi, e sul versante sinistro alla base della grande DGPV di Cima Agli. Nelle frane del versante sinistra Chiese e nella valle del T. Ribor prevalgono i meccanismi di crollo, mentre in quelle in destra Chiese i fenomeni rototraslativi. Accumuli di frana per colamento di detrito e/o soliflusso, che interessano i depositi più superficiali, si sono osservati in situazioni molto limitate e localizzate, come ad esempio, nei pressi di Malga Campello.

Una serie di piccole frane di crollo con accumuli caratterizzati da grossi blocchi e talora evoluti in *rock-glacier*, si osservano sul versante NO del Monte del Gelo, in prossimità della testata sul versante N del Monte Lavanech, e sul versante N del crinale tra il Cingolo Rosso e Cima Clevèt.

Nella bassa Val Aperta si notano due corpi di frana presso la confluenza con il torrente che scende da Malga Campiello. L'accumulo più occidentale ha parzialmente ostruito l'impluvio di Malga Campiello, mentre quello orientale, che coinvolge quasi tutto il versante sino alla quota di 1550 m, aveva ostruito il fondovalle del T. Giulis che attualmente erode il piede dell'accumulo. In entrambi prevale il meccanismo rototraslativo e vengono interessate le arenarie e conglomerati del Verrucano Lombardo. Un accumulo di frana per movimento rototraslativo che coinvolge il Verrucano Lombardo e depositi glaciali del SGD si nota sul ripiano di Planezzo, allo sbocco della Val Aperta tra le quote 1200 e 950 metri.

Il potente accumulo di frana di Malga Caino (Boer) è ubicato di fronte al paese di Condino, alla base della grande DGPV di Cima Agli. La nicchia della frana di crollo non è conservata in quanto il distacco ha coinvolto tutta la fascia di crinale tra il Passo del Giovo e la Colma di Dalguen lungo un livello di scollamento concavo che rappresenta la prosecuzione verso S di uno dei piani della DGPV di Cima Agli. L'accumulo, lungo 1200 m e largo 700 m, con uno spessore medio stimabile tra i 30 e i 50 m, è costituito da un *diamicton* massivo a supporto di clasti con litotipi prevalentemente di Calcere di Zu e Corna e matrice sabbiosoghiaiosa e, subordinatamente, sabbioso-siltosa. Nella porzione terminale l'accumulo, che durante la sua messa in posto aveva sbarrato la valle e innalzato temporaneamente il livello di base della piana alluvionale del Chiese nel tratto a monte, è inciso dai meandri del Chiese che forma delle scarpate in erosione alte sino a 70 metri.

Due accumuli di frana di crollo, parzialmente rielaborati in depositi di versante e di *debris-flow* sono presenti a monte di due conoidi di *debris-flow* sopra Condino sul fianco destro della valletta del Rio di Cron. Poco più a S, sul versante di Coldom tra le quote 1420 e 1100 m, sono visibili due altri corpi di frana a movimento rototraslativo che coinvolgono il Verrucano Lombardo e il Servino.

Tre evidenti corpi di frana, che coinvolgono la Formazione di Collio e le vulcaniti permiane, occupano i fianchi della Val Sorino verso lo sbocco con la valle del Chiese. L'accumulo di maggior estensione (circa 0,25 km²) è ubicato sul fianco destro della valle, tra la Val Aosta e la valletta che scende dalla cima del Dosso della Croce. Si tratta di una frana di crollo la cui nicchia di distacco lineare lunga 600 m si sviluppa intorno alla quota di 1500 m. L'accumulo, caratterizzato da porzioni a megablocchi, scende sino sul fondovalle (Ponte della Presa, q. 1251 m) dove è scalzato al piede dall'erosione del T. Sorino. Il secondo accumulo di frana si distingue poco a N di Madonna del Rosario: la nicchia di distacco semicircolare è ubicata a quota 1520 m mentre l'accumulo che coinvolge in parte i depositi glaciali del CM scende sino a q. 1300 m. Dirimpetto a questo, sul versante sinistro della valle, si nota un terzo accumulo di dimensioni più limitate, ben osservabile lungo la strada che sale verso Coldom.

Sul fianco destro del Rio Bianco, all'apice del conoide di Cà Rossa, si osserva un deposito caotico prodotto da fenomeni di crollo da parte delle pareti di lave riodiacitiche presenti alle quote di 750 – 850 m. Infine, a monte di Lodrone sul fianco E del Monte Macaone, è presente

un accumulo dovuto a movimento roto-traslazionale che coinvolge la Formazione di Collio e depositi di versante, andando a ostruire parzialmente la valle di Malga Casina Vecchia.

Depositi di debris-flow

I *depositi di debris-flow* sono piuttosto diffusi alla base e lungo i versanti più acclivi, soprattutto sul fondovalle e sui fianchi della valle del Chiese e delle maggiori valli laterali, dove danno luogo a conoidi talora coalescenti.

Lungo le valli **Giudicarie** ampi conoidi di *debris-flow* occupano gran parte del fondovalle. Nel tratto a monte, tra Lardaro e Cimego, sul versante destro i conoidi sono limitati allo sbocco delle principali valli (Pieve di Bono e Cimego), mentre sono più sviluppati lungo il versante sinistro nel tratto di versante tra Bocca Giumella e il Passo del Giovo. Nella parte inferiore, a valle della frana di Malga Caino (Boer) che sbarra quasi completamente la valle, i conoidi in destra Chiese formano una fascia pressoché ininterrotta sino a Ponte Caffaro, mentre sono meno sviluppati o assenti sul fianco sinistro della valle. Questa asimmetria, legata alla diversa morfologia e litologia dei versanti, risponde anche in modo diretto alla presenza di deformazioni gravitative profonde comuni soprattutto in destra Chiese tra Prezzo e Ponte Caffaro (descritti nel seguito).

Il grande sviluppo di conoidi in destra idrografica, come allo sbocco della Valle Aperta, valle di Cimego e Val Sorino, ha costretto il corso del Chiese contro il versante destro sino al suo sbocco nella piana di Storo, e determinato l'erosione al piede dei conoidi più estesi, come quelli di Cimego e allo sbocco della Valle Aperta. I depositi di *debris-flow* in destra Chiese tra lo sbocco della Valle Aperta e Cà Rossa sono costituiti da *diamicton* massivi a supporto di clasti e più raramente di matrice, intervallati a ghiaie grossolane e lenti sabbioso-ghiaiose decimetriche, con sottili intercalazioni sabbioso-limose, talora contenenti frustoli carboniosi (Fig. A88). La litologia dei clasti, di dimensioni medie di 2–10 cm, con alcuni blocchi sino oltre 1 m, riflette quella dei versanti a monte (Verrucano Lombardo, vulcaniti permiane e Collio), con rarissimi clasti tonalitici e granodioritici alterati, presenti solamente nelle porzioni più profonde. L'arrotondamento è vario, con elementi angolosi che prevalgono nei conoidi minori e clasti da subangolosi ad arrotondati nei conoidi allo sbocco della valli principali.



Fig. A88 - Intaglio in un conoide in destra Chiese, poco a S della cartiera di Condino (foto P. Ferretti).

In sinistra idrografica del Chiese, nel tratto tra Cologna e Cimego, si osservano ampi conoidi di *debris-flow* alimentati dal versante occidentale che scende dal crinale di Cima Angli – Cima Palone, corrispondente alla DGPV di Cima Angli. I conoidi del sintema del Po si sono sovrapposti a quelli del sintema del Garda attualmente in fase erosiva. La forma più evidente è rappresentata dal grande conoide alimentato dalle due incisioni che scendono da Bocca Giumella che, durante la sua massima espansione, era arrivato a sbarrare il fondovalle; attualmente il conoide è attivo solamente nella parte apicale dell'impluvio meridionale mentre l'impluvio settentrionale e l'unghia del conoide sono in forte erosione (Fig. A89). Questi conoidi sono costituiti da ghiaie con ciottoli da angolosi a subangolosi, esclusivamente carbonatici (Dolomia Principale, Calcare di Zu, Corna). La dimensione dei clasti è mediamente di 2-4 cm, con matrice limosa grigio-giallastra da assente (struttura *open work*) sino a costituire il 20% del deposito. Le porzioni *open work* sono solitamente cementate con sottili cementi calcitici a menisco e organizzate in livelli inclinati a basso angolo (5° - 10°) verso valle, alternati ad altri ad angolo maggiore (15° - 25°), di spessore decimetrico.



Fig. A89 - Conoide di *debris-flow* in sinistra idrografica del Chiese, presso l'invaso artificiale di Cimego, alimentato dalle due incisioni che scendono da Bocca Giumella. (foto P. Ferretti).

Un deposito di *debris-flow* costituisce anche il terrazzo di Strada a Pieve di Bono. Il deposito forma un terrazzo largo 100 m a pendenza regolare limitato verso O da una scarpata alta 5-10 m legata all'incisione del T. Adanà, ed è evoluto a spese dei depositi del terrazzo del Rio Marach ad Agrone (SGD₁). A Strada, in sinistra Adanà (q. 545 m), si può osservare la scarpata in erosione costituita alla base da 2-3 m di ghiaie a matrice sabbioso-ghiaiosa, con clasti subarrotondati e talora subangolosi di dimensioni 1-15 cm e alcuni blocchi sino a 50 cm. Verso l'alto si passa a 2 m di ghiaie da medie a grossolane ben cernite, a stratificazione

suborizzontale, con lenti di 15-20 cm di ghiaietto e sabbie medie. I clasti sono in prevalenza carbonatici non alterati (Dolomia Principale, Calcare di Zu e subordinatamente Calcare di Angolo), con una percentuale del 2-5% di arenarie rosse e rare tonaliti e granodioriti. Il deposito è variamente cementato, con sottili cementi isopachi nelle porzioni più ghiaiose a scarsa matrice. La parte inferiore dell'affioramento definisce un ambiente di *debris-flow* mentre verso l'alto si passa a facies torrentizie.

In **Valle di Daone** i principali conoidi di *debris-flow* si osservano allo sbocco della valle del T. Redotten in loc. Plana e tra Limes e la confluenza della Val Comune. I conoidi maggiori, caratterizzati da pendenze elevate (20-28%), si osservano sul lato destro della valle allo sbocco della Val Bona (Vermongoi) e della valle a SO del Corno Vecchio. Entrambi i conoidi tendono a sbarrare la valle e sono incisi alla base dal Chiese, che dà origine a una scarpata alta sino a 10 m. I depositi sono costituiti da *diamicton* clasto-sostenuti a clasti angolosi, subangolosi e subarrotondati con dimensioni variabili dalle ghiaie ai massi superiori al metro. Le litologie riflettono quelle dei bacini a monte, ma sono rappresentate soprattutto da Calcare di Angolo e Calcare di Camorelli, che formano le pareti in erosione delle testate vallive. La matrice varia da sabbioso-ghiaiosa a limoso-sabbiosa, e sono talora presenti intercalazioni lentiformi di ghiaie e ghiaie sabbiose stratificate. Nelle valli laterali della Valle di Daone, gruppi di conoidi di *debris-flow* sono comuni lungo il fondovalle della Valle di Leno, in Val Bona (Malga Valneda) e presso Malga Val Nova.

In **Val di Bondone** i conoidi di *debris-flow* sono comuni soprattutto sul versante settentrionale, dove formano una fascia tra Raser e Bondone di Sopra, dove si uniscono ai conoidi del subsistema della Valle di Bondone (SGD₁₈). La maggior parte dei conoidi è inattiva: sono erosi alla base dal T. Adanà, e alcuni presentano una marcata incisione, profonda anche 10-15 m, lungo il corso d'acqua che li alimenta.

In **Valle Aperta** i maggiori depositi si osservano nei pressi di Malga Bondolo e ai piedi del versante S del Monte Tanarone. In Val Sorino sono comuni nel tratto mediano della valle, allo sbocco della Val Dormeura. In Valle d'Ampola e Valle di Lorina i depositi di *debris-flow* sono invece poco rappresentati, e confinati allo sbocco di valli e impluvi laterali.

I depositi di *debris-flow* delle valli laterali sono costituiti da *diamicton* a supporto clastico o da ghiaie a matrice sabbiosa e localmente limosa. I clasti sono prevalentemente angolosi e subangolosi, con litotipi di varia natura, in relazione alla zona di alimentazione. La struttura del deposito è massiva, pur riconoscendo localmente lenti che definiscono una grossolana stratificazione lungo il versante.

Depositi colluviali

Sono diffusi soprattutto ai piedi di conoidi di *debris-flow* a basso angolo, lungo versanti poco acclivi e in corrispondenza di aree depresse in presenza di depositi glaciali o di substrato ricco in materiale siltoso-argilloso quale, Servino, Verrucano Lombardo e Formazione di Werfen.

Nella maggior parte dei casi non hanno estensioni tali da poter essere cartografate. Plaghe di una certa estensione si sono osservate alla base della parete S del crinale in Verrucano Lombardo tra il Cingolo Rosso e Cima Clevét e presso la sella di Buoniprati, dove ricordano i depositi di *debris-flow* con quelli palustri al centro della piana. Si ritrovano sul terrazzo di Por sopra Pieve di Bono dove colmano piccole depressioni create dal contatto glaciale. Sono comuni nella parte alta della Val Sorino presso Malga Vacil e sotto Malga Serolo e in tutta la parte alta della valle di Malga Casina Vecchia dove sono evoluti direttamente a spese del substrato in Verrucano Lombardo.

Si tratta solitamente di limi e limi argillosi massivi color bruno-rossastro con rari clasti potenti da qualche decimetro a qualche metro. In taluni casi la frazione clastica è più abbondante sino a raggiungere il 20% del deposito.

Depositi alluvionali e torrentizi

I depositi alluvionali e torrentizi di maggiore estensione ed importanza si trovano nel fondovalle del fiume Chiese e, subordinatamente, in Valle d'Ampola e Valle di Lorina.

In **Valle di Daone** sono comuni nel tratto tra Limes e la confluenza con la Val Comune e nei pressi della Diga di Ponte Morandin. Si tratta di sedimenti sovente terrazzati, costituiti da

ghiaie da medie e grossolane con blocchi metrici, ghiaie sabbiose, e rare lenti di sabbie grossolanamente stratificate. I clasti, da subangolosi a ben arrotondati, sono costituiti in prevalenza da tonaliti e granodioriti e da una percentuale variabile (20-60%) di rocce carbonatiche, arenarie e conglomerati della serie permo-triassica. Le alluvioni, il cui spessore massimo è stimabile in 10-15 m, sono ricoperte e/o interdigitate con i conoidi di *debris-flow* e di tipo misto sviluppati allo sbocco delle maggiori valli laterali, che in molti casi hanno confinato o deviato il corso d'acqua del fondovalle principale.

La **piana alluvionale del Chiese** si sviluppa tra Pieve di Bono e il Lago d'Idro. Nel primo tratto, sino a Storo (Cà Rossa), costituisce una stretta fascia, talora chiusa dai conoidi di *debris-flow* allo sbocco delle valli principali e da depositi di frana (Cimego). Nel secondo tratto, sino alla sponda settentrionale del Lago d'Idro, la valle si allarga sino a 1,5 km ed è riempita da una potente successione di sedimenti del Chiese e del torrente Palvico. Nella zona industriale di Condino alcuni scavi temporanei hanno permesso la descrizione della parte più superficiale delle alluvioni. Si tratta di ghiaie e ghiaie sabbiose con ciottoli da arrotondati a ben arrotondati di dimensioni medie tra 4 e 15 cm e elementi sino oltre 30 cm, con matrice da scarsa sino ad abbondante, con tessitura da sabbia media a ghiaia fine. Le litologie sono prevalentemente carbonatiche (80-90%: Dolomia Principale, Calcarea di Zu, Calcarea di Angolo) con una percentuale variabile (2-10%) di arenarie e conglomerati e una piccola percentuale (2-5%) di tonaliti e granodioriti. Il deposito appare grossolanamente stratificato con strati tabulari sottolineati da sottili intercalazioni di sabbie e sabbie limose, che sono più frequenti nella porzione sommitale del deposito.



Fig. A90 - Traccia di paleoalveo in forma di ansa di meandro a N di Storo (foto P. Ferretti).

La **piana di Storo** (Fig. 90) è occupata quasi per intero dal conoide alluvionale a basso angolo (1%) del torrente Palvico che si spinge sino alla piscicoltura a E di Darzo e verso S sino alla confluenza del Rio Fontana Bianca. Il conoide è costituito da alternanze di ghiaie a clasti

ben arrotondati e livelli a clasti angolosi-subangolosi entrambi a composizione esclusivamente carbonatica. Il limite tra il conoide di Storo e la piana alluvionale del Chiese è stato tracciato anche grazie alla carta del microrilievo, che ha evidenziato nell'area di pertinenza del conoide ondulazioni tipiche di una piana *braided* con direzioni conformi al divagare del torrente Palvico. Nella parte centrale della piana di Storo lo spessore del riempimento alluvionale del Chiese-Palvico è conosciuto solamente attraverso il sondaggio profondo di Lodrone (cfr. Fig. A24 - sondaggio Lodrone di Storo.) dove raggiunge i 79 m

In **Valle d'Ampola** strette fasce di depositi alluvionali a clasti carbonatici, che inglobano blocchi di tonalite e granodiorite, si rinvengono lungo il Palvico tra l'apice del conoide di Storo fin quasi alla località alla Tolla (q. 702 m). A N del Lago d'Ampola i depositi alluvionali occupano il fondovalle per una larghezza di 100–150 m, con composizione variabile dalle ghiaie sino a limi e limi sabbiosi.

In **Valle di Lorina**, nel tratto di fondovalle tra Fienili Lorina e lo sbocco della Val Paolera è presente una stretta fascia di depositi alluvionali. Nel tratto a monte le alluvioni bordano sui due lati il conoide di *debris-flow* dello LGM (supersistema dell'Adige), che risulta terrazzato di 10-25 m rispetto alla piana attuale. Le alluvioni sono costituite da ghiaie grossolane e blocchi con clasti carbonatici da subangolosi a ben arrotondati, con matrice sabbiosa. Nel tratto inferiore, a valle della confluenza con il Rio Torto (q. 830 m), si rinvengono nell'alveo e nei depositi spondali numerosi blocchi plurimetri di tonalite e granodiorite, particolarmente frequenti nel tratto a valle della confluenza della Val Paolera.

Strette fasce di depositi alluvionali, sovente non cartografabili, si rinvengono infine nella Val di Bondone, nella valle del Ribor, in Valle Aperta e in Val Sorino. I depositi alluvionali del Ribor, con spessori di oltre 5 m, sono osservabili presso la confluenza con il Chiese, dove si interdigitano con i conoidi di *debris-flow* e di versante. Sono costituiti da ghiaie grossolane con massi, debolmente sabbiose, grossolanamente stratificate. I clasti, generalmente subangolosi ed angolosi, subordinatamente subarrotondati, sono costituiti da arenarie e conglomerati del Verrucano Lombardo, da calcari di Angolo e Camorelli, da siltiti del Servino e, in piccola percentuale, da granodioriti del Bruffione.

Depositi palustri e torbiere

Si tratta di depositi organici a torbe con intercalazioni di argille e limi spesso laminati, di color grigio scuro sino a nero quando molto ricche in sostanza organica. Le aree di maggior estensione si incontrano presso due zone umide soggette a tutela in quanto biotopi: lungo tutto il perimetro del Lago d'Ampola (Fig. A91) e presso il canneto sulla sponda N del Lago d'Idro a S di Baitoni.

In alcuni ristretti settori nella bassa Valle del Chiese come nel tratto tra Darzo e Ponte Caffaro (loc. Quadrelle e Palade) le facies alluvionali a ghiaie prevalenti sono sostituite da facies lacustri-palustri con limi e limi sabbiosi talora con torba e sostanza organica. Lo spessore medio di questi depositi nell'area artigianale di Storo (sondaggi Servizio Geologico P.A.T) è di una decina di metri e poggiano su ghiaie e ghiaie grossolane interpretate come depositi dei conoidi di *debris-flow* di Darzo e Lodrone. Queste facies si trovano in corrispondenza di settori leggermente depressi (al massimo 2-3 m) rispetto al livello medio della piana alluvionale, dove si creavano ristagni acquitrinosi, attualmente bonificati anche in seguito alla rettifica del corso del Chiese come testimoniano le tracce di paleoalvei del Chiese tra Darzo e Lodrone. Un secondo paleoalveo ad andamento meandriforme è stato osservato poco a N di Storo (Fig. A90).



Fig. A91 - Il Laghetto d'Ampola con la torbiera che lo delimita verso NE (foto P. Ferretti)

Nelle valli laterali depositi palustri si riscontrano in piccole depressioni di sovraescavazione glaciale o sbarrate da depositi glaciali, di frana e di conoide come in Val Sorino sotto Malga Serodine, in Val Aperta in due piane retrostanti le due cerchie moreniche di Malga Bondolo e presso la Malga Val Aperta. Piccole piane palustri si rinvengono nella parte alta del T. Ribor presso Malga Maresse, Lago Maresse e nella valle di Malga Clevét, in Valle di Daone presso Pracul e in Val di Leno presso Malga Gelo. Nella piana di Buoniprati depositi palustri occupano la depressione allungata creata dai due archi moreniche insinuati.

V. ASSETTO STRUTTURALE

(a cura di G.B. Siletto)

Le Alpi Meridionali sono la porzione sud-vergente e non metamorfica dell'edificio alpino, separate dalla porzione metamorfica e nord-vergente delle Alpi dal Lineamento Insubrico, una faglia transpressiva attiva principalmente a partire dall'Oligocene (SCHMID *et alii*, 1989). All'interno delle Alpi Meridionali, la porzione tra il lago di Como e le Giudicarie, detta Alpi Orobiche, consiste in una catena a pieghe e sovrascorrimenti (DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS, 1949; GAETANI & JADOU, 1979; BRACK, 1981; FORCELLA, 1988; SCHÖNBORN, 1992) strutturata durante le fasi di convergenza, subduzione e collisione continentale dal Cretacico al Paleocene (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; BERNOULLI & WINKLER, 1990; ZANCI *et alii*, 1990; CARMINATI *et alii*, 1997). Il sistema di pieghe e sovrascorrimenti è delimitato alla sua base da un orizzonte di scollamento che si approfondisce dai circa 5 km al margine con la pianura Padana fino a circa 16 km in prossimità della Linea Insubrica (CARMINATI & SILETTO, 1997).

Si osserva un generale ringiovanimento della deformazione e delle rocce coinvolte procedendo verso meridione: la deformazione polifasica alpina ha coinvolto il basamento metamorfico nei settori più settentrionali, e, più a S, le coperture da permiane a cenozoiche che si sono deposte durante il ciclo alpino. La geometria pre-deformazione dei bacini sedimentari ha fortemente influenzato la geometria dei sovrascorrimenti e delle zone trasversali che tagliano l'andamento generalmente E-O di pieghe e sovrascorrimenti (LAUBSCHER, 1985; SCHÖNBORN, 1992). Il batolite dell'Adamello si è

intruso al margine orientale delle Alpi Orobiche durante l'Eocene-Oligocene (43-30 Ma; DEL MORO *et alii*, 1985a,b), tagliando le strutture alpine (pieghe e sovrascorrimenti, p.es. Linea della Gallinera; CORNELIUS, 1928; BRACK, 1981, 1984a,b) metamorfosando per contatto sia il basamento che le coperture.

1.1 - STRUTTURE ERCINICHE

L'evoluzione pre-permiana delle Alpi Meridionali è documentata nelle rocce del basamento metamorfico, il cui *fabric* mesoscopico normale è dato da due gruppi sovrapposti di strutture a pieghe varisiche. Essi risultano dall'evoluzione strutturale polifasica pre-Alpina avvenuta a differenti profondità nella crosta, come è testimoniato nei recenti studi locali delle loro rispettive impronte metamorfiche (MILANO *et alii*, 1988; ALBINI *et alii*, 1994; MARONI *et alii*, 1995; SPALLA *et alii*, 1995; CADEL *et alii*, 1996; SPALLA *et alii*, 1999).

La ricostruzione delle differenti evoluzioni metamorfiche, insieme con i dati sulle età, ottenuti su base geocronologica e stratigrafica, mostrano che in differenti porzioni del basamento cristallino prealpino sono registrati episodi avvenuti durante una complessa evoluzione geodinamica (DIELLA *et alii*, 1992; SILETTO *et alii*, 1993; SPALLA & GOSSO, 1999), che si compone di:

- ispessimento tettonico risultante da subduzione e successiva collisione continentale varisica;
- esumazione e denudamento della catena varisica;
- assottigliamento crostale corrispondente a una fase di *rifting* intracontinentale, successivo al collasso della catena varisica (Permo-Triassico).

La ricostruzione di percorsi pressione-temperatura-tempi relativi della deformazione (P-T-t-d) ha dimostrato che porzioni anche adiacenti di basamento metamorfico pre-alpino contengono le tracce strutturali e mineralogiche di storie tettoniche contrastate e talora incompatibili (SPALLA & GOSSO, 1999). I contorni di queste unità tettono-termiche (o tettono-metamorfiche) sono oggi in questo settore molto sfumati, e le unità non sono arealmente ben caratterizzate, anche per la relativamente scarsa esposizione, e pertanto non sono state distinte. L'analisi petrografica ha tuttavia evidenziato alcune analogie con le unità tettonometamorfiche orobiche, con porzioni di basamento che hanno subito un'evoluzione da facies anfibolitica a scisti verdi, da facies anfibolitica a epidoto a scisti verdi, o completamente in scisti verdi.

Le strutture del primo gruppo (D₁) sono pieghe isoclinali, spesso sradicate e di piccole dimensioni, o una foliazione preservata all'interno dei *lithon* di S₂, sottolineata dall'orientazione preferenziale dimensionale di biotite e mica chiara nelle metapeliti. Nei *microlithon* S₁ delle metapeliti

sono principalmente presenti quarzo, plagioclasio, granato, rutilo, \pm opachi, \pm cloritoide, \pm epidoto. Talora la staurolite coesiste col cloritoide. Talora invece tutte le strutture osservabili sono marcate da clorite, mica bianca e albite.

Una diffusa retrocessione verso la facies degli scisti verdi avviene contemporaneamente allo sviluppo delle strutture del secondo gruppo (D_2), con la formazione di clorite, mica chiara II, plagioclasio albitico, \pm titanite.

Le strutture del secondo gruppo sono dominanti sia a scala regionale che alla scala mesoscopica.

La foliazione S_2 è mediamente immergente verso N con inclinazioni variabili tra 30° e 70° circa, sia nei micascisti, che nei paragneiss (Fig. A92).

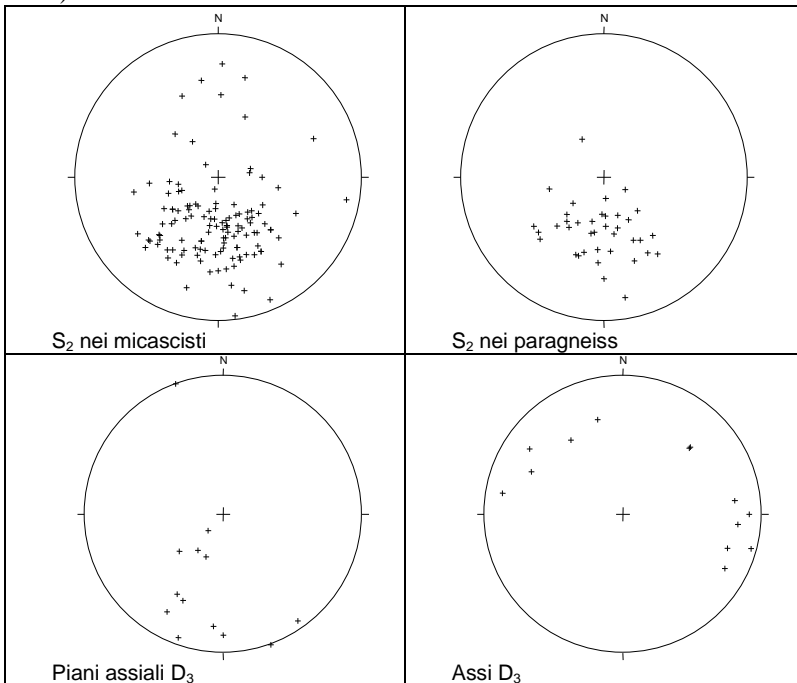


Fig. A92 - Proiezioni stereografiche degli elementi del fabric del basamento metamorfico (Reticolo di Schmidt su emisfero inferiore).

1.2 - STRUTTURE PERMIANE

La successione stratigrafica permiana, con alternanze di depositi terrigeni a granulometria molto diversa e intercalazioni di livelli vulcanici,

unitamente alla ricostruzione delle geometrie del substrato alla base del bacino di Collio (PEROTTI & SILETTO, 1996), suggeriscono forti gradienti morfologici legati a un sensibile controllo strutturale della sedimentazione. La regione appare quindi tettonicamente attiva durante il Permiano, e alcune faglie estensionali a direzione NO-SE che dislocano il limite basamento metamorfico-ignimbrite basale (Faglia delle Pofferatte, delle Persole, di Vaia, Fig. A95) sono probabilmente sinsedimentarie, in quanto suturate dai depositi del Verrucano Lombardo.

Il margine meridionale del bacino sembrerebbe coincidere con l'attuale Linea della Val Trompia (Paleo-linea della Val Trompia?, CASSINIS & PEROTTI, 1994), in prossimità della quale sono concentrati alcuni corpi magmatici permiani (DE CAPITANI *et alii*, 1994), fatto che ha indotto alcuni autori (CASSINIS, 1982) a ipotizzare che la Linea della Val Trompia fosse un'importante discontinuità crostale (MARTINA, 1966).

1.3 - STRUTTURE ALPINE

Le fasi tettoniche estensionali pre-convergenza alpina hanno fortemente condizionato la stratigrafia delle Alpi Meridionali, e di conseguenza anche la distribuzione e tipologia delle deformazioni alpine, sia per le variazioni di spessore, sia per la localizzazione di livelli reologicamente più favorevoli allo sviluppo di scollamenti (nel Triassico inf.: carniola di Bovegno; nel Trias superiore: facies carniche; nel Retico: Argillite di Riva di Solto). In funzione dell'età della deformazione possiamo distinguere una strutturazione precedente e una posteriore all'intrusione dell'Adamello, oltre alcune strutture geneticamente collegate ai meccanismi intrusivi, localizzate ai margini e all'interno dell'intrusione.

Le strutture deformative alpine pre-Adamello nelle Alpi Meridionali sono caratterizzate da un sistema a pieghe e sovrascorrimenti sud-vergenti, orientati circa E-O, che hanno prodotto raccorciamenti dell'ordine delle svariate decine di km (BRACK, 1984b; LAUBSCHER, 1985; SCHÖNBORN, 1992; ROEDER, 1992). L'età di queste strutture è generalmente attribuita alle fasi neo-alpine (tardo Cretacico, DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; BERSEZIO & FORNACIARI, 1988). L'intrusione dell'Adamello (41-38 Ma, Paleogene; DEL MORO *et alii*, 1985a,b chiaramente post-data queste strutture (BRACK, 1981, 1984a,b), che non sono più riconoscibili a E della Linea delle Giudicarie.

Ai margini meridionale e orientale del batolite dell'Adamello è sviluppata una fascia deformativa a pieghe e sovrascorrimenti, connessi in profondità ad ampie rampe di basamento cristallino (fascia a pieghe e sovrascorrimenti delle Giudicarie-Val Trompia, PICOTTI *et alii*, 1995), in cui strutture ad andamento E-O (Linea della Val Trompia; SUESS, 1869) si raccordano a strutture NNE-SSO (Linea delle Giudicarie).

La direzione di trasporto tettonico è cambiata nel tempo e si possono riconoscere due episodi, uno a vergenza SSO, l'altro SE, messi in relazione

a variazioni temporali del campo di sforzo regionale, e anche a locali scomposizioni del tensore dello *stress* lungo la Linea delle Giudicarie (PICOTTI *et alii*, 1995).

L'età della deformazione, sulla base dei depositi sintettonici nel *foredeep* sotto la Pianura Padana (PIERI & GROPPi, 1981), è compresa tra l'Oligocene sup. e il Miocene sup. (PICOTTI *et alii*, 1995).

All'interno del basamento metamorfico, la foliazione regionale (S_2) è spesso crenulata, o piegata a scala decimetrica (D_3) senza la formazione di una foliazione di piano assiale; le pieghe hanno spesso una asimmetria variabile (Z o S), testimoni dell'esistenza di pieghe di fase 3 a più grande scala di difficile ricostruzione per la scarsità di affioramenti (Fig. A93).



Fig. A93 – Pieghe di fase 3 nei micascisti a clorite e mica chiara. Affioramento lungo SS. 345 poco dopo la località Roncarolo (foto S. Racchetti).

1.4 - STRUTTURE LEGATE ALL'INTRUSIONE DELL'ADAMELLO

Nelle immediate vicinanze del margine meridionale dell'intrusione del plutone Re di Castello, le strutture pre-intrusione (pieghe a piccola e media scala nei sedimenti metamorfosati per contatto) mostrano una deformazione sin-intrusione variabile sia per intensità che per orientazione.

L'area compresa tra la Val di Stabio e la Val Fredda, è caratterizzata da una successione mesozoica intensamente deformata sia dalle spinte dell'orogenesi sia dall'intrusione del batolite dell'Adamello. Infatti nella Val di Stabio è riconoscibile una sinclinale posta sul versante a N del Monte Alta Guardia che presenta pieghe parassite nel calcare di Pratotondo e nell'Argillite di Lozio, nella zona a NO di Pian D'Astrio. Il fianco della sinclinale che immerge verso N e interessa le formazioni del calcare di Prezzo, della Formazione di Buchenstein e del calcare di Pratotondo è tagliato da un'apofisi della tonalite del Monte Alta Guardia.

Nel settore più orientale, in prossimità dell'Anticlinale del Monte Frerone si osserva una rampa tettonica con una piega anticlinale che si è imposta tra il calcare di Prezzo e la Formazione di Buchenstein. Nella val Bona il nucleo dell'anticlinale del Frerone è costituito dal Calcare di Angolo.

Il versante meridionale dell'Adamello mostra chiaramente i rapporti tra le diverse unità dei corpi magmatici e le geometrie con le rocce mesozoiche incassanti.

All'interno del plutone Re di Castello (BIANCHI *et alii*, 1970) sono presenti diverse strutture interpretate come legate a meccanismi di intrusione forzata:

- fascia con inclusi femici allungati e appiattiti al margine della struttura ad anello del Monte Listino (BRACK, 1983);

- zona con inclusi femici allungati al contatto tra la Leucotonalite della val Fredda e la tonalite del Lago della Vacca (JOHN & BLUNDY, 1993);

- l'intrusione della tonalite della Malga Listino è probabilmente responsabile della rotazione degli assi delle pieghe dell'anticlinale del Gaver (alta Val Caffaro) e del forte raccorciamento dei fianchi delle pieghe a S del Cornone di Blumone;

- la messa in posto della granodiorite del Bruffione postdata le deformazioni sin-intrusive.

All'interno dell'aureola termometamorfica le strutture preintrusive risultano ulteriormente deformate; in particolare le pieghe preintrusione vengono ulteriormente compresse e ruotate (anticlinale della val Fredda). Il metamorfismo di contatto inverte gli originari rapporti di competenza reologica tra gli interstrati calcarei e quelli marnosi del Calcare di Angolo, trasformando questi ultimi in rigide cornubianiti. Una successiva fase deformativa, probabilmente prodotta dalla messa in posto delle masse magmatiche più interne del plutone Re di Castello, produce un'ulteriore deformazione e compressione con conseguente *boudinage* degli interstrati cornubianitici (Fig. A94).



Fig. A94 - Cerniere di pieghe parassite nel Calcarea di Angolo; gli originari livelli pelitici, metamorfosati per contatto, sono più competenti dei livelli carbonatici e, a causa di una successiva deformazione, sono boudinati sui fianchi delle pieghe pre-intrusione (foto M. Gisolo).

Esiste infine, nella parte meridionale dell'area studiata, dalla valle di Cadino attraverso l'alta Val Caffaro verso il Passo Bruffione, un probabile allineamento di faglie che immergono verso il batolite e che ribassano di parecchie centinaia di metri le rocce sedimentarie poste al di fuori dell'aureola metamorfica.

1.5 - EVOLUZIONE MESOZOICA

Le successioni sedimentarie mesozoiche registrano gli eventi geodinamici che hanno portato alla individuazione del margine continentale S della Tetide Alpina ed alla sua evoluzione successiva (BERNOULLI *et alii*, 1979 BERTOTTI *et alii*, 1993). Alla scala dell'intero Sudalpino gli eventi distensivi norici e liassici, che precedettero l'apertura della Tetide Giurassica, portarono all'individuazione dei domini paleogeografici correntemente conosciuti nella letteratura scientifica come Bacino Lombardo, Piattaforma di Trento, Bacino di Belluno e Piattaforma Friulana (AUBOUIN, 1964; BOSELLINI, 1973). Il settore orientale del Foglio 079-Bagolino, cioè quello dove affiorano estesamente le successioni carbonatiche del Mesozoico rappresenta il bordo orientale del Bacino

Lombardo. All'interno di tale settore sono ben conservate le testimonianze delle fasi distensive noriche (JADOUL *et alii*, 1992), rappresentate dalla presenza di alcuni bacini intra-piattaforma delimitati da sistemi di faglie dirette, a direzione NNE-SSO e N-S, e faglie trascorrenti a direzione circa E-O (*transfer fault*); queste ultime spesso riattivate come trascorrenti sinistre durante le fasi di inversione strutturale alpina (CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; CASTELLARIN *et alii*, 1993; PICOTTI *et alii*, 1995).

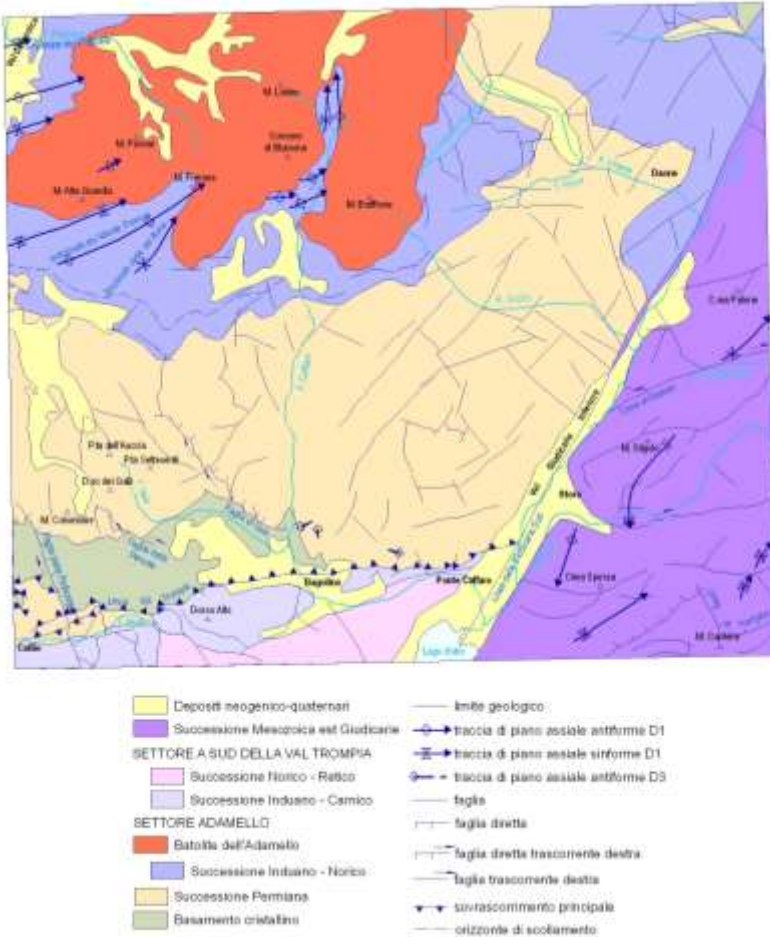


Fig. A95- Schema tettonico del Foglio 079-Bagolino.

1.5.1. - *Rifting norico-liassico*

Il settore del Foglio 079-Bagolino dove affiora la successione mesozoica si trova principalmente sul versante idrografico sinistro della valle del Fiume Chiese, separato tettonicamente dai terreni del Permiano e del Triassico inferiore-medio dalla Linea delle Giudicarie Sud (NNE-SSO), che si collega alla Linea della Val Trompia (circa E-O) fra Storo e Ponte Caffaro. Questo settore si colloca all'interno di una più vasta area compresa fra il Lago di Garda ed il Lago d'Idro, ed è costituito principalmente da unità del Triassico superiore (Dolomia Principale e depositi coevi) a comportamento rigido-fragile, sovrascorse attraverso la linea Tremosine-Tignale-Costa, durante le fasi neoalpine, sulle successioni giurassico-cretacico-terziarie in facies lombarda a comportamento reologico plastico, con vergenze orientali e sud-orientali (PICOTTI & PINI, 1988b). La conseguenza del diverso comportamento reologico ha consentito il buono stato di preservazione dei bacini intra-piattaforma, all'interno del blocco sovrascorso, che sono stati oggetto di numerosi lavori (PICOTTI & PINI, 1988a; TROMBETTA, 1992; TROMBETTA & CLAPS, 1995; CLAPS *et alii*, 1996; TROMBETTA *et alii*, 2006).

Le fasi del *rifting* norico (secondo alcuni autori distinto da quello Giurassico inferiore, secondo altri invece facente parte dello stesso evento) sembrerebbero, quindi, caratterizzate da una estrema dispersione delle aree soggette al fenomeno deformativo (distensione), da assi estensionali limitati e da un conseguente elevato numero di linee o fasce di trasferimento (BERTOTTI *et alii*, 1993).

Questi sistemi di faglie individuano, nel settore fra il Lago di Garda ed il Lago d'Idro, numerosi bacini intra-piattaforma norici di dimensioni variabili ma generalmente ridotte (da 6 a circa 40 km²), allungati preferenzialmente secondo una direzione NE-SO. Nel settore considerato, da N verso S, si individuano i seguenti bacini:

a) il Bacino del Monte Stigolo; b) il Bacino dell'Alpo di Bondone-Monte Calva; c) il Bacino di Tremalzo. Tutti questi bacini sono delimitati da sistemi di faglie sinsedimentarie a carattere distensivo a direzione circa NE-SO e/o NNE-SSO, cioè parallele alla scarpata Ballino Garda che costituisce il limite paleogeografico fra il Bacino Lombardo, ad O, e la Piattaforma di Trento ad E.

Per maggiori particolari sulle faglie sindeposizionali del settore in sinistra idrografica della Valle del Chiese si veda più avanti (paragrafo "Faglie mesozoiche").

1.5.2. - *Associazioni strutturali neoalpine*

L'elemento tettonico principale del Foglio 079-Bagolino è certamente la linea delle Giudicarie Sud (LGS) che correndo lungo la Valle del F. Chiese

(direzione NNE-SSO) divide il Foglio 079-Bagolino in due settori ben distinti: uno ad O, costituito dagli ingenti depositi magmatici legati al batolite dell'Adamello e dalla successione di prevalente età Permiano-Triassico medio e l'altro, ad E, formato dalle estese coperture sedimentarie del Triassico superiore. La LGS rappresenta il raccordo meccanico fra la linea delle Giudicarie Nord (Insubrica) con la Linea della Val Trompia (circa E-O), quest'ultima intercettata nel tratto compreso fra Storo e Ponte Caffaro. La LGS viene interpretata come faglia trascorrente sinistra lungo la quale i lati contrapposti avrebbero subito un movimento orizzontale dell'ordine di circa 10-12 km (PICOTTI *et alii*, 1995; 1997). Nell'area considerata la LGS interseca il substrato roccioso affiorante al ponte del Cimego, costituito dalla parte sommitale del Calcarea di Angolo con il caratteristico banco a brachiopodi (BITTNER, 1881; 1883).

1.5.3. - Settore orientale del foglio

Il settore posto ad E della Valle del F. Chiese può essere considerato in due parti ben distinte in base al diverso comportamento reologico delle successioni sedimentarie soggette alle fasi neo-alpine, a loro volta legate alla precedente evoluzione guidata dalla tettonica sin-sedimentaria norica (Fig. A96).

L'elemento di separazione fra questi due settori a differente comportamento sembra essere la linea del Doss del Vento, una faglia attiva durante il mesozoico successivamente riattivata come transpressiva destra durante la fase neo-alpina (vedere par. "faglie mesozoiche").

- a) il settore a S della linea del Doss del Vento, compreso fra la valle del F. Chiese ed i margini S ed E del foglio, sono caratterizzati dalla presenza di potenti successioni coeve di bacino e di piattaforma triassiche. Gli originari rapporti laterali fra le varie unità litostratigrafiche sono ben conservati ed è riconoscibile il quadro paleogeografico triassico di questo settore del Bacino Lombardo. La fase di riattivazione neo-alpina ha solo debolmente deformato tali successioni, soprattutto quelle bacinali, così che l'area corrispondente al bacino dell'Alpo di Bondone è attualmente una struttura a sinclinale con asse a direzione N30°-40°E. Discorso analogo per l'area del Monte Lavino-Dosso della Fame-Cima del Fratone, che rappresenta la parte più occidentale del bacino norico di Tremalzo, in quanto attualmente deformata in struttura brachi-sinclinale ad asse N30°-40°E: tale struttura è compresa a N dalla linea del Doss del Vento, ad attività transpressiva destra durante la fase alpina, ed a S dalla linea di Tremalzo. Questa sinclinale è attraversata, in direzione E-O, dalla linea del Passo Nota, anch'essa con movimento trascorrente destro che disloca orizzontalmente i due lembi di circa 1 km. Un'altra struttura legata alle fasi compressive e trascorrenti neo-

alpine è l'anticlinale di Storo, di direzione giudicariense (NNE-SSO), delimitata verso S dalla linea del sistema del Passo Nota.

- b) Il settore a N della linea del Doss del Vento presenta successioni sedimentarie un po' differenti poiché sono assenti i depositi terrigeni dell'Argillite di Riva di Solto ed il sovrastante Calcarea di Zu (membri del Grostè e di Tremalzo) presentano spessori e facies differenti. Un primo elemento strutturale importante, che attraversa in direzione E-O l'area dalla valle del F. Chiese, lungo la Valle Ossera e la Valle del Rio Piccole, fino a proseguire nel limitrofo Foglio 080-Riva del Garda, è la linea della Val d'Ampola: questa faglia presenta una componente principale trascorrente destra fin quasi alla Valle dell'Ampola; qui, la linea cambia direzione (da E-O a NE-SO) e tipo di movimento (da trascorrente a faglia inversa ad alto angolo): in tal modo la Dolomia Principale si sovrappone tettonicamente al Calcarea di Zu nei pressi del Laghetto dell'Ampola.

Lineamenti tettonici minori sono presenti nel settore più a N: per essi si è riscontrata una componente trascorrente destra sulle faglie a direzione ENE-OSO e sinistre in quelle ad andamento circa NO-SE. Fra queste si segnala la linea Vies-Trat anch'essa a componente trascorrente destra, che prosegue ad E nelle aree del Foglio 080-Riva del Garda. Fra questi due lineamenti a decorso circa E-O si segnala il piccolo bacino intra-piattaforma del Monte Stigolo deformato durante la fase di strutturazione alpina in una struttura a sinclinale con asse $N10^{\circ}-15^{\circ}E$.

Si segnala, sempre fra le strutture tettoniche la sinclinale con nucleo in Maiolica posta in sinistra Valle Sacche, ad asse circa NE-SO: tale struttura costituisce la prosecuzione occidentale della sinclinale del Monte Cadria, presente nel limitrofo Foglio 080-Riva del Garda. Questa struttura è delimitata verso S dalla linea Bestem posta in Valle delle Sacche, a O di Tiarno; anche questa linea viene interpretata come trascorrente destra.

1.5.4. - Faglie mesozoiche

Il rilevamento di campagna condotto parallelamente all'analisi stratigrafica (descrizione delle facies sedimentarie, misura di sezioni, correlazione laterale fra le varie unità distinte) ha consentito di individuare un reticolo di faglie attive sicuramente durante la fase di *rifting* norico. La distribuzione spaziale di queste linee ha permesso di meglio definire lo stato delle conoscenze relative alla paleogeografia del Triassico superiore di questo settore delle Alpi Giudicarie, caratterizzato da un mosaico di piccoli bacini euxinici all'interno della vasta piattaforma carbonatica della Dolomia Principale. In particolare, da N verso S, si segnalano i bacini intra-piattaforma del Monte Stigolo, il bacino dell'Alpo di Bondone-Monte Calva ed il bacino, probabilmente collegato a quest'ultimo, di Tremalzo.

Tali bacini si collocano all'interno di un più vasto "quadro" paleogeografico Triassico che si estende dal Lago di Garda al Lago d'Idro (PICOTTI & PINI, 1989; TROMBETTA, 1992; TROMBETTA *et alii*, 2006).

Le faglie attive durante il Norico, di direzione variabile da N-S (a carattere distensivo) a ENE-OSO e/o NE-SO (a carattere trascorrente, faglie di trasferimento – *transfer fault*) sono state riattivate durante le fasi alpine come trascorrenti sinistre.

Partendo da N, si incontra la linea Vies-Trat (Fig. A96), una importante faglia sindeposizionale riattivata durante le fasi alpine come trascorrente destra (CASTELLARIN & PICOTTI, 1990) il cui rigetto orizzontale è stimato in oltre 2 km, in base ai rilevamenti condotti in questo progetto.

La linea della Valle d'Ampola, a direzione ENE-OSO, è stata riattivata come trascorrente sinistra a carattere compressivo (si veda la zona del Laghetto d'Ampola dove la Dolomia Principale sovrascorre il Calcare di Zu (membro di Tremalzo e del Grostè); tale linea delimita verso S il bacino intra-piattaforma del Monte Stigolo che si allunga, in direzione N-S, per circa tre chilometri fino alla Valle d'Ampola.

Più a S, la linea del Doss del Vento rappresenta una struttura di *transfer fault* (direzione circa E-O) che ha agito durante il *rifting* norico come svincolo cinematico nel sistema di linee distensive, ad orientazione NNE-SSO, riferibili alla linea Ballino-Garda, limite fra la Piattaforma di Trento ed il Bacino Lombardo. Nel limitrofo Foglio 080-Riva del Garda la linea Doss del Vento si raccorda con le faglie della Val d'Oro e di Valera che costituivano durante il Liassico inferiore il margine della piattaforma della Corna (CASOLARI & PICOTTI, 1997). Durante le fasi di strutturazione alpina tale linea sarebbe stata riattivata come trascorrente sinistra; il rigetto orizzontale della stessa potrebbe essere stimato in oltre 2 km, nell'ipotesi che i depositi di *slope*/bacino affioranti a S di Storo (fianco O dell'anticlinale di Storo) fossero in continuità con quelli analoghi del bacino del Monte Stigolo (località Doss del Vento, 1 km ad E di Storo).

La linea del Piano di Bragone, che separa i depositi di piattaforma interna della Dolomia Principale, ad O, (Piano di Bragone) dalla coeva successione di *slope*/bacino (Cima Avez-Monte Lavino), ad E, rappresenta una delle faglie a direzione circa NNE-SSO a carattere distensivo associate al *rifting* norico; questa linea sembra anch'essa tagliata e dislocata da una linea trascorrente, sempre a direzione E-O, che prosegue nel limitrofo Foglio 080-Riva del Garda (Sistemi del Passo di Nota, e della Valle dei Sospiri). Questa linea viene interpretata come possibile trasferimento mesozoico, che separa il bacino di Tremalzo dal sottostante bacino di S. Michele, piccolo bacino intra-piattaforma norico, limitato verso E dalla faglia omonima, già descritta in letteratura (PICOTTI & PINI, 1989; CLAPS *et alii*, 1996). La faglia del Passo Nota sarebbe stata anch'essa riattivata durante le fasi neogeniche con movimento trascorrente sinistro di almeno 1

km, stimato sulla base della dislocazione orizzontale dei depositi di *slope* (Dolomia Principale) presenti ad E ed a S del Piano di Bragone, cioè sui lati opposti della linea considerata.

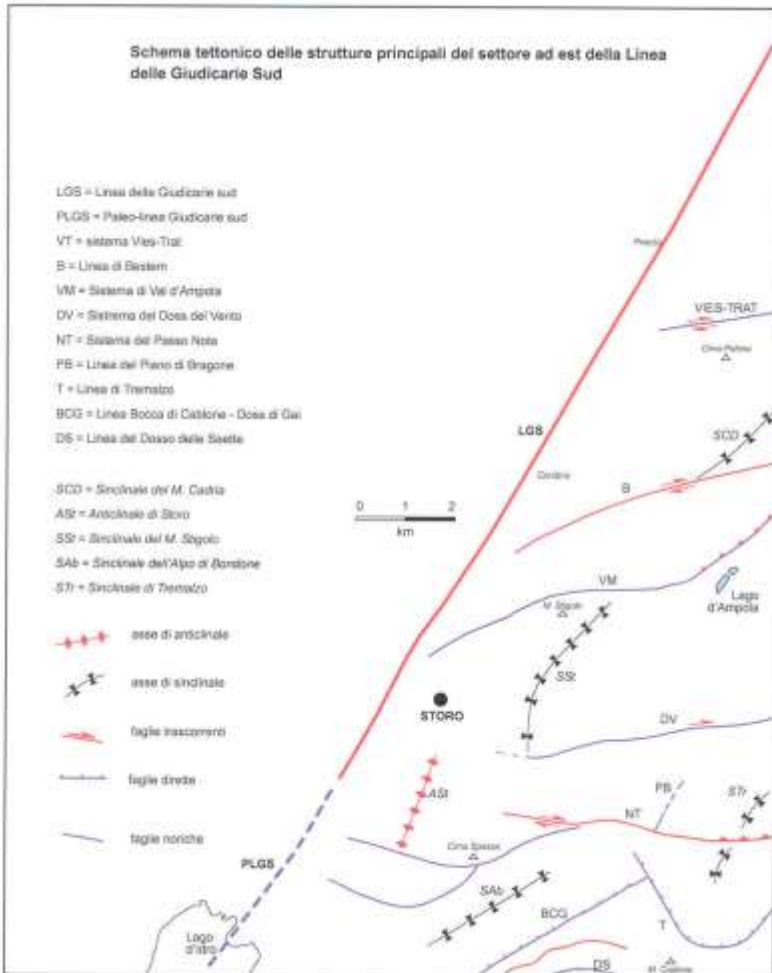


Fig. A96 – Schema tettonico delle strutture principali ad E delle Giudicarie

Altro lineamento di significato Triassico è quello presente a N dell'allineamento montuoso Bocca di Cablone–Cima di Tombea (direzione

circa N60°E): la linea Bocca di Cablone–Doss di Gai, una faglia a carattere distensivo che ha rappresentato la soglia meridionale del piccolo bacino intra-piattaforma dell’Alpo di Bondone. Questo lineamento si interseca, verso E, con la linea di Tremalzo la quale rappresenta la *master fault* al limite sud-occidentale del bacino di Tremalzo, parzialmente invertito in struttura sinclinalica; è possibile che in origine i due bacini triassici fossero comunicanti e che l’attuale separazione sia legata alle trascorrenze destre avvenute lungo il sistema del Passo Nota.

Ad O della linea di Tremalzo, la linea di Bocca di Cablone–Doss di Gai, a direzione circa NE–SO, rappresenta il limite meridionale del bacino intra-piattaforma di Alpo di Bondone–Monte Calva, cioè una “soglia” norica che separa la potente successione di piattaforma (Dolomia Principale) del Dosso delle Saette–Cima Tombea, a S, dai coevi depositi di scarpata (brecce di *slope*) e dai terreni bacinali, a N (facies eteropiche della Dolomia Principale, Calcare di Zorzino ed Argillite di Riva di Solto).

Più a S, al limite meridionale del Foglio 079-Bagolino, la linea del Dosso delle Saette, a direzione circa E-O, rappresenta un’altra importante faglia normale norica che delimita, verso N, il bacino intra-piattaforma di Magasa.

Da ultima, ma non certo per ordine di importanza, si vuol segnalare la probabile attività della prosecuzione meridionale della Linea delle Giudicarie Sud, cioè lungo l’attuale Lago d’Idro, come faglia triassica: questa sarebbe una linea a carattere distensivo che delimita, verso E, un piccolo bacino intra-piattaforma (pochi km²) sviluppato sul versante idrografico sinistro del lago medesimo.

VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - SISMICITÀ

(a cura di A.Viganò, L. Froner & O. Groaz)

1.1 - SISMICITÀ STORICA

I cataloghi attualmente disponibili in letteratura riguardanti la sismicità storica in Italia (GRUPPO DI LAVORO CPTI 2004, 2008) mostrano una concentrazione di eventi lungo la fascia pedemontana delle Alpi centro-orientali, tra le Prealpi Bresciane e le Prealpi Venete. Va ricordato che nell'alta pianura Veronese si localizza il terremoto storico in assoluto più importante dell'Italia settentrionale (intensità epicentrale IX in scala Mercalli-Cancani-Sieberg, MCS), avvenuto a Verona nel 1117 d.C. (GUIDOBONI *et alii*, 2005). Per quanto riguarda l'area di studio è riportato un solo terremoto storico di rilevanza locale avvenuto in data 3 agosto 1851 lungo le Giudicarie meridionali (Lat 45.94° N; Long. 10.56 °E) con intensità epicentrale VI MCS.

1.2 - SISMICITÀ STRUMENTALE

L'area interessata dal Foglio 079-Bagolino appartiene, dal punto di vista sismotettonico, al sistema delle Giudicarie (VIGANÒ *et alii*, 2008; CARULLI & SLEJKO, 2009). Tale sistema di faglie ha direttrici tettoniche mediamente

orientate NNE-SSO e si sviluppa con relativa continuità dal Trentino occidentale alla Pianura Padana. Si ritiene che la sismicità delle Valli Giudicarie (a settentrione) e del Lago di Garda (a meridione) siano correlate a queste strutture di importanza regionale.

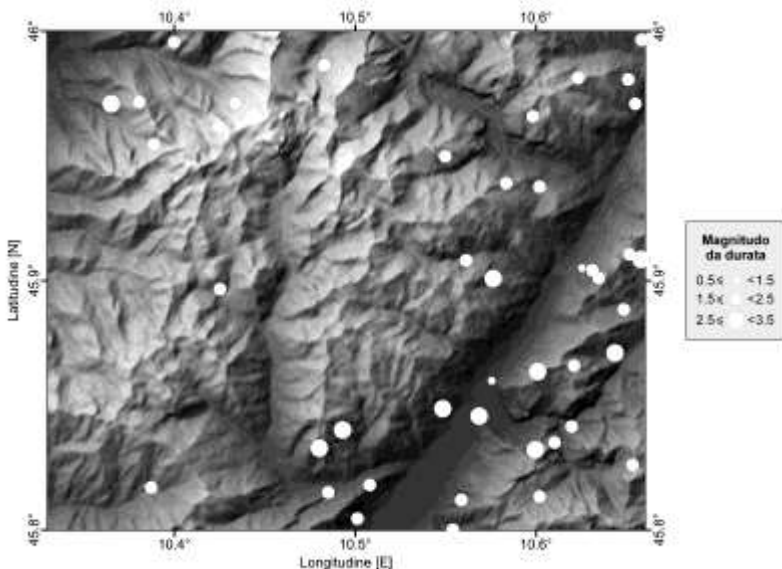


Fig. A97 - Sismicità strumentale all'interno dell'area di studio, nel periodo 1991-2008. Localizzazioni dal bollettino sismico della rete sismometrica della Provincia Autonoma di Trento.

La figura A97 riporta gli epicentri della sismicità strumentale nel periodo 1991-2008, sulla base delle registrazioni e localizzazioni effettuate dalla rete sismometrica della Provincia Autonoma di Trento (P.A.T.). Tale rete è gestita dal Servizio Geologico ed è attiva sul territorio trentino a partire dall'anno 1981; dal 1991 l'acquisizione dei sismogrammi avviene per via digitale. Attualmente essa è composta da 7 stazioni di rilevamento, equipaggiate con sismometri tridimensionali a corto periodo da 1 secondo (5 stazioni) o a lungo periodo da 5 secondi (2 stazioni) ed acquisitori a 24 bit.

Gli eventi sismici considerati, la cui magnitudo da durata (M_D) varia fra 1.3 e 3.2, si concentrano principalmente lungo la valle del Chiese (Fig. A97). Le profondità ipocentrali calcolate per i terremoti più significativi ($M_D \geq 2.5$) sono comprese entro i primi 20 km circa di spessore crostale (Tab. 6).

Tab. 6 - Principali eventi sismici ($M_D \geq 2.5$) registrati dalla rete sismometrica trentina nel periodo 1991-2008.

Tempo di origine		Coordinate ipocentrali			Magnitudo da durata [M_D]
Data [gg/mm/aaaa]	Ora GMT [hh:mm:ss]	Lat [$^{\circ}$ N]	Long [$^{\circ}$ E]	Prof [km]	
13/08/1995	01:31:56	45.83	10.60	9.5	3.0
15/05/1996	15:05:52	45.83	10.48	13.4	3.0
03/12/2002	13:10:32	45.85	10.55	19.0	2.6
27/01/2003	16:17:25	45.91	10.66	8.0	3.0
04/10/2004	12:00:18	45.87	10.64	10.0	2.7
21/04/2005	04:31:26	45.86	10.60	17.0	2.6
11/08/2005	04:05:37	45.90	10.58	21.7	3.2
23/08/2005	12:40:26	45.97	10.37	17.5	2.5
30/01/2006	10:41:59	45.85	10.57	16.3	2.5
13/10/2008	12:15:44	45.84	10.49	13.0	2.5

2. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE

2.1 - INQUADRAMENTO GENERALE

Il territorio del Foglio 079-Bagolino è caratterizzato da diffusi ed importanti dissesti, principalmente dovuti a crolli rocciosi e a fenomeni di deformazione gravitativa localizzati prevalentemente lungo i versanti della Valle del Chiese e in alcune valli secondarie. Alcuni di essi insistono su aree urbanizzate come Prezzo e Brione.

Nella figura A98 è rappresentata la distribuzione percentuale delle varie tipologie di dissesto nel settore lombardo del Foglio 079-Bagolino tratta dall'Inventario delle Frane e dei Dissesti della Regione Lombardia.

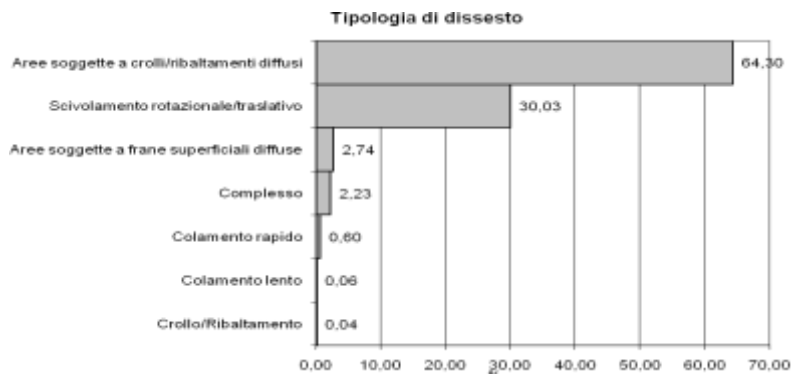


Fig. A98– Distribuzione percentuale delle diverse tipologie di dissesto nel settore lombardo del foglio.

Nella sola parte lombarda, sono stati censiti 2773 dissesti, principalmente legati a crolli e ribaltamenti diffusi favoriti dall'azione del gelo-disgelo sulle pareti montuose costituite da rocce magmatiche e metamorfiche, specie se interessate da sistemi di frattura o giunti di raffreddamento magmatico. Meno diffusi gli scivolamenti rotazionali/traslativi. Nelle rocce metamorfiche del Basamento Sudalpino sono presenti anche movimenti gravitativi profondi (DGPV). Nella parte lombarda il principale è sviluppato sul versante NE del M. Maniva. Le altre tipologie di dissesto sono decisamente subordinate.

Tali dissesti sono conosciuti, studiati ed, in alcuni casi monitorati, dagli Enti Competenti (Provincia autonoma di Trento (PAT), Regione Lombardia anche attraverso ARPA Lombardia), che sono impegnate da diversi anni nella progettazione di opere difensive finalizzate alla riduzione del rischio dato dall'instabilità dei versanti.

A monte di Condino, ad esempio, è stato realizzato negli anni '90 un tomo – vallo a difesa dell'abitato, per la situazione di pericolosità dovuta a crolli originati dalle sovrastanti pareti rocciose (Fig. A99).

I principali fenomeni franosi che possono prevedibilmente ripercuotersi in maniera negativa sulle diverse attività antropiche, sono stati studiati tramite dati raccolti durante l'attività di rilevamento sul terreno, elaborati con applicazioni *software* dedicate, che permettono, tramite delle modellazioni, di simulare le più probabili traiettorie dei massi in caduta e quindi, individuando il punto di arresto dei blocchi, localizzare le aree potenzialmente interessate dai dissesti. Le modellazioni sono precedute da una taratura del *software* sulla base di una serie di casi reali, come ad esempio per la frana a Faserno, presso Storo (Fig. A100).

A disposizione della Provincia di Trento vi sono diversi strumenti di analisi territoriale tra i quali, il più recente e sempre più utilizzato è il modello digitale del terreno realizzato tramite il rilievo LIDAR (10 punti/m²), che consente una dettagliata analisi della morfologia del territorio e delle principali strutture tettoniche.



Fig. A99 – Prospettica del vallo e del tomo in muratura a difesa dell'abitato di Condino (foto R. CAMPANA, 2010).

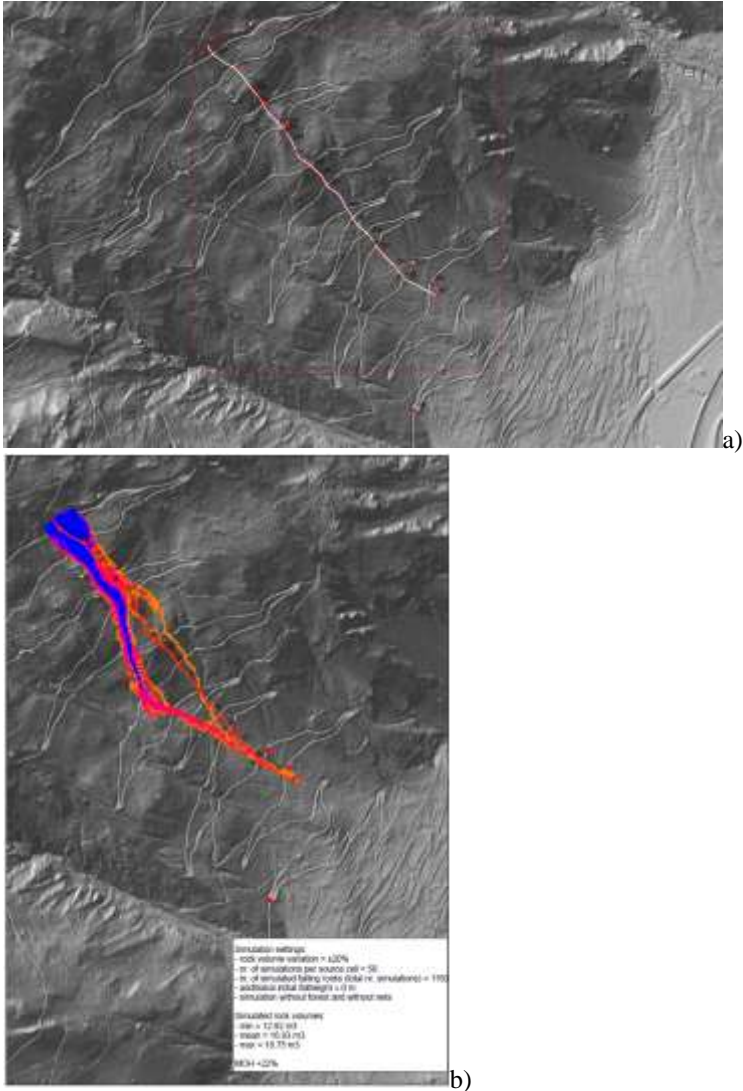


Fig. A100 – a) Rappresentazione del rilievo tramite GPS della traiettoria principale (riferita al masso di maggiore volume) della frana complessa (scivolamento rotazionale evoluto in crolli), che ha interessato la zona di Faserno, nei pressi di Storo, nel dicembre 2010. b) simulazione del crollo elaborato tramite il programma “Rockyfor 3D”, in cui sono rappresentate le possibili traiettorie e la frequenza dei passaggi dei massi. In blu è rappresentata la massima frequenza di passaggio.

Nel settore SE del Foglio 079-Bagolino si possono individuare alcuni crolli lungo il fianco destro del Rio Bianco presso la località Cà Rossa e lungo i fianchi della Val Sorino, a valle di Ponte della Presa. Sono, in genere, depositi caotici prodotti da fenomeni di crollo che interessano le sovrastanti pareti rocciose riodacitiche della Formazione di Monte Macaone.

A monte dell'abitato di Lodrone, invece, è presente un processo di deformazione superficiale che coinvolge i depositi detritici di versante di tipo rototraslazionale.

Accumuli di frana sono presenti in sinistra idrografica del fiume Chiese, alle pendici di Cima Spessa, fra la Malga Alpo di Storo ed il Dosso dell'Orso. Si osservano blocchi di dimensioni variabile da decimetrici a metrici (4-5 m), riferibili ai depositi di piattaforma della Dolomia Principale provenienti dalla sovrastante cima (MARCATO, 2004).

Nel settore NE del Foglio 079-Bagolino sono presenti alcuni crolli con trasporto di grossi massi calcarei (calcere di Prezzo) lungo le incisioni del Doss Lunch e altri più a S, caratterizzanti il versante settentrionale del Cingolo Rosso, costituito dalle arenarie e dalle siltiti del Verrucano Lombardo.

Processi di colamento di detrito e soliflusso interessano i depositi superficiali in valle di Malga Narone, poco a nord di Malga Campello ed in prossimità di Malga Boniprati.

Estese deformazioni gravitative profonde sono localizzate invece lungo i versanti della Valle del Chiese, in particolare tra le località Lodrone e Cà Rossa in destra idrografica del fiume Chiese, Cimego e Malga Giumella, in sinistra idrografica. Il primo tratto, caratterizzato dalla Formazione di Collio (successioni vulcanoclastiche ed epiclastiche, costituite da alternanze di arenarie, siltiti ed argilliti fissili) e dalla sovrastante Formazione di Monte Macaone, è sede di frequenti episodi di instabilità, che generano potenti falde e coni di detrito alla base delle pareti, alimentati anche dal trasporto di materiale torrentizio in erosione.

In sinistra idrografica del Fiume Chiese la successione interessata dalla deformazione è invece calcareo - dolomitica, ed è caratterizzata dai sedimenti del Calcere di Zu – membro del Grosté (calcarei fini e bioclastici, marne ed argilliti) e della Corna (breccie con clasti di dolomia).

2.2 - LA FRANA DI PREZZO

La frana di Prezzo è un fenomeno franoso molto antico noto da parecchi anni, probabilmente iniziato in una fase precedente l'ultimo periodo glaciale. L'accumulo di frana sembra estendersi al di sotto delle alluvioni

fluviali ghiaiose di fondovalle del fiume Chiese, probabilmente sepolto da queste ultime nella zona di unghia durante le fasi di sedimentazione alluvionale avvenute nel periodo tardiglaciale ed olocenico (da circa 15.000 anni B.P. al periodo attuale) (ZAMBOTTO, 2002).

La frana interessa una porzione di territorio posto alla base del versante NE del Monte Melino, su cui sorge l'abitato di Prezzo. In questa zona il versante si estende con una direzione E-O e presenta una conformazione leggermente a conca ed allungata in direzione NE-SO, delimitata da fianchi ripidi. L'inclinazione media del versante è di circa 20° con alcuni gradini trasversali di forma arcuata che dall'analisi delle ortofoto e del modello digitale del terreno, sono interpretate come antiche nicchie di frana sviluppate a varie quote (Figg. A101 e A102).

Nella parte inferiore del versante, infatti, si possono individuare almeno tre distinti corpi di accumuli di frana: presentano forma convessa e sono delimitati da evidenti linee di compluvio lungo le quali sono state registrate le maggiori deformazioni e lesioni sulle strutture antropiche. Il corpo più settentrionale è delimitato a S dalla dorsale che separa in due l'abitato di Prezzo e a N dalla vallecola che ha origine in località Ceredine.

La frana è impostata su una successione stratigrafica prevalentemente carbonatica costituita dal Calcare di Angolo, dalla formazione di Buchenstein, dalla formazione di Wengen e dai depositi glaciali del sistema del Garda. Le formazioni rocciose affioranti sono inoltre caratterizzate da elevato grado di tettonizzazione a causa della vicina linea delle Giudicarie. Il movimento che caratterizza la frana di Prezzo è lento, di tipo viscoso-plastico e mobilità resistenze al taglio di tipo residuale in terreni a supporto di matrice prevalentemente limosa, debolmente sabbiosa e argillosa, con ghiaia, detriti e blocchi.

La Provincia Autonoma di Trento ha attuato una serie di indagini e monitoraggi a partire dal 1999, tuttora in corso, tra cui rilievi topografici con tecnologia GPS, prospezioni geofisiche, sondaggi a carotaggio continuo e a distruzione di nucleo, stazioni inclinometriche (fino al 2007) e piezometriche, analisi di laboratorio, verifiche di stabilità, interferometria da satellite e da terra e monitoraggio idrogeologico delle sorgenti Nigole, intesi a conoscere la geometria e la profondità del movimento e a controllarne nel tempo l'evoluzione nel settore in cui si manifestano le maggiori deformazioni, precisamente lungo l'impluvio che fiancheggia a N la dorsale che divide in due l'abitato di Prezzo. In questo settore si è riscontrato che le deformazioni si accentuano in maniera evidente ed improvvisa in seguito ad eventi meteorici e calamitosi come quelli che colpirono il Trentino durante l'autunno del 2000.

Gli ultimi rilevamenti confermano il trend deformativo rilevato negli anni passati, almeno per quanto concerne la direzione del movimento

franso, ma sembrano indicare una diminuzione della velocità di spostamento rispetto ai valori rilevati in precedenza.



Fig. A101 – Panoramica del Monte Melino e dell’abitato di Prezzo, con evidenziata l’area di deformazione. Con tratteggio verde: antiche nicchie di distacco di frana; con tratteggio rosso e giallo: tre distinti corpi di accumulo di frana dalla forma convessa (foto ZAMBOTTO, 2002).

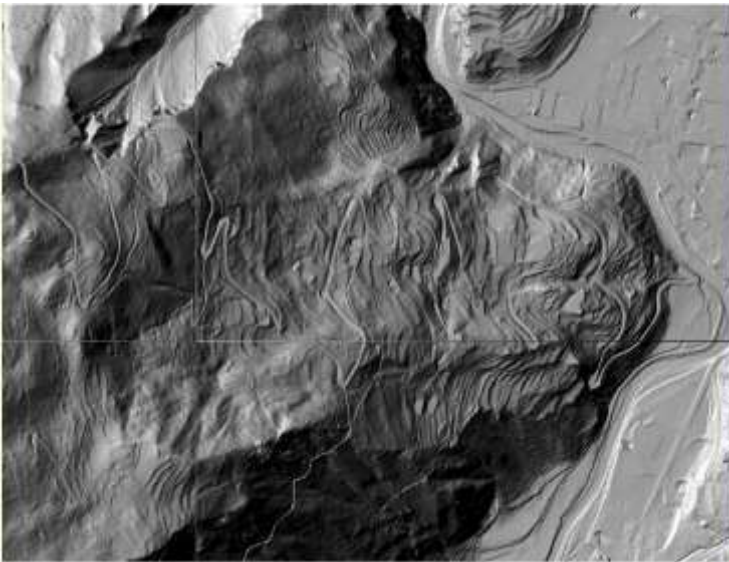


Fig. A102 – Estratto planimetrico del modello digitale del terreno con rilievo LIDAR in cui si può osservare la frana di Prezzo (ZAMBOTTO, 2002).

2.3 - LA FRANA DI CASTEL CONDINO

Il fenomeno interessa l'abitato di Castel Condino e l'area a valle dello stesso ed è impostato su un basamento subaffiorante di arenarie, marne e siltiti micacee appartenenti alla formazione permiana del Servino, seguita in successione da un'estesa copertura di depositi glaciali (SGD), che caratterizza tutto il versante. Si tratta di una deformazione lenta monitorata fin dai primi anni '90, mediante misure inclinometriche eseguite dal Servizio Geologico della Provincia autonoma di Trento, successive alla realizzazione di opere di consolidamento eseguite dal Servizio Prevenzione Rischi della Provincia autonoma di Trento a valle dell'abitato (Fig. A103 a) b)). Nel 2007 i dati del monitoraggio inclinometrico sono stati integrati con un sistema ottico in modo da indagare una zona più ampia, ulteriormente estesa nel 2010, con la realizzazione di un pilastro in calcestruzzo sul muro di sostegno a valle del tornante della SP 70 al km 3.3, al fine di ampliare la conoscenza del fenomeno verso valle (DEGASPERI, 2012a).

Come riportato nella figura A104, i capisaldi per il controllo dell'abitato sono disposti sugli edifici e sui muri di sostegno più ad E dell'abitato stesso. Per il controllo del versante sottostante vengono invece utilizzati gli affioramenti rocciosi, i muri ed alcuni dei supporti delle opere di consolidamento realizzate negli anni precedenti.

Dal 2008 fino alla fine del 2011 è stato inoltre attivo un monitoraggio automatico GPS che ha prodotto risultati con precisione centimetrica, ma che per problemi di *hardware/software* è attualmente inutilizzabile (DEGASPERI, 2012a).

Dai monitoraggi eseguiti e dai risultati finora ottenuti si può definire questo movimento come un fenomeno con ridotte velocità di deformazione attualmente in leggera diminuzione, che ha comunque causato instabilità alle strutture murarie degli edifici e delle abitazioni del paese.



a)



b)

Fig. A103 – a) Immagine della frana di Castel Condino, a valle dell'abitato, subito dopo l'evento e b) in seguito al consolidamento del versante.



Fig. A104 – Estratto dell’ortofoto con il monitoraggio del movimento deformativo di Castel Condino, con le ubicazioni dei capisaldi e le direzioni dei vettori attendibili (DEGASPERI, 2012a).

2.4 - LA FRANA DI BRIONE

In seguito all’eccezionale periodo piovoso che colpì il Trentino nel 2000, alcune costruzioni e manufatti (ex stallone, muri di contenimento...) posti al margine settentrionale del nucleo storico dell’abitato di Brione, manifestarono delle fratture tali da comprometterne, in alcuni casi, funzionalità e staticità (Fig. A105) (HENTSCHEL, 2005).

Per questo motivo furono realizzate dalla Provincia autonoma di Trento a partire dal 2002, delle campagne di indagini geognostiche (sondaggi meccanici, posa di inclinometri, indagini geofisiche, prove di permeabilità in foro ed analisi di laboratorio) e dei monitoraggi topografici per delimitare l’area interessata dalla deformazione, conoscere la velocità di movimento e individuare la profondità del presunto piano di scivolamento. Un primo intervento ha visto il posizionamento di tre tubi inclinometrici (154-155-

156) installati nel 2002, i quali hanno messo in evidenza un chiaro movimento lungo la linea di massima pendenza nella zona immediatamente a NE del centro storico del paese.

Nel 2004 sono stati posizionati altri tre inclinometri (217-218-219) per il controllo di una zona più ampia e situata più a N.

Nel 2006 si è deciso di integrare il monitoraggio inclinometrico con un monitoraggio ottico per la misura delle deformazioni in superficie. In un primo momento si è pensato a misure dal versante opposto; tale ipotesi è stata scartata vista la larghezza della valle del Chiese in quella zona. La notevole distanza, le possibili condizioni meteorologiche quali foschia e nebbia e gli sbalzi termici avrebbero certamente determinato una maggiore incertezza sulle misure.

Si è quindi deciso di attivare un sistema di monitoraggio ottico del versante e dell'abitato che ha come punto di stazione (100) una delle finestre del campanile della chiesa al parapetto della quale è stata fissata la piastra di supporto della stazione totale. Un evidente affioramento roccioso, a monte del paese, è stato scelto come ancoraggio del punto di orientamento.

Vengono misurati 18 punti oltre al citato punto di orientamento, di volta in volta occupati con prismi riflettenti Leica GPR1 tramite un attacco a baionetta ed un *target* adesivo posizionato sulla trave del tetto di una casa.

I punti 2, 3, 5 e 7 sono posizionati su edifici, i punti 1, 4, 6, 12, 13, 14, 15 e 16 sono posizionati su muri o cordoli in calcestruzzo, i punti n. 8, 9, 10, 11 e 17 sono posizionati su trovanti/affioramenti in roccia.

A completamento dello studio, nel 2011 è stato predisposto un monitoraggio GPS per la verifica della zona a valle dell'abitato lungo la strada provinciale che sale da Condino (DEGASPERI, 2013)

Dalle misure inclinometriche fino ad oggi ottenute è stato possibile individuare un chiaro movimento lungo la linea di massima pendenza nella zona a nord-est del centro storico del paese (Fig. A106 a, b)) ed evidenziare una superficie di scivolamento, il cui spessore varia da 1 metro a 3 metri (HENTSCHEL, 2005), profonda da circa 25 metri a 13 metri dal piano campagna (DEGASPERI, 2012b).

Dalle stratigrafie di sondaggio, inoltre, è emerso che il piano di scorrimento è posto in corrispondenza del passaggio stratigrafico tra i livelli conglomeratici-arenacei basali, più rigidi e consistenti e le soprastanti siltiti fini rossastre appartenenti alla formazione del Verrucano Lombardo (HENTSCHEL, 2005).

Il processo gravitativo è favorito anche da una complessiva giacitura a franapoggio degli strati, in particolare dei livelli siltosi meno competenti e

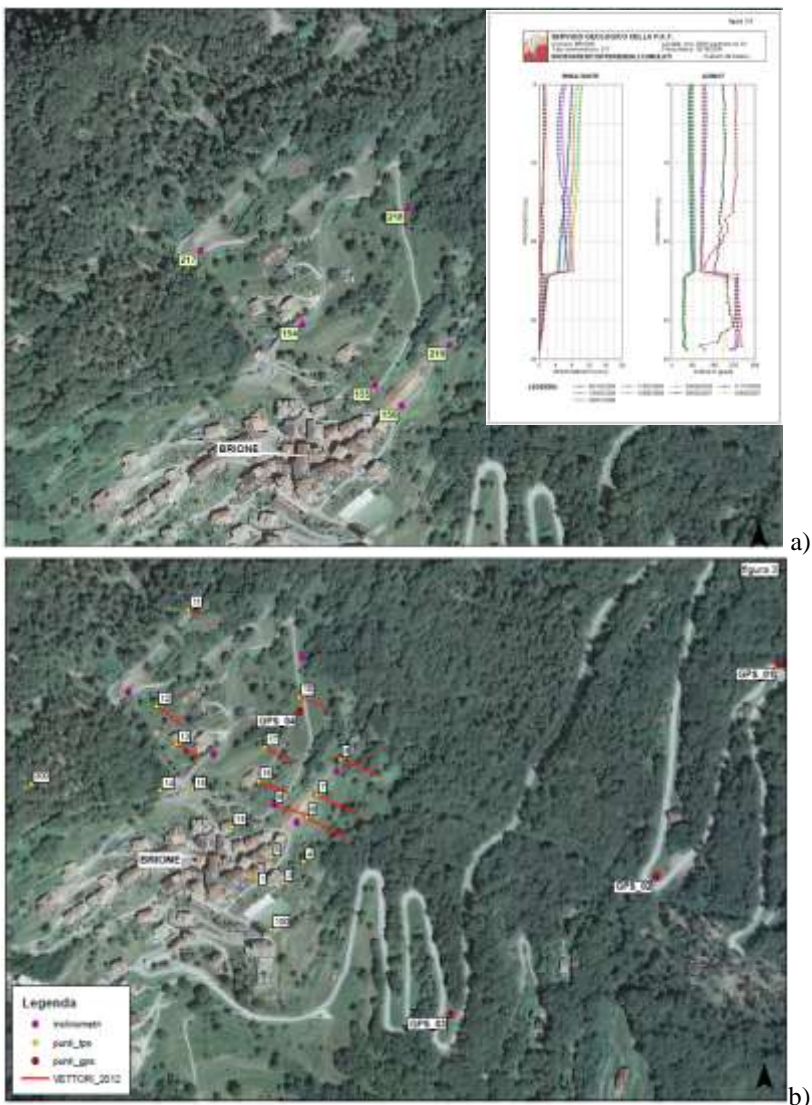
più friabili, che presentano un'immersione di circa 30-35° (HENTSCHEL, 2005).

In generale l'assetto morfologico del versante e la disposizione delle litologie affionnati nell'area, unitamente alla analisi delle recenti immagini fornite dal modello digitale terrestre (rilievo LIDAR, Fig. A107) ci permettono di ipotizzare che il pendio, che caratterizza questo tratto di valle, sia piuttosto instabile e probabilmente già stato interessato, in epoca post-glaciale (HENTSCHEL, 2005), da un importante dissesto, la cui relitta testimonianza potrebbe essere data dalla trincea gravitativa osservata a N del paese, a quota 1100 metri.

La porzione di pendio interessata dal fenomeno franoso attualmente in atto risulta però delimitata in maniera attendibile solo verso monte, da due linee naturali di spartiacque che si raccordano in corrispondenza del dosso immediatamente a monte della sopracitata trincea gravitativa.

Fig. A105 - Panoramica ripresa da monte della porzione di versante compresa tra l'ex stallone e l'ex Bar Locanda con in evidenza le fratture riconducibili al fenomeno franoso in atto.





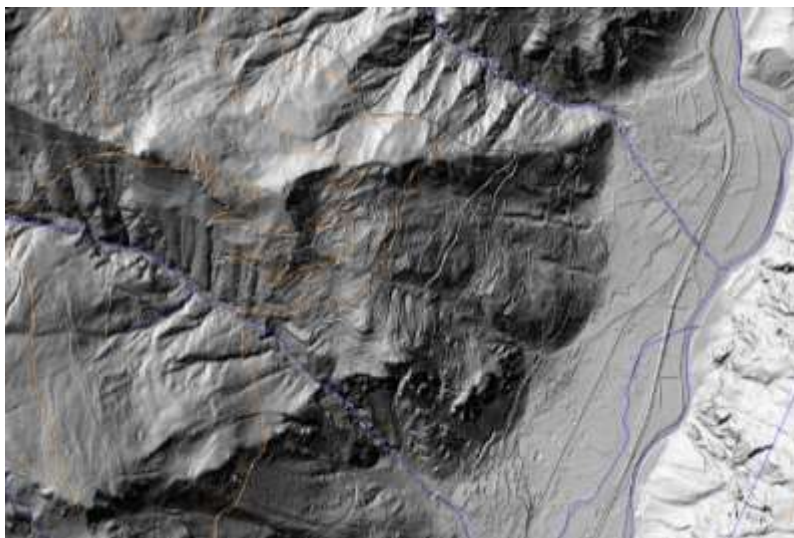


Fig. A107 – Estratto del modello digitale del terreno in cui si osserva la morfologia della frana che caratterizza il versante in corrispondenza dell'abitato di Brione, tramite il rilievo LIDAR.

3. - IDROGEOLOGIA

Il sistema idrogeologico del Foglio 079-Bagolino è sensibilmente diverso tra i settori ad E ed ad O della Linea delle Giudicarie inferiori, in quanto fortemente condizionato dalle caratteristiche litostratigrafiche delle unità geologiche presenti e dall'assetto strutturale.

Ad O della Valle del Chiese affiorano, per un'ampia fascia, il basamento metamorfico e le coperture permiane, rappresentate da una successione di unità (Gruppo delle Tre Valli Bresciane) caratterizzate da litotipi terrigeni con successioni vulcanoclastiche che presentano permeabilità da bassa a molto bassa per la presenza di discontinuità riempite dai materiali di alterazione tendenzialmente limoso - argillosi e con circolazione dell'acqua, nell'ammasso roccioso, estremamente limitata e superficiale. La circolazione idrica è limitata anche entro il Servino e le unità intrusive (presenti nel settore NO del foglio). In questo contesto, le sorgenti con portate maggiori sono concentrate verso i fondivalle, per la presenza di depositi di frana e di detrito a maggiore permeabilità.

Nei settori di affioramento delle unità triassiche, si hanno peculiari caratteristiche idrogeologiche dovute al susseguirsi, nel periodo di

deposizione, di una sedimentazione bacinale e di piattaforma carbonatica. Unità carbonatiche (quali il calcare di Esino, Dolomia Principale, *etc.*) in cui la circolazione idrica sotterranea è ben sviluppata grazie all'elevata conducibilità idraulica per fratturazione e carsismo, sono delimitate alla base da unità idrogeologiche a media o a bassa conducibilità idraulica per il locale predominio della componente argillosa e argilloso-marnosa (calcare di Prezzo, formazione di San Giovanni Bianco, *etc.*).

Ad E della Val Giudicarie, unità quali Dolomia Principale, Calcare di Zu e Corna, rappresentano, invece, dei buoni serbatoi idrogeologici, in quanto costituiti da rocce carbonatiche con permeabilità secondaria per fessurazione elevata e alla presenza di condotti e ramificazioni di natura carsica nei litotipi calcarei.

La circolazione idrica è, inoltre, guidata dai sistemi di faglia e dalle numerose fratture che intersecano le bancate e che tagliano le masse carbonatiche. Queste ultime formazioni, insieme ai depositi sciolti di età quaternaria, rappresentano i principali acquiferi che alimentano le sorgenti di questi versanti.

La circolazione idrica è, come detto in precedenza, guidata dai contatti stratigrafici fra unità permeabili ed impermeabili.

Nell'ambito dei depositi quaternari la permeabilità per porosità decresce passando dalle falde detritiche di versante e dai depositi alluvionali (elevata), ai depositi eluviali, glaciali e di tipo misto (da bassa a molto bassa) ai depositi colluviali lacustri e palustri (molto bassa). È chiaro quindi che i serbatoi idrogeologici preferenziali risultano essere i primi.

I solchi alluvionali delle valli principali rappresentano infatti importanti sistemi idrogeologici. Il fondovalle della Val Giudicarie si presenta ampio e pianeggiante. Nella fascia di raccordo con i versanti adiacenti sono presenti, in genere, estese coperture detritiche (falde di detrito, conoidi di origine mista, con di frana) sia sciolte, che cementate, caratterizzate da elevata permeabilità. Entro il materasso alluvionale, costituito nella sua porzione superiore prevalentemente da ghiaie e sabbie, vi è una importante falda freatica con una soggiacenza media dal piano campagna dell'ordine di alcuni metri.

L'interazione tra i diversi serbatoi naturali, sia nel fessurato che nel poroso, con i materiali a scarsa permeabilità, in relazione sia alla loro successione litologica verticale, sia a situazioni di disturbo tettonico, possono dare origine a diverse situazioni di sfioro delle acque sotterranee circolanti.

3.1 - LE RISORSE IDRICHE

(a cura di S. Racchetti e M. Balboni)

Nell'area lombarda del Foglio 079-Bagolino emergono numerose sorgenti (Fig. A108); esse sono state censite, derivandone ubicazione e

informazioni associate, dagli studi geologici condotti dalle amministrazioni comunali. In Regione Lombardia infatti, a partire dal 1993 (su base volontaristica) e dal 1997 (obbligatoriamente) i Comuni realizzano uno studio geologico del proprio territorio seguendo linee guida elaborate dall'Amministrazione Regionale, con la finalità principale di essere guidati nella elaborazione degli strumenti urbanistici territoriali prevenendo i rischi geologici, idrogeologici e sismici già nella fase di pianificazione. In tali studi geologici i territori comunali sono analizzati nel dettaglio, identificando e caratterizzando, attraverso anche la redazione di cartografie a scala 1:10.000 o di maggior dettaglio, le aree a pericolosità/vulnerabilità geologica, idrogeologica idraulica e sismica ma anche le aree di interesse (es. risorse idriche, minerarie) e le aree da tutelare e valorizzare (es. geositi).

Il territorio del **Comune di Breno** è caratterizzato dalla presenza di numerose sorgenti di portata variabile, localizzate soprattutto in corrispondenza del versante sinistro della valle di Stabio, a monte dell'abitato di Degna. L'area individuata come **I Fontanoni** è costituita da numerose sorgenti di cui alcune captate a scopo idropotabile. Attualmente le vecchie captazioni sono state abbandonate e ne è stata realizzata una in grado di soddisfare le esigenze dei comuni di Breno, Prestine e Bienno. La sorgente principale è ubicata ad una quota di 1110 m s.l.m. ed è caratterizzata da una portata dell'ordine di 60 – 120 l/s (variabile in funzione dei cicli stagionali). L'alimentazione dell'area sorgentizia è garantita dalla presenza di un circuito di scorrimento idrico sotterraneo impostato presumibilmente nella formazione fratturata del Calcare di Angolo. Il campo sorgentizio è impostato nei depositi detritici e detritico – glaciali. L'opera di presa principale è stata realizzata mediante realizzazione di trincee drenanti che captano più emergenze idriche. Le emergenze non captate confluiscono in un torrente che raccoglie quindi tutte le acque in deflusso sul versante provenienti dalle sorgenti medesime. Recentemente è stata realizzata un'ulteriore opera posta più a valle della precedente (quota 1109 m s.l.m.) dotata di uno sfioratore che raccoglie le acque del ruscello. Altre sorgenti ubicate nel territorio del comune di Breno, che alimentano l'acquedotto comunale sono: la sorgente **Cadino**, localizzata nella valle di Cadino la quale serve le malghe della valle omonima e la zona di Gaver; quando la suddetta sorgente non riesce a soddisfare la richiesta idrica viene supportata dalla sorgente **Misa** situata nei pressi del goletto di Cadino. Altra sorgente è localizzata in località **Bazena**, dalla quale prende il nome, e serve appunto le abitazioni e l'albergo presenti nella località stessa, anche se risente della secca stagionale. Delle sorgenti non si hanno recenti indicazioni relative al chimismo e alle portate.

Per quanto riguarda il territorio del **Comune di Braone**, il fabbisogno idrico è soddisfatto da tre sorgenti, due collocate lungo la valle del T. Palobbia, ed una dietro la chiesa, entro il centro abitato.

Le prime due sorgenti, **Coren Miser** e **Qua de Re**, sono captate dall'acquedotto POIA; la terza sorgente, **Fontana**, è captata dall'acquedotto omonimo, detto anche "Canale Edison". Le sorgenti **Coren Miser** e **Qua de Re** sono collocate lungo il versante sinistro della Valle di Braone; il manufatto di presa è posto alla quota di circa 600 m s.l.m.. Il troppo pieno recapita direttamente nel T. Palobbia. I dati disponibili indicano, per le due sorgenti, una portata complessiva costante durante tutto l'anno di circa 5 l/s. Circa 2,5 km più a valle, alla quota di circa 450 m s.l.m., si trova il serbatoio di Vibio (risalente agli anni '90), con una capacità di circa 15,60 mc. Il serbatoio serve la località Vibio ed alimenta anche il serbatoio di accumulo in località Somnavilla (altitudine 410 m s.l.m. – capacità 48 mc), che serve il resto del paese.

Tab. 7 – Caratteristiche chimiche delle acque delle sorgenti in comune di Braone

		Bar Vaira	P.S. Maria	Bar Vaira	P.S. Maria	Valori limite	Valori guida
Parametri		22/07/2010	22/07/2010	19/07/2007	19/07/2007	D. Lgs 31/01	D. Lgs 31/01
pH	Unità pH	7.8	7.9	8.1	8.1	/	6.5<ph<9.5
Conducibilità	µS/cm	261	178	246	183	/	2500
Residuo secco a 180°	mg/l	174	119	168	124	/	1500
Durezza totale	°F	14.2	10.7	13.1	8.9	/	15<°F<50
Ossidabilità	mg/l	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	/	5.0
Cloro residuo libero	mg/l	0.00	0.00	0.00	0.00	/	0.2
Cloruri	mg/l	4	4	3	2	/	250
Solfati	mg/l	31	21	39	27	/	250
Azoto nitrico	mg/l	1.0	0.7	4.2	3.8	50	/
Azoto nitroso	mg/l	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.50	/
Azoto ammoniacale	mg/l	<0.01	<0.01	<0.01	0.07	/	0.50
Ferro	mg/l	110	<10	70	60	/	200
Cadmio	mg/l	<0.5	<0.5	1.0	<0.5	5.0	/
Cromo	mg/l	<1	<1	<1	<1	50	/
Piombo	mg/l	<1	<1	<1	<1	10	/

Il manufatto di presa della sorgente **Fontana** si colloca ad una quota di circa 380 m s.l.m., sopra la volta del tratto sotterraneo del canale Edison, presso l'omonima località di Braone. La sua localizzazione all'interno del canale la rende di fatto inaccessibile. I dati disponibili indicano una portata costante durante tutto l'anno di circa 4 l/s. La captazione della sorgente risale alla realizzazione del canale Edison. Inizialmente veniva utilizzata per l'alimentazione delle fontane comunali, con eccedenza convogliata nel canale. Negli anni '80 è stato realizzato il serbatoio Fontana (capacità 50 mc) ed il collegamento con la zona più bassa del paese. Il serbatoio, completamente interrato e posto ad una quota di circa 380 m s.l.m., serve la parte bassa del paese, via Dossi e Gisole e zona Alco e Brandebusio, a valle della statale.

Per quanto riguarda le caratteristiche chimico fisiche delle sorgenti non si hanno a disposizione dati direttamente sulle opere di presa, ma relativamente a punti di controllo lungo la rete. Nella tabella 7 si riepilogano i dati relativi a due campagne di controllo, effettuate negli anni 2007 e 2010. Per ulteriori approfondimenti relativamente ad altre annate si rimanda ai dati disponibili presso l'Ufficio Tecnico Comunale.

Entro il territorio del **Comune di Niardo**, le sorgenti di maggiore consistenza si trovano **nel tratto inferiore delle valli dei torrenti Fa e Cobello** e sono legate a limiti di permeabilità nell'ambito del substrato roccioso. Le altre sorgenti sono invece legate soprattutto ad acquiferi contenuti nei depositi superficiali e sostenuti dal substrato roccioso. Localmente si ha anche una certa continuità con la parte superficiale, alterata e fratturata, del substrato roccioso, come nel tratto inferiore della Valle di Campedelli, dove si trovano le sorgenti più consistenti. Il condizionamento dato dalla presenza delle rocce intrusive, che vengono a costituire dei setti meno permeabili entro le rocce carbonatiche, è evidente per le sorgenti utilizzate dall'acquedotto, posizionate a ridosso di piccoli filoni di tonalite o granodiorite a grana minuta.

Allo sbocco della forra del torrente Cobello vi sono tre scaturigini, due in destra idrografica ed una in sinistra, relativamente vicine e poste al fondo della forra che il torrente ha inciso direttamente nel substrato roccioso. La portata complessiva delle sorgenti è dell'ordine di 5 l/s con una certa variabilità stagionale, maggiore per la sorgente posta in sponda sinistra.

Nel caso del torrente Fa la sorgente si trova nel tratto medio della forra, direttamente incisa nel substrato roccioso, alla base del fianco destro. La portata della sorgente è dell'ordine di 5 l/s con una certa variabilità stagionale.

Non si dispone di analisi chimiche complete delle acque delle sorgenti, ma solo di analisi eseguite periodicamente in rete, dopo il mescolamento delle acque, per verificarne la potabilità. I pochi parametri presi in

considerazione nelle analisi indicano delle acque poco mineralizzate, con una conducibilità dell'ordine di 150-200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, e relativamente poco dure, con una durezza dell'ordine di 10-12 °F, e quindi legate ad una circolazione relativamente veloce.

Il territorio comunale di **Prestine** è interessato dalla presenza di numerose sorgenti e zone di emergenza diffusa delle acque. Tale aspetto è determinato dalla notevole variabilità del substrato roccioso presente e dalla diversa diffusione dei depositi superficiali, e non per ultimo dalla presenza di alcune dislocazioni tettoniche che costituiscono vie preferenziali di scorrimento delle acque. Le emergenze sorgentizie sono sì numerose ma caratterizzate da portate poco elevate e collocate spesso in zone difficilmente raggiungibili (es. sorgente minerale in prossimità del torrente di Valle delle Valli) o in zone che richiedono una continua manutenzione per la presenza di fenomeni di erosione o frana diffusi. Dai sopralluoghi effettuati nel corso delle operazioni di rilievo geologico, sono state effettuate alcune osservazioni specifiche riguardo alle sorgenti e le successive elaborazioni e considerazioni effettuate a tavolino, nonché l'esame dei lavori eseguiti precedentemente a tal riguardo, hanno consentito di effettuare una serie di considerazioni sulle stesse sorgenti. Partendo quindi dal basso, vengono di seguito descritte alcune caratteristiche principali di tali emergenze, con particolare riguardo a quelle captate a scopo acquedottistico.

•Sorgente **Salice**: la sorgente è ubicata nella località omonima, ad una quota di 1135 m s.l.m. Si tratta di una emergenza che si colloca in prossimità di coperture detritiche e glaciali. E' comunque possibile supporre che si tratti di una sorgente impostata su un limite di contatto, poiché si trova al contatto tra il Servino e la carniola di Bovegno (portata di circa 5 l/sec).

•Sorgente **minerale**: ubicata in prossimità del corso d'acqua della Valle delle Valli, ad una quota di 1050 m s.l.m. Anche tale emergenza è posta in prossimità del contatto tra Servino e carniola di Bovegno; la sorgente è classificata come sorgente minerale, grazie all'elevato contenuto di elementi disciolti derivanti dalle rocce della carniola di Bovegno. La portata in questo caso è inferiore ai 5 l/sec.

•Sorgente **Salmone**: prossima al ristorante della località omonima, ad una quota di 1390 m s.l.m.; si tratta più precisamente di tre emergenze distinte, con una portata complessiva di circa 6 l/sec, la sorgente è impostata su depositi superficiali di origine glaciale e la sua origine dovrebbe essere legata alla presenza di dislocazioni, che in quest'area sono numerose per la presenza dell'intrusione dell'Adamello, che ha portato sia a diffusi fenomeni di metamorfismo di contatto entro il Calcare di Angolo sia alla genesi di fratturazione intensa e piegamenti. In un tal contesto geologico, una dettagliata individuazione della genesi dell'emergenza è di difficile

determinazione, e comunque non si può escludere un legame tra la stessa e quelle del monte Trabucco, sovrastante la località Dalmone, dove sono presenti due sorgenti captate e di seguito descritte.

•**Sorgenti del Monte Trabucco:** si tratta di due emergenze impostate lungo il versante del monte Trabucco, e captate a scopo acquedottistico per il servizio della località Campolaro. Ubicate rispettivamente a quota 1660 e 1560 m s.l.m., presentano portate inferiori ai 5 l/sec; per tali emergenze sembra verosimile supporre che si tratti di una genesi legata alla presenza delle rocce dell'Adamello e quindi all'emergenza per contatto con le rocce del Calcare di Angolo. Sicuramente, oltre a tale condizione, ha influenza sul regime di tali sorgenti la presenza di sicure fratture e dislocazioni nelle rocce tonalitiche.

•**Sorgenti di Malga Prato, Poffa di Rondenino e Malga Gera Bassa:** si tratta di sorgenti di modesta portata, inferiore ai 5 l/sec per ognuna, impostate lungo il contatto tra il Servino e le formazioni rocciose sovrastanti (carniola di Bovegno e Calcare di Angolo) e quindi definibili come emergenze di contatto, probabilmente alimentate da acquiferi di modesta estensione e sviluppo e comunque soggette a notevoli escursioni legate alla piovosità.

Il territorio del comune di **Bagolino**, è caratterizzato dalla presenza di numerose sorgenti, localizzate lungo la valle del Caffaro, in particolar modo in corrispondenza del versante che scende dal Monte Maniva verso l'abitato di Bagolino, dove ha sede una delle 5 principali sorgenti di acque minerali della Regione Lombardia: la Sorgente Maniva, che viene imbottigliata dalla Società Maniva S.p.A.. La Società è titolare di una concessione idromineraria denominata "Selva" che si sviluppa nel territorio comunale di Bagolino (BS) ed ha una estensione di Ha 158,20. All'interno del perimetro di concessione idromineraria sono allocate le opere di presa delle acque sotterranee utilizzate per produrre acqua minerale e precisamente:

- l'acqua denominata VAIA prelevata da pozzo artesiano sito in loc. Mignano e denominato "Mignano";
- l'acqua denominata MANIVA captata da una sorgente denominata "Maniva" posta a quota 705,4 m s.l.m. sul versante idrografico destro del fiume Caffaro e da un pozzo artesiano denominato "Mignano 2" posto anch'esso in loc. Mignano e ubicato a N del pozzo denominato Mignano.

A seguito di specifiche autorizzazioni rilasciate dagli enti competenti l'acqua denominata "Maniva" deriva dalla miscelazione di acque, aventi composizione chimico-fisica analoga, prelevate dalla sorgente denominata Maniva e dal pozzo Mignano 2.

Le acque oggetto di imbottigliamento sono definibili, in base al basso residuo fisso, come "oligominerali" e possono essere classificate come

“bicarbonato-alcantino-terrose”. La sorgente Maniva fuoriesce da depositi sciolti sia di origine morenica che di versante, costituiti da clasti grossolani a scarsa matrice argillosa ed ha un bacino di alimentazione esteso che comprende sia le rocce scistose, che carbonatico marnose, che costituiscono il versante destro della Val Caffaro.

Le caratteristiche chimiche dell'acqua Maniva sono sintetizzate nella tabella 8.

Tab. 8 – Caratteristiche chimico-fisiche dell'acqua Maniva (Analisi eseguite dall'Università degli Studi di Pavia in data 8 gennaio 2014)

Parametri	Valori	Parametri	Valori
Residuo fisso a 180°C	98 mg/l	Be	0.00050 µg/L
pH	8	Cd	0.003 µg/L
Temperatura dell'acqua alla sorgente	8,9 °C	Cr	0.152 µg/L
Conducibilità elettrica specifica a 20 °C	138 µS/cm	Cu	0.201 µg/L
Anidride carbonica libera	2,0 mg/l	Fe	0.19 µg/L
Durezza	7,2 °F	Mn	0.0005 µg/L
Sodio Na ⁺	2,5 mg/l	Mo	0.182 µg/L
Bicarbonato HCO ₃ ⁻	83 mg/l	Na	1.80 mg/L
Cloruro CL ⁻	2,8 mg/l	Pb	0.003 µg/L
Solfato SO ₄ ⁻	8,0 mg/l	Sb	0.484 µg/L
Potassio K ⁺	0,8 mg/l	Se	0.055 µg/L
Calcio Ca ⁺⁺	23,2 mg/l	Tl	0.00174 µg/L
Magnesio Mg ⁺⁺	3,5 mg/l	U	0.436 µg/L
Nitrati NO ₃ ⁻	3,9 mg/l	V	0.140 µg/L
Fluoruri F ⁻	< 0,11 mg/l	Zn	0.1 µg/L
EC	246 µS/cm	F ⁻	0.03 mg/L
Al	0.95 µg/L	NH ₄ ⁺	0.003 mg/L
As	0.675 µg/L	NO ₂ ⁻	0.011 mg/L
B	59.4 µg/L	NO ₃ ⁻	6.02 mg/L
Ba	63.0 µg/L	PO ₄ ³⁻	0.01 mg/L

Sempre restando all'interno del territorio comunale di Bagolino, per l'approvvigionamento del civico acquedotto, vengono utilizzate numerose

sorgenti di seguito elencate: sorgente **Plompe e Panegalet** con una portata di concessione pari a 5 l/s; sorgente **Barard** con una portata di concessione pari a 3 l/s; sorgente **Balot del Martor** con una portata di concessione pari a 6,5 l/s; sorgente **Dos che tuna** con una portata di concessione pari a 5 l/s; sorgente **Falet** con una portata di concessione pari a 4 l/s; sorgente **Ciapa** con una portata di concessione pari a 5,5 l/s; sorgente “fabus” con una portata di concessione pari a 3 l/s; sorgente **Fontanine** con una portata di concessione pari a 10 l/s; sorgente ad uso ex-zootecnico in loc. **Carbonera sopra Pisisidol** con una portata di concessione pari a 1,4 l/s; sorgente ad uso ex-zootecnico in loc. **Prada** con una portata di concessione pari a 1,5 l/s; sorgente in loc. **Fontana**, consorziale al 50% in territorio di Riccomassimo, con una portata di concessione pari a 28,33 l/s.

Nell'area trentina del Foglio 079-Bagolino emergono numerose sorgenti; quelle più significative per le loro portate, ovvero quelle superiori ad 1 l/s, sono distribuite lungo le vallate principali (Valle del Chiese, Val di Daone) ed in corrispondenza dei maggiori lineamenti tettonici, come lungo la Linea delle Giudicarie inferiori e la Linea della Val Trompia; sono principalmente comprese entro le unità sedimentarie carbonatiche e silicoclastiche permiane e mesozoiche come si può osservare in figura A99.

In sinistra orografica del Fiume Chiese caratterizzata da rilievi calcareo-dolomitici, e impostata lungo l'importante linea tettonica delle Giudicarie, vi sono delle sorgenti captate ad uso potabile a servizio delle diverse frazioni del Comune di Storo. Molte fonti si trovano anche in destra orografica della Val Giudicarie Inferiore in un diverso contesto geologico piuttosto complesso, caratterizzato da successioni sedimentarie di conglomerati, arenarie, marne e siltiti a matrice silicea, formazioni calcareo-gessose di origine evaporitica, vulcaniti in prevalenza acide e depositi quaternari di frana, di versante e di origine glaciale.

Le principali sorgenti che caratterizzano il territorio trentino del Foglio 079-Bagolino vengono elencate e descritte di seguito, grazie alla raccolta dei dati per il progetto RIASPAT fornite da ROBERTO LAVEDER.

Nei pressi dell'abitato di Storo vi sono alcune venute originate per contatto, che mostrano evidenti variazioni stagionali di portata, come ad esempio la sorgente **Verdura alta** a quota 730 m con portata media di 3,7 l/s, che registra però forti fluttuazioni e risente di infiltrazione di acqua da monte in caso di forti precipitazioni e la vicina **Verdura bassa** che ha un deflusso più ridotto, inferiore al litro/secondo. A N dell'abitato di Storo, a quota 580 m, da una fessura all'interno di un impluvio sul fianco O di Rocca Pagana, nasce **Menè** con una portata media 1,6 l/s.

All'acquedotto di Lodrone, si allacciano le sorgenti **Fornelle**, che scaturisce con una portata media di 5,7 l/s da fessura in roccia a quota 780 m sulla sinistra orografica rispetto al Rio S. Barbara e **Fontanino**, che viene

a giorno sotto i contrafforti del Castello di Lodrone a quota inferiore (510 m) sulla sinistra del rio, con 1,9 l/s di portata media.

Alcune sorgenti come la **Pisalate**, che nasce a quota 1870 metri sotto il Dosso di Portole, da depositi detritici, è utilizzata dalla Malga Vacil, anche per l'abbeveraggio del bestiame. E' una emergenza diffusa e ha una portata media di 1,2 l/s. È stato anche riscontrato che il rio prossimo alla presa, quando non asciutto, risulta interferire con l'opera di captazione.

Le due sorgenti in località Prael, denominate **Praello bassa** a quota 740 m, in vicinanza di un affluente del Rio Carbonare, con portata media di 3,4 l/s e, poco più in basso, **Molinare bassa** con portata media di 1,6 l/s, sono captate per la rete idrica del sottostante abitato di Darzo.

In località Faserno, a servizio dell'omonima condotta, si incontrano tre venute in gruppo su substrato detritico, denominate **Rio bianco** a quota 1485 m con una portata media di 7,4 l/s, **Faserno bassa** a quota 1504 m con una portata media di 1,2 l/s e la vicina **Faserno alta**.

Il pH di tutte le sorgenti risulta sempre tendente all'alcalinità con valori compresi tra 7,5 e 8,4.

In base alla misura della conducibilità elettrica, parametro chimico-fisico che, in funzione della capacità di trasmissione di elettroni nella soluzione acquosa, rilevata mediante elettrodi, misura il tenore di sali disciolti in acqua, è possibile suddividere le acque presenti nel Comune di Storo principalmente in tre classi: scarsamente mineralizzate (con conducibilità inferiore a 100 $\mu\text{S}/\text{cm}$), mediamente mineralizzate (fra 100 e 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$) e molto mineralizzate (superiore a 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

Del primo gruppo, fanno parte le sorgenti che scaturiscono nella porzione occidentale del territorio, principalmente a matrice silicatica (molasse o vulcaniti) che sono ad esempio le sorgenti **Pisalate** e **Fornelle**. Nel gruppo delle sorgenti mediamente mineralizzate si trovano quelle il cui acquifero è impostato nelle formazioni presenti nella fascia occidentale del territorio, che pur interagendo con la matrice acquifera, non raggiungono alte mineralizzazioni per la scarsa alterabilità della roccia stessa. Anche le sorgenti come **Menè**, che invece hanno la falda a contatto con le formazioni carbonatiche dei rilievi orientali, mostrano conducibilità sensibilmente ridotte rispetto alle altre sorgenti in analogo ambito geolitologico e ciò è dovuto a ridotti tempi di residenza nella matrice calcareo-carbonatica, come registrato dai tenori sensibilmente più contenuti di calcio e bicarbonato (LAVEDER, 2010 dati inediti). Le altre acque sorgive che defluiscono dai versanti orientali delle Giudicarie mostrano concentrazioni rispettivamente superiori a 220 mg/l per HCO_3 , a 40 mg/l per il calcio ed a 20 mg/l per il magnesio, con il rapporto Ca/Mg prossimo a 2:1.

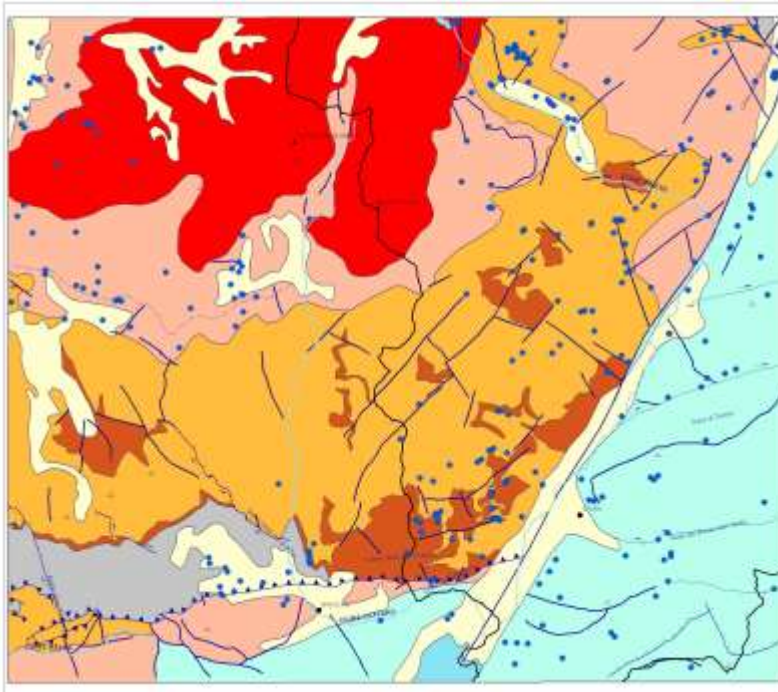


Fig. A108 – *Principali sorgenti nel Foglio 079-Bagolino.*

La silice disciolta è presente in concentrazioni superiori a 10 mg/l nelle sorgenti ad O della valle del Chiese, che hanno tempi di soggiorno nell'acquifero più lunghi; i cationi sodio e potassio, associati alla silice in

tale contesto geologico, risultano mediamente superiori a 2 e 0,5 mg/l. Per contro, in ambiente carbonatico ad E del Fiume Chiese, la silice è mediamente inferiore a 4 mg/l, mentre sodio e potassio rimangono sotto 1 e 0,5 mg/l (LAVEDER, 2010 dati inediti).

I valori di solfati superiori a 10 mg/l sono individuati alle due sorgenti vicine a Ca' Rossa denominate **Belvedere** e **Pozzo Madama** e alla sorgente **Fontanino**. I cloruri non registrano valori significativi, con un massimo di 1,5 mg/l a **Pozzo Madama**; anche i fluoruri mostrano una presenza ubiquitaria inferiore a 0,04 mg/l.

Si rilevano, invece, quantità significative di nitrati, uguali o superiori a 7 mg/l (a fronte di una media in Trentino per questo parametro di 3 mg/l) nelle sorgenti a quota medio-alta **Scaia**, **Cortellina**, **Grotta Piola**, **Piola alta** e **Proes**, probabilmente legati alla pratica dell'alpeggio. Anche gli elementi metallici, misurati in microgrammi/litro, mostrano una distinzione per ambito geologico, per cui alluminio, ferro, stagno, arsenico e boro sono rilevati pressoché esclusivamente nelle acque a contatto con silicati, mentre nichel e vanadio sono presenti solo nel contesto carbonatico-sedimentario. Anomala la presenza di ferro nella sorgente **Piola alta** (106 mg/l).

Cromo, rame e zinco sono stati trovati in concentrazioni diverse nella quasi totalità dei campioni, invece il tallio si è trovato nelle acque delle sorgenti **Fornelle** e **Fontanino**. Infine, il mercurio sopra il limite di rilevabilità strumentale è stato rilevato nei campioni di **Verdura alta** e **Piola alta**.

Gli acquedotti di Castel Condino e Prezzo sono alimentati dalle sorgenti **Maresse**, che hanno una portata media di circa 17 l/s, e dalle due venute **Vermatiche bassa**, che sgorgano da una fessura a quota 1588 m in località Narone, con portata media di 4,1 l/s. Tra la Val Gaggia e la Val Giulis, a quota 1115 m, troviamo l'isolata sorgente **Val Gaggia** che, defluendo con una portata media di 3,6 l/s, viene immessa nella rete idrica di Castel Condino. Queste sorgenti scaturiscono da un substrato costituito dalle arenarie e dalle siltiti del Verrucano Lombardo.

I valori del pH misurati alle sorgenti captate del Comune di Castel Condino variano da 6,7 a 8,0, evidenziando le differenze delle acque sorgive in funzione dei diversi substrati di emergenza.

Il pH registrato alle sorgenti **Maresse**, ad esempio, è al di sotto della neutralità e, unitamente alla bassa conducibilità, ci permette di attribuire un'origine subsuperficiale di queste acque, che infatti, nascono dal piccolo Lago delle Maresse a quota 1842,3 metri.

I valori prossimi a 8 unità di pH sono, invece, associati a valori elevati di conducibilità superiori a 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$, corrispondenti ad alte concentrazioni di Ca, Mg e HCO_3 . L'analisi della sorgente **Val Gaggia** indica basse concentrazioni di questi elementi e per contro un discreto contenuto di silice disciolta, sodio e potassio.

Il quadro litologico che caratterizza il bacino di alimentazione delle sorgenti per l'acquedotto di Bondone, rispecchia la composizione chimica delle acque sorgive presenti su questa porzione di territorio; infatti sorgenti quali **Valli bassa**, la cui matrice acquifera è composta da dolomia principale, ha una concentrazione di magnesio leggermente superiore alla sorgente **Fontanone** che, appartenendo ad unità carbonatiche prevalentemente composte da calcari (ad esempio il Calcare di Zorzino), mostra un maggiore tenore di calcio e bicarbonato, che la rendono più mineralizzata, come registra il valore di conduttività superiore a 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Anche solfati e cloruri sono più presenti nella sorgente **Fontanone**. La concentrazione di nitrati è piuttosto elevata rispetto alla media stabilita di circa 3 mg/l per le acque sorgive trentine in ambienti geologici simili. Ciò indica una potenziale contaminazione legata ad attività antropiche.

La sensibile presenza di specie legate a litologie a matrice silicea (Si, Na, K) ma anche i numerosi elementi metallici rilevati nella sorgente **Valli bassa** (Al, Fe, Cu, Ni, Pb, Sn, Zn, nonché tracce di Ag, Cd, Co, Mo, Rb, Se, V), che si celano sotto il profilo chimico principale tipico delle acque carbonatico-calciche, fa supporre che alla base della falda acquifera a matrice dolomitica ci siano litologie fortemente mineralizzate di genesi cristallina, anche dislocate da un sistema di faglie, che interessa la zona di emergenza (LAVEDER, 2010 dati inediti).

In Valle di Daone attorno a quota 1150 m, vengono captate mediante opera di presa in prossimità della Malga Boazzo, le sorgenti **Risac Fontana** e **Risac Busa del Gat**, che alimentano l'acquedotto per i comuni di Daone, Bersone e Prezzo. Hanno una portata media di circa 16 l/s ciascuna.

Dalle analisi sugli ioni maggiori (Ca, Mg, HCO_3), nonché dai parametri chimico-fisici (pH e conduttività), effettuate dal 1986 al 2007 sulle due fonti, si è rilevata una sostanziale stabilità stagionale e le analogie delle loro concentrazioni indicano che esse sono alimentate dalla stessa falda; anche gli elementi in tracce sono simili, fatto salvo il valore anomalo del selenio misurato alla sorgente **Risac Busa del Gat**. La conducibilità e gli ioni principali evidenziano una mineralizzazione medio/bassa, anche se la sostanziale stabilità delle portate e degli ioni maggiori, sono indici di una riserva sotterranea relativamente stabile (LAVEDER, 2010 dati inediti).

Le sorgenti **Risac** sono sfruttate per uso potabile e sono considerate di stato chimico buono. Solamente l'arsenico, legato alle particolari mineralizzazioni della roccia, mostra una sensibile concentrazione, ma con valori misurati al di sotto della metà della soglia.

A quota 740 m, poco a monte dell'abitato di Praso, l'opera di presa della sorgente **Prada** è posizionata su depositi glaciali e morenici, in prossimità del Rio Frugone ed ha una portata media di 3 l/s. Le acque della sorgente **Prada** risentono certamente dei vicini affioramenti di formazioni di origine

evaporitica, che si esplicano nella conduttività superiore a 700 $\mu\text{S}/\text{cm}$, valore triplo rispetto a quanto mediamente misurato in acque carbonatico-calciche. Infatti, tutte le principali specie chimiche sono presenti in forti concentrazioni, ma i solfati sono preponderanti con 268 mg/l. Lo ione HCO_3 registra un valore poco superiore a 200 mg/l, probabilmente in parte sottratto in seguito a fenomeni di precipitazione chimica, nella soluzione acquosa già satura per l'apporto in soluzione dei gessi. Le acque della sorgente **Prada** non possono considerarsi di buono stato chimico per il tenore di solfati che supera il valore soglia (250 mg/l).

In territorio del Comune di Pieve di Bono, troviamo a quota 1256 m, la sorgente **Salvadanè alta**, che ha una portata media di circa 20 l/s, ma fa registrare fluttuazioni molto marcate, con un massimo misurato di 56 l/s nel 1987 e un minimo di soli 6,5 l/s in anni più recenti. Questa sorgente, insieme con la **Salvadanè bassa**, serve la rete denominata Forte Cariola.

In località San Martino, sopra il paese di Cologna a quota 700 m, si trova l'opera di presa della sorgente **S. Martino bassa**, con una portata media di 3.1 l/s, dove vengono raccolte anche le acque della sorgente **S. Martino alta**. Le captazioni sono a servizio dell'abitato di Creto. Queste acque che vengono a giorno a quote superiori ai 1100 m, sono sensibilmente poco mineralizzate e in particolare risultano povere di magnesio, poiché la falda acquifera è posta all'interno di matrici specificamente calcaree. In generale nelle formazioni evaporitiche, invece, le acque sono ricche di elementi metallici disciolti in quantità significative, come alluminio, arsenico, rame ferro, piombo, antimonio, selenio, tallio, molibdeno, stagno, argento, cadmio, cobalto, cromo, vanadio e zinco.

Concentrazioni di arsenico in destra orografica del Fiume Chiese sono state rilevate in sorgenti con particolare mineralizzazione della roccia, ma con valori comunque sotto soglia.

Le sorgenti nel comune di Condino sono ricche di bario forse per contatto delle acque con i minerali quali la witherite (BaCO_3), poiché non si ha riscontro di solfati e stronzio a cui è associata generalmente la presenza di bario (LAVEDER, 2010, dati inediti).

3.2 - PRODUZIONE DI ENERGIA IDROELETTRICA

(a cura di M. Balboni, F. Torri)

In Trentino le centrali idroelettriche in funzione all'inizio della Prima Guerra Mondiale, furono distrutte in seguito al conflitto bellico. Ben presto furono riattivate fino a raggiungere tra gli anni 1920 e 1960 un ampio sviluppo, grazie alle molteplici domande e concessioni che permisero la realizzazione e la messa in funzione dei primi grandi impianti come quelli di Riva, Moline, San Silvestro, Malga Mare con la diga del Careser, Cogolo-Gaggio e Mezzocorona. L'apice delle realizzazioni si verificò nel secondo Dopoguerra durante il quale furono realizzati gli impianti di Malga Boazzo

con la diga di Malga Bissina, Cimego con le dighe di Boazzo e Ponte Murandin e Storo (PROVINCIA AUTONOMA DI TRENTO, 2008).

Il bacino imbrifero del Fiume Chiese costituisce, infatti, uno dei maggiori esempi in Trentino, di sfruttamento idroelettrico montano, per la presenza, in un'area geograficamente limitata, di ben quattro invasi artificiali e tre centrali idroelettriche. La centrale di Malga Boazzo, costruita negli anni 1955-1959, con la diga omonima si trova in Valle di Daone lungo l'asta del Fiume Chiese a quota 1926 metri; è situata in caverna in prossimità della sponda destra dell'omonimo lago artificiale; è del tipo a "serbatoio" completamente automatizzato e telecomandato ed è in grado di fornire una potenza efficiente complessiva di 95 MW. La diga è del tipo a gravità con un'altezza pari a 57 metri. Appartengono all'impianto di Boazzo anche le centrali di Cimego e Storo e le dighe di Ponte Murandin e Malga Bissina, che territorialmente ricade entro il Foglio 058-Monte Adamello.

La diga di Malga Bissina si trova a quota 1800 metri in Val di Daone, e serve per alimentare la centrale di Malga Boazzo. Il grande serbatoio è costituito da una diga rettilinea a gravità che presenta un'altezza massima di 80 metri. Gli scarichi della centrale di Malga Bissina affluiscono, quindi, nel serbatoio di Malga Boazzo tramite una galleria di circa 1,2 km.

Dalla centrale di Malga Boazzo, l'acqua raccolta nel bacino artificiale viene condotta a Cimego per alimentare la centrale idroelettrica, insieme ad un'altra condotta forzata proveniente dal laghetto artificiale di Ponte Murandin. L'acqua qui raccolta serve per generare ulteriore corrente elettrica a Storo dove sorge un'altra centrale.

Anche l'impianto di Cimego è una centrale a serbatoio con due distinte derivazioni idroelettriche in grado di fornire una potenza efficiente complessiva di 229,2 MW. La centrale prende il nome dal vicino comune di Cimego anche se catastalmente ricade entro il comune di Pieve di Bono (Fig. A109). La derivazione Cimego – Malga Boazzo consiste in una galleria di lunghezza pari a circa 11 km, entro la quale l'acqua è in pressione; lungo il percorso vengono anche intercettate le acque di alcuni rivi tra cui quelle del torrente Redotten, del Torrente Nova e del torrente Ribor. L'ultimo tratto della derivazione è una condotta forzata all'aperto sul pendio, ben visibile, tramite un salto di 739 metri.

Nella derivazione Cimego-Ponte Murandin, l'acqua del bacino di Ponte Murandin viene diretta in galleria in pressione e scaricata nella vasca di Cimego tramite la condotta forzata posta su pendio all'aperto con un salto di 231 metri. L'acqua dell'invaso di Ponte Murandin deriva dallo scarico della centrale di Fontanedo prelevata dal torrente Adanà, in Val di Bondone. La diga di Ponte Murandin è a gravità ed è alta circa 31 metri.

Sia la diga di Malga Boazzo che quella di Ponte Murandin sono impostate sulle leucotonaliti – granodioriti del Lago Boazzo, che

costituiscono un corpo intrusivo sialico massiccio, tendenzialmente leucocratico caratterizzato da una grana medio-minuta.



Fig. A109 – La centrale idroelettrica di Cimego.

La centrale di Storo si trova lungo il fondovalle del Fiume Chiese, nel comune omonimo, ed è anch'essa, come quella di Malga Boazzo, automatizzata e telecomandata. È un impianto ad acqua fluente che fornisce una potenza efficiente di 20 MW, utilizzando le portate regolate dal serbatoio giornaliero di Cimego, tramite una derivazione che si sviluppa in parte all'aperto tramite condotta forzata e parte in galleria.

Altri impianti idroelettrici sono presenti nell'area lombarda del foglio. Nel bacino del fiume Caffaro, si segnalano due invasi principali: uno presso il lago della Vacca che risale che all'anno 1927 ed alimenta la centrale di Gaver (produttività media 8.32 GWh) insieme ad una condotta proveniente dal lago Nero. L'invaso del lago della Vacca ha uno sbarramento a gravità massiccia in muratura ad andamento arcuato, costruito a quota 2360 m s.l.m., coronamento di 87 m e spessore di 2,75 m, altezza sull'alveo di 16,80 m per un invaso di 2.450.000 mq.

Il secondo, più recente e a valle del primo, risale al 1958, sorge in località Dazarè ed è una diga ad arco semplice, quota 1051 m s.l.m., altezza dello sbarramento 19.25 m sull'alveo, lunghezza del coronamento 51 m ed ha un invaso di soli 9000 mq. La diga ha una doppia funzione, alimentando la centrale Ponte Caffaro 2 (produttività media 132,17 GWh), verso la quale convoglia acque attraverso una galleria e una rimonta che porta alla quota di salto (1095 m s.l.m.) in località Baita del Pin e, integrata a quelle di monte

del lago della Vacca e di lago Nero, consente la regolazione giornaliera della produzione di energia.

Sono in esercizio anche due centrali minori che utilizzano acque dello stesso bacino imbrifero: Fontanamora (1959) che utilizza due traverse fluviali, sul fiume Caffaro e sul torrente Sanguinera per una producibilità media di 7,67 GWh e Ponte Caffaro 1 (1905) che utilizza una traversa sul torrente Romanterra, due briglie sui torrenti Brega e Levazzo ed una platea sul rio Riccomassimo per una produttività media di 32,18 GWh.

È in previsione un'opera di potenziamento della centrale di Fontanamora, con una nuova derivazione d'acqua da quota 1500 m s.l.m. per produzione di energia elettrica dal fiume Caffaro, Valle di Bruffione, Valle di Scaie e torrente Sanguinera per una potenza nominale di 4.1 MWe.

4. - MINIERE E CAVE

L'area studiata è molto ricca di mineralizzazioni che sono state molto sfruttate fin dai tempi antichi, quali giacimenti ferriferi (es. siderite), fluorite, solfuri di Pb e Zn, barite e quarzo.

Per quanto riguarda le mineralizzazioni ferrifere, nella fascia tra la bassa Val Camonica e l'alta Val Trompia, esse si trovano in numero elevato e con una giacitura sia di tipo stratiforme e concordante entro i depositi del Servino, sia di tipo filoniana discordante entro il Servino, il Verrucano Lombardo e soprattutto nei micascisti a clorite e mica chiara del Basamento (BIANCHI *et alii*, 1971).

Il più importante giacimento a fluorite della zona (e uno dei maggiori fra quelli italiani) è quello di Val Torgola, nell'alta Val Trompia fra Bovegno e Collio (nel limitrofo Foglio 078-Breno), già conosciuto anticamente e dapprima sfruttato per la coltivazione della galena argentifera e della blenda (BIANCHI *et alii*, 1971, DE CAPITANI *et alii*, 1994).

La mineralizzazione di tipo filoniano, di età probabilmente alpina, è costituita da galena e blenda, con pirite e calcopirite; fra i minerali della ganga si trovano fluorite, quarzo, calcite e siderite. I corpi filoniani raggiungono potenze considerevoli (fino a 18 m) e sono incassati entro fratture e faglie dirette all'incirca N-S e NO-SE (di età alpina) che interessano la Granodiorite di Val Navazze e, localmente, i soprastanti micascisti a clorite e mica chiara e il Verrucano Lombardo. Il campo minerario, esteso fra la Val Torgola e la Valle di Graticelle, è situato subito a S della Linea della Val Trompia in corrispondenza del corpo granodioritico di Val Torgola-Val Navazze (BIANCHI *et alii*, 1971). Sempre nell'alta Val Trompia, altre mineralizzazioni filoniane, che in passato sono state coltivate per lo sfruttamento della galena (argentifera) e della blenda e

che hanno una ganga con fluorite, quarzo e siderite, sono incassate entro i micascisti a clorite e mica chiara in Val di Rango (presso gli affioramenti della Diorite di Val di Rango) e in Val Serramando, al limite occidentale del foglio (BIANCHI *et alii*, 1971).

Per quanto riguarda le mineralizzazioni a barite di tipo filoniano, si trovano spesso associate ai minerali ferriferi e sono situate nella fascia di territorio che da Pisogne, attraversando il M. Muffetto, si estende fino all'alta Valle del Caffaro; in particolare sono incassate nei micascisti a clorite e mica chiara nella zona di Pra di Servera, nel limitrofo Foglio 078-Breno (BIANCHI *et alii*, 1971).

Mineralizzazioni nelle arenarie tufacee del Permiano inferiore, a "pechblenda" e calcopirite, sono presenti in Val di Daone (località Pracul e Vermongoi) e sono state in passato oggetto di ricerca per minerali radioattivi.

Altre mineralizzazioni a barite di tipo filoniano si trovano nella Valle del Chiese sul versante idrografico destro all'altezza del centro abitato di Darzo e alcune sono situate in sinistra idrografica del rio S. Barbara (Storo). Le rocce incassanti sono quelle della Formazione del Collio. I giacimenti filoniani sono stati oggetto in passato di sfruttamento per l'estrazione della barite e l'ultima concessione mineraria attiva era quella denominata "Marigole-Pice" della Società mineraria Baritina, scaduta nel 2009. La concessione si estendeva sul versante sovrastante l'abitato di Darzo e il corpo minerario, coltivato da oltre cento anni, era impostato lungo fratture e faglie che hanno rappresentato la via di risalita delle soluzioni mineralizzanti che hanno messo in posto un minerale molto puro (95-97 % di solfato di bario) con elevato indice di bianco. La coltivazione è stata condotta in sotterraneo con sistemi di coltivazione tradizionali (marciavanti) fino agli anni '70 ed è poi continuata fino ai nostri giorni con il metodo della ripiena cementata. L'area mineraria, comprensiva di strutture, imbocchi e gallerie, è attualmente oggetto di un progetto di conservazione e valorizzazione per finalità storico, culturali e museali.

Per quanto riguarda le cave, nel settore trentino, l'attività estrattiva è limitata ad alcune cave d'inerti che sfruttano giacimenti di fondovalle situati tra Condino e Storo. Nel settore lombardo è presente solamente una cava attiva, situata in Comune di Bienno, ove si estrae porfido come pietra ornamentale noto come "Porfido della Val Camonica". Si tratta di una tipica cava a mezzacosta di ambito montano, situata intorno ai 2000 m di quota a N della Punta d'Auccia. Il porfido è estratto dalla vulcanite di Auccia, ed in particolare dalla porzione inferiore della stessa, dove le bancate hanno spessori elevati e la composizione è riodacitica. In passato il porfido è stato estratto anche in altre due piccole cave ora inattive ad E del Goletto Giogo della Bala e in Valle Arcina, lungo la strada sterrata che dalla caserma Cademort scende alla località Lavena.

5. - PATRIMONIO GEOLOGICO

5.1 - IL GSSP DELLA BASE DEL PIANO LADINICO A BAGOLINO

Dal 2005 la Formazione di Buchenstein esposta lungo l'alveo del fiume Caffaro a Bagolino ospita il "chiodo d'oro" (GSSP: *Global Stratigraphic Section and Point*) della base del piano Ladinico (BRACK *et alii*, 2005). Tale punto di riferimento globale per il limite Anisico-Ladinico è stato definito a Bagolino per la rappresentatività dell'affioramento, per i suoi fossili pelagici e per la precisione della datazione numerica degli strati. Le successioni sedimentarie delle Prealpi Bresciane tra la Valle Camonica e la Valle del Chiese (compresi le Valli Giudicarie *p.p.*) sono state di notevole importanza per lo sviluppo della stratigrafia del Triassico medio, fin dalle prime ricerche sulla stratigrafia del Trias delle Alpi meridionali da parte di geologi austriaci, italiani, svizzeri e tedeschi (ESCHER & LINTH, 1853; HAUER & RITTER, 1855; BENECKE, 1866, 1868; CURIONI, 1877; LEPSIUS, 1878). Nel 1874 il paleontologo Mojsisovics del servizio imperiale austriaco introdusse il nome *Daonella* per un genere di bivalvi a gusci sottili con alto significato cronostratigrafico. Egli derivò il nome *Daonella* dalla Valle di Daone, presso il paese di Prezzo in Giudicarie, un punto di ritrovamento eccezionale di *Daonella lommeli* assieme ad un certo numero di cefalopodi" (MOJSISOVICS, 1874). Il Foglio 079-Bagolino comprende numerose località classiche per la stratigrafia ed il contenuto paleontologico del calcare di Prezzo dell'Anisico superiore (Dosso Alto, Cimego, Prezzo, i dintorni di Pieve di Bono, la dorsale del Dosso dei Morti con la località Malga Avalina ecc.) e del Ladinico superiore (Prezzo, Dosso dei Morti, Monte Corona). Il riesame delle località più importanti comprese nel Foglio 079-Bagolino (GAETANI, 1969; ASSERETO, 1971; BALINI *et alii*, 1993; BALINI, 1998; BRACK *et alii*, 1999; MONNET *et alii*, 2008) ha fornito una stratigrafia dettagliata per il calcare di Prezzo e il suo contenuto fossilifero. Per quanto riguarda gli strati transizionali alla Formazione di Buchenstein e la Formazione di Buchenstein stessa, alcuni fossili significativi erano già noti da BITTNER (1881, 1883) e MOJSISOVICS (1882), ma le loro indicazioni stratigrafiche risultavano poco precise. Negli ultimi decenni BRACK & RIEBER (1986, 1993) hanno elaborato questa stratigrafia in modo dettagliato soprattutto nelle successioni del Monte Corona, dei dintorni di Bagolino e di altri luoghi delle Prealpi Bresciane. La sezione stratigrafica di Bagolino comprendente il calcare di Prezzo, la Formazione di Buchenstein e la parte bassa della Formazione di Wengen si è rivelata la più completa (Fig. A110) e per quanto riguarda la Formazione di Buchenstein risulta la sezione con il contenuto fossilifero più ricco, completato anche da ulteriori studi da parte di MIETTO *et alii* (2003). Oltre ai calcari pelagici nodulari e selciosi, la

Formazione di Buchenstein comprende numerosi livelli di materiali vulcanoclastici che sono più frequenti in tre intervalli stratigrafici: la "Pietra Verde" inferiore, medio e superiore (Fig. A110). Livelli sottili di tufiti più antichi si trovano già nella parte sommitale del calcare di Prezzo. È probabile che intercalazioni simili, ma meno evidenti si trovino anche nella successione silicoclastica della Formazione di Wengen al tetto della Formazione di Buchenstein. Numerosi intervalli, ma anche singoli livelli vulcanoclastici della Formazione di Buchenstein, si possono correlare all'interno delle Prealpi Bresciane e delle Giudicarie. Sono inoltre identificabili ad O fino al Monte San Giorgio sul confine Italo-Svizzero, ad E nelle successioni coeve delle Dolomiti (p.es. Seceda; BRACK & MUTTONI, 2000; MUTTONI *et alii*, 2004). Alcuni importanti livelli vulcanoclastici sono stati datati col metodo U-Pb su zircone (MUNDIL *et alii*, 1996). All'interno della Formazione di Buchenstein in località Romanterra la base del piano Ladinico (GSSP) è stata definita con la comparsa della specie di ammonoidi *Eoprotrachyceras curionii*, primi rappresentanti della famiglia *Trachyceratidae*, alla base di un banco di calcare, sovrastante una cospicua nicchia di calcari nodulari con *Chieseiceras chiesense* (Fig. A111 e A112). L'età del limite si può stabilire nell'intervallo: 241-242 Ma.

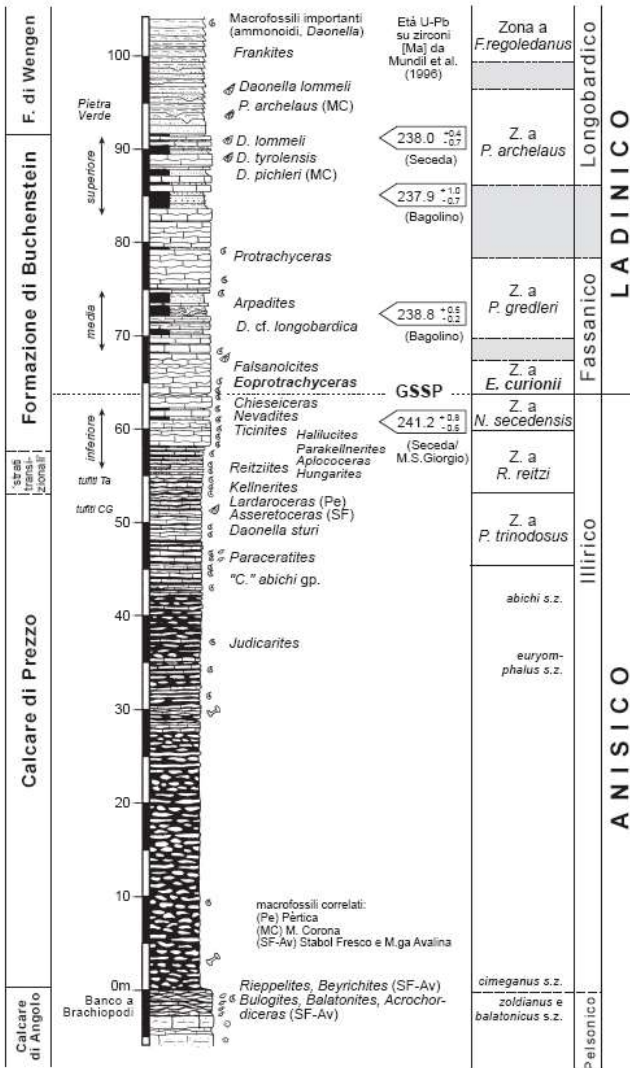


Fig. A110 - Colonna stratigrafica sintetica del Triassico medio esposta lungo l'alveo del fiume Caffaro presso Romanterra (Bagolino). La sigla GSSP indica il livello stratigrafico del "chiodo d'oro" della base del piano Ladinico (modificata da BRACK et alii, 2005). La denominazione delle sottozone (s.z.) per l'Anisico è da MONNET et alii (2008).



Fig. A111 - Il punto del "chiodo d'oro" (GSSP) nell'affioramento della Formazione di Buchenstein in località Romanterra sotto il paese di Bagolino (foto P. Brack).



Fig. A112- Il simbolico "chiodo d'oro" applicato nel 2009 al punto GSSP. Gli importanti ammonoidi Chieseiceras chiesense (in alto; Anisico sommitale) e Eoprotrachyceras curionii (a destra; base del Ladinico) sono indicate con repliche metalliche (foto P. Brack).

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI A. & STOLFA D. (1967) - *Il feldspato potassico di una pegmatite del passo della Bossola. (Adamello sudoccidentale)*. **36**:797-810.
- ALBINI S., BATTAGLIA D., BELLINI G., BIGONI C., CARMINATI E., CERIANI S., FORCELLA F., GOSSO G., GUIZZETTI D., OLIVA A., REBAY G., SILETTO G.B. & SPALLA M.I. (1994) - *Alpine deformations and pre-Alpine remnants in the north-eastern Orobic Alps, Southalpine Belt*. Proc. Symp. CROP - Alpi Centrali, Sondrio 20-22 October 1993, MONTRASIO A. & SCIESA E. (Eds), Quaderni Geod. Alpina e Quatern., **2**: 25-39.
- ARDIGÒ G. (1955) - *Geologia della regione tra il Sebino e l'Eridio. IV. La porzione nord-occidentale. Introduzione. Stratigrafia* - Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **5**: 65-82.
- ARDIGÒ G. & BONI A. (1952) - *Sulla stratigrafia del Massiccio delle Tre Valli Bresciane* - Boll. Serv. Geol. It., **74/2**: 321-334, Roma.
- ASSERETO R. (1971) - *Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze*. Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. [math.-nat. Kl., Abt. I], **179**: 25-53.
- ASSERETO R., BOSELLINI A., FANTINI SESTINI N. & SWEET W. (1973) - *The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy)* - Alberta Soc. Petr. Geol., pp. 176-199.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)* - Riv. It. Paleont. Strat., **71/4**: 999-1097.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968a) - *Calcere di Angolo* - St. Ill. Carta Geol. It., Form. Geol., Fascicolo I: 11-17, Roma.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968c) - *Argillite di Lozio* - St. Ill. Carta Geol. It., Form. Geol., Fascicolo I, pp. 35-40 - Roma.
- ASSERETO R., JADOUL F. & OMENETTO P. (1977) - *Stratigrafia e metallogenesi del settore occidentale del distretto a Pb, Zn, fluorite e barite di Gorno (Alpi Bergamasche)*. Riv. It. Paleont. Strat., **83**:395-532.
- AUBOUIN J. (1964) - *Esquisse paléogéographique et structurale des chaînes alpines de la Méditerranée moyenne*. Geol. Rund., 53/2:480-534, Stuttgart.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A., CASTIGLIONI G.B., CUCATO M., MORELLI C., PROSSER G. & SAPELZA A. (2007) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: Foglio n. 26 "Appiano"*. Provincia Autonoma di Trento, Servizio Geologico. APAT - Servizio Geologico d'Italia, Roma, 184pp.
- AVANZINI M., BARGOSSO G.M., BORSATO A. & SELLI L. (2010) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 - Foglio 060-Trento*. Provincia Autonoma di Trento e APAT, Firenze, 2010, 244 pp.
- BALINI M. (1998) - *Taxonomy, stratigraphy and phylogeny of the new genus Lanceoptychites (Ammonoidea, Anisian)*. Riv. It. Paleont. Strat., **104/2**: 143-166.

- 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.
- BALINI M., GAETANI M. & NICORA A. (1993) - *Excursion Day 2, in Gaetani M. (ed), Anisian/Ladinian boundary field workshop Southern Alps - Balaton Highlands, 27 June - 4 July 1993; Field-guide book*. I.U.G.S. Subcommission of Triassic Stratigraphy; pp. 43-54.
- BALINI M., GERMANI D., NICORA A. & RIZZI E. (2000) – *Ladinian/Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario-Pizzo Camino area (Lombardy): revaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **106**: 19-58.
- BARBUJANI C., BOSELLINI A. & SARTI M. (1986) – *L'Oolite di San Vigilio nel Monte Baldo (Giurassico, Prealpi Venete)*. Ann. Univ. Ferrara, sez. IX, Sci. Geol. Paleontol. **9**: 19-47, Ferrara.
- BARGOSSO G.M., D'AMICO C. & VISONÀ D. (1979) - *Hercynian plutonism in the southern Alps. A brief report*. I.G.C.P. No 5 Newsletter, **1**: 7-32.
- BARGOSSO G.M., ROTTURA A., VERNIA L., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1996) - *Petrografia delle magmatiti permiane*. In: *Geologia delle Dolomiti. Introduzione Geologica. Guida alla Escursione Generale*, pp. 12-18. A. BOSELLINI, C. NERI & M. STEFANI (a cura di). 78a Riunione Estiva della SGI, San Cassiano (BZ), 16-18 settembre 1996.
- BARTH S. & MOHR B.A.R. (1994) *Palynostratigraphically determined age of the Tregiovo sedimentary complex in relation to radiometric emplacement ages on the Atesina volcanic complex (Permian Southern Alps, N Italy)*. N. Jb. Geol. paläont. Abh., **192**: 273-292.
- BARTH S., OBERLI F., MEIER M., BLATTNER P., BARGOSSO G.M. & DI BATTISTINI G. (1993) - *The evolution of a calc-alkaline basic to silicic magma system: Geochemical and Rb-Sr, Sm-Nb, and 180/160 isotopic evidence from the Late Hercynian Atesina-Cima d'Asta volcano-plutonic complex, northern Italy*. Geochimica et Cosmochimica Acta, **57**: 4285-4300.
- BARTH S., OBERLI F. & MEIER M. (1994) *Th-Pb versus U-Pb isotope systematics in allanite from co-genetic rhyolite and granodiorite: implications for geochronology*. Earth Planet. Sci. Letters, **124**: 149-159.
- BASSETTI M. & BORSATO A. (2007) - *Evoluzione geomorfologica e vegetazionale della bassa valle dell'Adige dall'ultimo massimo glaciale: sintesi delle conoscenze e riferimenti ad aree limitrofe*. Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica **82** (2005): 31-42.
- BECCALUVA L., BIGIOGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GATTO G.O., GREGNANIN A., MONTRASIO A., PICCIRILLO E.M. & TUNESI A. (1983) - *Post collisional orogenic Dyke magmatism in the Alps* - Mem. Soc. Geol. It., **26**: 341-359, Roma.

- BENECKE E.W. (1866) - *Über Trias und Jura in den Südalpen*. Geognostischpaläontologische Beiträge, **1/1**: 1-204.
- BENECKE E.W. (1868) - *Über einige Muschelkalkablagerungen der Alpen*. Geognostischpaläontologische Beiträge, **2/1**: 1-67.
- BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KÄLIN O. & VAN STUIJVENBERG J. (1979) - *Evolution of continental margins in the Alps*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **59**: 165-175.
- BERNOULLI D. & WINKLER W. (1990) - *Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South and Austroalpine flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): source terranes and paleotectonic implications*. Eclogae geol. Helv., **83**: 182-310.
- BERRA F. (2007) - *Sedimentation in shallow to deep water carbonate environments across a sequence boundary: effects of a fall in sea level on the evolution of a carbonate system (Ladinian-Carnian, eastern Lombardy, Italy)*. Sedimentology, **54**: 721-735.
- BERRA F. & ALBINI S. (2007) - *Pietra Simona*. 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.
- BERRA F., DELFRATI & PONTONI (2007a) - *Dolomia Principale*. In: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI A.M., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007a) - *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.
- BERRA F. & JADOUL F. (1996) - *Norian Serpulid and Microbial Bioconstruction: Implications for the Platform Evolution in the Lombardy Basin (Southern Alps, Italy)*. Facies, **35**: 143-162, Erlangen.
- BERRA F., JADOUL F. & ANELLI A. (2010) - *Environmental control on the end of the Dolomia Principale/Hauptdolomit depositional system in the central Alps: Coupling sea-level and climate changes*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **290**:138-150.
- 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**: 615-627, Erlangen.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI (1988) - *Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza Cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 425-454.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. Sediment. Geol., **86**: 53-76.

- BERTOZZI L. (1996) *Rilevamento geo-vulcanologico e studio petrochimico delle ignimbriti inferiori della sequenza vulcanica permiana della Val Trompia (Bs)*. Tesi di laurea inedita, AA 1995-96, Univ. di Bologna.
- BIANCHI A., BONI A., CALLEGARI E., CASATI P., CASSINIS G., COMIZZOLI G., DAL PIAZ GB., DESIO A., GIUSEPPETTI G., MARTINA E., PASSERI L.D., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1971) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia all'1:100.000, Foglio 34 - Breno*. Ministero Industria, Roma, 134.
- BIANCHI A., CALLEGARI E. & JOBSTRAIBIZER P.G. (1970) - *I tipi petrografici fondamentali del plutone dell'Adamello. Tonaliti-quarzodioriti-granodioriti e loro varietà leucocratiche* - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **27**: 1-148, Padova.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1937a) – *Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale (regione tra lo Stabio e il Caffaro)* – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **12**: 1-16, Padova.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1937b) – *Il settore meridionale del Massiccio dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Val di Stabio e l'alta Valle del Caffaro* – Boll. Uff. Geol. It., **62**: 1-87.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1948) – *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel Massiccio dell'Adamello* – Rend. Soc. Min. Ital., **5**: 79-102.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ GB. (1950) – *Il problema dell'età del Corno Alto nel Massiccio dell'Adamello*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **16**:1-22.
- BINI A., ZUCCOLI L. & VETRI E. (1999) - *Dispense di geologia del Quaternario - Le glaciazioni - vol 3*. Pubblicato in occasione della 4^a Summer School di Geologia del Quaternario, Milano
- BITTNER A. (1881) – *Über die geologischen Aufnahmen in Judicarien und Val Sabbia* – Jb. K.K. Geol. Reichsanst., **31**/3: 219-370, Wien.
- BITTNER A. (1883) - *Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia*. Jb. K.k. geol. Reichsanstalt, **33**/3: 405-442.
- BLUNDY J.D (1989) – *The geology of the southern Adamello Massif*. Ph.D. thesis, Cambridge Univ., 221 pp.
- BLUNDY J.D. & SPARKS R.S.J. (1992) - *Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy* - Journal of Petrology, **33**: 1039-1104.
- BONI A. (1943) – *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. Parte I: la porzione centrale* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **1**: 1-143.
- BONI A. (1955) – *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. II: il margine orientale* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **5**: 13-54, Pavia.
- BONI A., ARDIGÒ G., CASSINIS G., CAVALLARO E., CERRO A., FUGAZZA F., ROSSETTI R. & ZEZZA F. (1972) – *Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, Vol. **22**, 2 carte alla scala 1:50.000 - Pavia.

- BONI A. & BALCONI M. (1942) – *Le formazioni scistoso cristalline ed eruttive dell'Alta Val Trompia*. Rend. Soc. Min. It., **20**: 25-27.
- BONI A. & CASSINIS G. (1973) – *Carta geologica delle Prealpi Bresciane a Sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**: 120-159, Pavia.
- BONI A., CASSINIS G. & VENZO S. (1970) - *Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1: 100000. Foglio 47 Brescia*. Serv. Geol. d'Italia, 93 pp., Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (Napoli).
- BONIN B., BRANDLEIN P., BUSSY F., DESMONOS J., EGGENBERGER U., FINGER F., GRAF K., MARRO C., MERCOLLI I., OBERHÄNSLI R., PLOQUIN A., QUADT VON A., RAUMER VON J., SCHALTEGGER U., STEYRER H.P., VISONÀ D. & VIVIER G. (1993) *Late Variscan Magmatic Evolution of the Alpine Basement*. In: VON RAUMER J., NEUBAUER F. (Eds.) - *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Springer, Berlin, 169-199.
- BORSATO A. (2008)- *Datazioni C-14 tramite acceleratore in spettrometria di massa di campioni di interesse stratigrafico in ambito alla realizzazione dei Fogli geologici "Mezzolombardo", "Trento" e "Bagolino" della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000*. Report tecnico Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento: 70 pp.
- BOSELLINI A. (1965) – *Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias* – Mem. Museo Sc. Nat. Ven. Trid., **15**: 1-27.
- BOSELLINI A. (1967) - *La tematica deposizionale della Dolomia Principale (Dolomiti e prealpi venete)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 133-169.
- BOSELLINI A. (1973) – *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionali durante il Giurassico-Cretacico. Sue possibili applicazioni agli Appennini*. In. ACCORDI B. (Ed): *Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino*. Acc. Naz. Lincei, quad..., **183**: 163-205.
- BOSELLINI A. & HARDIE L.H. (1988) - *Facies e cicli della Dolomia Principale delle Alpi Venete*. Mem. Soc. Geol. It., **30**: 245-266, Roma.
- BRACK P. (1981) - *Structures in the Southwestern border of the Adamello Intrusion (Alpi Bresciane, Italy)* - Schw. Min. Petr. Mitt., **61**: 37-50.
- BRACK P. (1983) - *Multiple intrusions-examples from the Adamello Batholith (Italy) and their significance on the mechanisms on intrusion* - Mem. Soc. Geol. It., **26**: 145-157, Roma.
- BRACK P. (1984a) – *Geologie der Intrusiv und Rahmengesteine des Südwest Adamello (Alpi Bresciane), Italy* – „Diss. E.T.H.“, n. 7612, pp. 253.
- BRACK P. (1984b) – *Re di Castello Massif. Geologische karte (1:25'000)* – Diss. E.T.H., n. 7612.
- BRACK P. (1985) - *Multiple intrusions; examples from the Adamello Batholith (Italy) and their significance on the mechanisms of intrusion*. Mem. Soc. Geol. It. **26**:

145-157, Roma.

- BRACK P., CALLEGARI E., CASSINIS G., CASTELLARIN A., FONTANA D., GAETANI M., ORI G., ORIGONI GIOBBI E., RIKLIN K., SARTORI R. & ULMER P. (1983) – *Guida all'escursionone sull'Adamello meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., **26**: 391-419, Roma.
- BRACK P., DAL PIAZ G.V., BARONI C., CARTON A., NARDIN M., PELLEGRINI G.B. & PENNACCHIONI G. (2008) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 058 Monte Adamello*. Provincia Autonoma di Trento. L.T.S. Treviso.
- BRACK P. & MUTTONI G. (2000) - *High-resolution magnetostratigraphic and lithostratigraphic correlations in Middle Triassic pelagic carbonates from the Dolomites (northern Italy)*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**/3-4: 361-380.
- 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, Basel.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) – *Towards a better definition of the Anisian-Ladinian boundary: new biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. *Eclogae geol. Helv.*, **86**/2: 415-427, Basel.
- BRACK P., RIEBER H., NICORA A. & MUNDIL R. (2005) - *The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy) and its implications for the Triassic time scale*. *Episodes*, **28**/4: 233-244.
- BRACK P., RIEBER H. & URLICHS M. (1999) - *Pelagic successions in the Southern Alps and their correlation with the Germanic Middle Triassic*. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I* (1998), **H.7-8**: 853-876.
- BREITKREUTZ C., CORTESOGNO L., GAGGERO L. (1999) *Permian Volcanism: Volcanic activity and petrographic features. Volcaniclastic mass flow deposits related to lava dome explosions. Chemical features*. In: Cassinis, G. (ed). *Field Trip Book, International field conference on "The continental Permian of the Southern Alps and Sardinia (Italy)"*, Brescia, Italy, 71 pp.
- BROCCHI G.B. (1808) – *Trattato mineralogico e chimico sulle miniere di ferro del dipartimento del Mella con l'esposizione della costituzione fisica delle montagne metallifere della Val Trompia*. Tip. Bettoni – Brescia, **1**: 1-196 e **2**: 1-352.
- BROGLIO LORIGA C. & CASSINIS G. (1992) – *The Permo-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy) and in adjacent Periadriatic regions*. In: SWEET W.C. YOUNG Z.Y., DICKINS J.M. & JIN H.F. (eds), *Permo Triassic events in the Eastern Tethys*, 78-97, Cambridge Univ. Press.
- BRUNO M. (1946) *Un caratteristico filone basico zonato a noduletti di quarzo del M. Frerone*. *Rendiconti della Società Mineralogica Italiana*, **3**: 87-106.
- CACCIAMALI G.B. (1920) - *Le falde di sovrascorrimento della Valle Brembana e i loro rapporti con le falde bresciane*. *Comment. Ateneo Brescia*: 38-61.

- 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 Obroic Alps, Southern Alps - Italy: structural and stratigraphical data*. Mem. Sci. Geol., **48**: 1-53, Padova.
- CALLEGARI E. & BRACK P. (2002) - *Geological map of the Tertiary Adamello Batholith (Northern Italy). Explanatory notes and Legend* - Mem. Sci. Geol., **54**: 19-49, Padova.
- CALLEGARI E. & DAL PIAZ GB. (1971-73) - *Field relationship between the main igneous masses of the Adamello intrusive massif (Northern Italy)* - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **29**, Padova.
- CARMINATI E., SILETTO G.B. & BATTAGLIA D. (1997) - *Thrust kinematics and internal deformation in basement involved fold and thrust belts: the eastern Obroic Alps case (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Tectonics, **16**: 259-271.
- 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, Amsterdam.
- CARTON A. & PELLEGRINI G.B. (2000) - *Geomorphological observations along the road track between the Maniva ridge and Lavena Lake (Brescian Prealps)*. Part II, Excursion I. In: CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (eds), "Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites". *Field-trip Guidebook, 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, 74-76.
- CARULLI G.B. & SLEJKO D. (2009) - *Seismotectonic characteristics of the Italian central Alps and implications for the seismic hazard*. Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.) **128**/1: 201-215.
- CASATI P. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. VI. *Osservazioni stratigrafiche sull'"infraretico" delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **70**(3): 447-465, Milano.
- CASATI P. (1968) - *Calcere di Zorzino* - Studi III. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche - Fascicolo I:83-88, Roma.
- CASATI P., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1976) - *Età (K/Ar) di intrusioni porfirittiche e leucogabbriiche nelle Prealpi Bergamasche (Alpi Meridionali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **32**: 215-226.
- CASOLARI E. & PICOTTI V. (1997) - *La Formazione di Val d'Oro: un pendio deposizionale eoliassico al margine nord-orientale del Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Atti Tic. Sc. Terra, **5**: 41-52, Pavia.
- CASSINIS G. (1966a) - *La Formazione di Collio nell'area-tipo dell'alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano)* - Riv. Ital. Paleont. Strat., **72**/3: 507-590.

- CASSINIS G. (1966b) – *Rassegna delle formazioni permiane dell'alta Val Trompia (Brescia)* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**, pp-pp..
- CASSINIS G. (1966c) – *Lapilli accrezionari nei tufi paleozoici della Val Trompia (Prealpi bresciane)* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**, pp-pp..
- CASSINIS G. (1968b) – *Studio stratigrafico del "Servino" di Passo Valdi (Trias inferiore dell'alta Val Caffaro)* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**: pp-pp., Pavia.
- CASSINIS G. (1968c) – *Sezione stratigrafica delle "arenarie rosse" permiane presso il Passo di Croce Domini* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, Vol. 19 - Pavia.
- CASSINIS G. (1969b) – *Conglomerato del Dosso dei Galli* – St. Ill. Carta Geol. Italia, Form. Geol., **2**:13-22, Roma.
- CASSINIS G. (1971) - *Lineamenti paleogeografici del Retico bresciano*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **22**: 91-109.
- CASSINIS G. (1987-88) – *Carta geologica dei depositi continentali permiani a Sud dell'Adamello* – Atti Tic. Sc. Terra, Vol. **31** - Pavia.
- CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1981) – *Foglio 47 Brescia* – In: «Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)», a cura di A. Castellarin , Prog. Fin. Geod. (S.P. 5) CNR, **441**: 161-165, Bologna.
- CASSINIS G. (1982) – *Note geologiche sull'area all'intersezione tra Linea delle Giudicarie Sud e Linea della Val Trompia* - In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», pp. 98-102 - Bologna.
- CASSINIS G. (1988) – *Carta geologica dei depositi continentali permiani a sud dell'Adamello*. Atti Ticinesi Sc. Terra, **31**, Pavia.
- CASSINIS G. (1990) – *Itinerario n. 3 – Val Trompia*. In: CITA M.B., GELATI R. GREGNANIN A., Guide Geologiche Regionali n. 1 Alpi e Prealpi lombarde. BE-MA editrice, pp.291.
- 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. - *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
- 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. - *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
- CASSINIS G. & CASTELLARIN F. (1981) – *Foglio 35 Riva del Garda* – In: «Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)», a cura di A. Castellarin, Prog. Fin. Geod. (S.P. 5) CNR, **441**: 124-134, Bologna.
- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L. MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (1999) - *Stratigraphy and facies of the permian deposits between eastern Lombardy and the Western Dolomites*. Field Trip Guidebook. The continental Permian, Intern. Cong. Brescia, September 1999, Dip. Scienze della Terra, Pavia, 157 pp..

- CASSINIS G., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (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, 1-157.
- CASSINIS G. & DOUBINGER J. (1991) – *On the geological time of the typical Collio and Tregiovo continental beds in the Southalpine Permian (Italy), and some additional observations* – Atti Tic. Sc. Terra, **34**: 1-20, Pavia.
- CASSINIS G. & DOUBINGER J. (1992) - *Artinskian to Ufimian palynomorph assemblages from the central Southern Alps, Italy, and their regional stratigraphic implications*. Contribution to Eurasian Geology: Permian Congress Papers (Perm, USSR, 5-10 August 1991) - Part 1 (1991): 9-18.
- CASSINIS G., DURAND M. & RONCHI A. (2007) - *Remarks on the Permian and Permian-Triassic boundary in central and eastern Lombardy (Southern Alps, Italy)*. Journal of Iberian Geology, **33**, 133-142.
- CASSINIS G. & FORCELLA F. (1981) – *Foglio 34 Breno* – In: «Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)», a cura di A. Castellarin, Prog. Fin. Geod. (S.P. 5) CNR, **441**: 166-173, Bologna.
- CASSINIS G., FRIZZO P., MORONI M. & RODEGHIERO F. (1997) – *Le mineralizzazioni delle Alpi Bresciane: aspetti geologico-minerari e metallogenici* – Atti della Giornata di studio “Le vene delle montagne”, Brescia, pp. 97-119.
- CASSINIS G., MATTAVELLI L. & MORELLI G.L. (1978) *Studio petrografico e mineralogico della Formazione di Collio nel Permiano inferiore dell'Alta Val Trompia (Prealpi Bresciane)*. Mem. Sci. Geol. Padova, **32**, 13 pp.
- CASSINIS G., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C. (1988) - *The continental Permian in the Southern Alps (Italy): a review*. Z. Geol. Wiss., **16**: 1117-1126.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (1994) – *Interazione strutturale permiana tra la Linea delle Giudicarie ed i Bacini di Collio, Tione e Tregiovo (Subalpino centrale, N Italia)* – Boll. Soc. Geol. It., **112**: 1021-1036, Roma.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (1997) - *Tectonics and sedimentation in the western sector of the Permian Continental Collio Basin, Southern Alps, Italy*. In Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego CLVII, Proc. of the XIII Inter. Congr. on the Carboniferous and Permian, 28th August - 2nd September, 1995, Krakow, Poland, Part **2**, 25-32.
- CASSINIS G. & PEROTTI C.R. (2007) - *A stratigraphic and tectonic review of the Italian Southern Alpine Permian*. Paleoworld, **16**, 140-172.
- CASSINIS & PEYRONEL PAGLIANI (1976) – *Les Permien des Préalpes Lombardes Orientales*. In : H. Falke (ed.) *The Continental Permian in Central, West and South Europe*. NATO, Adv. St. inst. Ser., **22**: 148-168.

- 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. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria del limite tra <<Piattaforma Veneta>> e << Bacino Lombardo>> a nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol., v. 38(2), pp. 11-212, Bologna.
- CASTELLARIN A. (1982) - *Lineamenti ancestrali sudalpini* - In: A. Castellarin & G.B. Vai «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», pp. 41-55 - Bologna.
- CASTELLARIN A., PICCIONI S., PROSSER G., SANGUINETTI E., SARTORI R & SELLI L, (1993) - *Mesozoic continental rifting and Neogene inversion along the South Giudicarie Line (Northwest Brenta Dolomites)*. Mem. Soc. Geol. It., 125-144.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V. (1990) - *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian Basin*. Eclogae Geol. Helv., **83**: 683-700.
- CASTELLARIN A., DAL PIAZ G.V., PICOTTI V., SELLI L., CANTELLI L., MARTIN S., MONTRESOR L., RIGATTI G., PROSSER G., BOLLETTINARI G., PELLEGRINI G.B., CARTON A., NARDIN M. (2005a) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 059 Tione di Trento* Provincia Autonoma di Trento. L.A.C., Firenze.
- CASTELLARIN A., PICOTTI V., CANTELLI L., CLAPS M., TROMBETTA L., SELLI L., CARTON A., BORSATO, A., DAMINATO F., NARDIN M., SANTULIANA E., VERONESE L. & BOLLETTINARI G. (2005b) - *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 080 Riva del Garda*. Provincia Autonoma di Trento. L.A.C., Firenze.
- CASTELLARIN A. & SARTORI R. (1982) - *Geologia della Linea delle Giudicarie sud (tra Pieve di Bono e Tione)*. In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale». Guide Geol. Reg., Soc. Geol. It., 103-114, Bologna.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1982) - *Introduzione alla geologia strutturale del Sudalpino* - In: A. Castellarin & G.B. Vai «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», pp. 1-22 - Bologna.
- CASTIGLIONI G.B. (1961) - *I depositi morenici del Gruppo Adamello-Presanella con particolare riguardo agli stadi glaciali post-würmiani*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **23**:1-131.
- CERIANI M. & CARELLI M. (1999) *Carta delle precipitazioni medie, minime e massime annue del territorio alpino lombardo (registrate nel periodo 1891-1990)*. Regione Lombardia.
- CHARDON M. (1975) - *Les Préalpes lombardes et leurs bordures*. Libraire Champion, vol. di 655 pp., Paris
- CLAPS M., TROMBETTA G.L. & PICOTTI V. (1996) - *Il bioerma del M. Zenone (Norico, Prealpi Bresciane): facies, geometria e ambiente deposizionale* - Atti Tic. Sc. Terra, S. Spec., **4**: 3-18, Pavia.
- CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE (1998) - *Carta geologica del Gruppo*

- Adamello – Presanella, scala 1:50.000* – coord. Scient. E. CALLEGARI, GB. DAL PIAZ, G.O. GATTO, collab. V. TROMMSDORFF – Ed. Selca Firenze.
- CORNELIUS M.P. (1928) - *Zur Altesbestimmung der Adamello und Bergeller intrusion*. S. B. Osterr. Akad. Viss. mat. nat. cl. I **137**: 541-562.
- CORTECCI G., DEL MORO A., LEONE G. & PARDINI G.C. (1979) - *Correlation between Strontium and Oxygen isotopic composition of rock from the Adamello Massif (Northern Italy)* - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**: 421-427.
- CORTECCI G., FRIZZO P. (1993) - *Origin of siderite deposits from the Lombardy Valleys, northern Italy: a carbon, oxygen and strontium isotope study* - *Chemical Geology*, **105**: 293-303, Amsterdam.
- CORTELLAZZO N. (1953) - *Gli scisti cristallini del Gruppo Cengledino - Creper di Stracciola in Val Rendena (Adamello Orientale)*. *Studio geologico-petrografico*. Tesi di Laurea inedita. Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Univ. Padova.
- COZZAGLIO A. (1927) - *Rocce eruttive delle Prealpi bresciane e loro influenza sulla struttura e sul meccanismo delle montagne*. *Comment. Ateneo Brescia*, 139-172.
- 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. (1877) - *Geologia applicata delle Provincie Lombarde*. Hoepli, Milano, 714pp.
- DAL PIAZ G.V. (1993) – *Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension*. In: RAUMER VON J. & NEUBAUER F. (Eds). *The pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 327-344. Springer Verlag, Berlin.
- DAL PIAZ G.V., CASTELLARIN A., CANTELLI L., CARTON A., CASOLARI E., DAMINATO F., MARTIN S., MONTRESOR L., PELLEGRINI G.B., PICOTTI V., PROSSER G., SANTULIANA E., SELLI L. (2007) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 042 Malè*. Provincia Autonoma di Trento. L.A.C., Firenze.
- DAL PIAZ G.V., BRACK P., BARONI C., CARTON A., CASOLARI E., DAMINATO F., MARTIN S., MONTRESOR L., PELLEGRINI G.B., PICOTTI V., PROSSER G., SANTULIANA E., SELLI L., (2008) – *Note illustrative della carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 058 Adamello*. Provincia Autonoma di Trento e APAT., pp. 136.
- 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)*, **100**: 1095-1113.
- D'AMICO C. & DEL MORO A. (1988) - *Permian and Triassic Rb-Sr dating in the Permian rhyiodacitic ignimbrites of Trentino (Southern Alps)*. *Rend. Soc. Ital. Min. Petrol.*, **43**: 171-180.
- D'AMICO C., DEL MORO A., FREDDO A. & PARDINI G. (1980) - *Studio radiometrico*

- delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore. Rend. Soc. It. Min. Petr., **36**: 703-716
- DE CAPITANI L., DELITALA M. C., LIBORIO G., MOTTANA A., RODEGHIERO F. & THÖNI M. (1994) – *The granitoid rocks of Val Navazze, Val Torgola and Val di Rango (Val Trompia, Lombardy, Italy)*. Mem. Sci. Geol. **46**: 329-343.
- 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.
- DE DONATIS S. & FALLETTI P. (1999) – *The Early Triassic Servino Formation of the Monte Guglielmo area and relationships with the Servino of Trompia and Camonica valleys (Brescian Prealps, Lombardy)*. Mem. Sci. Geol., Padova, **51**/1: 91-101.
- DEGASPERI M. (2012a) – *Castel Condino - Monitoraggio topografico, relazione*. Documentazione inedita del Servizio Geologico della Provincia autonoma di Trento.
- DEGASPERI M. (2012b) – *Monitoraggio dell'abitato di Brione*. Documentazione inedita del Servizio Geologico della Provincia autonoma di Trento.
- DEGASPERI M. (2013) – *Monitoraggio dell'abitato di Brione*. Documentazione inedita del Servizio Geologico della Provincia autonoma di Trento.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRAND CLAUDE P. & MARCHAL M. (1980) – *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major-element analysis. Its relationship with current nomenclature*. Chemical Geology, **29**:265-266.
- DELFRATI L. (2002a) – *Formazione di Breno*. Quad. Serv. Geol. Italia, ser. III, **7**/3: 30–40, Roma.
- DELFRATI L., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., & PETTI F.M. (2002) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità validate*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7**(III): pp.207, Roma.
- DELFRATI L., FALORNI P. GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità validate*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7**: pp.228, Roma.
- DEL MORO, A., FERRARA, G., TONARINI, S. & CALLEGARI, E. (1985b) - *Rb-Sr systematics on rocks from the Adamello Batholith (southern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It. **26**: 261-284, Roma.
- DEL MORO, A., PARDINI, G., QUERCIOLI, C., VILLA, I. M. & CALLEGARI, E. (1985a) - *Rb/ Sr and K/ Ar chronology of Adamello granitoids, southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It. **26**: 285-299, Roma.
- DEL MORO A & VISONÀ D. (1982) – *The epiplutonic Hercynian complex of Bressanone (Brixen, Eastern Alps, Italy)*. Petrologic and radiometric data. N.Jb. Mineral. Abh., **145**: 66-85.

- DE LUCCHI G. (1939) – *Il giacimento di contatto di Q. 2591 del M. Farinas del Frerone*. Atti R. Ist. Veneto SS. LL. AA., parte II, Classe Sc. Mat. Nat. **98**:79-98.,
- DE MICHELE V. & ZEZZA U. (1973) - *Lo stock leucogebbrico in valle Rossa (Cene, Bergamo) e la sua aureola metamorfica*. Atti Soc. It. Sci. Nat. Mus. Civ. Stor. Nat., **114** : 345-382, Milano.
- DE PIERI R. & JUSTIN VISENTIN E. (1970)- *Filoncelli listati nei marmi dolomitici del M. Cadino (Adamello Meridionale)*. Studio mineralogico e petrogenetico.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) – *The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leid. Geol. Med., **14 B**: 1-257.
- DESIO A. (1952) - *Qualche nuovo dato sul glaciale della Valle Brembana e della Valle Seriana in Lombardia*. Rend. Acc. Naz. Lincei, 8, v. 12, f.1.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1982) – *Scythian-Anisian lithostratigraphic units in the Southern Alps*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck. 11: 299-308.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1988) - *Anisian paleogeographic evolution in the Central-Western Southern Alps*. Mem. Sci. Geol. **40**: 399-411.
- DI BATTISTINI G., BARGOSSO G.M., SPOTTI P. & TOSCANI L. (1988) - *Andesites of the late Hercynian volcanic sequence in Trentino Alto-Adige (Northern Italy)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **43**: 1083-1100.
- DI COLBERTALDO D. & MARZOLO G. (1964) – *Il giacimento a baritina di Marigole (Darzo) – L'Ind. Min. nel Trentino-Alto Adige*, Econom. Trent., **13** (1-2, 4-5): 102-115.
- DIELLA V., SPALLA M.I. & TUNESI A. (1992) - *Contrasted thermomechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy)*. J. Metam. Geol., **10**: 203-219, Oxford.
- DIENI I. (1958) – *I porfidi sienitici permiani della Valle di Daone* – St. Trent. Sc. Nat., Acta Geol., **35**: 3-13, Trento.
- DIENI I. & VITERBO C. (1960) – *Porfiriti filoniane di varia età in alta Val Daone (Adamello meridionale)*. Rend. Soc. Miner. It., **16**:301-325.
- DIENI I. & VITERBO C. (1961) – *Rocce filoniane di età triassica nell'alta Valle di Daone (Adamello meridionale)* – St. Trent. Sc. Nat., **38**: 141-172, Trento.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps* - Geologische Randschau, **76/3**: 735-754, Stuttgart.
- DUPUY C., DOSTAL J. & FRATTA M. (1982) – *Geochemistry of the Adamello Massif (northern Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol., **80**:41-48.
- EPTING M., UNLAND W., SCHMIDT K & CHRISTODOULIDES A. (1976) – *Middle triassic sediments of selected regions in the Southern Alps (Italy), and their significance for paleogeographic evolution*. N. Jb. Geol. Pal. Abh., **151**: 1-30.
- ESCHER V.D. & LINTH A. (1853) - *Geologische Bemerkungen über das nördliche Vorarlberg und einige angränzende Gegenden*. Denkschr. allg. Schweiz. Naturforsch.-Ges., 1-135.
- FANTONI R., BERSEZIO R., FORCELLA F., GORLA L., MOSCONI A. & PICOTTI V. (1999)

- *New dating on the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearing on the interpretation of the Alpine tectonic history.* Mem. Sc. Geol., **51**: 47-61.
- FARABEGOLI E. & DE ZANCHE V. (1984) - *A revision of the Anisian stratigraphy in the Western Southern Alps west of Lake Como.* Mem. Sci. Geol., **36**, 391-401.
- FELBER M., VERONERE L., COCCO S., FREI W., NARDIN M., OPIZZI P., SANTULIANA E. & VIOLANTI D. (2000) - *Indagini sismiche e geognostiche nelle valli del Trentino meridionale (Val d'Adige, Valsugana, Valle del Chiese), Italia.* St. Trent. di Sc. Nat., Acta Geol. **75** (1998): 3-52.
- FISHER R.V. & SCHMINCKE H.U. (1984) – *Pyroclastic Rocks.* Springer Verlag.
- FORCELLA F. (1988) – *Assetto strutturale delle Orobie orientali tra la Val Seriana e la Val Camonica.* Rend. Soc. Geol. It., **11**: 269-278.
- FORNI L. (1888) - *Osservazioni stratigrafiche sul M. Misma.* Tipografia Fusi Pavia, 22pp, 1tav.
- FRIZZO P. (1984) – *Le mineralizzazioni a barite e siderite nel Permiano Superiore e nello Scitico della Val Camonica (Lombardia).* L'Industria Mineraria, 4 (luglio-agosto 1984): 21-43.
- FRIZZO P. (1997) - *Le mineralizzazioni a fluorite e solfuri polimetallici della Val Trompia.* In: Atti della Giornata di Studio “Le vene delle montagne”, *Gamma-ray spectroscopy determination of radioactive elements in late-Hercynian plutonic rocks...* 37 Brescia, 24 novembre 1995, 149-163.
- FRIZZO P. & SCUDELER BACCELLE L. (1985) - *Rapporti strutturali e tessiturali fra mineralizzazione a siderite a litotipi carbonatici nel Servino (Scitico) delle valli lombarde* - Mem. Sc. Geol. Univ. Padova, **36**: 195-210, Padova.
- FUGANTI A., BAZZOLI G. & MORTEANI G. (1998) - *The Quaternary evolution of the Adige Valley near the city of Trento (Northern Italy) as deduced from wells and radiocarbon dating. Preliminary results.* Studi Trent. Sci. Nat., Acta Geol., **73** (1996): 93-97.
- GAETANI M. (1969) – *Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie.* Riv. Ital. Paleont. Strat. **75**(3):469-546.
- GAETANI M. (1983) - *Il Triassico dell'Adamello meridionale* - Mem. Soc. Geol. It., **26**: 105-118, Roma.
- GAETANI M. & GORZA M. (1989) - *The Anisian Camorelli carbonate bank. (Lombardy, Southern Alps).* Facies, **21**: 41-56, Erlangen.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1979) - *The structure of the Bergamasc Alps.* Accad. Naz. Lincei, (Rend. Cl. Sc. fis. mat.nat.), Ser. VIII, **46**: 411-416, Roma.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOUL F. & GARZANTI E. (1998) – *Multioorder Sequence Stratigraphy in the Triassic of the Western Southern Alps.* S. E. P. M. spec. vol. , Journ. Sed. Petr., **60**: 701-717, Tulsa.
- GAETANI M., PREMOLI SILVA I. & ZANIN BURI C. (1970) – *Calcare di Dosso dei Morti* – St. Ill. Carta Geol., Form. Geol., **4**: 21-32.
- 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.
- GEINITZ H.B. (1869) - *Über fossile Pflanzenreste aus der Dyas von Val Trompia*. N. Jb. Min. Geol. Palaeont.: 451-461, Stuttgart.
- GIANOLLA & NERI (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. 2007 “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
- 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. ISSN0267-8179.
- GIOBBI ORIGONI E.& GREGNANIN A. (1983) - *The crystalline basement of the «Massiccio delle Tre Valli Bresciane»: new petrographic and chemical data* - Mem. Soc. Geol. It., **26**: 133-144, Roma.
- GNACCOLINI M. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) VII. Il Retico nella Lombardia occidentale*. Riv. It. Paleont. Strat., **70**: 467-522, Milano.
- GNACCOLINI M. (1965) - *Il Calcare di Zu e le Argilliti di Riva di Solto: due formazioni del Retico Lombardo*. Riv. It. Paleont. Strat., **74(4)**: 1099-1121, Milano.
- GNACCOLINI M. (1968a) –*Argillite di Riva di Solto*. Studi Ill. Carta Geol. It. – Formazioni Geologiche – Fascicolo **I**:97-103, Roma.
- GNACCOLINI M. (1968b) –*Calcare di Zu*. Studi Ill. Carta Geol. It. – Formazioni Geologiche – Fascicolo **I**:113-123, Roma.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, vers. 2004 (CPTI04)*, INGV, Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>).
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2008) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, vers. 2008 (CPTI08)*, INGV, Bologna (<http://emidius.mi.ingv.it/CPTI08/>).
- GUIDOBONI E., COMASTRI A. & BOSCHI E. (2005) - *The “exceptional” earthquake of 3 January 1117 in the Verona area (northern Italy): a critical time review and detection of two lost earthquakes (lower Germany and Tuscany)*. J. Geophys. Res. **110**, doi:10.1029/2005JB003683.
- HABBE K. A. (1969) - *Die würmzeitliche Vergletscherung des Gardasee-Gebietes : Studien über Verbreitung und Formenschatz der jungquartären Ablagerungen am Alpensüdrand zwischen Chiese und Etsch*. Freiburg : Schulz, 254 pp.
- HANSMANN W.& OBERLI F. (1991) – *Zircon inheritance in an igneous rock suite from the southern Adamello batholith (Italian Alps)* – Contrib. Mineral. Petrol., **107**: 501-518.

- HAUER F.R. (1858) – *Erläuterungen zu einer geologischen Übersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei*. Jahrb. K.K. Geol. R-anst., **9**: 445–496, Wien.
- HAUER V. & RITTER F. (1855) - *Curioni's Abhandlung über die Gliederung der Triasgebilde in der Lombardie*. Jahrb. k.k. geol. Reichsanst., **6**: 887-896.
- HENTSCHEL C. (2005) – *Studio geomorfologico, stratigrafico, geotecnico ed idrogeologico relativo al fenomeno franoso in atto nel comune di Brione – dati inediti*. Comune di Brione, Provincia autonoma di Trento.
- HIEKE MERLIN O. (1945) – *I giacimenti di contatto del Monte Costone (Adamello meridionale)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, **15**:1-44.
- ITALIAN IGCP 203 GROUP (Ed) (1986) - *Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys*. Field Guidebook. Field Conf. SGI-IGCP Project 203, July 1986, Brescia (Italy), 1-180.
- JADOUF F. (1985) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale della Dolomia Principale nelle Prealpi Bergamasche occidentali: evidenze di un rifting Norico Superiore*. Rend. Soc. Geol. It., **8**: 57-58.
- JADOUF F. (1986) - *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 479-512.
- JADOUF F., BERRA F. & FRISIA S. (1992) - *Stratigraphic and paleogeographic evolution of a carbonate platform in an extensional tectonic regime: the example of the Dolomia Principale in Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**: 29-44, Milano.
- JADOUF F., FERLIGA C. & MONESI C. (2000) – *Coperture triassiche*. In: F. JADOUF, F. FORCELLA, A. BINI & C. FERLIGA (Eds.): «Carta Geologica della provincia di Bergamo», Note Illustrative: 21–52, Bergamo.
- JADOUF F., GERVASUTTI M. & FANTINI SESTINI N. (1992a) – *The Middle Triassic of the Brembana Valley: preliminary study of the Esino Platform evolution (Bergamasco Alps)*. Riv. It. Pal. Strat., **98**: 299–324, Milano.
- JADOUF F., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISIA S. (1994) - *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasco Alps)*. In: G. CARANNANTE & R. TORELLI (Eds.) “ Escursione B1, Guide post IAS Meeting di Ischia”: pp. 3-38, De Frede, Napoli.
- JADOUF F. & ROSSI P.M. (1982) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale* - In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale», pp. 143-155 - Bologna.
- JEANBOURQUIN P. & LUALDI A. (1994) - *Telogenesis and thrust-related fluid flow, the example of the rocca Grande Rauhwacke (Ligurian alps), Italy*. Annales Tectonicae, **8**: 70-84, Firenze.
- JOHN B.E. & BLUNDY J.D. (1993) - *Emplacement-related deformation of granitoid magmas, southern Adamello Massif, Italy* - Geol. Soc. of America Bull., **105**: 1517-1541.
- LAUBSCHER, H. P. (1985) - *Large-scale, thin-skinned thrusting in the Southern Alps*:

- kinematic models*. G.S.A. Bull. **96**: 710-718, Boulder.
- LE MAITRE R.W., BATEMAN P., DUDEK A., KELLER J., LAMEYRE LE BAS M.J., SABINE P.A., SCHMID R., SORESENSEN H., STRECKEISEN A., WOOLLEY A.R. & ZANETTIN B. (1989) – *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission of the Systematics of igneous rocks*. Blackwell, Oxford, 193pp.
- LEONARDI. P. (1959) *Tridentinosaurus antiquus GB. Dal Piaz, rettile protosauro permiano del Trentino Orientale*. Mem.Ist.Geol.Miner.Univ.Padova, **21**:3-15, Padova.
- LEPSIUS R. (1878) – *Das Westliche Süd-Tirol, geologisch dargestellt* – Verlag W. Hertz, Vol. unico, pp. 375 - Berlin.
- LOCARDI E. (1958) - *Il Monte Ospedale (Adamello orientale)*. Tesi di laurea inedita. Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Univ. Padova.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A. & CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983): 223-259, Roma.
- MAIRONI DA PONTE G. (1782) – *Sulla storia naturale della provincia Bergamasca*, Dissertazione Prima, Bergamo.
- MARCATO E. (2004) – *Relazioni illustrative dei rilievi geologici eseguiti nell'ambito del Progetto CARG-PAT – Foglio Bagolino parte trentina – dati inediti*. Servizio Geologico della Provincia autonoma di Trento.
- MAROCCHI, M., MORELLI, C., MAIR, V., KLÖTZLI, U. & BARGOSSI, G.M. (2008) - *Evolution of large silicic magma systems: new U/Pb zircon data on the NW Permian Athesian Volcanic Group (Southern Alps, Italy)*. Journ.Geol., **116**: 480–498.
- 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.
- MARTIN S., ZATTIN M., DEL MORO A. & MACERA P. (1996) - *Chronologic constraints for the evolution of the Giudicarie belt (Eastern Alps, NE Italy)*. Annales Tectonicae, **10**(1-2): 60-79.
- MARTINA E. (1966) – *La Granodiorite di Val Torgola – Val Navazze e la Linea della Val Trompia (Prealpi Bresciane)*. Rend. Ist. Lomb. Acc. Sc. Lett., Cl. Sc. (A), **100**: 366-404, Milano.
- MASETTI D., STEFANI M. & BURCHELL M. (1989) - *Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of Southern Alps: platform-basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 401-424, Milano.
- MASSARI F. (1988) - *Some thoughts on the Permo-Triassic evolution of the South-Alpine Area (Italy)*. In: Cassinis G. (Ed.), *Permian and Permian-Triassic*

- Boundary in the South Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports.* Mem. Soc. Geol. It., **34**: 179-188.
- MASSARI F., NERI C., PITTAU P., FONTANA D. & STEFANI C. (1994) – *Sedimentology, palinostratigraphy and sequence stratigraphy of a continental to shallow marine rift-related succession: Upper Permian of the eastern Southern Alps (Italy).* Mem. Scienze Geologiche, Padova, **46**:119-243.
- METZELTIN S. & VEZZOLI L. (1977) - *Le carnirole della "Sinclinale dello Spluga" (Val Chiavenna).* Riv. It. Paleont. Strat., **83**(3): 533-560, Milano.
- MIETTO P., GIANOLLA P., MANFRIN S., & PRETO N. (2003) - *Refined ammonoid biochronostratigraphy of the Bagolino section (Lombardian Alps, Italy), GSSP candidate for the base of the Ladinian Stage.* Riv. It. Paleont. Strat., **109**/3: 449-462.
- MILANO F., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I. (1988) – *Alpine and pre-Alpine tectonics in the Central Orobic Alps (Southern Alps).* Eclogae geol. Helv., **81**: 273-293.
- MOJSISOVICS E.V. (1874) - *Die Triadischen Pelecypoden-Gattungen Daonella und Halobia.* Abh. k.k. geol. Reichsanst., **7**/3: 1-38.
- MOJSISOVICS E.V. (1882) - *Die Cephalopoden der mediterranean Triasprovinz.* Abh. k.k. geol.Reichsanst., **10**: 322 pp.
- MONESE A. (1968) – *I lamprofiri del Lago della Vacca (Adamello meridionale).* Mem. Accad. Patavina., Sc. L. A., **80**:165-187.
- MONNET C., BRACK P., BUCHER H. & RIEBER H. (2008) - *Ammonoids of the Middle/Late Anisian boundary (Middle Triassic) and the transgression of the Prezzo Limestone in eastern Lombardy and Giudicarie (Italy).* Swiss Journal of Geosciences **101**(1): 61-84, DOI 10.1007/s00015-008-1251-7.
- MORELLI C., BARGOSSO G.M., MAIR V., MAROCCHI M. & MORETTI A. (2007) *The lower Permian volcanics along the Etsch valley from Meran to Auer (Bozen).* Mitteilungen der Österreichischen-Mineralogischen Gesellschaft., **153**: 195-218.
- MOTTANA A. (1966) - *Le porfiriti di Gaverina (Bergamo).* Rend Ist. Lomb. Sc. Lett. (A). **100**:721-746.
- MUNDIL R., BRACK P., MEIER M., RIEBER H. & OBERLI F. (1996) - *High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanoclastics: Time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation.* Earth Planet. Sci. Lett., **141**: 137-151.
- MUTTONI G., NICORA A., BRACK P. & KENT D. (2004) - *Integrated Anisian-Ladinian boundary chronology.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **208**: 85-102.
- OMENETTO P. & VAILATI 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.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter.* Bd. **3**: 772-789, Leipzig.

- PEYRONEL PAGLIANI G. (1965) – *Studio petrografico delle vulcaniti della Formazione di Collio in alta Val Trompia (Brescia)* – Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett., **99**: 148-174.
- PEROTTI A. (1995) *Studio geo-petrografico delle vulcaniti di Auccia (Alta Val Trompia, (Brescia))*. Tesi di laurea inedita, AA 1994-95, Univ. di Parma.
- PEROTTI C.R. & SILETTO G.B. (1996) – *Le caratteristiche geometriche dei bacini permiani tra la Val Canonica e le Val Giudicarie (Subalpino centrale)* – Atti Tic. Sc. Terra, S. Spec., **4**: 77-86, Pavia.
- PETTI F.M. & FALORNI P. (2007) – *Maiolica*. In CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI 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.
- PICOTTI V. & COBIANCHI M. (1996) – *Jurassic periplatform sequences of the Eastern Lombardian Basin. (Southern Alps of Italy). An open sea record of tectonics, and growth and demise history of the adjacent platform*. Mem. Sci. Geol., **48**: 171-219, Padova.
- PICOTTI V. & PINI G.A. (1988a) - *Tettonica sinsedimentaria norica nel settore compreso fra il Lago d'Idro e il Lago di Garda*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 225-230.
- PICOTTI V. & PINI G.A. (1988b) – *Sintesi strutturale del sovrascorrimento di Tremosine – Tignale – Costa (Alpi Bresciane)*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 257-262.
- PICOTTI V. & PINI G.A. (1989) – *Sintesi strutturale del sovrascorrimento di Tremosine-Tignale-Costa (Alpi Bresciane)* – Rend. Soc. Geol. It., **11**: 257-262.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLARIN A. (1995) – *Structures and kinematics of the Giudicarie Val Trompia fold and thrust belt (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol., **47**: 95-109.
- PICOTTI V., CASOLARI E., CASTELLARIN A., MOSCONI A., CAIRO E., PESSINA C. & SELLA M. (1997) – *Alpine inversion of Mesozoic rift basin: the case of the eastern Lombardian Prealps*. AGIP-Università di Bologna, 1-102, S. Donato Milanese.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) – *Subsurface geological structure of the Po plain, Italy*. Prog. Finalizzato Geodinamica C.N.R. , pubbl. **414**: 1-13.
- PREMOLI SILVA I. (1971) – *Foraminiferi anisici della regione giudicariense (Trento)*. Milano.
- QUARANTOTTO P. (1959) - *Ricerche chimico petrografiche su alcuni scisti polimetamorfiche di Val Rendena nel settore dei Laghi di Valbona*. Tesi di laurea inedita. Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Univ. Padova.
- RIGUZZI S. (1996) – *Rilevamento geologico e studio petrochimico dei "Porfidi quarziferi superiori" intercalati nella Formazione di Collio. Val Trompia, Brescia* – Tesi di laurea inedita, AA 1995-1996, Università di Bologna.

- RIKLIN K. (1983) - *Contact metamorphism of the Permian «Red Sandstones» in the Adamello Area* - Mem. Soc. Geol. It., **26**: 159-169, Roma.
- RODEGHIERO F. & VAILATI G. (1978) - *Nuove osservazioni sull'assetto geologico-strutturale del settore centrale del distretto piombo-zincifero di Gorno*. - L'industria Mineraria, XXIX, **5**: 298-302, Roma.
- ROEDER D. (1992) - *Thrusting and wedge growth, Southern Alps of Lombardia (Italy)*. Tectonophysics **207**: 199-243, Amsterdam.
- ROSA L. (1956) - *Le formazioni eruttive e metamorfiche del versante destro di Val Borzago (Adamello orientale)*. studio geologico-petrografica. Tesi di laurea inedita. Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Univ. Padova.
- ROSENBERG G. (1962) - *Bericht aus Judikarien* - Verh. Geol. Bundesanst., **1-3**: 63-76, Wien.
- ROSSETTI R. (1960) - *Osservazioni sulla geologia della sponda orientale dell'Eridio*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **11**: 3-30, Pavia.
- ROSSETTI R. (1966a) - *Considerazioni sui rapporti tra le facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano N-occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**: 124-142.
- ROTTURA S., BARGOSSO G.M., CAGGIANELLI A., DEL MORO A., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1998) - *Origin and significance of the Permian high-K calc-alkaline magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*. Lithos, **45**: 329-348.
- SALOMON W. (1897) - *Über das Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitischkörnigen Massen*. Tschermak's Mitt., **17**: 109-284.
- SALOMON W. (1901) - *Über neue Geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzunghen. K. Preus. Akad. Wiss., Berlin, **I**: 170-185.
- SALOMON W. (1908) - *Die Adamellogruppe* - Abhandl. Geol. Reichsandst, **21**: 1-603.
- SALOMON W. (1908-1910) - *Geologische Karte der Adamellogruppe*.
- SAMPURNO (1961) - *Studio petrografico della zona di contatto in Val San Valentino (Adamello orientale)*. Tesi di laurea inedita. Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Univ. Padova.
- SANTI G. (1986) - *Nuovi dati stratigrafici sul Permiano affiorante lungo il fianco sinistro del T. Giulis (Adamello Sud-Orientale)*. Natura Bresciana. Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. **22**:29-34, Brescia.
- SAVELLI C. & BALBONI S. (1984) - *Determinazioni di età K/Ar di vulcaniti permiane sudalpine*. Miner. Petrogr. Acta, **28**: 243-252, Bologna.
- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (1999) - *Radiometric age constraints on the formation of the Collio basin Brescian Prealps*. In: G. CASSINIS, CORTESOGNO L., GAGGERO L., MASSARI F., NERI C., NICOSIA U. & PITTAU P. (coords): *Stratigraphy and facies of the Permian deposits between Eastern Lombardy and the Western Dolomites*. Field Trip Guidebook, 23-25 Sept. 1999». The contin. Permian, Int. Congr., 15-25 Sept., 1999, Brescia: **71**. Earth Sci. Dept., Pavia Univ.

- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (2007) - *Crustal-scale magmatic systems during intracontinental strike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern Alps*. Int. J Earth Sci. (Geol Rundsch), **96**: 1131-1151.
- SCHIAVINATO G. (1946) – *Il giacimento a wollastonite ed altri minerali di contatto presso Alpe Bazena (Adamello meridionale)* – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **15**: 1-63.
- SCHIROLLI P. (2007) – *Corna*. In CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI 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.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R. & ZINGG A. (1989) - *The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps* – da: Coward M.P., Dietrich D., Park R.G. “Alpine Tectonics”, Geol. Soc. Sp. Pubbl., **45**: 153-171.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E., POSENATO R. & RODEGHIERO F. (1999) – *Stratigraphy of the Servino Formation (Lombardy, Southern Alps): towards a refined correlation with the Werfen Formation of the Dolomites*. Mem. Sci. Geol., Padova, **51**: 103-118.
- SCIUNNACH D. (2007a) – *Selcifero lombardo*. 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)**: 136-146, Roma.
- SCIUNNACH D. (2007b) - *Servino*. In CITA M.B. ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. 2007 - *Carta geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità tradizionali (1)*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7(VII)**:pp. 382, Roma
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematic models of the Central Southern Alps* – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **44**: 229-393, Padova.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1948) – *Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio 35 “Riva del Garda”, alla scala 1:100.000*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1948) – *Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 35 “Riva del Garda”, I ediz. – Roma*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1953) – *Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 20 “Adamello” – I ediz. – Roma*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954) - *Carta Geologica d'Italia: scala 1:100.000 - Foglio 33 “Bergamo”, Roma*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) – *Carta geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 34 “Breno”, I ediz. – Roma*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) - *Quaderni Serie III, 1 - Carta Geologica d'Italia 1:50.000: Guida al rilevamento*, Roma, 1-203.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005a) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala*

- 1:50.000, Foglio 059-Tione di Trento, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005b) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 080-Riva del Garda, Roma.*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2007a) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 042-Malé, Roma*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2007b) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 026-Appiano, Roma*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2008) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 058-Monte Adamello, Roma.*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2009) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 025-Rabbi, Roma*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 060-Trento, Roma.*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2011) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 099-Iseo, Roma.*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2012a) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 057-Malonne, Roma.*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2012b) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 078-Breno, Roma.*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2012c) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 041-Ponte di Legno, Roma.*
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2012d) – *Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 043-Mezzolombardo, Roma*
- 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, and F. Neubauer, eds., *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Heidelberg, Springer-Verlag, p. 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).* J. Metam. Geol. **17**(3): 319-336, Oxford, United Kingdom.
- 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, Padova.
- STEFANI M. & GOLFIERI A. (1989) - *Sedimentologia e stratigrafia delle successioni retiche al confine fra Lombardia e Trentino.* Riv. It. Paleont. Strat., **95**(1): 29-55, Milano.
- STOPPANI A. (1857) – *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia.* pp. 461, Tip. Turati, Milano.
- STOPPANI A. (1871) – *CORSO DI GEOLOGIA.* 3 VOL., 2095 PP., Tip. Bernardoni, Milano.
- Suess E. (1869) – *Über das Rothliegende im Val Trompia.* Sitz. D. K. Akad. Wiss., Bd. **59**, s. 1: 107-119, Wien.

- SUN S.S. & MC DONOUGH W.F. (1989) – *Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In: SAUNDERS A.D. & NORRY M.J. (EDS), 1989, *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London Special publication, **42**: 313-345.
- TRENER G.B. (1910a) – *Über das Alter der Adamelloeruptivmasse*. Verh. k.k. geol. Reichsanst., 1910/4, 91-115.
- TRENER G.B. (1910b) – *Die Lagerungsverhältnisse und das Alter der Corno Alto – Eruptivmasse in der Adamellogruppe*. Verh. k.k. geol. Reichsanst., 1910/16, 373-382.
- TRENER G.B. (1911) – *Età e giacitura del massiccio granitico del Corno Alto (Adamello)*. Tridentium, **13**:1-14.
- TRENER G. B. (1912) - *Die sechsfache Eruptionsfolge des Adamello. Das postrhätische Alter der Tonalitzwillingsmasse*. Verh. k.k. geol. Reichsanst. **1912/13**: 98-112
- TROMBETTA G.L. (1992) – *Tettonica transtensiva, bacini di pull-apart e sedimentazione nel Norico delle Prealpi Bresciane* – Atti Tic. Sc. Terra, **35**: 127-137, Pavia.
- TROMBETTA G.L. & BOTTONI D. (1993) - *Analisi di facies ed evoluzione sedimentaria in 3D in un bacino intra-piattaforma nel Norico della Lombardia*. Mem. Sci. Geol., **45**: 149-164, Padova.
- TROMBETTA G.L. & CLAPS M. (1995) - *Sedimentology and depositional evolution of a platform-basin system: the example of the Ledro Valley intra-platform basin (Norian-Rhaetian, Southern Alps)*. Mem. Sci. Geol., **47**: 31-44, Padova.
- TROMBETTA G.L., RONCHI P., FANTONI R., SCOTTI P. & MASETTI D. (2000) – *Il bacino di Magasa-Capovalle: stratigrafia, paleogeografia, petrografia e potenziale naftogenico (Bacino Lombardo, Prealpi Bresciane)*. 80^a Riunione Estiva S.G.I., 6-8 Settembre 2000, Escursione B1 (12 Settembre), 189-203, Trieste.
- TROMBETTA G.L., CLAPS M., MASETTI D. & RONCHI P. (2006) - *Geologia, stratigrafia e sedimentologia del Triassico Superiore dell'Alto Garda (Prealpi Bresciane fra il Lago di Garda ed il Lago d'Idro)*. Ann. Mus. civ. St. nat. Ferrara, **7**: 3-50, Ferrara.
- TWITCHETT R.J. (1998) - *A high resolution biostratigraphy for the Lower Triassic of northern Italy*. Palaeontology Newsletter, **43**:19–22.
- ULMER P. (1986) – *Basische und ultrabasische Gesteine des Adamello (prov. Brescia, und Trento, Norditalien)*. Ph.D. Thesis, diss ETH Nr 8105, Zürich, 241 pp.
- ULMER P., CALLEGARI E. & SONDEREGGER U. (1985) – *Genesis of the mafic and ultramafic rocks and their genetical relations to the tonalitic-trondjemitic granitoids of the southern part of the Adamello batholiths, (Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **26** (1983):171-222.

- UNLAND W. (1975) – *Sedimentary and diagenetic environments of the Dosso dei Morti – Limestone / Giudicarie (lower and middle Anisian; Italy)*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 54-64.
- VACHÈ R. (1966) – *Ricerche microstratigrafiche sul Metallifero di Gorno (Prealpi bergamasche)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **72**(1): 53–144, 19 figg., 6 tab. - Milano.
- VIGANÒ A., BRESSAN G., RANALLI G. & MARTIN S. (2008) - *Focal mechanism inversion in the Giudicarie-Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insights on tectonic stress and strain*. Tectonophysics **460**: 106-115.
- VILLA I.M. (1983) - *$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology of the Adamello Gabbros, southern Alps -* Mem. Soc. Geol. It., **26**: 309-318, Roma.
- VISONÀ D., FIORETTI A.M., POLI M. E., ZANFERRARI A. & FANNING M., (2007) *U-Pb SHRIMP zircon dating of andesite from the Dolomite area (NE Italy): Geochronological evidence for the early onset of Permian Volcanism in the eastern part of the southern Alps*. Swiss. J. Geosci. **100**:313-324.
- VOM RATH, G. (1864) - *Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Alpen, I. Über das Gestein des Adamello gebirges*. Zeitschr. dt. geol. Ges. **16**: 249-266.
- WINCHESTER J.A. & FLOYD P.A. (1977) – *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, **20**:325-343.
- WOPFNER H. (1984) - *Permian deposits of the Southern Alps as products of initial alpidic taphrogenesis*. Geol. Rundsch., **73**: 259-77.
- ZAMBOTTO M. (2002) – *Proposta di variante urbanistica ai PRG del comune di Pieve di Bono e di Prezzo (Val Giudicarie) - Relazione geologica e geotecnica*. Provincia Autonoma di Trento, pagg. 87.
- ZAMPARELLI V., CIRILLI S., IANNACE A., JADOUL F., (coord.) and BERRA F., BONI M., CLAPS M., CLIMACO A., COZZI A., PODDA F., PONTON M., & TROMBETTA G.L. (1999) - *Paleotectonic and paleoceanographic control on intraplate basin sedimentation and community margin development in the Norian-Rhaetian of western shallow Tethys: a synthesis*. Paleopelagos, Spec. Publ., **3**: 1-84, Roma.
- ZANCHI A., CHIESA S. & GILLOT P.Y. (1990) – *Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobic chain: structural and geochronological indication for pre-Tertiary compressive tectonics*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 77-82.
- ZHANG C., GIERÉ R., STÜNITZ H., BRACK P. & ULMER P. (2001) - *Garnet-quartz intergrowths in granitic pegmatites from Bergell and Adamello, Italy*. Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen **81**: 89-113.

VII. ABSTRACT

Sheet 079-Bagolino of the 1:50.000 Geological Map of Italy covers the Southern area of the Adamello-Presanella Massif, between Trento Province (Eastern side) and Lombardy (Western side). The mapped succession gets started with South-Alps Metamorphic Basement, overlapped by the sedimentary and volcanic permo-triassic coverings, continues with the sedimentary cretaceous successions, intruded by the Adamello-Presanella Tertiary Batholite.

The main two valley axis (Camonica Valley and Lower Giudicarie Valley) develop from NNE to SSO; Caffaro Valley shows a development close to N-S, which becomes E-W in the final segment only, facilitating (?) the confluence in Chiese River.

The metamorphic crystalline basement, pre-Westphalian in age crops out in the North-Eastern area ("Scisti della Val Rendena" *Auct.*) and more largely in the Southern area ("Massiccio delle Tre Valli Bresciane" *Auct.*). This is the more Southern outcrop of the Basement in the Lombardy Southern Alps.

The most common kind of rock is made of white-mica and chlorite metapelites, grey-green coloured. The Phyllosicates determine a regional foliation (S_2) where structural (S_1) and mineralogic remnants (garnet, chloritoid, biotite, sometimes changed in "green schists facies") are preserved.

E and W from Giudicarie Complex, permo-triassic recoverings show very different features. West from Chiese Valley area, successions aged from Upper Triassic (Dolomia principale) and Cretaceous (Maiolica) prevail. Most of this area is made of Triassic units, while Jurassic and

Cretaceous units crop out in some small areas only. Western part of Giudicarie Complex is more structured, and there will be recognized three different areas, each of them defined by peculiar stratigraphic features. The first one is located S from Val Trompia (Tectonic) Line, the second one extends (spreads) from Val Trompia (Tectonic) Line to Croce Domini Pass, the third one is placed N from Croce Domini Pass.

S from Val Trompia Tectonic Line, Triassic units from Servino to Dolomia principale crop out in vertical disposition in the areas next to Val Trompia (Tectonic) Line, where their disposition tends toward S to become horizontal. An important tectonic line separates Dolomia principale from underlying units.

In the area delimited by Val Trompia Line and Croce Domini Pass crop out many volcano-terrigenous Permian units very well displayed (very visibly), aggregated in the Tre Valli Bresciane Group, which was studied by the old (previous) Authors exactly in this area.

The Lower Permian volcano-sedimentary succession of the Tre Valli Bresciane Group lies directly on the Metamorphic Basement of the Southern Alps.

Detailed petrographic and geochronological studies, according to the new scheme proposed by the CARG Commission, have identified four cycles of volcanic events associated with sediments of the Collio Formation and the Dosso dei Galli Conglomerate. The Lower Permian volcanic activity of the Tre Valli Bresciane Group develops in a time range of just over three million years, time considerably more limited if compared to the duration of about ten million years of the Vulcanico Atesino Group.

The volcanic products of the Lower Bearing Quartz porphyries, are placed directly on the metamorphic basement with a succession of pyroclastic flow units (rhyolitic ignimbrites) covered at the top by tuffstones and cinerites (with accretionary lapilli).

Follow the Collio Formation with the Pian delle Baste Member consisting of fissile shale, siltstone and polichrome sandstone and the Val Dorizzo Member, heterogeneous volcanoclastic and epiclastic succession consisting of sandstone and siltstone passing, mostly in the upper part, to polygenic conglomerates. In the Val Dorizzo Member can be distinguished a pyroclastic lithofacies (Dasdana beds) with levels of grey-greenish pyroclastic flow deposits (rhyodacitic ignimbrites) and a pelitic lithofacies with dark grey fissile, interlayered shale and siltstone.

The volcanic activity continues with the Monte Macaone Formation, purple, grey, black-greenish rhyodacitic lavas associated to less common dacites, andesites and rhyolites. They crop out as laccolites, domes or adduction pipes, with breccia, short flows and block lavas and volcanoclastic levels.

Follow the Dosso dei Galli Conglomerate, reddish, coarse conglomerate, often massive or in amalgamated beds, passing to sandstone and siltstone. Can be distinguished levels of purple, bioturbated, thin laminated fine sandstone, siltstone, shale and micaceous siltstone (Pietra Simona Member).

Volcanic activity ends with Auccia Volcanite, a succession of purple to greenish, compact rhyodacitic ignimbrite flow units. Locally tuffstones at the base and interlayered in the upper part. The top is sometimes marked by erosional surfaces and palaeosols.

In the area N from Croce Domini Pass appear the earliest Mesozoic units, Servino and Carniola di Bovegno, whereas approaching Adamello Massif the latest units crop out.

Moving towards the more Northern areas of this sector, an enhancing of strain and re-crystallization, related to intrusion, is observed, whereas the sectors closer to intrusive body totally hide (delete) the original sedimentary features.

In the Northern area of the Map, the Southern part of Adamello Batholite crops out. This is the wider Tertiary intrusion related to Alpine Orogenesis, made of a succession of magmatic bodies gradually more recent from SW to NE (Mid-Southern Adamello gabbros and diorites, Val Fredda tonalite, Lago della Vacca tonalite, Monte Alta Guardia tonalite, Monte Listino flattened tonalite, Malga Listino leucotonalite, Bruffione granodiorite).

On the Southern wall of Monte Frerone a complex succession of dykes appears, which have different origin: pre-tonalitic dykes, inserting (cutting across) wall rocks and strained by Alpine pre-intrusive tectonics; pre- or sin-tonalitic dykes, which forestall Adamello magma, insert (cut across) the regional Alpine (tectonic) structures, but (and moreover) they have suffered sin-intrusive strain and contact metamorphism; from sin- to post-tonalitic strained dykes, cutting both the intrusion and the wall rocks, metamorphosed by contact.

NEOGENIC-QUATERNARY CONTINENTAL STRATIGRAPHY

Three major basins are distinguished, Oglio, Mella and Chiese river, each with peculiar evolution.

Only a little part of mapped area belongs to Oglio or Mella basins; in the first one, glacial LGM deposits of Oglio glacier and of local ice tongues are distinguished, while conglomeratic slope and mass flow deposits are put in evidence in the bottom of main valley (Val Camonica).

Mella basin, on the contrary, is characterized by almost total absence of glacial deposits (Supersyntheme of Cigoletto, only one little local ice tongue), due to low altitude of watershed, and by diffused slope deposits developed through all Pleistocene (Prato Grande group).

Chiese basin appears as a wide, complex one, with important secondary basins - such as Càffaro, Sorina, Lorina, Àmpola basins - characterized by own peculiar glacial history.

The main valley, starting from Adamello massif, runs with NW-SE direction (Daone valley) up to Pieve di Bono. Here the river flow into a wide, straight structural valley (Giudicarie Inferiore Valley), set up on [fascio giudicariense o linea delle Giudicarie, come viene chiamata in inglese?], and separated to the N (out of the sheet) from Sarca basin by a very low threshold near Bondo. From here, during LGM, a lateral tongue of Adige-Garda wide glacier went into the Chiese basin, flowing down towards the Idro Lake, and receiving the chiese ice tongue from Daone valley. So all the LGM glacial deposits of the Chiese valley (both Daone valley and Giudicarie Inferiore Valley) belongs to Garda syntheme.

Càffaro, Riccomassimo, Sorino valleys, on the left, and Lorina-Ampola basin on the right, were on the contrary occupied by local ice-tongues which never reached the main valley, even if their fluvioglacial streams flew into it: so their glaciogenic sediments are mapped as distinct synthemes, all belonging to the same supersyntheme. For this reason, Adige supersyntheme, including Garda syntheme, is proposed here.

Only Càffaro synthem is distinguished on the map, while the other ones are comprised in Adige supersynthem indistinct.

Among the Garda synthem deposits, are also distinguished many local subsynthemes, related to deglaciation phases and to minor late-pleistocenic advances after LGM.

VIII. ENGLISH LEGEND

NEOGENE-QUATERNARY CONTINENTAL SUCCESSION

UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC SYSTEM

PO SYNTHEME (**POI**)

Diamicton and gravels with angular clasts (slope, landslide and debris-flow deposits). Stratificated gravels and sands (alluvial deposits). Laminated silt, clay, peat (lacustrine and peat bog deposits). Block-shaped massive Diamicton (glacial deposits). Upper boundary surface coincides to topographic surface, characterized by well preserved, locally eroded or still evolving morphologies, from missing to average developed ground, 30 cm maximum thickness, 7.5YR to 10YR matrix color, depending on *parent material*, unweathered or poorly weathered clasts (cortex only).

UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE

PRATO GRANDE GROUP (**GR**)

Massive *diamicton*, pedogenized subtle matrix supported, with etherometric angular scattered clasts; angular block massive *diamicton* in subtle matrix; disjointed rock masses and boulders piled up on their tops (slope and landslide deposits). Without any cementation. Upper boundary surface erosional, variable weathering.

PLEISTOCENE

CULMINE GROUP (**CU**)

Massive angular clastic conglomerates and diamictites fed by upper faces (slope and mass-flow deposits); from good to completely lithified cementation. Deposits cut-off at the tip and hanging on the present valley floor.

PLEISTOCENE

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHEME (CM)

Massive and sub-rounded clastic *diamicton* and diamictites (seat till and ablation till). Layered and matrix supported silts, sands and gravels, massive *diamicton*; from angular to rounded clasts (glacial contact deposits). Conglomerates and gravels sand-silt matrix supported, angular to sub-rounded clasts locally fed (debris-flow deposits). Layered and matrix supported, from rounded to sub-angular, conglomerates and gravels (delta fan deposits). Massive *diamicton* matrix supported, silts and clay-silts from sub-angular to sub-rounded clasts (glacial-lacustrine and glacial contact deposits). Rounded clast polygenic conglomerates (fluvio-glacial deposits). From absent to good cementation, depending on any considered unit. Upper boundary surface erosive, polyfacic and polygenic; well developed weathering profile, often cut-off, variable thickness, variable weathered clasts, matrix color depends on *parent material* too. From poorly conservative to non-conservative morphologies.

LOWER PLEISTOCENE-UPPER PLEISTOCENE *p.p.*

TIARNO SYNTHEME (CTY)

Conglomerates and gravels, sandy-silt matrix supported, from angular to sub-rounded clasts locally fed (debris-flow deposits). Conglomerates and layered gravels matrix supported, from rounded to sub-angular clasts (delta fan deposits). Massive *diamicton* matrix supported, silts and clay-silts, from sub-angular to sub-rounded clast (glacial-lacustrine and glacial contact deposits). Heterogeneous, from irregular to pervading cementation, with features of fractures and karsting processes).

LOWER PLEISTOCENE-MIDDLE PLEISTOCENE

ALTERITES (b₆)

Massive sands, matrix supported, with decametric diameter scattered clasts (30-60 cm diameter), very rounded due to corrosion, deriving from local bedrock (paleosoils devoped onto bedrock).

TERTIARY-LOWER PLEISTOCENE

ADDA AND OGLIO RIVERS CATCHMENT SYSTEM

LAKES SUPERSYNTHEME (LA)

Massive or layered *diamicton* sandy matrix supported, from centimetric clasts to metric blocks, from sub-angular to sub-rounded clasts (ablation till); massive diamicton silt matrix supported with shaped and striated scattered clasts (seat till); gravels, clast supported, sandy matrix and rounded clasts, up to metric alternations of laminated and graded sands (alluvial and glacial contact deposits); massive diamicton matrix supported, locally fed clasts (debris-flow deposits). Silicatic and/or carbonatic clasts, from the upper basin. Poorly evolved weathering profile; well preserved morphologies.

UPPER PLEISTOCENE

CANTÙ SYNTHÈME (LCN)

Upper boundary surface defined by well preserved morphologies, missing loess covering, weathering profile depth less than 1,2 m, from 7.5 YR to 10 YR matrix color, depending on features of *parent material*, calcareous clasts sometimes showing cortex, unweathered or showing millimetric cortex siliceous clasts.

MELLA CATCHMENT SYSTEM

CIGOLETO SUPERSYNTHÈME (CJ)

Massive diamicton featuring preponderance of matrix support (glacial deposits).

UPPER PLEISTOCENE

CHIESE CATCHMENT SYSTEM

ADIGE SUPERSYNTHÈME (SG)

Massive diamicton, overconsolidated subtle matrix, from sub-rounded to rounded, often shaped, clasts (seat till); massive diamicton sandy matrix supported, sub-rounded clasts (ablation till); silts, sands and gravels with layered matrix, massive diamicton; from angular to rounded clasts (glacial contact deposits), layered gravels with matrix and sub-rounded to rounded clasts, sands, massive silts local levels fed by upper glacier (fluvio-glacial deposits); angular clastic massive diamicton fed by upper faces (slope deposits *l.s.*); massive diamicton matrix supported, etherometric, from sub-angular to sub-rounded clasts, local site locally fed (debris-flow deposits). Poor or missing cementation. Bad evolved weathering profile, with generally unweathered clasts and matrix color depending on parents material. Well preserved morphologies.

UPPER PLEISTOCENE

CAFFARO SYNTHÈME (SGF)

Ablation and seat till, fluvio-glacial deposits; mostly silicatic clast petrography, which reflects the origin of outcrops into the catchment. Without any cementation.

GARDA SYNTHÈME (SGD)

Seat till definitely prevails over ablation till, glacial contact deposits, alluvial and fluvio-glacial deposits, slope deposits *i.s.* Without any cementation. Poorly evolved weathering profile, with generally unweathered clasts – except tonalite and granodiorite clasts, which show 1-4 cm weathering cortex and matrix color depending on parent material. Well preserved morphologies.

This synthème consist of the following local units, related to glaciers retreat of later Upper Pleistocene:

MALÈ SUBSYNTHÈME (**SGD₁**): fluvio-glacial deposits; debris-flow deposits. Missing or poor cementation.

VALLE DI BONDONE SUBSYNTHÈME (**SGD₁₆**): ablation and seat till, *debris-flow* deposits, Without any cementation.

MALGA MARESE SUBSYNTHÈME (**SGD₁₇**) ablation and seat till. Without any cementation.

VALLE APERTA SUBSYNTHÈME (**SGD₁₈**): ablation and seat till. Without any cementation.

VALLE DI DAONE SUBSYNTHÈME (**SGD₁₉**): ablation and seat till, fluvio-glacial deposits, debris-flow deposits. Without any cementation.

END OF UPPER PLEISTOCENE.

LATE –ALPINE MAGMATISM

COLLAPSE BRECCIAS

PISSALAT BRECCIA (BPA)

Calcareous breccia made of sub-rounded to angular clasts of dolomitic marbles sealed by carbonatic micritic matrix associated to silicatic cement (binding) (diopside, tremolite and forsterite, occasionally changed to serpentine).

EOCENE? - OLIGOCENE?

ADAMELLO TERTIARY BATHOLITE

RE DI CASTELLO PLUTON

BRUFFIONE GRANODIORITE (GBR)

Biotitic, leucocratic granodiorite with subordinated or absent amphibole. Massive, medium to fine grained rock made of plagioclase, K-feldspar and quartz. Radiometric age: 38-40 My.

EOCENE

LAGO BOAZZO LEUCOTONALITE - GRANODIORITE (**LBO**)

Granodiorite shifting to leucocratic granodiorite with idiomorphic biotite, passing to biotitic-amphibolic leucotonalite. Massive, medium to fine grained rock made of plagioclase, quartz and K-feldspar. (Radiometric age: 39,5-41 My).

EOCENE

MALGA LISTINO TONALITE (**TML**)

Amphibolic-biotitic tonalite locally passing to biotitic granodiorite. Massive texture, medium to fine grained rock made of plagioclase, quartz and rare or absent K-feldspar. Radiometric age: U/Pb (Zr) 40,95-40,90±0,09My. On the edge(border) there is a ring-shaped structure made of amphibolic-biotitic tonalite showing clear oriented texture outlined by flattening of feldspar inclusions (**TML_a**).

EOCENE

M. MONOCOLA TONALITE (**TMX**)

Amphibolic-biotitic tonalite. Medium to fine grained rock featuring oriented texture, made of plagioclase, quartz and rare K-feldspar. Microgranular, quartz-dioritic feldspar inclusions, made of amphibole, biotite, plagioclase and quartz, are frequent.

EOCENE

LAGO DELLA VACCA TONALITE (**LGV**)

Biotitic-amphibolic tonalite shifting to leucocratic. Rock texture is mostly massive, medium to fine grained; tonalite is made of plagioclase, quartz and rare or absent K-feldspar. Feldspar microgranular, mostly rounded, inclusions are frequent; angular feldspar inclusions are subordinated. Radiometric age: K/Ar e Rb/Sr (Bt): 40-42 MY; U/Pb (thorite): 42,9 My.

GALLINER TONALITE (**LGV_a**): Medium to fine-grained tonalite-granodiorite made of quartz, plagioclase, rare interstitial K-feldspar, "package-shaped" biotite masses bigger compared to LGV, and amphibole. The LGV_a-LGV boundary is very sharp.

EOCENE

VAL FREDDA LEUCOTONALITE (**FRD**)

Medium grained biotitic leucotonalite featuring granular olocrystalline structure, which incorporates distinctive sub-centimetric quartz nodules. There are amphibolitic-biotitic variants with porphyritic plagioclases and showing massive to strained texture (Upper Val Cadino, M. Frerone southern slope). Radiometric age: Rb/Sr on Bt 40-42 My; K/Ar (Bt) 41,9 My; U/Pb (Zr) 39,1-41,9 My; U/Pb (thorite) 41,9 My; sample GMF U/Pb (Zr) $42,43 \pm 0,09$ My.

EOCENE-OLIGOCENE

MONTE ALTA GUARDIA TONALITE (TMG)

Biotitic-amphibolic tonalite. Massive, medium to coarse grained rock, made of plagioclase, quartz and ~~poor~~ rare or absent K-feldspar. Biotitic packages and polycrystalline quartz lumps give a porphyric appearance.

Radiometric age: U/Pb (Zr) $41,41 \pm 0,09$ My.

EOCENE?

MID-SOUTHERN ADAMELLO GABBROS AND DIORITES (GDA)

Fine grained, melanocratic gabbros, gabbro-norites and diorites, characterized by the occurrence of biotite and acicular amphibole (hornblend), associate with ultra-femic rocks. Gabbros are generally found in Val Bona, on M. Cadino and M. Costone. Radiometric age: Rb/Sr (Bt) 42-40 Myy at M. Cadino in Val Fredda.

CORNONE DI BLUMONE GABBROS AND DIORITES COMPLEX (GDA_a). Medium to fine grained, massive or modestly stratified amphibolic-pyroxenic gabbros and diorites. Massive or modestly stratified appearance because of magmatic flow. Cornone di Blumone Gabbros and Diorites intrude stratified gabbros. Radiometric age: Rb/Sr (Bt), K/Ar (Bt) e Ar/Ar (Ho) 40-41,6 My; U/Pb (Zr) 40-40,9 My; U/Pb (thorite) 41,6 My.

STRATIFIED GABBROS COMPLEX (GDA_b). Coarse grained, pyroxenic-amphibolic, sometimes olivinic gabbros, passing to leucogabbros and anortosites (M. Blumone). Radiometric age: Ar/Ar (Ho) 41,7 My. Pyroxenic-olivinic gabbros with rare wherlite levels (M.Blumone). Coarse grained, porphyric amphibolic-pyroxenic gabbros including local concentrations of olivinic hornblendite (M.Mattoni). Radiometric age: U/Pb (Zr) 40,7-41,6 MY; Ar/Ar su Ho 41,5 My.

EOCENE

DYKES

QUARTZ AND/OR BARITE DIKES (fq)

Hydrothermal origin quartz and/or barite dykes and lodes. Sub-vertical disposition, up to 20-30 m thickness, typical milk-white color. The dykes

cut across the Low Permian pyroclastic and lava sequences. The most important outcrops will be found S from Dosprè and E from Malga Plas (Maringole di Darzo mine).

UNDEFINED AGE

BASIC DYKES (fi)

Basaltic-andesitic, calcalkaline porphyritic or aphyric dykes, made of plagioclase and hornblende and picrobasaltic alkaline micro-granular dykes. Grey to dark green to black color; cluster-arranged disposition about NE-SO oriented; length more than 1 km; the thickness is quite mostly widening from 30 to 60-80 cm with sub-vertical disposition. The most important outcrops will be found on the M. Listino eastern slope and M. Monoccola, and in the SE slope of Cima di Boazzolo SW ridge. Some other dykes will be found in the sedimentary sequences along the eastern boundary of tertiary intrusion, where they are disposed about in parallel or at right angles to this boundary (M. Remà and Val Daone near Manon). Post-tonalitic.

EOCENE-OLIGOCENE

LAMPROPHYRES (fu)

Basaltic and picrobasaltic-calcalkaline dykes, green and dark grey color, showing a distinctive rusty weathering surface (M. Frerone, Lago della Vacca, Rossola Pass). Micro-granular or porphyritic dykes made of hornblende, pyroxene, plagioclase, olivine and chrome-Spinel. Syn-tonalitic.

EOCENE

APLITES AND PEGMATITES DYKES (fl)

Micro-granular, milk-white, occasionally including tourmaline Aplites and biotitic or two-micas pegmatites, occasionally including tourmaline or garnets. These rocks are diffusely found within intrusive masses and more sporadically in the wall rocks. Very variable orientation and basically sub-vertical disposition. Thickness widening from a few cm to 1-2 m (*Filoni acidi* Auct.)

EOCENE

INTERMEDIATE DEFORMED DYKES (ft)

Andesitic-Basaltic and basaltic calcalkaline dykes, porphyric, occasionally fine grained, made of plagioclase and amphiboles (T. Bavorgo). Thermo-metamorphized dykes into Angolo Limestone near Cornone di Blumone and M. Rossola, which show orientation overall reflecting the feature of the tonalite-limestones boundary; irregular disposition; folding and dislocation caused by fractures and small faults; thickness mostly widening from 20 to 50 cm. Pre-tonalitic.

PRE-EOCENE, maybe TRIASSIC

UNDISTINCT DYKES IN BASEMENT AND COVERS (**fm**)

Andesitic-Basaltic calcalkaline, rarely alkaline, dykes; porphyritic, occasionally fine grained, made of plagioclase and amphiboles. The first ones colour changes from green to dark blue, the second ones colour shifts to grey-black. They cut across basement and covering rocks showing variable disposition and sub-verrtical salbands, although it can be noticed a NNE-SSO main direction, related to the arrangement of Giudicarie structural bundle. Thickness widening from 5-10 to 40-60 cm, rarely exceeding 1 m.

UNDEFINED AGE

SOUTHERN ALPS VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

MAIOLICA (**MAI**)

Evenly bedded (thickness from 5 to 30 cm) to amalgamated micritic whitish limestones, rich in chert nodules and stripes which colour varies among red, black and yellowish. Radiolarians and tintinnids are abundant. Pelagic environment.

UPPER TITONIAN – LOWER APTIAN

SELCIFERO LOMBARDO (**SM**)

Dark grey, green and red, middle to thin bedded radiolarites and jaspers passing upward to chert-bearing micritic limestones and radiolarites interposed with marly interlayers and thin cineritic levels. Thickness 0-80 m.

UPPER BAJOCIAN - LOWER TITONIAN

TOFINO FORMATION

Bocchetta Slavazi Member (**TOF₄**)

Micritic chert-bearing limestone, which colour varies from grey to light blueish-grey, including dark chert nodules and belts. Calcarenes and marly doloarenites always interbedded by chert levels and nodules. Wide basins with turbiditic carbonatic sedimentation.

TOARCIAN – LOWER BAJOCIAN

Malga Tenera Member (**TOF₃**)

Micritic and chert-bearing limestone, which colour varies from light grey to nut-brown; strip (belt, band) shaped beds alternated with marly-siliceous interbeddings and ruditic calci-turbidites.

Thickness 0-450 m.

LOWER SINEMURIAN – UPPER PLIENSCHACHIAN

CORNA (COR)

Breccias made of pale dolomites clasts which size varies from about 1 to 30-40 cm size, cut across by sedimentary dykes filled by the same kind of clasts and which edges made of fibrous marine cement.

Carbonatic platform without margin like bahamian shelf. Thickness: over 300 m.

UPPER RHAETIAN - HETTANGIAN

ZU LIMESTONE

Lower lythozone (**ZUU_a**): Cyclic alternations, up to 10 m thick, of clayey marls, marly limestone and grey fine grained laminated limestone, rarely bioturbated and including scattered Lamellibranchs (*Rhaetavicula contorta*). Upper part is made of fine grain intra-bioclastic limestones, 40-50 m thick, with Brachiopods (*Rhaetina gregaria*) and oolitic limestone, in bank-shaped and amalgamated metric beds, aggregated with a patch reef made of corals and encrusting organisms (Banco a Coralli, *Auct.*). Intermediate Carbonatic Ramp. Thickness up to 200-300 m.

Grostè member (**ZUU₁**): fine grained bioclastic limestones, marls and dark shale, Frequently arranged in cyclic sequences which display: downward, alternations of dark micritic limestone and dark marls in decimetric beds; in the middle part, the limestone prevails on marls, showing bioclastic graded calcarenites (*tempestites*), and upward dark limestone arranged in metric beds, made of bioturbated *mudstones* without sedimentary structures and *wackestones-packstones* with fine grained peloids and laminated bioclasts. Sometimes occur coral banks seated as in being (similar to *Thecosmilia*). Thickness 250-300 m.

Tremalzo Member (**ZUU₃**): limestones and dolomitized limestones, rarely interbedded by shale, arranged in metric cycles, as *shallowing-upward*, showing downward subtidal micritic mudstones and upward inter-supratidal facies as *bird's eyes*, *tepees* and stromatolitic foils. Thickness 15-250 m.

RHAETIAN

RIVA DI SOLTO SHALE (ARS)

Dark shale and black laminated clayey marls with upward increasing of micritic limestone, medium to thin bedded with interlayers and intercalations of dark bituminous clayey marls. Appearance of biocalcarenites, rich in small Lamellibranches (*tempestites*). Distal carbonatic ramp with significant clayey sedimentation. Thickness 0-200 m.

UPPER NORIAN

ARALALTA GROUP

ZORZINO LIMESTONE (**ZOR**)

Black, laminated, bituminous micritic limestone and dolomicrite interlayered by black laminated shale and medium to thick bedded graded carbonatic turbidites. Decametric bodies of matrix supported breccias with clasts of Dolomia Principale. Intraplatform basins. Thickness 0-250 m.

MIDDLE NORIAN

DOLOMIE ZONATE (**DZN**)

Dark grey to black dolomicrite and doloarenite, often laminated and graded, evenly bedded, alternating with massive plurimetric bodies of dolomite. Local appearance of breccias (*debris flow*) made of centimetric up to metric angular clasts, intraformational or coming from the boundaries of the Dolomia Principale platform. Peripheral parts of intra-platform basins, maximum thickness 600-700 m (Castello di S. Giovanni). Carbonatic polygenic breccias (“Slope breccias” , **DZN_a**), which are often matrix supported in amalgamated beds with erosional base have been mapped apart (separately). Clasts come from both the boundary of the Dolomia Principale platform and from Dolomie Zonate. Proximal slope of carbonatic platform. Thickness up to some tens of meters.

LOWER – MIDDLE NORIAN

DOLOMIA PRINCIPALE (**DPR**)

Grey dolomicrite and doloarenite, from few centimetres up to 50-60 cm bedding, alternating with massive dolomite bodies. Stromatolitic horizons with fenestrae, intraclastic and bioclastic doloarenites with Dasycladacean algae, Lamellibranches and Gastropods. Low energy inner platform. Thickness up to 1000 m. Metamorphic contact facies: white, saccharoid dolomitic marbles forsterite, spinel and flogopite bearing; diopside and garnet bearing calciphyres with thin intercalations of hornfels.

UPPER CARNIAN -NORIAN

SAN GIOVANNI BIANCO FORMATION (**SGB**)

Light grey and yellowish dolomites in decimetric beds alternating with polichrome levels of dolomitic marl, shale and siltstone. Occasional appearance of lenses and nodules of gypsum, anhydrites and carniola. *Sebkha* environment. Metamorphic contact facies: calcitic marbles and hornfels bearing cells marble lenses. Thickness 0-30 m.

UPPER CARNIAN

GORNO FORMATION (GOR)

Dark coloured marls and marly limestone, locally including large bivalves and vegetal fragments. Lagoon with mixed sedimentation. Recrystallization phenomena are so strong to call the attribution of this unit into question. Nevertheless strong metamorphism, some fossils shall be recognized (Megalodontidae and plant fragments).

LOWER CARNIAN

BRENO FORMATION (BRE)

Light grey bedded limestones, passing upward to bedded dolomites and calcareous dolomites, sometimes vuggy. Appearance of stromatolitic levels with drying structures, oncholiths, pisolites and some large Gastropods. Inner carbonatic platform. Thickness up to about 50 m. Metamorphic contact facies: marbles and hornfels including lenses of cells marble, undistinguishable from metamorphosized San Giovanni Bianco Formation.

LOWER CARNIAN

LOZIO SHALE (LOZ)

Black, planoparallel and parallel low-angle laminated shale and micaceous siltstone, sometimes marly. Coastal lagoon deposits. Low carbonatic productivity intraplatform trenches. Thickness: few meters. Metamorphic contact facies: hornfels homogeneous or dotted by quartz, plagioclase, biotite, cordierite and muscovite.

LOWER CARNIAN

PRATOTONDO LIMESTONE (PRO)

Evenly bedded and slab-shaped black micritic limestone and turbiditic calcarenite. Thin shaly intercalations. Intraplatform basins close to carbonatic platform (Esino Limestone). Thickness up to 30-40 m. Metamorphic contact facies: slab shaped marbles with thin dark hornfels levels spinel, flogopite and scapolite-bearing.

UPPER LADINIAN

ESINO LIMESTONE (ESI)

Light coloured limestones, dolomitic limestones and dolomites, massive or indistinctly bedded.

Margin and slope facies (**ESI_a**): bioconstruction limestone and up to metric clasts breccias. Appearance of Corals, algae and Echinoderms; calcitic mammillary cement (evinosponge) in primary or melting cavities. Thickness 50-200 m. Metamorphic contact facies: saccharoid marbles forsterite, spinel, thulite, flogopite, tremolite, graphite and perovskite-

bearing. Upward well bedded grey marbles, including contact metamorphic minerals and remnants of corals; at the bottom roughly bedded grey marbles, with irregular beds of cells limestone.

UPPER LADINIAN – LOWER CARNIAN?

MONTE MUFFETTO INTRUSIVES AND VOLCANITES (**MFT**)

Slightly alkaline rocks such as trachyandesites, trachydacites, trachytes forming highly variable in shape sub-vulcanic bodies, mostly hosted by permo-triassic sediments as Verrucano lombardo and Servino.

LADINIAN

WENGEN FORMATION (**WEN**)

Dark, thin bedded fine grained sandstone, siltstone and marl. Shale and marl with calcarenites and fine calcirudites intercalations are prevailing upward. Ammonoids, pelagic bivalves and vegetal remnants are found. E from Monte Corona appear whitish, coral bearing olistolithes (**WEN_a**). Intraplatform basin with terrigenous feeding from volcanic areas. Thickness 0-300 m. Metamorphic contact facies: purple or blackish metapelites or meta-siltstones, biotite-rich; biotite and amphibol-bearing calciphyres; scapolite bearing grey marble; metapsammites with biotite neoblastesis; Ca-silicate bearing grey marble and calciphyres and scapolite, diopside, vesuvianite, garnet, K-feldspar-bearing hornfels.

UPPER LADINIAN

BUCHENSTEIN FORMATION (**BUC**)

Dark nodular micritic limestone, chert nodules and strips bearing. Appearance of greenish tuffstones and greenish volcanoclastites ("Pietra Verde" Auct.). Ammonoids and radiolarians are found. Open basin environment. Thickness 35-40 m. Metamorphic contact facies: saccharoid marble alternated with purple or greenish hornfels, rich in quartz, sometimes with wollastonites edges in contact with marble; rare corundum dotted hornfels.

UPPER ANISIAN (ILLYRIAN p.p.) – LOWER LADINIAN

PREZZO LIMESTONE (**PRZ**)

Marly limestone alternating with black marls, unevenly nodular, with clayey marls intercalations. Appearance of Ammonoids, Lamellibranches and Brachiopods. Open neritic environment. Maximum thickness 100 m. Metamorphic contact facies: dark marbles with scapolite and tremolite crystals alternated with biotite, K-feldspar, scapolite and vesuvianite-bearing hornfels.

UPPER ANISIAN (ILLYRIAN p.p.)

CAMORELLI LIMESTONE (CMR)

Thick bedded calcarenites with dolomitized levels and stromatolitic layers upward.

Dosso dei Morti Limestone Member (CMR₁)

Thick bedded, light bioclastic calcarenite and dolomitic limestone of subtidal carbonate platform. Locally darker bioclastic limestones and stromatolitic dolomites. Sandy-bioclastic carbonate platform environment. Metamorphic contact facies: white coarse-grained marble.

MIDDLE ANISIAN**ANGOLO LIMESTONE (ANG)**

Dark grey fine grained limestone in planar beds, often bioturbated, amalgamated, with thin marly-pelitic joints mostly in the upper part, where the unit is more bedded and nodular (Val Camonica facies). (Appearance of) benthic foraminifera, dasycladacean algae, lamellibranches and crinoids. At the top there is Brachiopods Bank (not separately mapped). Low energy neritic environment. Thickness varies from 300 to 500 m. Metamorphic contact facies: garnet, fassaite, epidote, flogopite and sometimes wollastonite and vesuvianite-bearing calciphyres and hornfels.

LOWER – MIDDLE ANISIAN**CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV)**

Light grey and yellowish dolomite and dolomitic limestone, often vuggy, intraformational breccias and carnioles, local lenses of gypsum and anhydrites in the lower part. Sebkhia environment. Maximum thickness 100 m. Metamorphic contact facies: coarse grained white to light yellow marbles, dolomitic marbles and calcitic porous and vuggy marbles.

OLENEKIAN p.p. – LOWER ANISIAN**SERVINO (SRV)**

Varicoloured, often laminated, marl, sandstone and micaceous siltstone; subordinate grey, sometimes dolomitic, limestone. In the middle of the unit there is a characteristic horizon made of reddish oolitic limestone with small molluscs (“Oolite a Gasteropodi” *Auct.*). In the lowest lithofacies sandstone and pelite are prevailing (**SRV_a**); in the upper one dolomicrites and dolosiltites are prevailing, still with terrigenous feeding (**SRV_b**). Coastal flat with mixed sedimentation. Thickness 120-150 m. Metamorphic contact facies: tight alternations of purple and green hornfels, with tremolite, forsterite and spinel-bearing marble intercalations.

INDUAN - OLENEKIAN p.p.

VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Cross-laminated sandstone with subordinate, reddish, conglomerates (mostly at the base) volcanic, quartz and rare metamorphic clasts bearing. Intercalations of micaceous, red siltstones, sometimes bioturbated. Depositional environment: alluvial flat. Metamorphic contact facies: arenitic and pelitic grey-greenish two micas hornfels; dotted hornfels (“*Leopardensteine*” Auct.); pink hornfels with calcrete nodules, metamorphosed into actinotus and diopside-bearing calciphyres. Thickness 350 m.

Val Daone Conglomerate (**VER₁**): polygenic conglomerate with quartz pebbles, black tourmaline-bearing quartz, reddish volcanites and sandstone. (mostly in the lower part) at the base of Verrucano lombardo.

UPPER PERMIAN

TRE VALLI BRESCIANE GROUP**AUCCIA VOLCANITE (AUC)**

Purple to greenish, compact riolitic and riolitic ignimbrite, arranged in overlapped banks with orthogonal fracture sets. Abundant crystalline fraction of plagioclase, quartz, biotite, pyroxen and rare K-feldspar into a felsitic fluidal groundmass with juvenile flames and lithics. Local appearances of tuffstones at the base and intercalated in the upper part. The top of this unit is sometimes marked by erosional surfaces and paleosols (Giogo della Bala, NE slope of Punta di Auccia). Radiometric age: U/Pb (Zrn) 279,8±1,1 My. Thickness varies from 50 to 130 m.

LOWER PERMIAN

DOSSO DEI GALLI CONGLOMERATE (CDG)

Reddish, coarse conglomerate, massive or in amalgamated beds, passing to sandstone and siltstone. Rounded clasts of quartz, volcanites and crystalline schists. Thickness 0-450 m.

Fine sandstone, siltstone and micaceous red-purple bioturbated and thinly laminated shale beds in the lower part. (Pietra Simona Member, **CDG₁** thickness up to 20 m).

Fan and alluvial plain environment.

LOWER PERMIAN

MONTE MACAONE FORMATION (MME)

Purple, grayish, black-greenish riolitic lavas associated to less common dacites, andesites and rhyolites, featuring porphyritic structure, with plagioclase, quartz, biotite and pyroxen phenocrystals in a microcrystalline groundmass. They crop out as laccolithic or domal bodies or adduction pipes, with breccias (duct breccias, **MME_a**). Local appearance of

short flows and block facies. Radiometric age: U/Pb (Zr) 283 ± 2 , 281 ± 3 , 279 ± 2 My. Main bodies can go over 500 m of thickness.

Volcanoclastic levels, made of decimetric to centimetric sized, angular to subrounded lava fragments into a thinly fragmented matrix (**MME₁**). Maximum thickness about 40 m.

LOWER PERMIAN

COLLIO FORMATION

Val Dorizzo Member (**COL₂**)

Heterogeneous volcanoclastic and epiclastic succession made of sandstone, siltstone and shale, distinctly mapped, passing, mostly in the upper part, to polygenic conglomerates. Thickness up to 150 m.

Pyroclastic lithofacies (Dasdana beds **COL_{2a}**). Inside the mostly volcanoclastic succession some levels of grey-greenish pyroclastic flow deposits are recognizable (ignimbrites) featuring porphyritic structure with crystals of quartz, plagioclase, biotite and K-feldspar into an interstitial groundmass with greenish flames as juvenile component (“Porfidi Quarziferi Superiori” *Auct.*). At the top there are discontinuous epiclastic levels intercalated by pyroclastic levels with whitish pumices. Thickness of the main flow unit varies from 5 to 25 m.

Pelitic lithofacies (**COL_{2b}**). Dark grey fissile shale and siltstone, in tight alternations and quick lateral changes. Thickness up to 60 m.

LOWER PERMIAN

Pian delle Baste Member (**COL₁**)

Alternations of shale, siltstone and (more rarely) medium-fine grained, thinly bedded and laminated sandstone, millimetric to centimetric thick bedded, grey-greenish and brown-blackish coloured. Appearance of flat, crossed or undulating laminations, ripple-marks, raindrop marks, mud-cracks, tetrapod and arthropod footprints (“Collio inferiore, *Auct.*)

Appearance of volcanic micaceous, fine to medium-grained sandstone (**COL_{1a}**), decimetric to plurimetric thick bedded, mostly grey-green coloured.

Total thickness up to 250 m.

LOWER PERMIAN

LOWER QUARTZIFEROUS PORPHIDS (**PQI**)

Mostly purple rhyolitic ignimbrites in overlapping banks with grayish or greenish levels. Porphyritic structure with phenocrystals of quartz, K-feldspar, plagioclase and biotite into a felsitic eutaxitic and fluidal groundmass, with juvenile flames and lithics. Sometimes at the top tuffstones and cinerites (with accretionary lapilli), breccias and conglomerates are alternating (Porfidi Quarziferi Inferiori *Auct.*).

Radiometric age: U/Pb (Zr) 283,1±0,6 My. Maximum thickness reaches 100 m.

LOWER PERMIAN

SOUTHERN ALPS METAMORPHIC BASAMENT

MANIVA TECTONOMETAMORPHIC UNIT

ORTOGNEISSES (MVI)

Mostly medium grained biotitic (partly replaced with chlorite) granitoid gneisses, ±white mica, ±garnet, ±epidote, ±rutile and ±titanite.

PRE-VARISIAN

CHLORITE AND WHITE MICA MICASCHISTS (MVX)

Chlorite and white mica micaschists, ±garnet (between Stabul Marzo and Pofferatte di Mezzo), ±albite, ±chloritoid (between Malghe Stancher, Valgradello and Pofferate Basse), ±staurolite. Pervasive foliation (green schists facies) includes textural and mineralogic remnants of previous phases (amphibolitic facies or green schists facies). Sometimes albite blastesis is so diffused (up to 80-90% of the volume) to generate albite, chlorite and white mica paragneiss (**MVX_d**). Local appearance of thin and narrow quartzite levels interposed with the mica-schists (**MVX_q**).

PRE-VARISIAN

RENDENA SCHISTS (SRE)

Two-micas micaschists and paragneisses, garnet, chlorite and staurolite bearing, characterized by small eye-shaped feldspar, locally quartzitic.

PRE-VARISIAN