

BOZZA



ISPR A

ISTITUTO SUPERIORE PER LA PROTEZIONE E LA RICERCA
AMBIENTALE

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

foglio 078

BRENO

a cura di:

**F. Forcella⁽³⁾, C. Bigoni⁽⁵⁾, A. Bini⁽¹⁾, C. Ferliga⁽⁴⁾, A. Ronchi⁽²⁾,
S. Rossi⁽⁵⁾**

con contributi di:

**G. Cassinis⁽²⁾, C. Corazzato⁽³⁾, D. Corbari⁽⁴⁾, G. Bargossi⁽⁶⁾, F. Berra^(4,1),
M. Gaetani⁽¹⁾, G. Gasparotto⁽⁶⁾, R. Gelati⁽¹⁾, G. Grassi⁽⁵⁾, A. Gregnanin⁽¹⁾,
G. Groppelli⁽⁷⁾, F. Jadoul⁽¹⁾, M. Marocchi⁽⁶⁾, M. Pagani⁽⁸⁾, G. Pilla⁽²⁾, S.
Racchetti⁽⁵⁾, I. Rigamonti⁽⁵⁾, F. Rodeghiero⁽³⁾, G.B. Siletto⁽⁴⁾, G.L.
Trombetta⁽⁵⁾**

- (1) Dip. di Scienze della Terra, Università di Milano
- (2) Dip. di Scienze della Terra, Università di Pavia
- (3) Dip. di Scienze Geologiche e Geotecnologia, Università di Milano Bicocca
- (4) Regione Lombardia
- (5) Consulente di Regione Lombardia
- (6) Università degli Studi di Bologna
- (7) CNR – IDPA Milano
- (8) Politecnico Federale di Zurigo - ETH

Ente realizzatore:



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**

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

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

Coordinatore scientifico: **A. Gregnanin**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA – ISPRA:

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

M.L. Vatovec, S. Falcetti

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G. B. Siletto, M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

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

informatizzazione: **C. Bigoni, D. Corbari, G. Grassi, F. Mandozzi, S.**

Racchetti, I. Rigamonti, A. Ronchi, F. Torri, G. Trombetta

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

Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

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

SI RINGRAZIANO I COMPONENTI DEL PRECEDENTE COMITATO GEOLOGICO PER IL LORO CONTRIBUTO SCIENTIFICO

I. ... INTRODUZIONE	9
1. - GENERALITÀ.....	9
2. - CRITERI DI RILEVAMENTO: BASAMENTO METAMORFICO E SUCCESIONE PERMO-MESOZOICA	11
3. - CRITERI DI RILEVAMENTO: SUCCESIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE	12
3.1 - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	14
3.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	16
3.3 - CRITERI PER LA SINTESI CARTOGRAFICA	18
4. - TESSITURE E STRUTTURE	21
II. .. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI	24
1. - INQUADRAMENTO TETTONICO REGIONALE.....	24
2. - ASPETTI STRUTTURALI GENERALI DEL SUDALPINO CENTRALE EMERGENTI DALLA LETTERATURA.....	31
3. - UN POSSIBILE QUADRO CRONOLOGICO DEGLI EVENTI OROGENETICI NELLA LOMBARDIA	34
4. - CARATTERI GEOLOGICI E CONOSCENZE PREGRESSE RELATIVI ALL'AREA DEL FOGLIO	42
4.1 - BASAMENTO METAMORFICO	43
4.2 - SUCCESIONE SEDIMENTARIA PERMO-TRIASSICA.....	45
4.3 - ASPETTI STRUTTURALI.....	47
4.4 - PRODOTTI MAGMATICI.....	50
4.5 - SUCCESIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO.....	53
4.5.1. - Autori precedenti.....	53
4.5.2. - Inquadramento fisiografico e geomorfologico	54
4.5.3. - Bacino del Serio	57
4.5.4. - Bacino dell'Oglio: la Val Camonica	57
4.5.5. - Bacino dell'Oglio: valle del Gera-Valeggia-Borlezza.....	61
4.5.5.1. - La valle del torrente Gera	61
4.5.5.2. - La forra del Valeggia	65
4.5.5.3. - La valle del Borlezza	65
4.5.6. - Bacino dell'Oglio: la valle del Dezzo	68
4.5.7. - Bacino dell'Oglio: unità non riferibili alla fisiografia attuale	71
4.5.8. - Bacino del Mella (bacino trumplino)	76
III. . STRATIGRAFIA.....	78
1. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI: UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DEL MANIVA.....	78
1.1 - MICASCISTI A CLORITE E MICA CHIARA (MVX).....	79
1.1.1. - Micascisti a cloritoide (MVX _a).....	80

1.1.2. - Paragneiss (MVX_d)	80
1.1.3. - Gneiss albitico-epidotici (MVX_f).....	81
2. - CORPI INTRUSIVI DEL PERMIANO INFERIORE	82
2.1 - GRANITOIDI E DIORITOIDI DI VAL NAVAZZE, VAL TORGOLA E VAL DI RANGO (NTG)	82
3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PERMIANA DELLE ALPI MERIDIONALI.....	83
3.1 - GRUPPO DELLE TRE VALLI BRESCIANE	84
3.1.1. - Conglomerato Basale (CGB).....	84
3.1.2. - Porfidi quarziferi inferiori (PQI)	85
3.1.2.1. - Rioliti basali (PQI_a).....	86
3.1.2.2. - Tufi stratificati e conglomerati vulcanoclastici (PQI_b)	87
3.1.3. - Formazione di Collio (COL)	87
3.1.3.1. - Membro di Pian delle Baste (COL₁)	88
3.1.3.2. - Membro di Val Dorizzo (COL₂).....	88
3.1.3.3. - Considerazioni paleoambientali e cronologiche relative alla Formazione di Collio	89
3.1.4. - Conglomerato del Dosso dei Galli (CDG).....	91
3.1.4.1. - Litofacies ad arenarie prevalenti (CDG_a)	92
3.1.4.2. - Membro della Pietra Simona (CDG₁)	92
3.1.5. - Vulcanite di Auccia (AUC).....	93
3.2 - VERRUCANO LOMBARDO (VER)	94
3.3 - INQUADRAMENTO PETROGRAFICO DEL VULCANISMO PERMIANO ..	96
3.3 - INQUADRAMENTO GEODINAMICO DELLA SUCCESSIONE PERMIANA	99
4. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TRIASSICA DELLE ALPI MERIDIONALI.....	99
4.1 - SERVINO (SRV)	103
4.2 - CARNIOLA DI BÒVEGNO (BOV).....	105
4.3 - CALCARE DI ANGOLO (ANG)	106
4.3.1. - Calcari scuri in strati medi/massicci (ANG_c).....	107
4.3.2. - Calcari in strati sottili e/o nodulari (ANG_a)	108
4.3.3. - Intercalazioni di carniole	110
4.4 - CALCARE DI CAMORELLI (CMR)	110
4.5 - CALCARE DI PREZZO (PRZ)	111
4.5.1. - Litofacies prevalentemente marnosa (PRZ_c)	112
4.6 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC).....	113
4.7 - FORMAZIONE DI WENGEN (WEN).....	115
4.8 - CORPI INTRUSIVI E VULCANITI DEL MONTE MUFFETTO	117
4.9 - CORPI INTRUSIVI E VULCANITI DELLA VAL D'ANGOLO (VVG)...	120
4.10 - CALCARE DI ESINO (ESI).....	120
4.10.1. - Litofacies di margine e pendio (ESI_a)	122

4.10.2. - Litofacies di piattaforma interna (ESI_b)	123
4.11 - CALCARE ROSSO (KLR)	123
4.12 - CALCARE DI PRATOTONDO (PRO).....	124
4.13 - CALCARE DI SOMMAPRADA (SOM).....	126
4.14 - ARGILLITE DI LOZIO (LOZ).....	126
4.15 - CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB).....	128
4.16 - FORMAZIONE DI BRENO (BRE)	129
4.16.1. - Membro di Monte Arano (BRE₃).....	130
4.16.2. - Membro dell'Annunciata (BRE₁)	131
4.16.3. - Membro di Campolungo (BRE₂)	132
4.17 - ARENARIA DI VAL SABBIA (SAB).....	132
4.18 - FORMAZIONE DI GORNO (GOR)	133
4.19 - FORMAZIONE DI SAN GIOVANNI BIANCO (SGB)	136
4.19.1. - Litofacies arenacea (SGB_a)	137
4.19.2. - Litofacies dolomitico-pelitica (SGB_b)	138
4.19.3. - Evaporiti (SGB_c)	139
4.19.4. - Calcari bioclastici con organismi di scogliera	139
4.20 - FORMAZIONE DI CASTRO SEBINO (CSO)	140
4.21 - NOTA SULLE ETÀ DELLA SUCCESSIONE NORICO-RETICA	143
4.22 - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR).....	143
4.22.1. - Membro Inferiore (DPR₅).....	144
4.22.2. - Dolomie peritidali stratificate (DPR_b)	145
4.22.3. - Litofacies di piattaforma marginale (DPR_a)	145
4.23 - GRUPPO DELL'ARALTA	145
4.23.1. - Dolomie zonate (DZN)	146
4.23.2. - Calcare di Zorzino (ZOR).....	146
4.24 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTÒ (ARS)	147
5. - BATOLITE DELL'ADAMELLO	148
5.1 - PLUTONE RE DI CASTELLO: TONALITE DEL MONTE ALTA GUARDIA (TMG)	148
6. - CAMPI FILONIANI	149
6.1 - FILONI INTERMEDI E BASICI (fm)	149
7. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE CONTINENTALI NEOGENICO- QUATERNARIE	150
7.1 - UNITÀ NON RIFERIBILI ALLA FISIOGRAFIA ATTUALE: VAL CAMONICA.....	150
7.1.1. - Conglomerato del Rifugio Laeng (RLE)	150
7.1.2. - Conglomerato di Dosso Isiga (ISI)	151
7.1.3. - Conglomerato di Roccolo Romile (OCL).....	152
7.2 - UNITÀ NON RIFERIBILI ALLA FISIOGRAFIA ATTUALE: VAL DI SCALVE	153

7.2.1. - Conglomerato di Malga Bolzone (BOZ)	153
7.2.2. - Conglomerato della Corna Busa (OBU)	154
7.2.3. - Conglomerato di Prave (PRW)	155
7.3 - UNITA' NON RIFERIBILI ALLA FISIOGRAFIA ATTUALE: SETTORE GERA-VALEGGIA-BORLEZZA	157
7.3.1. - Conglomerato di Passo Olone (Breccie Sintettoniche Alpine) (OLN)	157
7.3.2. - Conglomerato di Valle Pernedio (VPR)	159
7.3.3. - Gruppo di Colle della Sfessa (CD)	160
7.3.3.1. - Tillite di S. Antonio (TSI)	162
7.3.4. - Conglomerato di San Bernardo (SBD)	163
7.3.5. - Sintema di Corno Ceresa (ERE)	165
7.3.6. - Conglomerato di Malga Corzene (ORZ)	166
7.3.7. - Conglomerato di Lantana (NLT)	167
7.3.8. - Conglomerato di Bratto (BAO)	169
7.3.9. - Conglomerato di Castione della Presolana (NEP)	170
7.3.10. - Conglomerato di Fino del Monte (FIM)	171
7.4 - BACINO DELL'OGLIO :	172
7.4.1. - Val Camonica	172
7.4.1.1. - Conglomerato di Lago Lova (LOV)	172
7.4.1.2. - Conglomerato di Dosso di Valle Cala (VCL)	173
7.4.1.3. - Conglomerato di Valburnega (VBN)	174
7.4.1.4. - Conglomerato di Cerveno (CVK)	176
7.4.2. - Anfiteatro Oglio-Borlezza e valle del Gera-Valeggia	177
7.4.2.1. - Ceppo di Poltragno (PLR)	177
7.4.2.2. - Formazione di Pianico (NAI)	179
7.4.2.3. - Sintema di Stalle d'Onito (SON)	182
7.4.2.4. - Sintema di Prati di Sta (PTT)	183
7.4.2.5. - Sintema di Bossico (BOI)	185
7.4.2.6. - Sintema di Cedrini (EDR)	185
7.4.2.7. - Sintema di Fonteno (FOE)	186
7.4.2.8. - Sintema dei Morti del Contagio (ORM)	187
7.4.2.9. - Sintema di Piazza di Sovere (PSO)	188
7.4.2.10. - Sintema di Sovere (VEE)	190
7.4.3. - Valle del Dezzo	191
7.4.3.1. - Gruppo del Dezzo	191
7.4.3.1.1. - CONGLOMERATI DEL SANTUARIO DI COLERE (DEC)	194
7.4.3.1.2. - CONGLOMERATI DI FUCINE (DEF)	194
7.4.3.1.3. - CONGLOMERATI DI S. ANDREA (DAN)	195
7.4.3.1.4. - SABBIE DI DEZZOLO (DDE)	195
7.4.3.1.5. - CONGLOMERATI DELL'AGULA (DAG)	196
7.4.3.2. - Formazione di Val Vallala (VVA)	196
7.4.3.3. - Formazione di Serta (ETA)	198
7.4.3.4. - Formazione di Villa Cesarina (VCS)	198

7.4.3.5. - Formazione di Palline (PAX).....	200
7.4.3.6. - Supersintema della Val di Scalve (VS).....	201
7.5 - UNITÀ DEL BACINO DELL'ADDA-OGGIO	203
7.5.1. - Supersintema dei Laghi (LA).....	203
7.5.1.1. - Sintema di Cantù (LCN).....	203
7.5.1.1.1. - DEPOSITI GLACIALI DEGLI APPARATI LOCALI (NON DISTINTI IN CARTA)	205
7.6 - BACINO DEL MELLA (BACINO TRUMPLINO).....	206
7.6.1. - Supersintema del Fiume Mella (VC)	206
7.7 - BACINO DEL SERIO.....	208
7.7.1. - Supersintema della Selva di Clusone (SU).....	208
7.7.1.1. - Sintema di Valzurio	208
7.7.1.2. - Sintema della Val Sedornia.....	209
7.8 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	209
7.8.1. - Alteriti (b6)	209
7.8.2. - Supersintema della Colma del Piano (CM).....	210
7.8.2.1. - Placche di depositi glaciali conservati alle quote maggiori	210
7.8.2.2. - Conglomerati alluvionali della valle dell'Oglio	212
7.8.2.3. - Depositi glaciali sui versanti della valle dell'Oglio	212
7.8.2.4. - Depositi glaciali conservati nel fondovalle camuno.....	213
7.8.2.5. - Depositi glaciali degli apparati locali.....	214
7.8.2.6. - Successione della conca di Angolo	215
7.8.2.6.1. - UNITÀ DI FORNACI DI ANGOLO.....	216
7.8.2.6.2. - UNITÀ DI DAZZE.....	217
7.8.2.6.3. - UNITÀ DI PIANEZZE	217
7.8.2.6.4. - UNITÀ DI MAZZUNNO	218
7.8.2.7. - Valli del Trobiolo e del Lanico	219
7.8.2.8. - Valle del Dezzo	221
7.8.3. - Gruppo del Culmine (CU).....	222
7.8.3.1. - Unità di Erbanno.....	223
7.8.3.2. - Unità di Angolo	224
7.8.3.3. - Unità di Val Poledra.....	225
7.8.3.4. - Unità di Losine	225
7.8.4. - Gruppo di Prato Grande (GR).....	226
7.8.4.1. - Depositi delle Valli del Lanico (unità di Villa di Lozio) e del Trobiolo (unità di Ogne)	227
7.8.4.2. - Corpi di frana del versante sinistro della bassa Val Camonica	228
7.8.5. - Sintema del Po (POI).....	229
8. - GEOLOGIA SUBACQUEA	232
8.1 - GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA.....	232
IV. TETTONICA.....	239
1. - GENERALITÀ.....	239

2. - ZONA DELLE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE (UCA) ..	239
2.1 - PIEGHE REGIONALI S-VERGENTI E PIEGHE MINORI POLIARMONICHE	243
2.2 - FAGLIE CON DIREZIONE NNE-SSW	244
2.3 - FAGLIE CON DIREZIONE E-W	245
2.4 - LE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE INFERIORI.....	246
2.5 - LE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE SUPERIORI.....	247
2.6 - RICOSTRUZIONE PALINSPASTICA DELLA COPERTURA SEDIMENTARIA TRIASSICA	249
3. - SUCCESSIONI DEL PARAUTOCTONO BERGAMASCO E DELLA CULMINAZIONE CAMUNA (COPERTURA SEDIMENTARIA)	250
3.1 - PARAUTOCTONO BERGAMASCO.....	250
3.2 - CULMINAZIONE CAMUNA	250
3.2.1. - Area a SW della faglia di M. Rosello.....	251
3.2.2. - Area del Margine Occidentale del Bacino di Collio Triumplino.....	251
V... ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA	255
1. - SISMICITÀ.....	255
1.1 - ZONAZIONE SISMOTETTONICA	255
1.2 - SISMICITÀ STORICA	256
1.3 - SISMICITÀ STRUMENTALE	257
2. - IDROGEOLOGIA.....	257
2.1 - GENERALITÀ	257
2.2 - CARATTERISTICHE IDROCHIMICHE DELLE ACQUE SOTTERRANEE E ACQUE TERMO-MINERALI.....	259
3. - FRANE E DISSESTI	261
3.1 - BACINO DELL'OGGIO: VAL CAMONICA	261
3.2 - BACINO DELL'OGGIO: VALLE DEL GERA-VALEGGIA-BORLEZZA..	263
3.3 - BACINO DELL'OGGIO: VAL DI SCALVE	266
4. - QUADRO DELLE ATTIVITÀ ESTRATTIVE.....	266
4.1 - MINERALI METALLICI	267
4.2 - MINERALI INDUSTRIALI	268
4.3 - ROCCE ORNAMENTALI	269
4.4 - CALCARI E DOLOMIE DA CALCE, CEMENTO E PIETRISCO.....	270
4.1 - GHIAIE E SABBIE	270
VI. . ABSTRACT	271
VII. LEGEND	275
BIBLIOGRAFIA	270

I. INTRODUZIONE

1. - GENERALITÀ

Il Foglio 078-Breno della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (L. 67/88) attraverso una convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e Regione Lombardia, che si è avvalsa della consulenza del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano.

Il settore compreso nel Foglio 078-Breno alla scala 1: 50.000 appartiene al territorio delle province di Bergamo e di Brescia, ed è illustrato nei Fogli 33-Bergamo e 34-Breno della cartografia geologica nazionale a scala 1:100.000. Esso si estende dall'abitato di Onore a W sino al Monte Crestoso verso E, e da Vilminore di Scalve a N sino all'abitato di Pisogne a S.

Il territorio in esame appartiene in gran parte al bacino idrografico dell'Oglio, che qui comprende due importanti bacini affluenti: quello del Gera-Valeggia-Borlezza e quello del Dezzo; sono presenti inoltre, nel settore occidentale, un breve tratto del bacino idrografico del Serio, mentre in quello orientale una porzione del bacino del Mella.

L'area del Foglio 078-Breno appartiene al dominio paleogeografico-strutturale delle Alpi Meridionali, ed è caratterizzata dall'affioramento del Basamento Metamorfico e della successione sedimentaria di età permomesozoica; su ambedue poggiano in discordanza depositi continentali neogenico-quadernari.

I rilevamenti sono stati eseguiti in gran parte *ex-novo* alla scala 1:10.000 utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Regionale; il rilevamento relativo ai depositi neogenico-quadernari dei bacini Serio e

Gera-Valeggia-Borlezza è stato invece realizzato - analogamente a quanto già fatto per la Carta Geologica della Provincia di Bergamo (JADOU & FORCELLA, 2000) - alla scala 1:5.000, usando come base topografica le carte delle Comunità Montane della Valle Seriana Superiore e dell'Alto Sebino, ed è stato poi sintetizzato alla scala 1:10.000. Tutti i dati ricavati sono confluiti nella Carta Geologica Regionale alla scala 1:10.000, dalla quale è stata ricavata la sintesi alla scala 1:50.000.

Per la successione permo-mesozoica e parte della successione continentale neogenico-quadernaria, considerata per le caratteristiche stratigrafiche equiparabile al cosiddetto 'substrato', è stato usato il criterio litostratigrafico, distinguendo gruppi, formazioni e membri. Per le unità continentali più recenti, che ammantano il substrato così inteso, è stato utilizzato invece il criterio allostratigrafico, ridefinendo successivamente le unità come UBSU (unità stratigrafiche a limiti inconformi).

Le attività di rilevamento geologico sono state svolte negli anni 1996-2006, col coordinamento scientifico del Prof. ARRIGO GREGNANIN e sotto la direzione del Prof. FRANCO FORCELLA. Del gruppo di lavoro preposto al rilevamento hanno fatto parte:

- i Proff. FRANCO FORCELLA e FLAVIO JADOU e i Dott. CRISTINA BIGONI, AUSONIO RONCHI, GIAN LUIGI TROMBETTA, per le unità permo-mesozoiche;

- la Dott. SONIA RACCHETTI per il Basamento Metamorfico camuno:

- il Prof. ALFREDO BINI, coordinatore per le unità continentali neogenico-quadernarie;

- la Dott. CARLA FERLIGA (bacini dei fiumi Serio e Oglio), i Dott. GIORGIO GRASSI e IVO RIGAMONTI (bacini del Lanico, del Trobiolo e del Dezzo *p.p.*) e il Dott. STEFANO C.A. ROSSI (valle del Dezzo) per le unità continentali neogenico-quadernarie.

Per le unità del Basamento Metamorfico sono inoltre state utilizzate le tesi di laurea inedite di SIRO BREGOLI (1977), GIUSEPPE BONALUMI (1983) e G. BRIGNOLI (1984). Per le unità continentali neogenico-quadernarie del bacino del Dezzo sono state invece utilizzate le tesi di laurea inedite di MARCO ZANOTTI (2000), VALERIA PISANI (2000) e PAOLA FACCHINETTI (1994).

L'informatizzazione dei dati è stata eseguita da CRISTINA BIGONI, GIORGIO GRASSI, GIANLUIGI TROMBETTA, FABIO TORRI, SONIA RACCHETTI, IVO RIGAMONTI, AUSONIO RONCHI, DANIELE CORBARI, FABIO MANDOZZI.

Le Note Illustrative si basano su un cospicuo contributo di FRANCO FORCELLA recuperato, ordinato e riaggiustato da CRISTINA BIGONI. In particolare, i capitoli riguardanti i caratteri geologici dell'area del foglio, la stratigrafia e la tettonica si basano sui suoi appunti, sebbene rivisitati.

In ogni caso, in testa ad ogni capitolo delle note illustrative vengono indicati i rispettivi autori.

Nelle note illustrative e nella legenda del foglio, solo i nomi delle unità formalizzate nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia sono riportati con l'iniziale maiuscola; le restanti unità, anche se ben note da tempo in letteratura, seguono comunque questa regola quindi sono riportate con l'iniziale minuscola (es. calcare di Esino, arenaria di Val Sabbia).

La Sottocommissione di Stratigrafia del Quaternario della IUGS (*International Union of Geological Sciences*) ha recentemente ratificato la delibera di fissare la base del Sistema/Periodo Quaternario alla base del Piano/Età Gelasiano (FINNEY, 2011). Su richiesta del Servizio Geologico d'Italia- ISPRA, la datazione dei depositi relativi a tale intervallo di tempo, è stata adeguata a tale delibera..

2. - CRITERI DI RILEVAMENTO: BASAMENTO METAMORFICO E SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

I criteri del rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali previste da ISPRA (ex APAT).

La strategia adottata è stata di affidare il coordinamento del rilevamento a specialisti distinti, uno per i depositi continentali neogenico-quaternari e uno per il basamento e la successione mesozoica.

Per quanto riguarda il rilevamento dei terreni del substrato permomesozoico, esso è avvenuto secondo i tradizionali criteri litostratigrafici, tenendo conto anche di quanto contenuto nella Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica (GERMANI & ANGIOLINI, 2003), utilizzando la nomenclatura formazionale concordata con i responsabili dei fogli limitrofi nelle fasi preparatorie del presente progetto, adottando le suddivisioni in membri ove possibile e proponendone di nuovi in pochi casi in cui se ne è ravvisata l'opportunità. Anche la simbologgiatura utilizzata è stata quella concordata.

Per quanto concerne il Basamento Metamorfico sottostante al conglomerato basale (Discordanza Ercinica *Auct.*), a causa dei profondi fenomeni di trasposizione plastica presenti, non è stato possibile delineare una stratigrafia geometrica di dettaglio. Parallelamente, non si conosce l'esatta età dei protoliti sedimentari e magmatici. L'unica distinzione oggettiva applicabile è quella litologica, comprendendo in questo termine anche i caratteri tessiturali, nonché quelli metamorfici evidenziati dalla associazione mineralogica. Così, in accordo con i criteri universalmente accettati, sono state distinte varie litologie sulla base del presunto protolito e

sulla base della associazione mineralogica (paragneiss, micascisti, filladi, marmi, anfiboliti, scisti verdi, ortogneiss, quarziti, eccetera).

Anche il Basamento delle Alpi Meridionali lombarde appare suddiviso in alcune Unità da vistosi piani tettonici, quali superfici di *shear* o faglie di primo ordine. Le litologie che costituiscono le varie Unità sono del tutto simili, ad eccezione talora delle sovraimpronte metamorfiche. Tuttavia non tutte le litologie si ripetono nelle distinte Unità tettoniche. Per quanto riguarda le fasi deformative plastiche, esse sono principalmente tre, denominate D₁, D₂ e D₃. Va sottolineato che dette deformazioni mostrano ovunque gli stessi caratteri geometrici e di stile. Le prime due compaiono soltanto nei terreni che soggiacciono alla Discordanza Ercinica, mentre la terza interessa anche parte del substrato, in particolare quello permiano.

Sulla base di questi dati di fatto, la cartografia del Basamento Sudalpino è stata impostata sulle cosiddette Unità tettono-metamorfiche, ovvero dividendolo in porzioni separate da vistose discordanze geologiche. Per quanto concerne il Basamento affiorante nel Foglio 078-Breno, è stata individuata un'unica Unità, compresa tra la Discordanza Ercinica a N e la Linea della Val Trompia a S. Nella letteratura è nota come '*Massiccio delle Tre Valli Bresciane*'. In essa sono stati distinti i vari livelli litologici individuati con i metodi consueti della petrografia, ovvero sulla base del presunto protolito e sulla base delle associazioni di minerali. Nella strutturazione della legenda e delle Note Illustrative questa Unità tettono-metamorfica è stata inserita seguendo l'ordine di sovrapposizione geometrica così come appare sul terreno.

Nel foglio compaiono anche corpi magmatici intrusivi o subaerei con le tipiche tessiture primarie, oppure debolmente foliati, riferibili ad eventi ignei che si collocano nel Permo-Carbonifero, nel Triassico o nell'Eocene-Oligocene. Essi sono stati suddivisi in tre gruppi sulla base dei seguenti criteri: 1) un gruppo costituito da materiali cenozoici, rappresentati da filoni e piccole masse, intrusi alla fine dell'orogenesi alpina, ossia dopo la strutturazione fondamentale della catena e quindi senza regola nella loro ubicazione strutturale; 2) un gruppo costituito da prodotti subaerei e da corpi subvulcanici di età Triassica; 3) un gruppo costituito dai materiali subaerei formanti la copertura Permiana delle Alpi Meridionali (Piattaforma Porfirica Atesina) e da associate sporadiche piccole masse intrusive.

3. - CRITERI DI RILEVAMENTO: SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE

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

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati rilevati *ex-novo* alla scala 1:10.000 o 1:5000 (valli del Serio e del Gera-Valeggia-Borlezza); 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 USBU non corrispondono in pieno alle caratteristiche delle unità del Quaternario continentale. Infatti le discontinuità che delimitano superiormente e inferiormente tali unità:

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

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 delle caratteristiche del profilo di alterazione", secondo un approccio in cui "l'oggetto della cartografia non è più il clima, ma sono corpi geologici, caratterizzati da precise evidenze oggettive, che devono essere trattati in modo analogo ai corpi geologici dei periodi precedenti" (BINI *et alii*, 1999).

3.1 - 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, relativamente al contesto alpino e prealpino lombardo, si sono operate le seguenti distinzioni e/o accorpamenti.

Depositi LGM, ovvero depositi corrispondenti all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*; LGM nel seguito del testo): in anfiteatro e nell'ambito vallivo è sempre riconoscibile l'unità relativa allo LGM che, per conservazione delle forme, geometria, alterazione e posizione, si differenzia rispetto ai depositi legati alle precedenti fasi glaciali. All'interno di ogni bacino principale glacializzato è stato istituito un sintema o 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 o subsintemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate da ghiacciai non in continuità con il ghiacciaio vallivo principale. 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.

Depositi pre-LGM degli anfiteatri: negli anfiteatri, come nelle aree a 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.

Depositi pre-LGM delle valli: nelle valli le distinzioni dei depositi pre-LGM operate negli anfiteatri non sono più possibili a causa di vari fattori, tra cui la complessità dei processi sedimentari e erosivi e la conseguente frammentarietà dei depositi. Per semplificare e risolvere i problemi di cartografia di tali depositi, si è scelto di riunirli all'interno di un'unica unità: il supersintema della Colma del Piano. Questo è stato cartografato come "indistinto" laddove non erano presenti elementi sufficienti per tipicizzare una particolare area.

Nell'ambito del supersintema sono state poi istituite unità - informali a limiti inconformi oppure 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 all'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 1:50000 esse vengono rappresentate entro il supersistema indistinto.

Singole unità litostratigrafiche. Depositi cementati antichi, dei quali spesso è difficile determinare in dettaglio la facies, e che si presentino completamente isolati dall'erosione e/o alterati, nonché spesso carsificati, sono stati cartografati come singole unità litostratigrafiche di significato locale.

3.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

Sotto questa dicitura - oltre al supersistema della Colma del Piano relativo ad unità prevalentemente glacialigeniche - sono stati raggruppati tutti i depositi 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. 1):

a) sintema del Po: racchiude tutti i depositi - indipendentemente dall'agente deposizionale - formatisi posteriormente all'ultimo evento glaciale pleistocenico; è diacrono su tutta la sua estensione e abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene. Nelle aree di alta quota glacializzate nel corso dell'Olocene, entro esso viene distinto un subsistema che raggruppa tutti i depositi glacialigenici relativi all'avanzata della Piccola Età Glaciale (PEG), un subsistema 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, distinto e cartografato nei limitrofi fogli delle Province Autonome di Trento e di Bolzano.

b) supersistema della Colma del Piano, nel significato sopra specificato, ovvero come unità comprendente tutti i depositi glacialigenici anteriori all'LGM entro le valli.

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 sistema del Po:

- supersintema di Palazzago (non affiorante nel Foglio 078-Breno): 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. Nel corso delle espansioni glaciali, in queste aree i processi periglaciali e l'assenza di vegetazione sui versanti hanno favorito la mobilizzazione della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Terziario (fasi di resistasia). Si sono così originate generazioni successive di depositi colluviali alimentati dalla medesima sorgente alteritica, e spesso privi di espressione morfologica propria. I depositi di ciascun singolo evento sedimentario - legato a un singolo periodo di resistasia - essendo costituiti da materiali già alterati al momento della mobilizzazione e ulteriormente alterati dopo la deposizione, sono indistinguibili l'uno dall'altro. Da ultimo l'urbanizzazione ha portato alla distruzione o al totale rimaneggiamento di molti limiti morfologici, che spesso rappresentano l'unico elemento di correlazione tra ambiti fisiografici contigui.

- 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. 1 - 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 della Valle di Tetti e gruppo del Culmine: comprendono depositi di versante cementati presenti diffusamente in tutta la catena alpina, e suddivisi inizialmente in unità informali o formali riunite in gruppi ciascuno esteso 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 della Valle dei Tetti (non affiorante nel Foglio 078-Breno), 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 (scarpare o pareti).

3.3 - CRITERI PER LA SINTESI CARTOGRAFICA

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 paleogeografia relativa. 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 sottunità 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.

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

Per le forme di origine glacigenica, 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*.

Entro i 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, ed 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.

Per evitare il proliferare di simboli, non vengono invece distinte tutte quelle forme apparentemente riconducibili ad 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.

Il simbolo di "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 supersintema che riunisca più sintemi e/o subsintemi 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; ad 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.

Per i depositi alluvionali delle valli, la granulometria varia entro il singolo affioramento, spesso con ripetute intercalazioni a scala inferiore alla cartografabilità; nella piana dell'Oglio in particolare l'analisi di aree campione ha mostrato come la granulometria di superficie vari a scala locale, 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.

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.

4. - TESSITURE E STRUTTURE

(a cura di A. Gregnanin)

In petrografia e geologia, i termini tessitura e struttura non sono sinonimi.

La tessitura riguarda quei caratteri perlopiù geometrici e spaziali osservabili alla scala della sezione sottile o del campione a mano, i quali mostrano tipicamente una pervasività a qualunque scala, da quella microscopica a quella regionale. Pertanto, si tratta di aspetti che sono comuni ad una popolazione di elementi.

Per esempio, la tessitura intersertale di un basalto o quella granulare di un granito, si osservano sul campione a mano o in sezione sottile, ma devono caratterizzare la roccia dalla scala microscopica fino a quella dell'intera colata o dell'intero plutone. Ogni frazione della sezione sottile o del campione a mano o dell'ammasso geologico, presenta la stessa organizzazione geometrica, lo stesso *pattern*. Esempi di tessiture sono le seguenti: intersertale, granulare ipidioforma, massiccia, orientata, foliata, lineata, cristalloblastica, cataclastica, milonitica, ...

Una definizione appropriata di tessitura è la seguente: la tessitura di una roccia comprende tutti i caratteri penetrativi, perlopiù geometrici, osservabili alla scala della sezione sottile o del campione a mano, che definiscono l'organizzazione geometrico-spaziale dei suoi elementi costituenti, quali granuli e piccoli aggregati; unico carattere non geometrico-spaziale incluso nella tessitura, è il grado di cristallinità.

Quest'ultimo non ha nulla a che vedere con le dimensioni dei granuli, ma esprime qualitativamente il rapporto tra la porzione allo stato cristallino e la porzione allo stato vetroso (tessitura cristallina, vetrofirica, vetrosa).

I caratteri più significativi che vanno considerati nell'analisi geometrico-spaziale di una roccia alla scala del campione a mano o della sezione sottile, sono rappresentati dalle dimensioni dei minerali (grana), dalla varietà delle dimensioni (granulometria), dalla presenza o assenza di abiti cristallini, dalle particolarità interne, dalle orientazioni dei granuli di minerali o dei loro limiti, dalle relazioni spaziali tra i minerali, espressi dai rapporti di intersezione, dalla distribuzione spaziale dei vari minerali, nonché dal grado di cristallinità della roccia stessa.

Differentemente, il termine struttura si usa per caratteri geometrico-spaziali osservabili a qualunque scala che non sono penetrativi, o se lo sono, interessano scale superiori a quella del campione a mano.

Le strutture non-penetrative spaziano dal singolo granato elicitico, o dal singolo quarzo con i seni di corrosione, fino alle grandi pieghe regionali o fino ai grandi ricoprimenti. Strutture penetrative ad una scala superiore a quella del campione a mano sono la struttura a bande, quella stratificata, la plissettata (a pieghe), la fluidale, l'eutaxitica, la breccioide. Le micropieghe millimetriche diffuse omogeneamente in uno scisto vengono considerate un carattere tessiturale, le pieghe meso- e macroscopiche ripetute omogeneamente in certi ammassi rocciosi vengono incluse tra gli aspetti strutturali.

Pertanto, il termine struttura viene usato per descrivere quei caratteri, relativi alla organizzazione geometrico-spaziale degli elementi delle rocce i quali non hanno la proprietà della penetratività a qualunque scala, o che risultano pervasivi solo ad una scala superiore a quella del campione a mano.

Il termine struttura viene anche impiegato per indicare una forma geologica, o uno specifico oggetto geologico, quali una piega, un *boudin*, un duomo, una faglia, un sovrascorrimento.

BOZZA

II. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

1. - INQUADRAMENTO TETTONICO REGIONALE

(a cura di A. Gregnanin e R. Gelati)

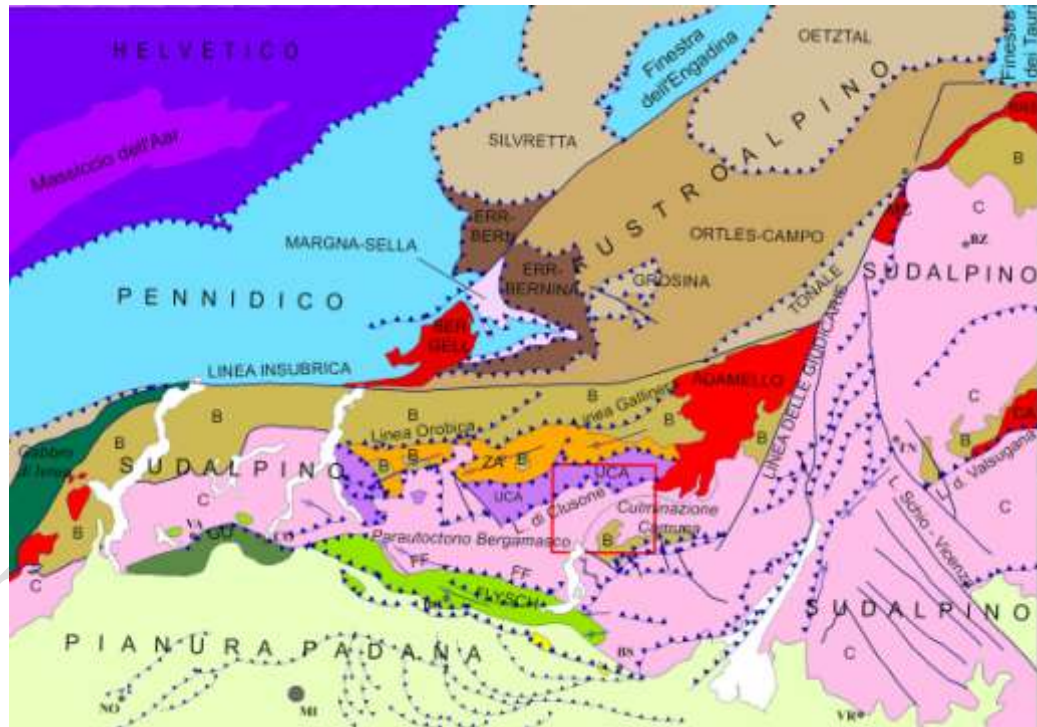
Come mostra lo schema tettonico (Fig. 2), la catena alpina è attraversata longitudinalmente dalla Linea Insubrica o Linea Periadriatica, una importante discontinuità con decorso E-W che viene generalmente considerata come la sutura della collisione tra Adria ed Europa. Si tratta di una linea transpressiva destra, attiva a partire dalla fase orogenica collisionale, caratterizzata da un rigetto orizzontale stimato a seconda degli Autori tra 40 e 300 Km, realizzatosi avvenuto principalmente tra il tardo Paleogene ed il medio-tardo Miocene.

Per quanto concerne la natura delle rocce affioranti, nel settore nordalpino prevalgono metamorfiti riferibili al Basamento Metamorfico pre-Permiano. Le Alpi Calcaree Settentrionali mostrano affinità stratigrafiche con le coperture sudalpine venete, per cui sono ritenute provenienti dal margine africano. Le altre coperture nordalpine centrali non sono facilmente assimilabili a quelle sudalpine, e sulla loro posizione paleogeografica sono state espresse opinioni molto differenti. Per quanto riguarda il settore sudalpino, prevalgono le coperture permo-mesozoiche. Il Basamento Metamorfico pre-Permiano è stato portato a giorno, oltre che nel *Thrust* Orobico, anche nel nucleo di alcune anticlinali ('Anticlinali Orobiche' *l.s.*) e lungo un *thrust* minore S-vergente, la Linea della Val Trompia, situata a W del Passo del Maniva ('Massiccio delle Tre Valli Bresciane').

BOZZA

Fig. 2 – Schema tettonico delle Alpi Centrali e delle Alpi Meridionali (Sudalpino). La cornice indica la posizione del Foglio 078-Breno. (Oetzal-Silvretta-Tonale-Grosina):

Austroalpino Superiore, Ortles-Campo: Austroalpino Medio, Margna e Sella e Err-Bernina: Austroalpino Inferiore, B: Basamento Metamorfico Sudalpino, C: Coperture Sudalpine Parautoctone, UCA: Unità Carbonatiche Sudalpine Alloctone, ZA: Zona delle anticlinali orobiche, FF: Fascia della Flessura Frontale o Flessura Pedemontana, Flysch: Cuneo clastico del Cretacico Superiore, GO: Cuneo clastico Oligo-Miocenico della Gonfolite e cunei successivi più orientali, Bergell: Plutone Terziario omonimo, Adamello: Batolite dell'Adamello, BRS: Plutone terdo-ercinico di Ivigna-Bressanone, MC: Plutone tardo-ercinico di Monte Croce, CA: Plutone tardo-ercinico di Cima d'Asta).



Un secondo lineamento alpino di primaria importanza è rappresentato dalla Linea delle Giudicarie, un fascio di deformazioni prevalentemente transpressive sinistre, con orientazione NNE-SSW (TREVISAN, 1939). Essa è responsabile di una profonda inflessione nel decorso della sopracitata Linea Periadriatica, il cui tratto orientale appare ora collocato più a settentrione del tratto centrale. Essa viene distinta in due settori, uno settentrionale (a N dell'Adamello) ed uno meridionale, i quali, nonostante il loro allineamento, non sono mai stati considerati *tout-court* l'espressione di una stessa deformazione. Ad esempio CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) non escludono che la N-Giudicarie abbia cominciato a muoversi molto presto, prima dell'intrusione dell'Adamello, indipendentemente dalla S-Giudicarie. Altri considerano la N-Giudicarie come un arco originato dalla spinta del blocco delle Dolomiti contro il complesso austroalpino ('Giunzione Atesina' di DAL PIAZ, 1942). Secondo CASTELLARIN *et alii* (2006b), la linea delle Giudicarie rappresenterebbe una eredità tettonica risalente alle fasi estensionali permo-liassiche (si veda formazione dell'alto della Piattaforma Trentina e del Bacino Lombardo), invertita in una struttura compressiva nel Neogene. Studi recenti hanno ridimensionato lo spostamento sinistrorso della N-Giudicarie, favorendo invece un robusto raccorciamento di 20-30 Km in senso E-W trasversale al lineamento (PICOTTI *et alii*, 1995; PROSSER, 1998, 2000). Questa interpretazione riduce anche lo spostamento lungo la Linea Periadriatica a meno di 40 Km (*ibidem*). Il settore meridionale della Giudicarie sarebbe stato attivo eminentemente nel Serravalliano-Tortoniano. I movimenti giudicariensi hanno lasciato in eredità una molteplicità di faglie e fratture, anche lontani dal lineamento vero e proprio, i quali hanno condizionato la morfologia dei territori, e che tuttora guidano lo sviluppo di dissesti e dell'attività sismica.

L'inquadramento tettonico regionale delle Alpi trova le sue radici nelle teorie geologiche di BERTRAND (1884), SCHARDT (1884, 1904, 1907), LUGEON (1901-1902), LUGEON & ARGAND (1905), TERMIER (1903-1905, 1922) e in ARGAND (1909, 1911a, 1911b, 1916). Secondo queste teorie, una o più vecchie catene montuose vennero peneplanate alla fine dell'orogenesi ercinica ('Discordanza Ercinica' e deposito del conglomerato basale), cui seguì, durante il Permiano e il Mesozoico, una estensione che culminerà nel Mesozoico con l'apertura della Tetide e con il momentaneo allontanamento della parte centro-europea della catena varisca da quella africana.

Nelle Alpi Meridionali, tra il Carbonifero Superiore ed il Permiano Inferiore, l'estensione crostale ha portato alla individuazione di bacini fluvio-lacustri fortemente subsidenti colmati da imponenti successioni di sedimenti detritici, di vulcaniti e vulcanoclastiti ('Porfidi' *Auct.*). Nell'area lombarda, in particolare, si configurò il Bacino di Collio *Auct.* (formazione del Pizzo del Diavolo), scomposto nei settori brebano e triumplino, con

assi NW-SE e di lunghezza superiore ai 30 Km, in cui la serie vulcano-sedimentaria può superare i 2000 m di spessore.

Un carattere comune ai bacini estensionali tardo-ercinici è di essere stati 'sigillati' nel Permiano superiore, dopo una lacuna più o meno significativa, dalle unità sedimentarie tipo 'Verrucano' che, associate a vulcaniti acide, segnano l'inizio della storia alpina: conglomerati e arenarie rossastri accumulati su spessori di diverse centinaia di metri, che identificano una grande piana alluvionale estesa pressoché all'intero areale sudalpino.

L'invasione del mare apre il Mesozoico. Dopo una fase di transizione al limite permo/triassico, il Triassico è complessivamente caratterizzato da depositi di mare basso, prevalentemente di piattaforma carbonatica, con contigui bacini intra-piattaforma; questi bacini diventano particolarmente accentuati nel tardo-Triassico in relazione alla ripresa della distensione, che eredita l'impostazione permiana, e che culminerà nell'apertura della Tetide nel Giurassico Medio.

In questo panorama, il Sudalpino si colloca al margine continentale meridionale della Tetide, rappresentando un promontorio del continente africano (BOSELLINI, 1973; BERNOULLI *et alii*, 1979; WINTERER & BOSELLINI, 1981; CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; BERTOTTI *et alii*, 1993; CASTELLARIN *et alii*, 2006a).

Nel Giurassico Inferiore e Medio il Sudalpino si configura in un quadro paleogeografico piuttosto complesso, con bacini marini relativamente profondi, orientati N-S, quali il Bacino Lombardo e il Bacino Bellunese, ed alti strutturali caratterizzati da regime sostanzialmente tidale o subtidale come la Piattaforma di Trento e quella Friulana.

In particolare, il Bacino Lombardo risulta al suo interno molto più articolato degli altri domini sudalpini in quanto più prossimo al margine oceanico tetideo. Faglie normali limitavano aree relativamente depresse ad andamento N-S (bacini di M. Nudo, del M. Generoso, del Sebino) rispetto ad alti relativi (Lugano, Corni di Canzo, M. Cavallo, Botticino, ecc.). Nei bacini si segnalano successioni, potenti fino a oltre un migliaio di metri, tipo 'Medolo', rappresentate in particolare da calcari pelagici e torbidi calcaree ben stratificate; nelle zone di alto si depositavano successioni calcaree di limitato spessore, condensate e/o lacunose quali il Rosso Ammonitico. Ad E una gradinata di faglie, attualmente espressa dalla Linea di Ballino, separava il Bacino Lombardo dalla Piattaforma di Trento, che invece è rimasta sollevata fino alla conclusione del deposito dei cosiddetti 'Calcari Gialli di S. Vigilio' (Giurassico Medio). Successivamente, nel tardo Giurassico, anche la Piattaforma di Trento viene progressivamente annegata e il primo deposito di questo ciclo è rappresentato dal Rosso Ammonitico Veronese (MARTIRE *et alii*, 2006). Maiolica e Biancone sono le facies calcaree di mare aperto che a partire dal Giurassico Superiore si sedimentano senza

soluzione di continuità dal Bacino Lombardo alla Piattaforma di Trento, testimoniando un approfondimento ubiquitario del fondo marino. La Piattaforma di Trento, in particolare, si trasforma in un *plateau* pelagico su cui l'accumulo di sedimenti calcareo-marnosi tipo 'Scaglia Veneta' si protrarrà per lo meno sino all'inizio del Cenozoico.

Nel Cretacico Inferiore, a partire almeno dall'Aptiano, una progressiva convergenza ha determinato, oltre la chiusura della Tetide attraverso la sua subduzione, anche l'inizio della costruzione dell'orogene alpino, caratterizzata dalla messa in posto delle grandi falde di ricoprimento sia pennidiche che austroalpine; le prime costituite da materiali del fondo della Tetide (ofioliti e calcescisti) e del margine europeo, le seconde di provenienza 'africana' (microplacca Adriatica o Apula).

La comparsa delle prime rughe dell'orogene è segnalata nella Lombardia dal deposito dei prodotti del loro smantellamento, quali la Marna di Bruntino (Aptiano), cui segue il deposito di una successione in gran parte di origine torbiditica, costituente un cuneo clastico spesso oltre 2,5 Km, il flysch della bergamasca, che nel corso del Cretacico Superiore si accumula in un bacino sinorogenico al margine meridionale dell'edificio alpino.

Come sottolineano gli Editori del volume 414 di *Tectonophysics* (2006) dedicato al progetto di ricerca TRANSALP, non è ancora chiaro in che modo si sia svolta la subduzione, ovvero se la placca europea sia scivolata sotto quella africana o viceversa, o se vi sia stata una subduzione verticale di entrambe le litosfere. Di certo, nel settore centrale della catena Alpina tutte le grandi strutture situate a N del Lineamento Periadriatico erano inizialmente N-vergenti (Europa-vergenti), o almeno ritenute tali, come mostrano i celebri profili di ARGAND (1916) e l'interpretazione della 'Falda Austroalpina'. Non mancano studiosi recenti dissenzienti, i quali hanno proposto per l'Austroalpino una provenienza da E.

Ma tale vergenza settentrionale è stata cambiata nel corso dell'orogenesi. Secondo GREGNANIN & VALLE (1995), infatti, la principale deformazione di età alpina presente nei terreni austroalpini del basamento e della copertura, la D_3 , che inizialmente aveva una vergenza europea (D_{3a}), nelle fasi finali avrebbe assunto una vergenza africana (D_{3b}), forse in conseguenza di un sollevamento relativo del blocco settentrionale durante il prosieguo della compressione. Questo avrebbe determinato un rovesciamento di tutte le strutture a S, spesso con elisione dei fianchi corti delle pieghe S-vergenti, e loro trasformazione in rampe di sovrascorrimento. È opinione degli scriventi che la gran parte delle classiche falde di ricoprimento dell'Austroalpino superiore abbiano questa origine, ossia rappresentino l'evoluzione di un grande sovrascorrimento N-vergente, la Falda Ötztal, plissettato inizialmente dalla fase D_{3a} in pieghe con la stessa vergenza; un susseguente raccorciamento caratterizzato da una inversione della coppia meccanica

(D_{3b}), avrebbe rovesciato le struttura a S, elidendo molti dei fianchi corti intermedi delle grandi pieghe iniziali, dando luogo ad un fittizio impilamento di falde.

L'importanza della D₃ nella strutturazione del basamento austroalpino è dimostrata dal fatto che non meno del 60% delle grandi strutture del Sudtirolo occidentale sono riferibili ad essa, incluso il tipico andamento delle unità litologiche WSW-ENE, con immersione a N. Pertanto parlare di Nordalpino Europa-vergente, come viene spesso fatto, è improprio, in quanto nella sua strutturazione finale è Africa-vergente.

Nell'Austroalpino, il metamorfismo correlato con la D₃, distribuito a macchia e poco o nulla ricostruttivo dal punto di vista blastico, presenta una età pressappoco di 90 Ma (Cenomaniano-Turoniano), per cui la grande strutturazione tettonica connessa, la principale dal punto di vista macroscopico, ha un'età minima turoniana (GREGNANIN & VALLE, 1995). Poiché mancano evidenze strutturali di deformazioni di grande rilevanza successive alla D₃, è difficile sostenere che la collisione continentale sia avvenuta dopo il Turoniano. La messa in posto dell'Austroalpino al più ha coinciso con la deformazione D₃, a meno di non averla preceduta, per cui si deve necessariamente concludere che la collisione Africa-Europa è avvenuta nel Cretacico inferiore, e non già a cavallo del limite Mesozoico-Terziario come sostenuto da molti geologi. Questa collocazione della collisione non implica affatto che il raccorciamento trasversale della catena si sia concluso in questa occasione, in quanto, come vedremo, almeno nel Sudalpino sono stati stimati ulteriori raccorciamenti forse anche superiori a 50 Km per gli stadi tettonici postcollisionali.

Di questo parere sono anche alcuni eminenti rappresentanti della Scuola Austriaca, i quali collocano in età Cenomaniano-Turoniano il parossismo tettonico e metamorfico delle fasi eo-alpine presenti nelle Alpi Orientali, in concomitanza con la collisione continentale. Queste fasi eo-alpine, peraltro, secondo loro comincerebbero già a partire dall'inizio del Cretacico, con una subduzione nordpenninica della Tetide, responsabile della formazione di metamorfiti in facies eclogitica, e proseguirebbero nell'Albiano-Cenomaniano con una subduzione sudpenninica. L'inizio del deposito dei materiali detritici discordanti di Gosau (88 Ma), ricoprenti terreni già piegati, rappresenterebbe la conclusione delle fasi eo-alpine. Successivamente altri importanti impulsi compressivi terziari avrebbero portato al ricoprimento delle Alpi Orientali sul Flysch e sulla Molassa nordalpini (Fase Lepontina *Auctorum*), con comparsa di un altro episodio metamorfico nelle Alpi Centrali (Fase Meso-alpina) e nei Tauri (*Tauernkristallization*).

Circa l'eventuale fase di alta pressione ipotizzata dagli Austriaci, nel Sudalpino lombardo non sono state trovate evidenze strutturali che

segnalino eventi alpini che predatino quelli sin-post Turoniano. Tuttavia è stimolante il ritrovamento di frammenti di glaucofane nel Flysch del Cretacico Superiore (S. CHIESA, comm. pers.).

2. - ASPETTI STRUTTURALI GENERALI DEL SUDALPINO CENTRALE EMERGENTI DALLA LETTERATURA

(a cura di A. Gregnanin e R. Gelati)

Se si esamina con attenzione il celebre profilo delle Alpi Occidentali di ARGAND (1916), si nota la chiara differenza di stile deformativo tra la parte settentrionale della catena, con enormi pieghe e ricoprimenti, e la parte meridionale, caratterizzata da un semplice andamento monoclinale articolato da rampette fragili inclinate a N, forse espressione nella mente dell'Autore degli effetti di raccorciamento nel Sudalpino. Questa idea di base si è dimostrata un canovaccio interpretativo valido anche oggi, seppure con alcune precisazioni; infatti la separazione tra la fascia settentrionale, caratterizzata da grandi pieghe e sovrascorrimenti, rispetto a quella meridionale priva di comparabili grandi strutture e sostanzialmente monoclinale, nella Lombardia corre alquanto a S della Linea Insubrica, e precisamente a S delle Anticlinali Orobiche *l.s.* Inoltre, è emerso che il Sudalpino si è strutturato molto più tardi rispetto all'area nordalpina, e non unitariamente.

I primi studi geologici sul territorio sudalpino lombardo risalgono alla fine dell'800 (TARAMELLI, 1890, 1896; COZZAGLIO, 1892, 1894), e sono poi proseguiti nella prima metà del secolo successivo (CACCIAMALI, 1906, 1913a, 1913b, 1930; CAFFI, 1923; COZZAGLIO, 1927, 1937; DESIO, 1929). Certamente, essi non hanno il respiro regionale dei sopracitati padri della geologia alpina. Nel ventennio che precedette la seconda guerra mondiale, va invece segnalata la comparsa di un nuovo modello tettonico ad opera della Scuola di Leida, noto in letteratura col nome di tettonica gravitativa, che troverà la sua enunciazione definitiva nel lavoro di DE SITTER & DE SITTER KOOMANS (1949). Gli ultimi contributi significativi a queste nuove interpretazioni furono pubblicati successivamente da DE JONG (1967, 1979). Ma negli anni successivi queste teorie vennero abbandonate, e si ritornò ad interpretazioni più conformi ai modelli tettonici classici che si rifanno alle spinte tangenziali (si veda per esempio GAETANI & JADOU, 1979).

Infatti, come detto poco sopra, l'idea di base di ARGAND (1916) della monoclinale si è dimostrata valida, poiché è emerso che le strutture prevalenti, tutte S-vergenti, sono rappresentate da una molteplicità di embrici, seppure circoscritti, o da locali ricoprimenti caratterizzati da spostamenti limitati, mentre i fasci di pieghe sono subordinati e meno

continui alla scala regionale. In ogni caso, queste strutture sono molto meno imponenti di quelle del settore nordalpino, e il loro sviluppo non è omogeneo né spazialmente, né temporalmente; la loro età è molto più giovane delle strutture nordalpine, ed è essenzialmente tardo-alpina. La limitatezza dei movimenti non ha peraltro impedito che il loro cumulo determinasse un ampio raccorciamento trasversale della catena.

Questa presa di coscienza si è appoggiata sull'utilizzo corretto dei dati stratigrafici, i quali si sono basati sul canovaccio delineato primariamente da ASSERETO & CASATI (1965). Nell'arco di una ventina d'anni, l'ossatura geometrica venne ben definita attraverso una cospicua serie di lavori strutturali che, oltre ai citati GAETANI & JADOUL (1979), videro come autori LAUBSCHER (1985), BERSEZIO & FORNACIARI (1988), FORCELLA (1988), MILANO *et alii* (1988), GELATI *et alii* (1988, 1991), RAVAGNANI & RODEGHIERO (1989), SILETTO (1990), BERRA *et alii* (1991), SCHÖNBORN (1992), ROEDER (1992), BERSEZIO *et alii* (1992), BERSEZIO *et alii* (1993), ALBINI *et alii* (1994), CADEL *et alii* (1996), CARMINATI *et alii* (1997), FORCELLA & JADOUL (2000), FORCELLA & SILETTO (2001), e SPALLA *et alii* (2009).

Per il sottosuolo padano resta fondamentale il lavoro di PIERI & GROPPI (1981), sebbene alcuni elementi risultino notevolmente semplificati per la tutela dei dati minerari. Un recente lavoro che lega la geologia lombarda di superficie con quella del sottosuolo ha visto come Autori FANTONI *et alii* (2004).

Dal punto di vista strutturale, il Sudalpino Lombardo si configura come segue (Fig. 2). A settentrione, è presente una potente fascia allungata in senso E-W di Basamento Metamorfico ercinico, limitata a meridione da superfici di *thrust* immergenti a N, le quali individuano due mega-strutture, il *Thrust* Orobico a W, il *Thrust* della Gallinera a E.

Questi *thrust* S-vergenti sovrascorrono una cintura di anticlinali regionali (Anticlinali Orobiche *l.s.*), ad asse poco inclinato, orientate WSW-ENE. Esse sono disposte *en-échélon* destro, ossia la più occidentale (Anticlinale Orobica *s.s.*) situata più a N, e la più orientale (Anticlinale di Cedegolo) situata più a S; tra le due compare l'Anticlinale di Trabuchello. Queste anticlinali coinvolgono sia il Basamento Metamorfico, sia le coperture permo-triassiche inferiori. I fianchi meridionali delle Anticlinali Orobiche sono ricoperti da varie pile di sequenze Triassiche (UCA) che riposano sopra piani di sovrascorrimento molto ripidi immergenti a S, come il sistema di 'faglie' Valtorta-Valcanale, ad andamento WSW-ENE.

Ad occidente, in prossimità del Lago di Como, il *belt* delle anticlinali si ferma contro la Faglia della Valsassina. A W di tale 'faglia' si posiziona la pila carbonatica triassica delle Grigne. Secondo LAUBSCHER (1985), tale

pila rappresenterebbe il settore più meridionale e più alto del *Thrust* Orobico.

A meridione delle anticlinali orobiche, compaiono dei *thrust* costituiti da terreni del Triassico medio-superiore, i quali formano una fascia orientata WSW-ENE delimitata a N dalla linea Valtorta-Valcanale, e a S dalla 'Faglia di Clusone' e dall'articolata fronte di sovrascorrimento Corna Mozza - Corna Rossa - Borno - Ossimo - Malegno - Breno. Queste unità costituiscono il complesso delle Unità Alloctone Carbonatiche. Dopo un iato in corrispondenza dell'alto bacino del Brembo, la fascia delle unità alloctone trova un corrispondente occidentale nelle unità alloctone delle Grigne. La storia geologica di queste unità è complessa in quanto, nel settore orientale, esse hanno cominciato a muoversi verso S in età antica, antecedente alla messa in posto dell'Adamello, come dimostrato dall'intersezione dei piani di sovrascorrimento ad opera di alcuni filoni terziari. Tuttavia, la parte preponderante di queste unità ha preso posto in età post-Adamello.

Geologicamente peculiare è la natura della 'Faglia di Clusone', la cui immersione a S sotto il Parautocono bergamasco sembrerebbe suggerire un sovrascorrimento delle assise meridionali su quelle settentrionali. Ma secondo LAUBSCHER (1985), questa situazione geometrica è stata determinata non già da un sorpasso verso settentrione dei terreni del Parautocono, ma piuttosto dalla insinuazione dei *thrust* delle Unità Carbonatiche Alloctone al di sotto del Parautocono Bergamasco. Tale ipotesi è stata convalidata dalla presenza di una foliazione duttile nel Triassico medio dei *thrust*, testimonianza di una deformazione sotto 'carico' (ALBINI *et alii*, 1994). Per questi piani di *thrust* determinati dall'incuneamento di anticlinali rovesciate entro complessi antistanti, e dal loro divaricamento (*split-apart-system*), l'Autore introdusse il termine di faglie di incuneamento (*wedging fault*).

Per semplicità di lettura, nello schizzo di Fig. 2 i sovrassegni di sovrascorrimento sono stati puntati verso N, al fine di far capire che le UCA stanno in alto rispetto al Parautocono.

A meridione della fascia dei *thrust* costituenti le Unità Carbonatiche Alloctone compare il Parautocono, il quale è diviso in due parti sensibilmente diverse dal solco vallivo inferiore dell'Oglio: il Parautocono Bergamasco e quello affiorante nella Culminazione Camuna. In entrambi i settori, le unità appaiono solo limitatamente smembrate da fenomeni di sovrascorrimento; l'unico di una certa rilevanza è costituito dal sovrascorrimento della Val Trompia, il quale porta a giorno il Basamento Metamorfico.

I precedenti domini sono seguiti a meridione dalla zona della Flessura Frontale (DESIO, 1929), con andamento WNW-ESE, la quale raccorda la

catena con la Omoclinale Pedevalpina (PIERI & GROPPi, 1981), detta anche *Milano Belt* (LAUBSCHER, 1988). Tale omoclinale, pliocenica, si propaga nel sottosuolo padano fino ad incontrare, a N dell'asse del Fiume Po, le strutture simmetriche N-vergenti dell'orogene appenninico.

3. - UN POSSIBILE QUADRO CRONOLOGICO DEGLI EVENTI OROGENETICI NELLA LOMBARDIA

(a cura di A. Gregnanin e R. Gelati)

Per quanto concerne la datazione delle fasi tettoniche di età alpina che hanno prodotto le strutture del Sudalpino lombardo, conviene partire dallo schema di CASTELLARIN *et alii* (2006a,b), i quali riassumono e integrano idee precedenti sull'intero Dominio Sudalpino della catena (CASTELLARIN *et alii* (1992, 1998). Essi elencano cinque fasi deformative principali:

- (1) *Fasi Pre-Adamello*
tardo Cretacico - Eocene inferiore, correlate alla convergenza pre-collisionale eo-Alpina;
- (2) *Fasi Dinariche*
Eocene, correlate con la collisione Alpina;
- (3) *Fase della Gonfolite o Insubrica-Elvetica*
Oligocene - Miocenica;
- (4) *Fasi della Valsugana*
Serravalliano - Tortoniano (10 Ma);
- (5) *Fasi Adriatiche*
Messiniano - Pliocene.

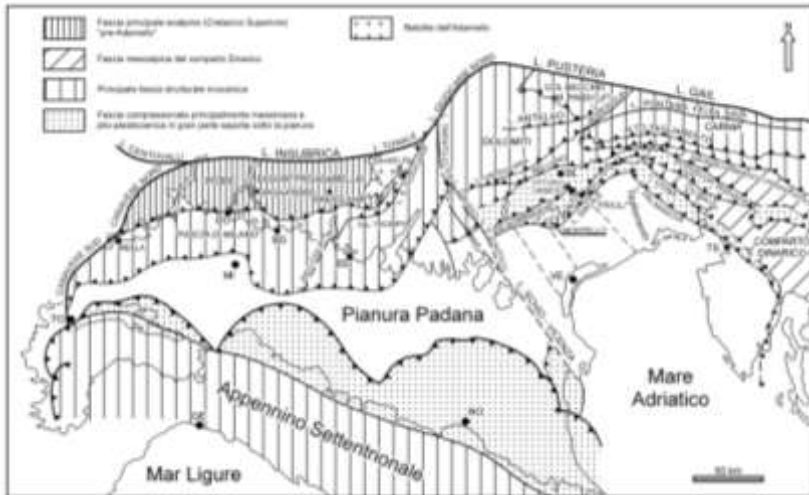


Fig. 3 – Schema tettonico delle Alpi Meridionali (Sudalpino). Modif. da CASTELLARIN et alii (1992).

Secondo gli Autori sopracitati, l'intero Sudalpino sarebbe stato strutturato dalle cinque fasi tettoniche in *belt* caratterizzati da diversa orientazione, età e distribuzione, sebbene tutti S-vergenti e tutti espressioni di fasi di compressione (Fig. 3). Secondo CASTELLARIN et alii (2006a,b), tutte queste compressioni avrebbero riacorciato la catena orientale di 40÷55 Km. Per il settore lombardo, SCHÖNBORN (1992) ha invece stimato il riacorciamento del *belt* Pre-Adamello in 25 Km, e il riacorciamento post-Adamello in 56 Km a W, e in 87 Km a E. Molte delle diversità dei *belt* deriverebbero da eredità tettoniche ancestrali permo-mesozoiche, le quali avrebbero condizionato lo sviluppo e la distribuzione dei riacorciamenti.

(1) Il *belt* di strutture denominato Pre-Adamello per la sua antecedente alla messa in posto del plutone omonimo, sarebbe confinato nella sola Lombardia;

(2) il *belt* Dinarico, espressione della collisione continentale, caratterizzerebbe soltanto l'estremità orientale dei territori Sudalpini, e precisamente le Dolomiti orientali (DOGLIONI, 1987) e le Alpi Carniche; sarebbe costituito da *thrust* orientati grossomodo NW-SE;

(3) il *belt* della Gonfolite caratterizzerebbe la zona pedemontana comasca e il sottosuolo della pianura lombarda con strutture orientate WNW-ESE;

(4) il *belt* della Valsugana, presente anche nelle Giudicarie e in Val Trompia, si caratterizzerebbe per strutture orientate prevalentemente WSW-

ENE, le quali nel corridoio giudicariense presenterebbero un andamento ad arco, passando dalla orientazione precedente ad una orientazione più marcatamente parallela alla Linea delle Giudicarie (NE-SW);

(5) il *belt* Adriatico, caratterizzante in *primis* la Flessura Pedemontana veneta (Messiniano - Pliocene inf.), e il Montello (Pliocene sup. - Pleistocene o Villafranchiano *Auct.* secondo la vecchia scala cronologica). Questo *belt*, collegato con il fascio di lineamenti Schio-Vicenza, si bloccherebbe verso W in corrispondenza della Val d'Adige.

L'esame di questa proposta ci consente di dire che, secondo questi autorevoli ricercatori, la maggior parte dei territori sudalpini sono stati strutturati in una epoca recente, post-Adamello, ossia dopo l'Oligocene medio.

Per quanto riguarda la Lombardia, come di seguito proposto, lo schema di CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) è perfettibile con l'aggiunta dei dati di letteratura già pubblicati prima del loro lavoro.

Con riferimento al cosiddetto *belt* tettonico Pre-Adamello, CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) hanno sostenuto che in tale *belt* mancano evidenze strutturali delle attività tettoniche pre-collisionali fino a sin-collisionali e sulla falsariga di DOGLIONI & BOSELLINI (1987), essi hanno dedotto la presenza di importanti fasi tettoniche alpine pre-Adamello attraverso la presenza, a meridione del *belt* sopracitato, della fascia dei flysch della Bergamasca. La formazione del flysch sarebbe l'evidenza della coeva collisione continentale e della fase tettonica connessa, che conseguentemente avrebbero età Cretacico-Eocene. Ma va ricordato innanzitutto che in Lombardia il flysch eocenico è del tutto subordinato, per cui il parossismo orogenico è eventualmente Cretacico. In secondo luogo va ricordato che nei sedimenti cretacici, i primi impulsi terrigeni compaiono alla base dell'Aptiano (Marna di Bruntino), e quindi sono quasi coevi con la fase metamorfica di 90 Ma dell'Austroalpino, ritenuta sincrona al parossismo tettonico. A questo riguardo, BERSEZIO & FORNACIARI (1988), pur sposando la tesi di DOGLIONI & BOSELLINI (1987), hanno dimostrato con dati sedimentologici: (1) che le prime rughe importanti nel settore lombardo non dovevano essere più giovani del Cenomaniano, (2) l'età di formazione di un bacino marino E-W, contenente livelli di materiali caotici derivati da una catena di rilievi situata appena a settentrione, e la cui deposizione era controllata da una tettonica sin-sedimentaria cretacea. Questo bacino, il primo di età alpina e come tutti i successivi, è orientato a 90° rispetto ai bacini pre-cretacici. In un lavoro successivo, BERSEZIO & FORNACIARI (1994) hanno approfondito l'ipotesi di DOGLIONI & BOSELLINI (1987) fornendo evidenze di altri quattro impulsi di raccorciamento collocati tra il Turoniano e il Campaniano, ossia post-Gosau nel senso degli Austriaci, responsabili dell'articolazione dei depositi torbiditici del flysch

lombardo. Come accennato, in Lombardia i depositi di flysch di età eocenica sono poco corposi e limitati al Varesotto.

La conclusione derivata da questo approccio stratigrafico-sedimentologico è che il parossismo orogenico alpino del Sudalpino lombardo comincia in età Cenomaniano-Turoniano, e poi prosegue energicamente fino alla fine del Cretacico, come in Austria, per svanire nell'Eocene.

Una decisiva conferma di questa tesi viene dallo studio strutturale delle deformazioni presenti nel *belt* Pre-Adamello, sia nel basamento che nelle coperture. Limitatamente alle rocce del Basamento Metamorfico, le analogie tra il Dominio Austroalpino e quello Sudalpino sono inconfutabili, sia sotto il profilo evolutivo, sia sotto il profilo litologico. La sequenza delle fasi strutturali, D₁, D₂ e D₃, lo stile di deformazione e una larga parte della evoluzione metamorfica sono analoghi. Molti Autori, tra i quali gli scriventi, concordano nel riferire all'orogenesi ercinica le deformazioni D₁ e D₂ e il metamorfismo associato dei Basamenti Austroalpino e Sudalpino, e questa veduta è sicuramente vera per i territori sudalpini per i quali nessuno ha proposto una qualche ristrutturazione metamorfica alpina; la fase D₃ viene invece collocata nell'Alpino. Gli effetti di questa deformazione, sia nel basamento che nelle coperture permiane sudalpine lombarde, sono stati studiati in modo approfondito da MILANO *et alii* (1988), SILETTO (1990), ALBINI *et alii* (1994), CADEL *et alii* (1996), CARMINATI *et alii* (1997) e da SPALLA *et alii* (2009). La deformazione D₃ è pervasiva a scala regionale nel *belt* Pre-Adamello, formando grandi strutture WSW-ENE, quali *thrust* e grandi pieghe, e clivaggi sia nel basamento che nella copertura (conglomerato basale, Formazione di Collio e *pro-parte* le ignimbriti permiane e i depositi triassici). Il clivaggio è poco diffuso nel basamento e ubiquitario nella copertura permo-scitica e nelle vulcaniti. Le evidenze metamorfiche ricostruttive associate alla deformazione sopracitata sono invece insignificanti e compaiono localmente solo nella Lombardia orientale (sericite, clorite e stilpnomelano). I piani S₃ mostrano una immersione a N fino a NW, con pendenza di 60-80°. Gli assi A₃ sono suborizzontali con direzione NE-SW. Le strutture D₃ rivelano un regime deformativo al passaggio duttile-fragile (CARMINATI *et alii*, 1997).

Dai nuovi dati strutturali finora sono emerse moltissime analogie, e nessuna peculiarità distintiva, rispetto alla fase D₃ presente nel basamento dell'Austroalpino. L'aspetto nuovo che perfeziona lo schema di CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) è costituito dalla dimostrazione che la fase D₃ ha interessato una cospicua parte del *belt* Pre-Adamello.

I sopracitati Autori degli studi strutturali sulla D₃ sudalpina non hanno però espresso idee, o non hanno trovato dati precisi, sull'età della D₃

sudalpina; i riferimenti sono orientativi e sposano l'approccio di DOGLIONI & BOSELLINI (1987) (es. ALBINI *et alii*, 1994).

Ora, è impensabile che i grandi eventi compressivi che hanno scandito la costruzione dell'orogene alpino abbiano una età differente nei diversi settori della catena. Pertanto, relativamente all'età della fase deformativa D₃, data la sua diffusione e importanza regionale, riteniamo verosimile che l'età sia la stessa ovunque, sia nel Nordalpino, che nel Sudalpino, ovvero sia al più Turoniana e non post-Gosau. La fase D₄ di ALBINI *et alii* (1994), è molto meno importante e distribuita a macchia. I piani S₄ immergono a E o a SE di 20-30°. Questi Autori attribuiscono alla D₄ una età antecedente alle deformazioni neo-alpine e non escludono che essa rappresenti uno stadio tardivo della deformazione D₃. Questa veduta concorda con quanto trovato da GREGNANIN & VALLE (1995) nell'Austrolapino (si veda sopra D_{3a} e D_{3b}).

Unendo i dati sedimentologici con quelli emersi dalle considerazioni strutturali, si può ora arrivare ad un quadro più realistico delle principali fasi orogeniche che hanno interessato le Alpi centro-orientali. La collisione continentale verosimilmente è avvenuta nel Cenomaniano-Turoniano, una età in cui la Falda Austroalpina era già tralata e metamorfosata. Ma il parossismo tettonico è proseguito, almeno nel Sudalpino lombardo, fino quasi alla fine del Cretacico, interrompendosi nel Paleocene-Eocene. Tutto ciò è stato verosimilmente preceduto da un evento eo-alpino pre-collisionale (130 Ma?) responsabile di un metamorfismo di alta pressione-bassa temperatura. Il periodo compreso tra l'Eocene e parte dell'Oligocene è stato complessivamente caratterizzato da una pausa dell'attività orogenica, come dimostrato dalla modestia delle strutture compressive paleoceniche ed eoceniche, e da una tettonica debole. Verosimilmente questo regime tranquillo non esisteva a N della catena, in cui la formazione del flysch eocenico di Prättigau-Voralber-Liechtenstein testimonia raccorciamenti cospicui anche in questa età.

Una malcerta conferma della ipotesi espressa sopra proviene da alcuni filoni con età attestata intorno a 55 Ma, tipo Magmatismo Terziario Veneto, i quali talora tagliano alcuni retroscorrimenti del *belt* Pre-Adamello (ZANCHI *et alii*, 1990; FANTONI *et alii*, 1999).

Di certo non è possibile attribuire alla D₃ e alle fasi parossistiche cretatiche correlate l'intera strutturazione del territorio sudalpino lombardo, in quanto le fasi di raccorciamento in senso N-S sono proseguite in modo energetico successivamente al tardo Oligocene, fino al Messiniano medio (Fasi Neo-Alpine) interferendo con le precedenti. Le deformazioni mostrano di ringiovanire verso meridione, acquistando un carattere fragile. A questo riguardo, sono interessanti i dati sismici di PIERI & GROPPI (1981), i quali mostrerebbero che nel sottosuolo della pianura lombarda i livelli del Pliocene suturano i *thrust* S-vergenti.

Nel Sudalpino il divisorio tra deformazione pre-sin-collisionale e deformazione post-collisionale è rappresentato dalla messa in posto del Plutone dell'Adamello (30-40 Ma), che taglia le strutture eo-alpine citate. Tale plutone, insieme al Massiccio di Val Masino - Bregaglia, costituisce uno dei pochi eventi magmatici caratterizzanti l'evoluzione alpina della catena.

In Lombardia la prima fase di raccorciamento neo-alpina è rappresentata dalla Fase della Gonfolite; di età grossomodo Chattiano-Langhiano (GELATI *et alii*, 1988, 1992; TREMOLADA *et alii*, 2010) ossia sviluppata tra l'Oligocene superiore e il Miocene medio, espressione di una tettonica compressiva sin-sedimentaria. In questo periodo, infatti, in conseguenza del rapido sollevamento di una parte della catena, lungo il margine settentrionale della fossa padana si forma un potente accumulo di depositi terrigeni marini profondi, orientato WNW-ESE e noto come Gonfolite. Tra i clasti della Gonfolite, si segnalano ciottoli di magmatiti attribuite al Plutone di Val Masino-Bregaglia, messo in posto 30 Ma fa. Lo spessore stimato per la Gonfolite arriva fino a 3000 m.

I materiali terrigeni, dapprima depositati in aree costiere, successivamente furono convogliati in massa verso maggiori profondità attraverso sistemi di *canyon*/solchi sottomarini che incidevano piattaforme strette ed allungate, e ridepositati in accumuli di materiali grossolani arrotondati, come i conglomerati di Como, che progradavano rapidamente verso il fondo, articolandosi in lobi arenacei. Seguì una successiva fase prevalentemente conglomeratica conseguente ad una ulteriore progradazione del sistema. Una locale limitata quarta sequenza (nel Varesotto), rappresentata da arenarie e peliti discordanti sui precedenti depositi, conclude il ciclo della Gonfolite nel Miocene medio-superiore. I fenomeni di rapida progradazione, rimaneggiamento e risedimentazione dei depositi ('cannibalizzazione'), attestano la presenza di un margine attivo, espressione di una catena a falde che si propaga rapidamente verso il bacino, con sovrascorrimento S-vergente del cuneo clastico sopra il substrato pre-oligocenico.

Una fase di raccorciamento, forse collegata con la precedente, è invece responsabile della formazione del *thrust* triumplino, il quale ha sollevato il basamento metamorfico del Massiccio delle Tre Valli Bresciane. Il basamento appare insinuato tra la linea della Val Trompia, posta a meridione, e la copertura permo-mesozoica, affiorante a N. Questa linea rappresenta l'emergenza di un piano di sovrascorrimento S-vergente inclinato a N che mette a contatto il basamento situato a tetto con il Servino posto a letto. Il lembo triumplino rappresenta l'affioramento più meridionale del Basamento Sudalpino delle Prealpi Lombarde (Massiccio delle Tre

Valli bresciane' di ARDIGÒ & BONI, 1952), ed è l'unico che compare nel Foglio 078-Breno.

Secondo CASTELLARIN *et alii* (2006a,b), il sovrascorrimento della Val Trompia sarebbe riferibile alla stessa fase di raccorciamento che ha prodotto l'analoga struttura della Valsugana (Fase della Valsugana), caratterizzata dal sovrascorrimento del Basamento sulla molassa serravalliana-tortoniana. Tale impulso avrebbe prodotto non solo la traslazione principale sinistrorsa responsabile della inflessione della Linea Periadriatica (Linea delle Giudicarie Nord, 8÷10 Ma, *fission track* su apatite), ma avrebbe anche prodotto una serie di piccoli sovrascorrimenti (testimoniati da *klippe*) lungo un corridoio insinuato tra la Linea delle Giudicarie Sud e l'asse Garda-Sarca.

Secondo i sopracitati Autori, la successiva Fase di convergenza Adriatica avrebbe agito a partire dal Messiniano, in connessione con le spinte derivate dall'attività di un fascio di linee tettoniche, con direzione NW-SE, incentrate sulla Linea Schio-Vicenza. Questa attività si sarebbe bloccata in corrispondenza del Corridoio Giudicariense, non interessando l'area lombarda. Ad occidente, lungo una fascia in destra Adige, dal M. Baldo a Bolzano, avrebbe portato alla formazione di pieghe e *thrust* inclinati a NW. Nel Veneto centrale, avrebbe causato la strutturazione del Montello (Pliocene sup. - Pleistocene) e la formazione della Flessura Pedemontana (Messiniano - Pliocene inf.).

Il quadro tettonico neo-alpino sovraesposto, calibrato prevalentemente per il settore a oriente della Linea delle Giudicarie, appare troppo schematico per le esigenze della Lombardia.

Come è noto, l'edificio montuoso alpino termina bruscamente in corrispondenza della pianura del Po, e per lunghi tratti ciò avviene attraverso una piega a ginocchio che nel Veneto prende il nome di Flessura Pedemontana (si veda ad esempio allo sbocco della valle del Brenta a Bassano del Grappa), mentre in Lombardia prende il nome di Flessura Frontale (si veda per esempio allo sbocco della Val Brembana). La similitudine geometrica porta a collocare la formazione di tali strutture nelle stesse Fasi tettoniche Neo-Alpine. Tuttavia dati geologici mostrano che la Flessura Veneta è tardiva (Fase Adriatica di CASTELLARIN *et alii*, 2006a,b) e collegata a spinte verso NW, mentre la Flessura Frontale Lombarda si correla cronologicamente con la compressione, a direzione NNE-SSW, responsabile della formazione del Bacino della Gonfolite.

Nel sottosuolo dell'alta pianura (BERSEZIO *et alii*, 2001; FANTONI *et alii*, 2004), la successione cenozoica, assimilabile alla Gonfolite, si raccorda alle strutture del Mesozoico affiorante. Essa appare organizzata in una fascia di embrici S-vergenti, larga 15 Km, parallela e contigua al margine sudalpino. Detti embrici si sviluppano in continuità con il fascio di pieghe della

Flessura, anche se scollati e ripiegati disarmonicamente rispetto al Mesozoico sottostante, in conseguenza del diverso comportamento reologico.

Esistono dati di perforazione i quali attestano che la deformazione Neo-Alpina della successione terziaria sepolta progradata verso meridione con continuità, interessando gli embrici nel Tortoniano e le strutture dell'area centro-padana nel Messiniano inferiore, dove la deformazione si va attenuando e gli embrici si evolvono in blande antiformali qui strutturate in armonia col substrato mesozoico.

Le strutture della successione cenozoica sono troncate da una marcata superficie erosionale e sigillate in discordanza da sedimenti fluvio-deltizi del Messiniano superiore (ghiaie di Sergnano) o direttamente dal Pliocene.

In età plio-quadernaria gli embrici di materiale cenozoico appaiono ritagliati e rideformati con vergenza di tipo appenninico.

Sulla base della discussione precedente, lo schema delle fasi tettoniche di CASTELLARIN *et alii* (2006a,b) va così modificato:

- (1) *Fasi Pre-Adamello di alta pressione*
Inizio del Cretacico (130 Ma?);
- (2) *Fasi Pre-Adamello sin-collisionali o Fasi Austroalpine*
Cenomaniano-Turoniano (90 Ma);
- (3) *Fasi Pre-Adamello post-collisionali prevalentemente tardo-cretaciche*
- (4) *Fasi Dinariche*
Eocene, confinate nel settore settentrionale ed orientale della catena;
- (5) *Fase della Gonfolite o Insubrica-Elvetica* }
Oligocene-Miocene;
- (6) *Fasi della Valsugana* } *Fasi Neo-Alpine Lombarde*
Serravalliano-Tortoniano (10 Ma);
- (7) *Fasi Adriatiche* }
Messiniano-Pliocene.

Nella Lombardia, le Fasi (5), (6) e (7) assieme possono essere considerate un *continuum*, identificabile col nome di Fasi Neo-Alpine Lombarde, di età Chattiano - Messiniano inferiore.

Riassumendo, nel settore orobico della catena compreso tra il Lago di Como a W e la Val Camonica a E, è possibile delineare un insieme di fasce strutturali con caratteristiche litologiche e cronologiche omogenee, estese in senso E-W, le quali si susseguono più o meno ordinatamente da N verso S, ringiovanendo. Non tutte sono ovviamente presenti nella limitata area del Foglio 078-Breno. Esse sono:

(a) Zona dei *Thrust* Orobici, embrici di Basamento Metamorfico varisco che costituiscono il tetto dell'edificio strutturale e si accavallano verso S sulle coperture tardo-paleozoiche lungo la Linea Orobica e sue vicarianti.

(b) Zona delle Anticlinali Orobiche, successioni terrigene, vulcaniche e vulcanoclastiche di età permo-triassico inferiore, che sovrastano ampi lembi di Basamento Metamorfico ercinico, co-deformate in grandi pieghe complesse, con associate foliazioni (D_3 *Auct.*) e zone di taglio-scorrimento. Verso S si incuneano al di sotto delle Unità Carbonatiche Alloctone, che formano la zona successiva.

(c) Zona delle Unità Carbonatiche Alloctone (UCA), provenienti da aree ubicate in origine alcuni chilometri a settentrione, una cintura di *thrust* variamente accavallati ed embricati tra loro, formata da successioni carbonatiche e terrigene di età triassica media e superiore, estesa per pochi Km in senso N-S. Verso S, i *thrust* sovrascorrono o si incuneano entro la successione stratigrafica che forma il Parautoctono Bergamasco e la successione della Culminazione Camuna. Una parte minore dei *thrust* delle UCA vanno riferiti agli eventi cretacici, mentre la parte preponderante va considerata di formazione post-Adamello. Questa zona caratterizza la parte settentrionale dell'area del Foglio 078-Breno.

(d) Zona del Parautoctono Bergamasco, una fascia in destra del F. Oglio caratterizzata da una complicazione strutturale minore rispetto alla zona precedente, espressa dal diradarsi delle superfici maggiori di scorrimento e da una minor frammentazione stratigrafica nell'ambito dei vari tasselli.

(e) Zona della Culminazione Camuna (DE SITTER, 1963), posta in sinistra del F. Oglio, e assimilabile al Parautoctono Bergamasco per stile deformativo, e con una copertura prevalentemente vulcano-clastica permo-triassica inferiore. In questa zona compare il lembo più meridionale del Basamento Metamorfico, portato in affioramento dal sovrascorrimento della Val Trompia che viene a giorno per un breve tratto nell'angolo SE del foglio.

(f) Zona della Flessura Frontale e delle successioni cretacicche piegate che caratterizzano il margine pedemontano bergamasco della catena. Essa raccorda la struttura alpina emersa con la struttura alpina sepolta sotto la Pianura Padana.

4. - CARATTERI GEOLOGICI E CONOSCENZE PREGRESSE RELATIVI ALL'AREA DEL FOGLIO

4.1 - BASAMENTO METAMORFICO

(a cura di A. Gregnanin e S. Racchetti)

Nell'area del foglio il Basamento Metamorfico affiora limitatamente e precisamente lungo il bordo meridionale della cosiddetta Culminazione Camuna. Il primo ad occuparsi delle metamorfite triumpline fu il grande SUESS (1869), che chiamò queste rocce '*Casanna Schiefer*'. Negli anni successivi, cenni agli scisti triumplini si trovano nei lavori di LEPSIUS (1878), ARTINI & MARIANI (1898), e VON BÜLOW (1918). Le prime ipotesi sui legami tra questi materiali e quelli di altri settori sudalpini si trovano già in SUESS (1869), il quale, sulla base del grado di ricostruzione metamorfica, distinse in Val Trompia gli Scisti di Edolo (più superficiali) e gli Scisti di Rendena (più bassi). Questa distinzione venne poi sposata anche da SALOMON (1908) e da CACCIAMALI (1930), ma rigettata da SALOMON (1928). Una affinità tra gli Scisti del Maniva con quelli di Edolo venne successivamente ravvisata anche da DAL PIAZ (1937).

Un elenco di litotipi affioranti nell'area del Maniva venne redatto da CACCIAMALI (1930): quarzofilliti, micascisti, cloritoscisti e gneiss. Ma la prima descrizione petrografica delle rocce triumpline venne fatta da BONI & BALCONI (1942), che rilevarono la presenza di filladi quarzifere, micascisti, argilloscisti e gneiss. Nelle Note Illustrative di BIANCHI *et alii* (1971), le rocce metamorfiche furono raggruppate sotto il nome di 'Gruppo dei Micascisti del Maniva', distinguendo (1) filladi quarzose cloritiche e micaceo-cloritiche granatifere talora passanti ad argilloscisti; (2) miscascisti muscovitici e/o muscovitico-biotitico-cloritici più o meno granatiferi; (3) paragneiss biotitici e biotitico-cloritici o a due miche, spesso granatiferi e anche zoisitici; (4) gneiss occhiadini. Gli Autori citano anche la sporadica comparsa di materiali blastomilonitici definiti 'Gneiss chiari'. Uno studio petrografico più dettagliato si trova nelle tesi di BREGOLI (1977), BONALUMI (1983) e BRIGNOLI (1984), nonché nel lavoro di GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN (1983).

In quest'ultimo, che riassume e perfeziona i lavori dei citati tesisti, vennero distinte; (1) filladi talora passanti a micascisti, con una matablastesi albitica più o meno pronunciata, raramente ad anfibolo; (2) filladi a cloritoide, una rarità litologica nell'ambito del Basamento Sudalpino di tutte le Alpi; (3) gneiss ad albite ed epidoto, talora vistosamente, ma irregolarmente, micro- e macro-occhiadini. Questi ultimi gneiss si segnalavano per la totale assenza di K-feldspato e per una marcata dissimilitudine dai paragneiss e dai porfiroidi presenti in altre zone dei terreni sudalpini. La sporadica presenza di quarzo con seni di corrosione e di albite a scacchiera, hanno spinto i due Autori a prospettare una derivazione da orizzonti di antiche vulcaniti andesitico-dacitiche.

Complessivamente si possono ravvisare affinità litologiche con i livelli filladici dei più settentrionali 'Scisti di Edolo' di SALOMON (1901), e con le filladi affioranti ad oriente della Linea della Giudicarie, la *Quartz-Phyllit* degli Autori dell'Impero Austro-Ungarico. Peraltro, le filladi a cloritoide sono state rinvenute solo a N di Bolzano (Val Sarentino), mentre terreni riferibili a porfiroidi compaiono sia in quest'ultimo settore, sia appena a meridione di Edolo.

I Vecchi Autori non hanno però definito il legame, né sotto il profilo tettonico, né sotto il profilo litologico, tra la *Brixner Quartz-Phyllit* e le rocce metamorfiche dei settori orobici occidentali, che è rimasto sospeso. LIBORIO & MOTTANA (1969) e MOTTANA & SCHIAVINATO (1973) per primi attribuirono il metamorfismo degli Scisti di Edolo all'Ercinico.

Circa l'età dei protoliti delle unità del Basamento Metamorfico Sudalpino centrale, sono apparsi recentemente nuovi dati che gettano finalmente una luce concreta su questo problema. In origine, l'unico contributo era di natura paleontologica e riguardava l'età di certi livelli degli Scisti di Edolo dell'area dell'Aprica (GANSSE & PANTIĆ, 1988) e delle filladi di Agordo (Belluno) (KALVACHEVA *et alii*, 1986). I primi avevano optato per una età non più vecchia dell'Ordoviciano e non più giovane del Siluriano; i secondi avevano stimato una età compresa tra il primo Cambriano e il Tremadociano. Gli Acritarchi agordini sono stati di recente ristudiati da VECOLI *et alii* (2008), che li hanno attribuiti al Cambriano superiore.

Un diverso approccio, di tipo geochimico, è stato invece usato da BERGOMI & BORIANI (2009, 2010). Esso è rivolto al settore Sudalpino centro-occidentale e ad una unica limitata unità dell'Austroalpino centrale. Si tratta di datazioni U-Pb effettuate su zirconi col metodo *SHRIMP*. I protoliti sedimentari sono risultati non più giovani del tardo Cambriano e non più vecchi dell'ultimo Proterozoico (< 1100 Ma). I protoliti degli ortogneiss granitoidi hanno rivelato età comprese tra 485 e 445 Ma; ciò è in accordo con la vasta massa di datazioni effettuate sugli ortogneiss dell'Austroalpino, ricadenti intorno a 440-450 Ma. I dati sui protoliti delle metabasiti sono contrastanti, ma l'età si può ragionevolmente confinare tra non più di 555 Ma e quella dei protoliti granitoidi.

Per quanto concerne l'evoluzione tettono-metamorfica del Basamento, essa è caratterizzato da tre fasi deformative D₁, D₂, D₃ (GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN, 1983). Le prime due sono tagliate dal conglomerato basale, e con molta probabilità sono da collocare negli eventi tettono-metamorfici antichi. Invece le 'coperture' sono interessate unicamente dalla D₃. Conseguentemente, la datazione delle sopracitate deformazioni è indiscutibile dal punto di vista geologico.

Per quanto concerne le ricostruzioni blastiche e le correlate foliazioni, va detto che la scistosità del Basamento è stata ampiamente strutturata nel corso della D_2 , seppure siano presenti significativi contributi blastici e strutturali riferibili alla D_1 . Pertanto la scistosità prevalente è la S_2 e le fasi blastiche principali sono, nell'ordine la M_2 e la M_1 . Nell'Austroalpino, queste fasi metamorfiche sono collocate in età ercinica. Per quanto concerne il Sudalpino alcune datazioni isotopiche su gneiss che in Val Trompia soggiacciono alle prime vulcaniti, attestate a 339 ± 8 Ma, (DEL MORO & HUNZIKER, ined. in CASSINIS, 1988), confermerebbero la stessa età.

Viceversa, alla deformazione D_3 , alpina, sono correlati effetti di ricostruzione blastica puntiformi e di importanza tessiturale secondaria, mentre va riferito ad essa la formazione di un clivaggio, prevalentemente un *crenulation cleavage*, mal distribuito a macchia, e visibile occasionalmente nelle cerniere delle pieghe D_3 . Questo clivaggio compare diffusamente anche nei terreni permiani e in parte in quelli sovrastanti, conferendo loro il tipico clivaggio delle ardesie (si veda capitolo V.4 Quadro attività estrattive).

4.2 - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-TRIASICA

(a cura di F. Forcella)

La stratigrafia delle coperture permo-triassiche affioranti ad occidente della Val Camonica meridionale venne revisionata magistralmente da ASSERETO & CASATI (1965). Successivamente, CASSINIS (1966a, 1966b) cominciò una revisione delle coperture permiane ad oriente del F. Serio. Nel lavoro di ASSERETO & CASATI (1965) è stata introdotta la nomenclatura litostratigrafica tuttora in uso, ed è stata delineata l'evoluzione paleogeografia del settore. La carta geologica di corredo, alla scala 1:25.000, copre un'ampia porzione del presente foglio. Essa venne utilizzata con le necessarie semplificazioni, per la redazione del Foglio 34-Breno alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970), nonché nella redazione della Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a S dell'Adamello alla scala 1:50.000 (BONI & CASSINIS, 1973).

Ad un esame anche superficiale del Foglio 34-Breno appaiono evidenti alcuni punti irrisolti che saranno affrontati in lavori successivi. Contributi riguardanti il ciclo deposizionale vulcanico e terrigeno del Permiano Inferiore del bacino triumplino (primo ciclo deposizionale permiano) si devono a PEYRONEL PAGLIANI & CLERICI RISARI (1973), CASSINIS *et alii* (1975), CASSINIS & PEYRONEL PAGLIANI (1976), CASSINIS (1988), CASSINIS & DOUBINGER (1991, 1992) e a molti altri Autori di cui si possono trovare i riferimenti bibliografici in monografie dedicate rispettivamente al limite Permiano-Triassico (CASSINIS, 1988), ai depositi continentali permiani

d'Europa (CASSINIS, 2000) e alla stratigrafia permo-mesozoica nell'area bresciana.

In tale complesso di contributi, è stata delineata la geometria a *semigraben* del bacino triumplino, con scarpata meno ripida sul lato occidentale (ricadente *pro parte* nell'area del Foglio 078-Breno) e la conseguente distribuzione asimmetrica dei prodotti ignei, delle tessiture dei depositi clastici, della zona di alimentazione delle torbiditi vulcanoclastiche intercalate alle litozone terrigene.

Il secondo ciclo deposizionale permiano, separato dal precedente da uno *hiatus* deposizionale con locale formazione di paleosuoli (WOPFNER, 1984), è rappresentato dal Verrucano Lombardo, equivalente dell'Arenaria di Val Gardena. Il Verrucano Lombardo, con riferimento ai caratteri tessiturali predominanti a granulometria decrescente verso l'alto, venne denominato 'Arenarie di M. Mignòlo' nel citato Foglio 34-Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970). È stato studiato da ORI *et alii* (1988), che lo suddivisero in due membri riferiti ad ambienti fluviali con caratteristiche che evolvono nel tempo, e da PEROTTI & SILETTO (1996), i quali ne valutarono gli spessori e ne definirono il significato paleogeografico-strutturale.

La nomenclatura del Triassico introdotta da ASSERETO & CASATI (1965) è stata successivamente perfezionata attraverso contributi dedicati a tematiche o intervalli stratigrafici più specifici. In tal senso, DE DONATIS & FALLETTI (1999) e SCIUNNACH *et alii* (1999) hanno meglio definito la successione stratigrafica del Triassico Inferiore, mentre DE DONATIS *et alii* (1991) e CASSINIS *et alii* (1997) hanno preso in esame soprattutto le mineralizzazioni a Fe-Mn, Ba, F presenti lungo discontinuità permiane riutilizzate come zone di traslazione durante le fasi alpine.

Studi paleomagnetici sulla successione anisica superiore, di cui due sezioni di campionamento sono ubicate nell'area del Foglio 078-Breno (a Contrada Gobbia e a La Baita), sono stati trattati da MUTTONI & KENT (1994). Questi hanno sottolineato la coerenza dei loro risultati con il segmento triassico della traiettoria di migrazione apparente del polo della placca africana, e con i risultati ottenuti da Autori precedenti su rocce permiane di natura vulcanica (HEINIGER, 1979) e terrigena (KIPFLER & HELLER, 1988).

Per quanto riguarda il Triassico Medio e Superiore, i contributi più significativi hanno riguardato lo studio delle litofacies al passaggio tra la piattaforma carbonatica dell'Esino ed il Bacino di Lozio in Val di Lozio (ROSSETTI, 1966b), con introduzione di ulteriori unità stratigrafiche (es. calcare di Pratotondo). Procedendo in ordine stratigrafico, BALINI *et alii* (2000), sulla base di determinazioni biostratigrafiche mediante ammoniti e conodonti, hanno riferito al Carnico basale gli strati sommitali della Formazione di Wengen sul versante occidentale del Pizzo Camino,

ritenendo quindi interamente riferibile al Carnico il sovrastante calcare di Esino del Pizzo Camino (cfr. Fig. 14 op. cit.). Per gli stessi Autori, in Val di Lozio la deposizione del calcare di Pratotondo sarebbe iniziata nel Ladinico superiore e sarebbe proseguita nel Carnico, in eteropia sia con la Formazione di Wengen che con il calcare di Esino, e sarebbe stato poi ricoperto dall'Argillite di Lozio nelle zone bacinali. Analoghe ricerche sulla successione Wengen-Esino del massiccio della Presolana non hanno dato risultati apprezzabili. L'evoluzione delle successioni carniche in Lombardia, con particolari riferimenti all'area del foglio, è stata dettagliata da GNACCOLINI & JADOUL (1988, 1990), JADOUL & GNACCOLINI (1991), GARZANTI *et alii* (1995), BERRA & JADOUL (2002). Questi ultimi hanno ascritto alla prosecuzione e rastremazione occidentale del Bacino di Lozio un orizzonte decametrico di peliti nere al tetto della Formazione di Breno del massiccio della Presolana, attribuito in precedenza alla formazione di Gorno; hanno altresì segnalato un successivo impulso trasgressivo evidenziato da un orizzonte bioclastico all'interno della formazione di San Giovanni Bianco. JADOUL *et alii* (1991) hanno proposto lo scorporo dalle 'breccie basali della Dolomia Principale' (*Auct.*) di una nuova formazione di età Carnico superiore, denominata Formazione di Castro Sebino; la sua località tipo è stata localizzata proprio al margine SW del foglio, ove però la sua base è di natura tettonica. Tale formazione, caratterizzata da una certa eterogeneità litologica che verrà dettagliata nel pertinente capitolo, è stata collegata con l'insorgere di una fase tettonica estensionale durante il Carnico sommitale, precorritrice della tettonica che provocherà l'articolazione della piattaforma norica, e preannunciante la fase di *rift* che articolerà, a più grande scala, il margine continentale passivo meridionale con conseguente apertura del braccio oceanico ligure-piemontese.

4.3 - ASPETTI STRUTTURALI

(a cura di F. Forcella)

L'area del Foglio 078-Breno può essere distinta in due parti, una meridionale corrispondente al Parautoctono, ed una fascia settentrionale costituita da una ampia porzione delle Unità Carbonatiche Alloctone. Il solco vallivo inferiore della Val Camonica, con direzione NE-SW, taglia diagonalmente l'area del foglio, per cui di fatto le Unità Carbonatiche Alloctone affiorano quasi del tutto in destra idrografica lungo il bordo settentrionale del foglio stesso. Il solco vallivo dell'Oglio ha andamento giudicariense, come molte importanti valli alpine, e nel Foglio 078-Breno risulta rettilineo. Ciò suggerisce una certa cautela nel correlare il fianco destro col sinistro, in quanto potrebbe esserci un certo dislocamento. Appare significativo il sollevamento del settore in sinistra idrografica, con la

scomparsa in corrispondenza del fondovalle camuno della Linea della Val Trompia e del Basamento ad essa collegato.

Il Parautocono Bergamasco, posto in destra idrografica dell'Oglio, è caratterizzato dall'assoluta prevalenza di formazioni appartenenti alla Successione Sedimentaria Sudalpina, la cui età è compresa tra il Permiano Inferiore (basso versante orografico destro della Val Camonica) ed il Triassico Superiore, culminando con la Dolomia Principale ed il Calcare di Zorzino nei dintorni del paese di Onore. Quantitativamente subordinate sono le rocce di tipo igneo, rappresentate da filoni di tipo andesitico datati radiometricamente 30-60 Ma e da piccoli corpi laccolitici di età ladinica affioranti nell'inciso della valle del Dezzo presso Angolo.

Diffusi ed estesi sono i depositi continentali post-Messiniano di vario tipo.

Da un punto di vista strutturale, il Parautocono è caratterizzato da un assetto geometrico nei suoi tratti generali più semplice di quello delle successioni affioranti a N; esso si distingue per la giacitura grossolanamente monoclinale (Fig. 4) lungo il versante camuno e nella bassa valle del Dezzo, ed è sezionato da faglie, la più importante delle quali risulta essere quella della Val di Supine. Secondo JADOUL & ROSSI (1982) e BERRA *et alii* (1991), la Dolomia Principale e le unità sovrastanti appaiono solo limitatamente smembrate da fenomeni di sovrascorrimento.

La giacitura monoclinale cambia pendenza a N della conca di Clusone arrivando a delineare un'ampia struttura sinclinalica. Il fianco settentrionale della sinclinale è caratterizzato dalla presenza di lembi di rocce della Formazione di Castro Sebino sovrascorse sopra la Dolomia Principale (BERRA *et alii*, 1991).

Il Parautocono descritto è delimitato verso N da sovrascorrimenti di importanza regionale: (a) nel settore occidentale, dalla Faglia di Clusone; (b) nel settore orientale, dall'emersione della superficie di sovrascorrimento dei *thrust* delle UCA affiorante in corrispondenza della fascia Corna Mozza – Corna Rossa – Borno – Ossimo – Malegno – Breno, ove interseca il fondovalle camuno.

A N delle linee tettoniche regionali citate, l'assetto tettonico delle Unità Carbonatiche Alloctone è caratterizzato da una geometria a pieghe e *thrust* che danno origine a sistemi di *duplex* di differente tipologia, descritti da FORCELLA (1988) e ripresi in FORCELLA & JADOUL (2000). La situazione strutturale risulta meglio delineata in destra idrografica della valle del Dezzo, con i noti *thrust* e *klippe* della Presolana, di Cima Timogno e del M. Ferrante e pieghe associate. La situazione strutturale risulta di più difficile comprensione in sinistra idrografica della valle del Dezzo, oltre che per la maggior diffusione della copertura boschiva, soprattutto per il diverso comportamento reologico delle unità ladino-carniche, passanti da facies di

piattaforma carbonatica (calcare di Esino, Formazione di Breno), a facies transizionali e bacinali (Formazione di Wengen, Argillite di Lozio). Il margine della piattaforma carbonatica è preservato con sufficiente continuità sul versante meridionale della Concarena e sul versante orientale del Pizzo Camino, mentre è espresso da affioramenti molto più frammentati e tettonizzati sul versante meridionale del Costone – Corna di S. Fermo, e al margine settentrionale della Corna Mozza.

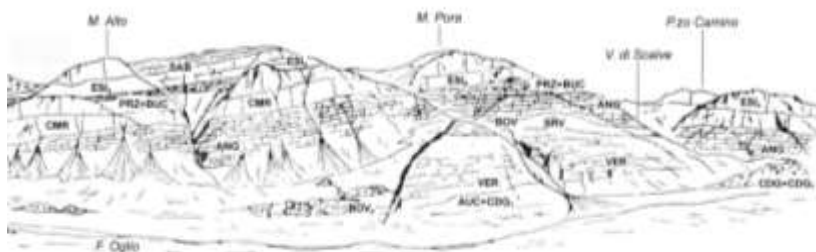


Fig. 4 - Successione sedimentaria permo-triassica in giacitura monoclinica lungo il versante occidentale della Val Camonica tra Costa Volpino e la confluenza con la Val di Scalve (visto dal versante opposto, lungo la strada che sale a Montecampione).

VER: Verrucano Lombardo; AUC: vulcanite di Auccia; CDG: Conglomerato del Dosso dei Galli, CDG₁:Membro della Pietra Simona; SRV: Servino; BOV: carniola di Bòvegno; BOV_g: gessi in lenti all'interno della carniola di Bòvegno; ANG: Calcare di Angolo; CMR: Calcare di Camorelli; PRZ: calcare di Prezzo; BUC: Formazione di Buchenstein; ESL: calcare di Esino; SAB: arenaria di Val Sabbia. Disegno A. RONCHI da Guide Geologiche regionali 'Alpi e Prealpi Lombarde' ed. BEMA.

Ad oriente della Val Camonica, nel settore SE del foglio, il Parautoctono Bergamasco trova un corrispondente nella successione della Culminazione Camuna, posta tra l'Adamello a N e il sovrascorrimento della Val Trompia a S. Questa Culminazione è caratterizzata da una giacitura grossolanamente monoclinale immergente verso NW, dislocata da faglie, conforme a quella descritta sul versante idrografico destro della valle. Il settore citato è prevalentemente caratterizzato da affioramenti del Basamento Metamorfico

Sudalpino e della sua copertura permo-triassica inferiore. All'estremità SE del foglio, la Culminazione è troncata dall'emersione della linea della Val Trompia, corrispondente ad un sovrascorrimento il cui piano immerge a NNW.

Le faglie principali nell'area della Culminazione sono generalmente strutture distensive permiane, in parte trasformate in faglie inverse durante le fasi compressionali alpine. Esse mostrano direzione prevalente NNW-SSE o NW-SE; tra queste si possono ricordare la faglia di M. Rosello (transtensiva con andamento da E-W a NW-SE, immersione verso NE e inclinazione rispettivamente da circa 40° a subverticale), la faglia di Foppa del Mercato, la faglia Alta Valle di Vesgheno - Castelletto di Cimosco e la faglia di Stabil Fiorito. A queste faglie principali sono associate varie strutture minori con andamento generalmente sub-parallelo, o comunque compreso tra NNW-SSE ed E-W. Nella zona attorno a M. Rosello e nel solco triumplino affiorano diffusi corpi intrusivi e subvulcanici, come verrà precisato nel seguito.

4.4 - PRODOTTI MAGMATICI

(a cura di A. Gregnanin)

I corpi magmatici presenti nel Foglio 078-Breno sono riconducibili a tre eventi.

(1) Il primo si manifesta nel Permiano Inferiore attraverso numerosi episodi, essenzialmente superficiali, che si sono svolti nell'intero periodo. In ambito geologico alpino, questo magmatismo si distingue in quanto responsabile della formazione della cosiddetta Piattaforma Porfirica Atesina, caratterizzata da una voluminosa produzione di ignimbriti riolitico-dacitiche. Per il Trentino si vedano i contributi chimici prodotti da BARGOSS *et alii* (1979), BARGOSS *et alii* (1982), BARGOSS *et alii* (1993a), BARGOSS *et alii* (1993b), D'AMICO & GHEZZO (1963), D'AMICO *et alii* (1969), D'AMICO (1979), DI BATTISTINI *et alii* (1988); per l'Alto-Adige si vedano BARGOSS *et alii* (1979), BRONDI *et alii* (1970), BRONDI & MITTEMPERGER (1974), D'AMICO *et alii* (1980), MITTEMPERGER (1958, 1962), MAROCCHI *et alii* (2008), MORELLI *et alii* (2007) e ROTTURA *et alii* (1998). In ambito lombardo, contributi petrografici sono presenti in PEYRONEL PAGLIANI (1965), PEYRONEL PAGLIANI & CLERICI RISARI (1973), in CASSINIS *et alii* (1975).

In un recente lavoro CASSINIS *et alii* (2008) hanno rivisto in particolare l'evoluzione del vulcanismo dal Permiano al Triassico nell'area delle Prealpi bresciane. Attualmente, questo poderoso evento magmatico viene distribuito in tre cicli: (a) il primo ciclo è confinato nel Permiano basale ed è rappresentato dai cosiddetti porfidi quarziferi inferiori, in pratica una serie di colate ignimbritiche (*pyroclastic flow*) che al massimo raggiungono una

potenza complessiva di 100 m; (b) il secondo ciclo, chiamato informalmente ciclo intermedio o *Dasdana beds*, è intercalato ai materiali superiori della Formazione di Collio (Membro della Val Dorizzo), ed ha tipicamente natura prevalentemente vulcanoclastica, con qualche 'flusso' piroclastico intercalato; (c) infine il terzo, è rappresentato dalla vulcanite di Auccia, costituita da numerose bancate di ignimbriti, sovrastate localmente da tufi, la cui potenza può raggiungere i 150 m.

Nel contesto delle manifestazioni magmatiche più vecchie si inserisce la messa in posto di modesti corpi intrusivi granitoidi e dioritoidi (FUCHS, 1868; GIUSEPPETTI, 1959; MARTINA, 1966; DE CAPITANI *et alii*, 1994). Nel Foglio 078-Breno sono rappresentati dalle masserelle di Val Novazza, la maggiore, e di quelle dell'attigua Val Torgola e della più lontana Val di Rango. L'unica età radiometrica disponibile, effettuata sulla prima delle tre attestata intorno a $271-274 \pm 4$ Ma (DE CAPITANI *et alii*, 1994), risulta un po' più giovane, per cause inerenti l'alterazione, di quelle dei porfidi quarziferi inferiori ($283 \pm 0,6$ Ma; SCHALTEGGER & BRACK, 1999a,b, 2007). Nonostante questa somiglianza di età, la prevalente natura leggermente più basica di quella dei classici porfidi, e soprattutto il rinvenimento nei porfidi di inclusi riconducibili a tali masse, consigliano di riguardarle a parte, per cui nel nuovo Foglio 078-Breno è stata distinta una litofacies collocata tra il conglomerato basale e i porfidi stessi. È ben noto che nelle Alpi compaiono corpi magmatici in parte debolmente foliati collocabili tra il tardo Carbonifero o il primo Permiano e talora troncati dal conglomerato basale.

(2) Il secondo evento magmatico caratterizza il Triassico, ed è ripartito principalmente in due periodi, uno di età Anisico superiore - Ladinico inferiore, l'altro di età ladino-carnica o carnica. Ha prodotto vulcaniti superficiali, filoni e qualche corpo subvulcanico stratoide o laccolitico di natura prevalentemente intermedia con caratteri da subalcalini ad alcalini. Già noto dall'800 (LEPSIUS, 1878), il magmatismo triassico ha attirato l'attenzione dei geologi dopo l'avvento della teoria della Tettonica delle Placche, a causa della sua collocazione geodinamica. Le ipotesi espresse sono le seguenti: (a) legame ad un fenomeno di *rifting* anorogenico (FERRARA & INNOCENTI, 1974; DIETRICH, 1976a,b; BECHSTÄDT *et alii*, 1978; CASSINIS & ZEZZA, 1982; BRANDNER, 1984); (b) legame ad un fenomeno subduittivo triassico legato alla chiusura della Paleo-Tetide in atto ad E del Sudalpino e delle Dinaridi (prime fasi dell'orogenesi cimmerica di STAMPFLI, 1996 e 2000, e di ZIEGLER & STAMPFLI, 2001) (RAU & TONGIORGI, 1982; LUCCHINI *et alii*, 1982; CASTELLARIN *et alii*, 1988; ARMIENTI *et alii*, 2003, CASSINIS *et alii*, 2008); (c) legame con un ambiente di retroarco senza riferimento a subduzioni in atto (MARINELLI *et alii*, 1980); (d) legame con un affossamento nel mantello della crosta sialica inferiore scollata da quella superiore (CASTELLARIN *et alii*, 1980; PISA *et*

alii, 1980); (e) fusione triassica in ambiente distensivo di un mantello modificato nel corso della subduzione legata all'orogenesi ercinica (CRISCI *et alii*, 1984).

I contributi geochimici su questo magmatismo si devono in special modo a CRISCI *et alii* (1984), e, per l'area del foglio, a CASSINIS & ZEZZA (1982) e ARMIENTI *et alii* (2003). Aspetti geologici-vulcanologici sono stati approfonditi anche da CORAZZATO *et alii* (2001) e da CORAZZATO & GROPELLI (2004).

Per la zona del M. Muffetto (CASSINIS & ZEZZA, 1982) hanno definito il carattere intrusivo dei corpi magmatici, il chimismo calcocalcino alto in K e le età radiometriche di 231 ± 5 Ma (M. Muffetto) e 226 ± 4 Ma (Dosso Sparviero) (Rb/Sr su roccia totale e biotite). CORAZZATO *et alii* (2001), CORAZZATO & GROPELLI, (2004) e ARMIENTI *et alii* (2003) hanno studiato in dettaglio la stessa zona del M. Muffetto elaborando una 'carta geologica prototipale' nell'ambito dell'Accordo di Programma SGN-CNR (ARMIENTI *et alii*, 2001); hanno istituito il 'Gruppo di Montecampione', entro il quale hanno distinto varie unità e membri, messi in posto entro la successione permo-triassica a modesta profondità. Per quanto riguarda l'affinità geochimica e l'ambiente geodinamico in cui il magma si sarebbe generato, sono state sottolineate le divergenze tra le interpretazioni date dai vari Autori che si sono occupati localmente di questo magmatismo triassico. La geochimica delle terre rare ha suggerito un magmatismo tipico di una zona di retroarco, ritornando così a modelli regionali già sostenuti in precedenza da altri Autori (MARINELLI *et alii*, 1980; CASTELLARIN *et alii*, 1988), non unanimemente accettati. Le vulcaniti della Val d'Angolo non sono state oggetto di studi specifici fino a questo momento.

(3) Il terzo evento magmatico si colloca nel Cenozoico, attraverso la messa in posto del Batolite dell'Adamello ($42 \div 29$ Ma BP, CALLEGARI, 1985; DEL MORO *et alii*, 1985a, 1985b; MACERA *et alii*, 1985) e del corteo filoniano ad esso legato, nonché attraverso l'intrusione di altri filoni cenozoici di età più vecchia di quella del Batolite (si vedano CASATI *et alii*, 1976; BECCALUVA *et alii*, 1983; ZANCHI *et alii*, 1990; FANTONI *et alii*, 1999).

BECCALUVA *et alii* (1983) hanno delineato un *trend* geochimico da tholeiitico a calcocalcino alto in K, ed a shoshonitico, spostandosi dal margine sudalpino orobico verso NW. I dicchi andesitici di età alpina presenti nella zona della Presolana sono stati datati da ZANCHI *et alii* (1990) ottenendo età di 64 ± 1.1 Ma e 63.5 ± 1.3 Ma (K/Ar rispettivamente su mesostasi e orneblenda), precedenti quindi l'età di messa in posto delle più antiche rocce intrusive dell'Adamello. La loro geometria intersecante una superficie di accavallamento tettonico costituirebbe un vincolo cronologico per la datazione delle fasi compressive delle unità presenti nell'area del

foglio. Età più recenti (40-50 Ma) (K/Ar e Ar/Ar, roccia totale e orneblenda) sono citate in FANTONI *et alii* (1999). L'età delle rocce più antiche del massiccio dell'Adamello, che si affaccia all'estremo margine NE del foglio, sono indicate in 42 Ma da DEL MORO *et alii* (1983).

4.5 - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

(a cura di C. Ferliga)

4.5.1. - Autori precedenti

Contrariamente alle successioni pre e sinorogeniche, ampiamente indagate per almeno due secoli, i depositi continentali neogenico-quadernari hanno attirato l'attenzione dei geologi solo in tempi relativamente recenti, tranne in alcuni casi particolari, in genere legati alla presenza di giacimenti fossiliferi.

Scarse sono le indicazioni di dettaglio reperibili nella cartografia geologica di base (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954, 1970), ove ci si limita per i depositi glaciali alla distinzione delle tre glaciazioni "classiche", mentre i depositi alluvionali vengono suddivisi in recenti e antichi, in genere in base al terrazzamento; vengono altresì segnalati solo alcuni dei litosomi conglomeratici di maggior spicco, in genere attribuiti al cosiddetto "Villafranchiano".

Analogo approccio mostra la carta di ASSERETO & CASATI (1965), dedicata precipuamente alle unità del cosiddetto "substrato", così come la carta di BONI & CASSINIS (1973).

Non supportato da cartografia è invece il lavoro di CHARDON (1975) dedicato ai depositi delle Prealpi meridionali. Esso focalizza in particolare le tematiche relative ai terrazzi modellati su conglomerati alluvionali, presenti nel settore fra il Passo della Presolana e Rovetta, che vengono attribuiti ad una fase deposizionale "villafranchiana", seguita da più cicli di erosione e modellamento successivi.

Solo alla fine degli anni '80 del secolo scorso inizia - relativamente alla porzione bergamasca del foglio - un'analisi di dettaglio della successione sedimentaria continentale, esaminata con criteri stratigrafici a scala di singolo bacino, che sfocierà nella carta geologica in scala 1:50.000 edita dalla Provincia di Bergamo (JADOUL *et alii*, 2000). In essa viene evidenziato come i depositi sino ad allora attribuiti all'ultima avanzata glaciale (Würm *Auctorum*), appartengano invece a più fasi, riunite provvisoriamente nel Complesso dell'Oglio esteso ad un generico Pleistocene medio e superiore (FERLIGA *et alii*, 2000); la scelta di privilegiare le facies nella sintesi cartografica, accorpando invece unità successive, rende però pressoché illeggibile la complessità stratigrafica dell'area, facendo apparire coevi corpi

sedimentari legati invece a fasi di avanzata glaciale nettamente separate fra loro da grandi fasi di erosione e pedogenesi. I depositi conglomeratici terrazzati presenti fra Castione e Rovetta vengono interpretati come legati a più cicli di deposizione nel corso del Pleistocene, intervallati da fasi di erosione; il carattere preliminare delle indagini non ha permesso però di distinguere compiutamente i corpi più antichi e geometricamente più alti da quelli più recenti e di correlarli adeguatamente: essi vengono quindi suddivisi in due grandi complessi (Complesso di Castione e Complesso di Bratto) che accorpano in realtà sedimenti appartenenti a cicli diversi. Ridotti sono i dati per la Val di Scalve, ove viene tentata una prima lettura del complesso riempimento sedimentario che la caratterizza, appoggiandosi però solo a dati di tesi inedite.

Da segnalare infine la pubblicazione di una Carta Geologica dei depositi dell'anfiteatro Oglio-Borlezza, in scala 1: 15000, derivata dai rilevamenti condotti dal 1989 al 2006 nell'ambito della Carta Geologica della Provincia di Bergamo, di tesi di laurea inedite e successivamente del progetto CARG (FERLIGA & BINI, 2007); essa si estende all'intera Val Borlezza sino allo sbocco nel Lago d'Iseo, e rappresenta in dettaglio le unità distinte nel presente foglio e nel limitrofo Foglio 077-Clusone.

Nella porzione bresciana del foglio i lavori di carattere generale appaiono invece assenti.

Nell'ambito delle analisi a scala locale, la bassa Val Borlezza si configura come area di interesse geologico precoce, a causa dei depositi lacustri di Piànico-Sellere, noti sin dall'inizio dell'800 per il ricco contenuto paleontologico, comprendente grandi vertebrati, pesci e resti di piante. Le analisi sulla successione del paleolago (RAVAZZI, 2007, per una bibliografia esaustiva) vertono sia sulle faune e flore fossili, sia sulla sua genesi ed età. Ritenuta infatti sino a qualche decennio fa come "il miglior esempio dell'interglaciale Riss-Wurm a S delle Alpi" (LONA & VENZO, 1956), essa è stata oggi suddivisa in due unità incassate l'una nell'altra, di cui la più antica (formazione di Piànico, RAVAZZI, 2003) non appoggia su depositi glaciali. L'individuazione di due orizzonti di *tephra*, intercalati entro la parte mediana della prima, ha permesso una datazione attorno a 780000 anni BP (PINTI *et alii*, 2001).

Sempre nell'ambito degli studi di dettaglio, vanno ricordate le datazioni ¹⁴C proposte da OROMBELLI (1987) per la deglaciazione post-LGM della Val Camonica.

4.5.2. - *Inquadramento fisiografico e geomorfologico*

L'ampio solco della valle del fiume Oglio - o Val Camonica - scende con fondo subpianeggiante da 300 m s.l.m. a N di Breno sino ai 185 m della sponda del Lago d'Iseo a S, separando due aree prevalentemente di media e

alta montagna, con quote che raggiungono i 2521 m (Pizzo della Presolana) nel settore nord-occidentale e i 2207 m (M. Crestoso) in quello sud-orientale. La valle si è probabilmente incisa in corrispondenza di lineamenti tettonici ad andamento giudicariense, marcando la separazione fra due settori con assetto geologico-strutturale radicalmente diverso, e tale carattere originario si riflette sull'evoluzione e sul modellamento del paesaggio successivi all'emersione del territorio.

Il settore nord-occidentale è infatti caratterizzato dalla presenza di rocce della successione carbonatica triassica, organizzate in un complesso edificio a pieghe e *thrust* variamente dislocati da faglie successive.

Litologie e assetto strutturale condizionano qui pesantemente il modellamento del paesaggio, dando luogo a versanti più o meno acclivi - sino a pareti subverticali - in funzione dell'erodibilità dei litotipi presenti, e guidando l'impostazione dei principali solchi vallivi o di segmenti di essi.

Molto caratteristiche sono inoltre le forme sviluppate sulle unità carbonatiche ladiniche, sia sulle superfici attualmente esposte (campi solcati, doline ed inghiottitoi), sia entro l'ammasso roccioso, con sviluppo di sistemi carsici profondi; ben noto è ad esempio l'altipiano fra il Pizzo della Presolana e il monte Ferrante, denominato "Mare in burrasca" per la superficie tormentata da varie e diffuse forme carsiche.

Nel settore sud-orientale invece affiorano prevalentemente rocce silicatiche del basamento e della successione permiana, dissecate da famiglie di grandi fratture lungo le quali si concentrano dislocazioni e movimenti minori legati all'azione della gravità.

L'area del foglio è in gran parte di pertinenza del grande bacino idrografico dell'Oglio (Fig. 5); oltre all'asse vallivo principale (Val Camonica), esso comprende in questo tratto due estesi bacini secondari, affluenti in destra idrografica, con una ben precisa individualità fisiografica e geologica, tanto da meritare una trattazione separata: il bacino del Dezzo e il bacino del Gera-Valeggia-Borlezza.

La porzione sud-orientale del foglio, oltre lo spartiacque camuno, è drenata invece da corsi d'acqua affluenti nel Mella, il cui bacino (Val Trompia) si sviluppa nei limitrofi Fogli 079-Bagolino e 099-Iseo; una ridotta porzione di territorio nell'angolo nord-occidentale, infine, appartiene al bacino idrografico del fiume Serio.

Oltre alla partizione sopradetta, relativa alla fisiografia attuale, occorre tenere conto dell'estesa e diffusa presenza, nel settore carbonatico nord-occidentale, di corpi sedimentari continentali "vecchi" - di età presumibilmente neogenica sino al Pleistocene inferiore - e non in equilibrio con la topografia attuale. In alcuni casi si tratta di veri e propri segmenti di paleovalli conservati in posizione di cresta, quindi non ricollegabili in alcun modo alla situazione presente; in altri casi i litosomi, pur inseriti entro una

fisiografia confrontabile con quella attuale, sono legati a corsi d'acqua di cui non è più possibile determinare il bacino di recapito. Essi suggeriscono assetti del territorio completamente diversi da quello odierno ma, data la frammentarietà delle testimonianze conservate, appare impossibile delinearne con precisione i contorni.



Fig. 5 - Schema dell'area del foglio con evidenziati (tratteggio giallo) gli spartiacque dei bacini idrografici principali (Serio, Oglio, Mella) nonché quelli (puntinato giallo) dei due grandi bacini secondari descritti in dettaglio (Dezzo, Gera-Valeggia-Borlezza); in azzurro l'estensione dei ghiacciai durante l'ultimo massimo glaciale (LGM).

Supersintema della Selva di Clusone, sintema di: 1) Val Sedornia, 2) Valzurio; supersintema dei Laghi, sintema di: a) Pizzo Olone, b) Valle dell'Ombra, c) Corna S. Fermo, d) Pizzo Camino, e) Ezendola, f) M. Muffetto, g) Rosello, h) Vaccaret, i) Val Gabbia, l) Stabilfiorito, m) Silter di Campolungo; supersintema di Scalve, sintema di: A) Pian di Vione, B) Ferrante, C) Gleno, D) Valle del Vo, E) Cimone della Bagozza, F) Lifretto, G) Malga Alta di Voia, H) Malghe del Negrino. a): supersintema del Mella.

Dato che gli eventi che hanno modellato il territorio fanno parte integrante dei complessi cicli di deposizione delle unità continentali neogenico-quaternarie, ben definibili solo a scala di singolo bacino, i lineamenti morfologici principali saranno di seguito esaminati in riferimento al più ampio quadro dei lineamenti geologici, nonché separatamente per ogni

bacino idrografico, a partire dal margine occidentale del foglio stesso. Le unità conglomeratiche presenti nel settore carbonatico dell'attuale bacino dell'Oglio, ma deposte entro paleobacini idrografici non più ricostruibili compiutamente, verranno trattate in un raggruppamento a sè stante - unità non riferibili alla fisiografia attuale - esaminando via via le successioni presenti entro i singoli settori.

4.5.3. - *Bacino del Serio*

Nell'ambito del foglio appartengono al bacino del Serio la valle dell'Ogna e una porzione della Val Sedornia. Ambedue affluenti di sinistra, esse si presentano come incisioni relativamente strette, che risalgono rapidamente per aprirsi a quote superiori ai 1400 m in testate ampie ed articolate. Mentre i versanti e il fondovalle sono prevalentemente modellati dall'azione della gravità, e secondariamente da quella erosiva del corso d'acqua, nella parte alta diviene sensibile il modellamento glaciale. Ambedue le vallate sono state infatti occupate durante il Pleistocene da ghiacciai che nelle fasi di massima aggradazione probabilmente confluivano in quello principale. Durante l'ultima glaciazione invece erano presenti solo lingue glaciali locali di spessore esiguo, le cui fronti si arrestavano a quote relativamente elevate, prima del restringimento del fondovalle (Fig. 5: 1, 2). Esse non presentano alcuna relazione con il ghiacciaio principale del Serio (supersintema della Selva di Clusone: sintema di Martorasco), che occupa un asse vallivo distante oltre sette Km in linea d'aria; i loro depositi vengono quindi attribuiti ai distinti sintemi di Valzurio e di Val Sedornia, cartografati per motivi di semplificazione come supersintema della Selva di Clusone indistinto.

4.5.4. - *Bacino dell'Oglio: la Val Camonica*

Entro il foglio, il bacino dell'Oglio è caratterizzato dall'ampio solco vallivo del corso d'acqua principale, a decorso NE-SW, noto anche come Val Camonica. Esso presenta versanti acclivi che si innalzano rapidamente di quota e fondo piatto, costituito da un riempimento di sedimenti di natura e spessore non noti, suturato da sedimenti alluvionali olocenici. Entro tale solco confluisce una serie di valli laterali disposte in gran parte secondo direttrici circa ortogonali, la cui impostazione è di probabile controllo tettonico (valle del Gera-Valeggia-Borlezza, Val di Supine, bassa valle del Dezzo, valle del Trobiolo, valle del Lanico in destra idrografica; valle di Gratacasolo, valle di Artogne, valle del Re di Gianico, valle della Grigna fra Bienno e il margine orientale del foglio, in sinistra).

Nel tratto settentrionale il fondovalle presenta una stretta in roccia fra Breno e Cividate Camuno, per poi aprirsi alla confluenza col torrente Grigna. Qui, e più a S presso Darfo-Boario, dalla superficie pianeggiante dei

sedimenti alluvionali recenti emergono grandi dossi allungati modellati sui carbonati dell'Anisico (Bienna) e sul Verrucano Lombardo (Darfo) dall'azione del ghiacciaio che ripetutamente ha occupato la valle.

La presenza del grande ghiacciaio camuno è uno dei tratti salienti in un territorio che entro la fascia altimetrica medio-bassa ha conservato scarse e isolate testimonianze di depositi conglomeratici alluvionali. Lo spessore della massa di ghiaccio, alimentata dalla regione dell'Adamello (Foglio 058-Monte Adamello) e in contatto con il ghiacciaio dell'Adda attraverso il Passo dell'Aprica, era tale da permettere che la fronte giungesse sino alla pianura anche durante l'ultima glaciazione, costruendo nel corso del Pleistocene il grande anfiteatro morenico della Franciacorta (Foglio 099-Iseo, Foglio 098-Bergamo).

Depositi glaciali sono presenti ogni qualvolta ripiani o gradonature del versante ne abbiano consentito la conservazione, sino a quote comprese tra i 1400 m sopra Berzo e i 1240 m sopra Lovere; soprattutto sul versante sinistro si osservano anche per i corpi più antichi e alti forme ben evidenti, con cordoni morenici laterali in netto rilievo (Malga Lazzaretto e ripiano a NE di questa) (Fig. 6) o, allo sbocco delle valli tributarie, grandi cordoni depositi dai ghiacciai locali che confluivano in quello principale (Prati di Preottone sopra Pian Camuno).



Fig. 6 - Località Malga Lazzaretto: cordone morenico laterale conservato sul versante sinistro attorno a q. 1380 (foto Ferliga).

Ad eccezione delle valli del Gera-Valeggia-Borlezza e del Dezzo, le valli laterali presenti in destra idrografica appaiono relativamente brevi, anche se altrettanto articolate. Durante le avanzate glaciali, il ghiacciaio camuno penetrava profondamente in esse, ricevendo l'apporto dei ghiacciai locali: sia la valle di Borno che quella di Lozio sono infatti colmate da una potente successione di sedimenti glaciali e alluvionali ad essi intercalati; nella valle di Borno, durante le fasi di massima espansione, il ghiacciaio camuno arrivava a sopravanzare ampiamente la sella della Croce di Salven, colando entro la limitrofa Val di Scalve.

Le valli del versante sinistro invece si insinuano profondamente entro i versanti del massiccio del Monte Muffetto - Monte Crestoso, ramificandosi in numerosi affluenti. In particolare la Valle dell'Inferno e la valle della Grigna, ambedue a decorso SW-NE, presentano un corso inferiore profondamente incassato e tortuoso, con versanti fortemente acclivi, mentre si aprono alla testata in una serie di ampie conche poste sopra i 1800 m di quota. Durante le glaciazioni pleistoceniche esse ospitavano lingue glaciali locali, che però, a differenza di quanto accadeva nelle valli più meridionali (valli di Artogne, del Re e di Gratacasolo), non riuscivano a raggiungere la valle principale, a causa del restringimento che esse presentano nella parte distale.

Nel corso delle glaciazioni più recenti, il ghiacciaio doveva attestarsi a quote inferiori, entro una fascia altimetrica in cui i versanti presentano sovente pareti ripide e non adatte alla deposizione di sedimenti; in molti tratti inoltre l'intero versante è stato interessato da successivi fenomeni di scivolamento di materiali e/o frana o appare ribassato per gravità. Risulta quindi difficile distinguere le evidenze dell'ultima avanzata glaciale rispetto a quelle immediatamente precedenti. Un buon allineamento – seppure interrotto da vaste porzioni prive di testimonianze conservate *in situ* - di dossi morenici e grandi accumuli di erratici poco alterati si trova fra q. 1060 presso Astrio e q. 450 presso Lovere; al di sotto di tale allineamento anche ripiani e dossi non presentano tracce di cordoni morenici o accumuli di erratici significativi per individuare un margine glaciale. Durante questa fase, l'ultima di cui si abbia evidenza certa, il ghiacciaio si attestava sui 1090 m s.l.m. sopra Astrio e a S del Pizzo Alto (colle quotato 1101); scendeva quindi attorno ai 1000 m sopra il Dosso della Regina, a q. 770 m alle Piazze di Artogne, 700 m attorno a San Vigilio, 580 m sopra Sonvico e sopra Costa Volpino, 450 fra Lovere e Sellere; la valle laterale destra del torrente Trobiolo doveva risultare quindi sbarrata, e questo giustifica il riempimento di sedimenti terrazzati presente allo sbocco, sotto l'abitato di Ossimo. Le quote individuate appaiono coerenti con quelle dei depositi dell'ultima avanzata glaciale affioranti sia immediatamente a N del foglio

sia immediatamente a S; in base a tale correlazione geometrica, i depositi vengono quindi attribuiti al sintema di Cantù (supersintema dei Laghi).

Durante l'ultima avanzata glaciale, tutte le principali valli laterali ospitavano apparati glaciali locali, annidati alle quote maggiori. Dato che essi non sono mai entrati in coalescenza col ghiacciaio principale, vengono definiti come singoli sintemi, accorpati cartograficamente entro il supersintema dei Laghi indistinto per motivi di semplificazione.

L'altro grande fattore di modellamento del territorio è la gravità.

Sul versante destro, il settore fra Lovere e Bossico appare segmentato da trincee e contropendenze, e il margine dell'altipiano fra Bossico e il Monte di Lovere risulta nettamente troncato; tra Lovere e Branico, un grande corpo di frana ribassa le unità della successione anisico-carnica - probabilmente già disarticolate lungo lineamenti tettonici minori - dando luogo ad una morfologia dirupata che intacca profondamente il versante, e ad un ben riconoscibile accumulo sotto il livello del lago; tutt'ora in movimento è inoltre il grande corpo di frana entro l'abitato di Lovere. Presso Castelfranco e a monte di Rogno, i grandi valloni dalla testata semicircolare, a cui corrisponde allo sbocco un conoide ripido costituito da diamicton massivi a blocchi, sono da attribuirsi a grandi frane che hanno coinvolto nel corso del Pleistocene porzioni dell'ammasso roccioso con elevata concentrazione di famiglie di fratture.

In corrispondenza delle litologie carbonatiche più competenti, infine, si sviluppano estese fasce di detrito ai piedi delle pareti. In particolare fra Castelfranco e San Vigilio è conservato un piastrone di depositi di versante cementati, sospeso rispetto alla valle attuale ed attribuito pertanto al Gruppo del Culmine; analogamente presso Erbanno i canali del Monte Altissimo hanno alimentato la fascia di diamictiti da trasporto in massa troncate da una scarpata di oltre 40 m, presenti alle spalle dell'abitato (gruppo del Culmine, unità di Erbanno).

Tutto il versante sinistro è caratterizzato da estese deformazioni gravitative profonde (DGPV), evidenziate da esemplari sequenze di creste sdoppiate sui crinali compresi fra la valle di Artogne e la valle del Re, e da serie di fratture e diaclasi aperte entro il Verrucano Lombardo della zona compresa fra Dosso delle Plagne e Dosso della Regina; in quest'ultimo caso, le profonde trincee presenti alle quote inferiori trancano le superfici rocciose levigate e montonate dal ghiacciaio, mentre la superficie interna non presenta tracce di rimodellamento glaciale nè tanto meno depositi glaciali significativi, elemento questo che induce a ipotizzare un'attività anche in epoca recente, postglaciale.

Entro questi lineamenti maggiori, si individuano poi grandi porzioni di versante collassato, con localizzate frane di dimensioni minori, come nella zona fra Vissone e Artogne e sopra Gianico. Lungo il piede di tutto il

versante sono presenti inoltre, allo sbocco dei valloni, ampi e ripidi conoidi costituiti da diamicton massivi ricchi in blocchi di dimensioni sino a metriche, messi in posto ad opera di trasporto in massa durante eventi a carattere catastrofico; particolarmente interessante è il conoide del torrente Rovinazza, presso Darfo, la cui messa in posto nel 1471 ha coinvolto e pressochè cancellato l'antica frazione di Montecchio, successivamente ricostruita più a N (BERUTTI, 1998; COSTA & FRATTINI, 2000).

All'estremo meridionale del foglio, la Val Camonica termina entro il Lago d'Iseo. Fra Costa Volpino e Pisogne il fiume Oglio costruisce un'ampia piana paludosa, oggi parzialmente bonificata, che prosegue nel prodelta sommerso. Quest'ultimo scende rapidamente sino a 160 m s.l.m., per poi raccordarsi gradualmente al fondo del lago; in questo secondo tratto, lo studio geofisico del fondale ha evidenziato la presenza di grandi canali sommersi legati a correnti di torbidità (BINI *et alii*, 2007).

4.5.5. - *Bacino dell'Oglio: valle del Gera-Valeggia-Borlezza*

Come suggerisce il nome stesso del corso d'acqua, il bacino attuale del Gera-Valeggia-Borlezza, tributario di destra dell'Oglio, appare costituito da due porzioni distinte (Fig. 7) - ciascuna caratterizzata da evoluzione e modellamento peculiari - raccordate da una netta curva del corso d'acqua, che tronca verso oriente l'ampia depressione trasversale nota in letteratura come "bacino di Clusone" (CHARDON, 1969).

4.5.5.1. - La valle del torrente Gera

L'alto corso del torrente, denominato Gera, si sviluppa a partire dal Monte Pora e assume decorso NE-SW, condizionato dall'orientazione di una delle direttrici tettoniche principali dell'area, la cosiddetta "faglia di Clusone". Modellato nella successione carbonatica ladinico-norica, il territorio è caratterizzato da una marcata asimmetria dei versanti, che ne riflette la complessa storia geologica.

Lungo il versante settentrionale infatti, alla base della cresta principale che dal Pizzo della Presolana scende verso il M. Valsacco, spicca un allineamento di cime e culminazioni separate dalla cresta stessa da nette contropendenze, che sottolineano l'andamento della faglia di Clusone.

Parallelamente a tale allineamento, si sviluppa una fascia caratterizzata dalla presenza di più cicli di depositi alluvionali e di versante da fortemente cementati sino a litificati, nonché carsificati in falda. I singoli litosomi appaiono smembrati dal modellamento successivo, tanto da risultare di incerta pertinenza paleogeografica, e sospesi sul fondovalle attuale da 100 sino a 500 m; essi rientrano quindi nell'ambito delle "unità appartenenti a paleobacini" che verranno inquadrare in dettaglio in seguito (Fig. 8).

La dinamica recente di questo settore è caratterizzata invece dall'estesa azione della gravità, che ha rimodellato i versanti ribassandone intere porzioni come si osserva ad esempio a E di Poerza (loc. Brugai, in: IGM 1:25.000, tav. 34 IV SW, Rovetta, ed. 1974), provocando frane di crollo e causando l'aggradazione di estese falde di detrito alla base delle pareti del versante S del Pizzo della Presolana.

Nel settore tra Poerza e Bratto, i torrenti locali superano il gradino morfologico costituito dalle unità conglomeratiche più antiche, scavandosi strette e profonde forre ad andamento circa meridiano, spesso terminanti con un salto in roccia.

Il fondovalle dell'attuale Gera, posto attorno agli 800 m di quota presso Tede, scende gradatamente sino ai 600 m s.l.m. in corrispondenza di Poerza; esso riceve principalmente gli apporti detritici del versante sinistro, modellato su dolomie noriche profondamente tettonizzate e spesso in erosione accelerata. Tutto questo comparto meridionale è modellato a quote mediamente più basse di quello settentrionale, risultando geometricamente incassato rispetto a quest'ultimo.

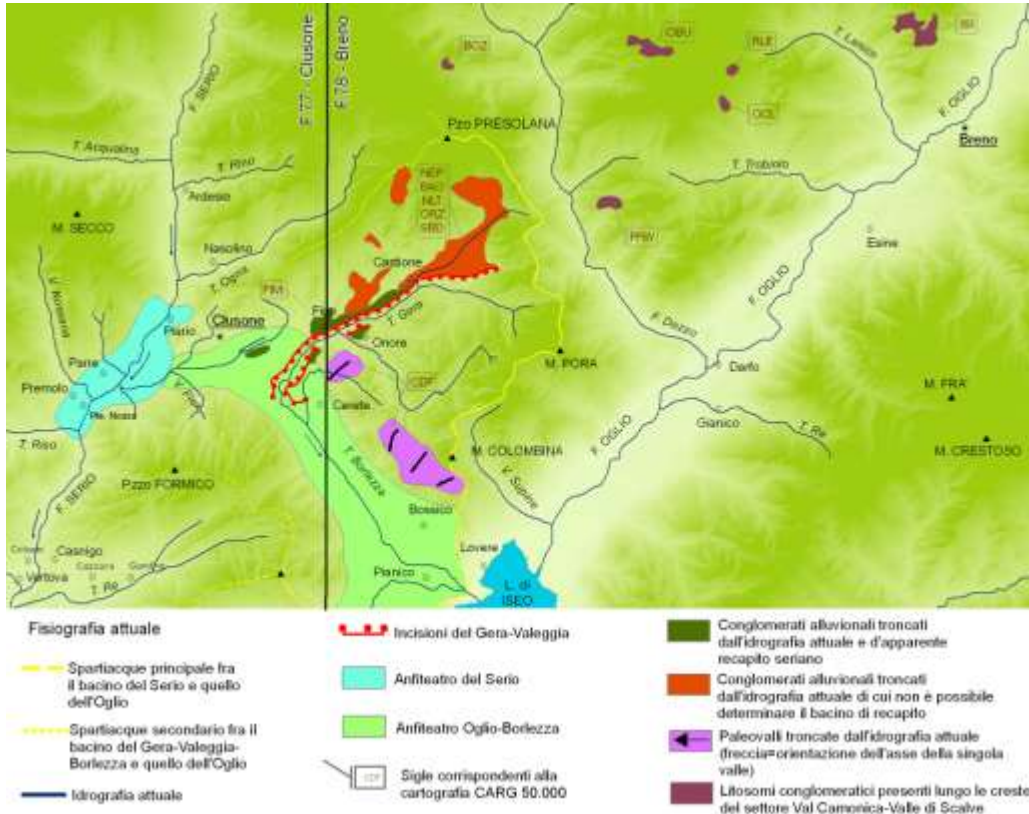


Fig. 7. - Schema paleogeografico del settore compreso tra il bacino del Serio e il bacino dell'Oglio. Foglio 077-Clusone a sinistra, Foglio 078-Breno a destra; il bacino del Gera-Valeggia-Borlezza attuale appare nettamente suddiviso in due tratti a diversa orientazione, raccordati da un'ampia curva ad angolo retto. Entro il Foglio 078-Breno sono presenti inoltre depositi continentali antichi di cui non è più possibile ricostruire il bacino idrografico di pertinenza.



Fig. 8 - La valle del Valeggia vista da SE. Evidenziato l'alveo attuale (tratteggio azzurro), la curva del fiume presso Rovetta (freccia gialla), l'area entro cui affiorano i conglomerati di incerta pertinenza paleogeografica. (foto D. Marsetti, volo elicottero 2007, per CAMOZZI et alii, 2007)

I valloni di Tede, Varro, Righenzolo si presentano riempiti da grandi colate da trasporto in massa, alimentate dai detriti che si accumulano nei canali interni a spese della compagine rocciosa pervasivamente fratturata.

Tale dinamica si è protratta probabilmente dal Pleistocene medio sino ad oggi, e successive fasi di deposizione sono ben evidenziate dalla presenza nel fondovalle di più ordini di terrazzi costituiti da ghiaie non cementate. L'aggradazione dei due ordini di terrazzi più antichi del ciclo è legata alla presenza al margine dell'area della fronte di una diffluenza del ghiacciaio camuno, ai cui depositi fluvio-glaciali essi si raccordano verso occidente; per tale motivo vengono attribuiti ai sintemi di Stalle d'Onito e di Prati di Sta, come facies di alimentazione locale.

Tutta l'area – nell'assetto fisiografico che attualmente si osserva - non è mai stata occupata da lingue glaciali importanti. Piccoli ghiacciai locali sono testimoniati solo sul versante meridionale della Presolana, presso Malga Cassinelli e presso Malga della Presolana: si tratta di apparati che nel Pleistocene medio sono scesi non oltre i 1000 m di quota, mentre durante l'LGM appaiono ridotti ad esigui lembi annidati alle quote maggiori nei valloni meno esposti (Valle dell'Ombra, in IGM 1:25.000, 34 IV NW Pizzo

della Presolana, 1974), cartografati entro il supersintema dei Laghi indistinto.

4.5.5.2. - La forra del Valeggia

Immediatamente a W del limite del foglio (Foglio 077–Clusone), all'altezza di Rovetta il corso d'acqua principale – qui denominato Valeggia – descrive un'ampia curva ad angolo retto verso S (Fig. 8), che tronca la porzione di anfiteatro morenico costituita dai sintemi di Stalle d'Onito, Prati di Sta e Bossico, approfondendosi rapidamente entro la porzione superiore della successione di depositi alluvionali, lacustri e glaciali che colma la depressione di Clusone-Rovetta. Verso W lo spartiacque, sceso attorno ai 600 m di quota, attraversa il margine orientale del ripiano fra Rovetta e San Lorenzo, divenendo un elemento estremamente labile e di difficile individuazione.

Tutta l'area appare di controversa interpretazione (si vedano le note Foglio 077-Clusone); la depressione trasversale che si estende fra bacino del Serio e bacino dell'Oglio presenta infatti un fondo in roccia con profondità anomale, superiori sia a quelle del fondo in roccia della Val Seriana a W che a quelle della Val Borlezza a SE; in pratica, la sua morfologia attuale sarebbe quella di una accentuata depressione priva di possibilità di drenaggio. Tale dato induce ad ipotizzare l'esistenza di movimenti tettonici recenti che ne abbiano condizionato l'evoluzione. Il riempimento sedimentario di tale depressione raggiunge spessori superiori ai 100 m, ma è noto solo da sondaggi a distruzione e indirettamente attraverso due profili sismici (DE FRANCO *et alii*, 2004), ad esclusione della porzione sommitale, affiorante estesamente entro la forra del Valeggia e sottesa all'ampia superficie debolmente inclinata verso W attualmente tributaria del bacino del Serio.

Alla luce di tali dati, risulta quindi impossibile determinare sia il verso dei paleodrenaggi nel tratto compreso fra la Val Seriana e la Val Borlezza, sia stabilire se l'attuale curva del Gera-Valeggia-Borlezza sia legata ad una cattura recente della parte alta del bacino da parte del Borlezza, oppure ricalchi una fisiografia anteriore all'incisione attuale.

4.5.5.3. - La valle del Borlezza

A S della curva la valle, ora denominata Borlezza, si apre improvvisamente e l'alveo attuale scende rapidamente di quota; esso assume andamento NNW-SSE - condizionato da un lineamento tettonico sepolto evidenziato dal diverso assetto geologico dei due versanti (BERRA *et alii*, 1991) e dai dati geofisici (PAGANI, 2007) - sino allo sbocco nel Lago d'Iseo presso Castro (Fig. 9).

Fra Sovere e Castro, il Borlezza riceve le acque dell'Oneto, che scorre verso NE a partire dalla bassa sella di Endine Gaiano (q. 350 s.l.m.; Foglio 099–Iseo), spartiacque con la limitrofa Val Cavallina (Foglio 098–Bergamo), e si incunea dietro il grande blocco scivolato del Monte Quaglia.

Il fondo in roccia presenta andamento articolato con depressioni - individuate presso Cerete attraverso pozzi per uso idropotabile (MARSETTI, 2007) - e successive risalite, in parte da imputarsi alle estese deformazioni gravitative che coinvolgono ambedue i versanti; esso si mantiene per lungo tratto a profondità superiori ai 150 m rispetto all'alveo attuale.

Il versante sinistro della valle si presenta ribassato lungo un piano di scivolamento principale, evidenziato da contropendenze nette che separano singole cime antistanti la cresta principale (Monte Cuca), da valloni arcuati impostati su trincee, da grandi ripiani sospesi (Bossico - Monte di Lovere), nonché dalla netta frammentazione e ribassamento di litosomi conglomeratici (gruppo di Colle della Sfessa) di probabile età Neogene – Pleistocene inferiore (Monte Cuca, SE di Monte Torrione).

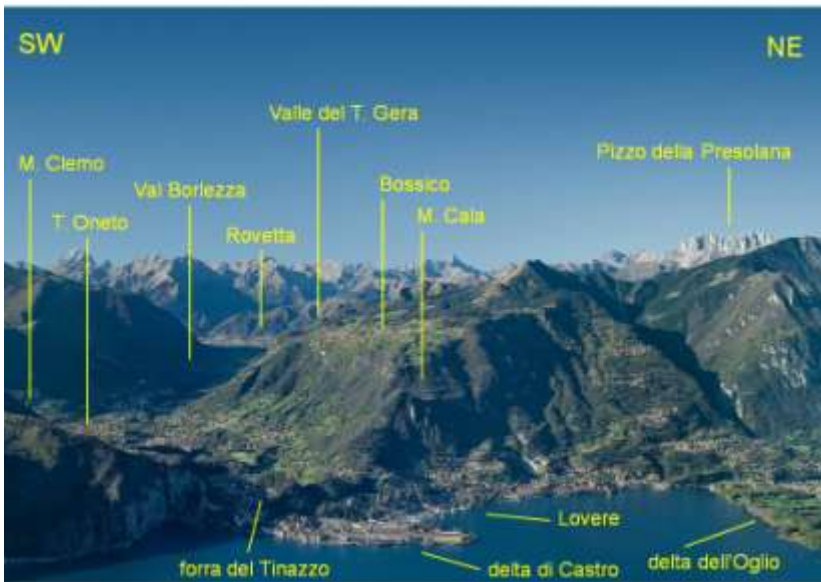


Fig. 9 - La Valle del Borlezza vista dal Lago d'Iseo (foto N. CAMOZZI)

Una grande paleofrana reincisa, che coinvolge porzioni di versante disarticolato, è riconoscibile all'altezza di Fonteno (gruppo del Culmine: unità di Val Poledra); ambedue i versanti della porzione terminale della valle, da monte Clemo al costone fra Lovere e Sellere (M. Cala) appaiono

infine ribassati per gravità, giustificando la stretta forra - detta “del Tinazzo” - attraverso cui il corso d’acqua raggiunge il lago.

A monte delle DGPV del Clemo e di Monte Cala – e probabilmente influenzato da queste ultime - si sviluppa lo stretto e allungato “bacino lacustre di Piànico-Séllere” (RAVAZZI, 2003; 2007 per una bibliografia esaustiva), ben noto nella letteratura geologica per i ritrovamenti paleontologici, culminati con il recupero nel 2000 di uno scheletro completo di *Cervus elaphus acoronatus* (CONFORTINI *et alii*, 2003), oggi esposto presso il Civico Museo E. Caffi di Bergamo.

Il fondovalle della Val Borlezza è riempito da una successione di sedimenti potente oltre 200 m, caratterizzata alla base da depositi di versante e frana su cui poggiano localmente depositi lacustri, seguiti da ghiaie e diamicton alluvionali e glaciali (MARSETTI & RAVAZZI, 2007). La superficie topografica attuale appare modellata da una diffluenza del ghiacciaio camuno, che durante le fasi di avanzata glaciale del Pleistocene medio-superiore colava in controflusso entro la valle (Fig. 5), costituendo un piccolo anfiteatro laterale autonomo rispetto a quello principale.

La medesima diffluenza si biforcava a S di Sovere, alimentando anche la lingua glaciale che ha ripetutamente invaso la Val Cavallina.

Le quote della lingua glaciale nelle avanzate più antiche (maggiori o uguali ai 900 m in corrispondenza della diffluenza) erano tali per cui la fronte riusciva a giungere sino alla superficie di Clusone (Foglio 077–Clusone), e le acque di fusione drenavano quindi principalmente verso il bacino del Serio (sintema di Stalle d’Onito, di Prati di Sta, di Bossico); nelle fasi successive (sintema di Cedrini, Fonteno, Morti del Contagio, Piazza, Sovere) invece la fronte glaciale rimaneva incassata entro la Val Borlezza (Fig. 10), sbarrando il drenaggio locale e innescando l’aggradazione di sedimenti da trasporto in massa e alluvionali di alimentazione locale. I depositi relativi ad ogni fase di sbarramento glaciale appaiono incassati entro le superficie di aggradazione relative alle avanzate precedenti, e a loro volta troncati da quelli delle fasi successive; si osservano quindi vari ordini di terrazzi, pendenti verso la fronte del ghiacciaio e che si interrompono sistematicamente in corrispondenza dei coevi depositi glaciali laterofrontali, conservati lungo i versanti.

Durante l’ultima glaciazione, il ghiacciaio, molto meno esteso e potente di quanto ritenuto in passato, arrivava appena ad affacciarsi entro la valle del Borlezza, attestandosi presso Sovere; verso S le sue morene, ben evidenti presso Cascina Stallone, delineano una fronte che arrivava appena ad appoggiarsi alla sella di Endine Gaiano.



Fig. 10 - Schema delle relazioni intercorrenti tra la diffluenza del ghiacciaio camuno in Val Borlezza, i relativi depositi glaciali e l'aggradazione dei terrazzi alluvionali di alimentazione locale sostenuti dalla fronte del ghiacciaio.

4.5.6. - Bacino dell'Oglio: la valle del Dezzo

Il bacino attuale del Dezzo è costituito da due porzioni ben distinte e con caratteristiche fisiografiche e geologiche diverse.

Nella parte alta lo spartiacque delimita un'area allungata in senso E-W secondo le maggiori direttrici tettoniche, e con una fisiografia molto articolata. Due assi di drenaggio principali, il Dezzo a decorso ENE-WSW e il Nembo a decorso WNW-ESE, confluiscono all'altezza del Santuario di Colere dopo aver ricevuto gli apporti di quattro ampie vallate a decorso circa N-S, che incidono profondamente il versante meridionale dell'anticlinale orobica: la valle del Gleno-Povo, parzialmente compresa nel foglio, e le valli del Tino, del Vo e Valbona, comprese nel limitrofo Foglio 057-Malonno. Lungo i versanti settentrionali dei massicci carbonatici della Presolana e del Pizzo Camino - Concarena, si sviluppano invece valloni brevi e ripidi, con ampie conche, per lo più sospese, alla testata.

I due fondovalle principali sono in quest'area colmati da una successione di sedimenti alluvionali - in gran parte cementati - che raggiunge i 200 m di spessore (gruppo del Dezzo); essa costituisce l'ossatura dei terrazzi su cui sorgono i principali centri abitati dell'area, e - sulla base dell'assenza di clasti esotici al bacino - è riferibile ad una fase di evoluzione del territorio anteriore alle prime avanzate glaciali.

La petrografia dei depositi è caratterizzata da significative variazioni degli apporti nel tempo, che riflettono una fisiografia delle aree di alimentazione sensibilmente diversa da quella attuale, e soggetta ad un'evoluzione collegabile a movimenti tettonici (BINI, in stampa, Foglio 057-Malonno). Nell'unità più antica (conglomerato del Santuario di Colere) infatti predominano i clasti derivati dalla Carniola di Bòvegno, mentre il calcare di Esino e le metamorfiti del basamento sono assenti e il Verrucano è scarso; salendo nella successione si osserva un picco nella percentuale di clasti di Verrucano (conglomerato di Fucine), la cui presenza decresce poi significativamente; il calcare di Esino appare invece solo nella parte alta, nei livelli grossolani entro le sabbie di Dezzolo e nel conglomerato dell'Agula.

L'intero litosoma del gruppo del Dezzo appare re-inciso da una superficie erosionale polifasica su cui poggiano successioni di sedimenti alluvionali, lacustri e glaciali, ben affioranti solo entro aree ristrette e localizzate e quindi di difficile correlazione fra loro; esse sono state pertanto riunite nel supersistema della Colma del Piano.

Durante l'ultimo massimo glaciale l'area era caratterizzata da ghiacciai locali che arrivavano talora sino allo sbocco delle valli laterali nella valle principale, ma senza confluire in un unico apparato. La lingua della valle del Dezzo (sintema del Cimone della Bagozza) infatti arrestava la sua fronte attorno a q. 1280 presso località I Fondi (Foglio 057-Malonno), mentre il grande bacino del Vo alimentava una lingua la cui morena laterofrontale è ben evidente a W di Schilpario (sintema del Vo). Entro il foglio, la lingua della valle del Gleno scendeva sino a quota 1150 m s.l.m., lasciando l'evidente morena laterofrontale appoggiata sul terrazzo principale fra Bueggio e Vilminore (sintema del Gleno). Ghiacciai minori erano presenti nei valloni fra il Pizzo di Petto e il Pizzo della Presolana, così come sui versanti nord-occidentali del Pizzo Camino; i loro apparati morenici appaiono ben sviluppati a causa del grande apporto di materiale detritico dalle pareti soprastanti. Tutte queste unità di significato locale sono state riunite nel supersistema della Val di Scalve.

Il fondovalle attuale del Dezzo, del Nembo e del suo affluente Gleno-Povo sono profondamente incisi entro l'intera successione; le ripide scarpate che sezionano il riempimento sedimentario preglaciale sono caratterizzate da diffusi fenomeni di mobilitazione dei materiali ad opera della gravità, con sviluppo di un'estesa coltre colluviale che maschera in gran parte i sedimenti sottostanti (sintema del Po); le relazioni stratigrafiche fra i vari corpi risultano quindi evidenti solo in corrispondenza di incisi torrentizi minori o di nicchie di frana, mentre l'estrema variabilità laterale delle facies impedisce qualsiasi interpolazione dei dati da un'area di affioramento all'altra. Si è scelto quindi di cartografare le singole aree in cui unità e loro relazioni stratigrafiche siano rilevabili in affioramento, distinguendo in

particolare le unità del gruppo del Dezzo; appare in tal modo evidente la difficoltà di delineare una qualsivoglia ricostruzione dell'evoluzione antica della valle.

Dal Santuario di Colere in giù, il fondovalle principale si stringe gradualmente, assumendo sino quasi ad Angolo (Km 50 della SP294) un tortuoso decorso circa N-S, scavato profondamente entro la successione carbonatica mesozoica. Il primo tratto è caratterizzato da alcune grandi valli laterali - la valle di Colere, quella di Azzone e quella immediatamente a S di essa - orientate secondo le principali strutture tettoniche, e raccordate al fondovalle principale. A S del Km 56 della SP 294, la valle si stringe improvvisamente e scende rapidamente, presentando versanti fortemente acclivi, solcati da ripidi valloni o con pareti a strapiombo interrotte da cornicioni e piccoli ripiani in cui è evidente il controllo strutturale, sino a divenire un vero e proprio *canyon* ("Via Mala") (Fig. 11); l'inciso tronca nettamente, in corrispondenza del Gioigo della Presolana, la testata del vallone che scende verso Bratto-Dorga, e, sul versante sinistro, l'ampia superficie in quota che dalla Croce di Salven scende verso Palline.



Fig. 11 - La profonda incisione della valle del Dezzo vista da N; sullo sfondo lo sbocco nella valle dell'Oglio; in basso a destra la morbida sella prativa del Passo della Presolana, bruscamente troncata dal canyon attuale. (foto C. Ferliga, volo elicottero ottobre 2007, per CAMOZZI et alii, 2007).



Fig. 12 - Angolo Terme: conoidi complessi alimentati dai canali del versante orientale del Pora contornano il piede del massiccio (foto C. Ferliga).

L'ultimo tratto della valle, da Fornaci sino a Darfo, si amplia gradualmente riducendo al contempo la pendenza dell'alveo, e assume decorso NW-SE. Durante le avanzate glaciali pleistoceniche, esso non era raggiunto dal ghiacciaio di Scalve, che si arrestava a monte della forra del Dezzo; il ghiacciaio camuno durante le avanzate maggiori poteva quindi colare entro esso, superando il gradino morfologico costituito dai dossi in Verrucano Lombardo di Capolago e Boario. La conca presenta quindi un complesso riempimento di sedimenti in gran parte cementati, entro il quale si distinguono tilliti deposte in fasi antiche, sepolte dagli apporti alluvionali successivi del Dezzo (supersintema della Colma del Piano, successione della conca di Angolo) e da diamictiti legate a ingenti fenomeni di trasporto in massa dai versanti soprastanti (gruppo del Culmine, unità di Angolo). Caratteristici sono gli imponenti conoidi messi in posto per gravità presenti allo sbocco dei valloni del Pora (Fig. 12) - su cui sorge il centro abitato di Angolo - e del Monte Altissimo presso Dazze; in quest'ultima località è conservata inoltre una successione di depositi lacustri - probabilmente sbarrati dal ghiacciaio - che costituisce un evidente terrazzo sospeso sul fondovalle attuale. L'intero corpo sedimentario è re-inciso dal corso attuale del Dezzo, che si approfondisce entro la successione per oltre 40 m, con scarpate nette e localmente soggette a dissesti.

Mancano invece evidenze glaciali relative all'LGM, tanto da far supporre che lo spessore del ghiaccio non fosse sufficiente a superare il dosso di Capolago che sbarrava l'imbocco della valle.

4.5.7. - Bacino dell'Oglio: unità non riferibili alla fisiografia attuale

Entro il bacino dell'Oglio sono conservati numerosi litosomi cementati che, per geometria e relazioni con la fisiografia attuale, presuppongono una sedimentazione entro paleobacini idrografici con andamento sensibilmente

diverso rispetto a quanto si osserva oggi; la frammentarietà di questi relitti, testimoni di antichi cicli di modellamento del territorio, impedisce sia le correlazioni, sia la ricostruzione dei singoli quadri paleogeografici di riferimento.

Appare comunque evidente una distinzione fra unità conglomeratiche in singoli lembi isolati dall'erosione e non in equilibrio con l'attuale fisiografia, conservati nelle fasce altimetriche più elevate e spesso in posizione di cresta; e un gruppo di litosomi - presenti nell'alta valle del Gera-Valeggia-Borlezza - depositi entro una fisiografia apparentemente riconducibile a quella attuale, ma il cui andamento scendendo oltre Rovetta non è più ipotizzabile (Fig. 7).

Litosomi isolati dall'erosione successiva e completamente svincolati rispetto al contesto attuale.

Val Camonica - Lungo il versante destro della Val Camonica, i resti completamente litificati di una paleofrana costituiscono il Dosso Isiga, spartiacque fra la valle di Lozio e la valle principale (conglomerato di Dosso Isiga); placche discontinue di depositi di versante litificati sono inoltre presenti lungo il crinale che congiunge verso E il Pizzo Camino al Monte Arano (conglomerato del Rifugio Laeng) e lungo il crinale che dalla Corna di San fermo si estende verso SE sino a Malga Moren (conglomerato di Roccolo Romile). In tutti questi casi, si tratta di singoli brandelli non correlabili fra loro e di difficile contestualizzazione; la loro posizione altimetrica e la profonda reincisione da parte del reticolato idrografico attuale implica comunque cospicui movimenti di sollevamento del territorio.

Val di Scalve - Entro l'attuale bacino del Dezzo, tutto il tratto che si estende dalla confluenza Nembo-Dezzo sino alla valle di Palline è caratterizzato dalla presenza di lembi di sedimenti alluvionali e di versante fortemente cementati - sino a completa litificazione - conservati in posizione di cresta o comunque svincolati completamente rispetto alla topografia attuale. I depositi di versante e frana della cresta della Cornabusa (conglomerato della Cornabusa), carsificati in falda, i conglomerati alluvionali presenti presso Malga Bolzone (conglomerato di Malga Bolzone), il piastrone di diamictiti da trasporto in massa prive di versante a monte conservato presso San Bartolomeo (conglomerato di Prave) sono altrettanti frammenti di paesaggi sensibilmente diversi dall'attuale, e testimoniano come l'attuale fisiografia sia il risultato di un'evoluzione complessa, in cui un ruolo determinante è stato giocato dalla tettonica recente.

Valle del Gera-Valeggia-Borlezza - Il bacino del Gera-Valeggia-Borlezza presenta una situazione particolarmente complessa.

Il corpo conglomeratico più antico ed alto, nonché di problematica interpretazione, affiora - incassato fra due spalle in roccia - sulla cresta presso Passo Olone (conglomerato di Passo Olone), ed è costituito da diamictiti da trasporto in massa clinostratificate verso meridione; a N esse appaiono troncate nettamente dal versante subverticale di un affluente dell'Ogna, risultando così assolutamente prive di versante di alimentazione a monte. Questo litosoma rientra nel più vasto gruppo di depositi noti in letteratura come "Brecce sintettoniche della Presolana" (FORCELLA, 1990), ed attribuiti ad una delle ultime fasi di strutturazione dell'edificio tettonico.

Estese placche di depositi di versante litificati e cementati sono sospese, a quote superiori ai 1000 m s.l.m., lungo il versante meridionale della Presolana (Malga Ramel, Malga Pozzetto, Malga di Bares e fra Monte Cornetto e Malga Cassinelli); geometricamente correlabili ad esse sono anche le placche di conglomerati alluvionali conservati in posizione di cresta presso Monte San Leonardo e fra San Bernardo e Poerza. Tutti questi lembi conglomeratici - riuniti cartograficamente nei conglomerati di San Bernardo - non hanno corrispettivi nel settore in sinistra idrografica del Valeggia; la distribuzione delle facies fra le singole placche delinea un bacino complesso, con un corso d'acqua a decorso NE-SW, tagliato trasversalmente dai valloni attuali e delimitato verso meridione da una spalla in roccia (M. San Leonardo - Cornetto) che lo separava rispetto all'area a meridione del Pizzo di Corzene.

La curva del Valeggia tronca l'altipiano di Falecchio, costituito da una sezione trasversale di paleoalveo sospeso per centinaia di metri (Fig. 13) e riempito da oltre 75 m di depositi alluvionali locali cementati, con intercalata una potente bancata di till di alloggiamento (tillite di S. Antonio). Anche in questo caso siamo in presenza di un lembo privo di qualsiasi relazione con la topografia attuale. Caratteristiche analoghe alla paleovalle del Falecchio presentano i due paleoalvei sospesi e trasversali rispetto alla valle attuale presenti fra Covale e il crinale del Cuca (1050-1200 m s.l.m.) e fra il Torrione e San Fermo (1000-1250 m s.l.m.), ambedue segmentati e ribassati dal grande piano di scivolamento gravitativo che disloca tutto il versante sinistro. Tutti questi litosomi, riuniti entro il gruppo di Colle della Sfessa, appaiono troncati trasversalmente dall'approfondimento degli assi di drenaggio odierni, e non trovano alcun corrispettivo nel settore in destra idrografica del Borlezza. Suggestiscono quindi la presenza di lineamenti tettonici con componente trascorrente in corrispondenza della valle attuale, tali da giustificare la loro anomala posizione e attivi anche successivamente alla prima avanzata glaciale nell'area (tillite di San Antonio).

Conglomerati alluvionali litificati con clasti di provenienza camuna sono altresì presenti lungo la cresta sopra il Monte di Lovere, a quote superiori di

oltre 900 m rispetto all'attuale Val Camonica che li tronca (conglomerato di Val Pernedio).



Fig. 13 - Valle del Gera-Valeggia, panoramica verso E: l'idrografia attuale (in azzurro) tronca le paleovalle sospese di Falecchio e di Covale (in giallo) (foto D. Marsetti, volo elicottero ottobre 2007, per CAMOZZI et alii, 2007).

Rientrano concettualmente in questo gruppo anche ridotti lembi di depositi glaciali profondamente alterati o di tilliti litificate con clasti di provenienza "camuna" presenti sulle creste più alte, a quote che non trovano alcun riscontro nella valle del ghiacciaio principale; in particolare le placche conservate presso la cima dello Scanapà (1600-1630 m s.l.m.), sulle selle a N del Pizzo Plagna (1680 m s.l.m.), a q. 1110 sopra Romentarek e le tilliti di alloggiamento litificate presenti attorno a q. 1100 m s.l.m. lungo la cresta sopra Covale (sintema di Corno Ceresa) si giustificano solo ipotizzando un successivo sollevamento del territorio o comunque un suo assetto molto diverso dall'attuale, nel quale il ghiacciaio camuno poteva coprire l'intera area senza trovare ostacolo nella presenza delle creste e dei profondi solchi delle valli attuali.

Da notare a questo proposito il fatto che il settore Ger-Valeggia-Borlezza è caratterizzato complessivamente da litosomi non riferibili alla fisiografia attuale più recenti rispetto alle altre aree, a testimonianza di un riassetto della fisiografia che si estende sin entro il Pleistocene inferiore.

Unità sedimentate entro una fisiografia confrontabile con l'attuale (paleo-bacino del Gera), ma di incerto bacino di recapito.

All'interno della fisiografia attuale, scendendo in destra idrografica verso l'alveo del Gera, grande evidenza hanno i corpi conglomeratici che costituiscono il gradino morfologico su cui sorgono i centri abitati di Bratto-

Dorga e Castione della Presolana (conglomerato di Lantana, di Bratto, di Castione, di Fino del Monte). Si tratta di più cicli di conglomerati alluvionali di alimentazione locale (successione carbonatica ladinica e carnica *p.p.*), carsificati in falda e successivamente terrazzati.

A monte di Castione, le nette scarpate erosionali che delimitano le singole superfici delineano un paleoalveo a decorso NE-SW, che scende da Stalle di Donico attraverso Bratto-Dorga; la superficie topografica risale a gradini verso meridione, risultando poi troncata dalla scarpata della Valle di Tede, con un dislivello che raggiunge i 200 m (Fig. 14). Lungo tale scarpata anche il substrato mesozoico risale, delineando un paleoversante sinistro che contiene i depositi; lungo la scarpata ed entro l'abitato in prossimità di essa, i conglomerati presentano facies di versante alimentate dalla successione norica affiorante nel settore meridionale e clinostratificati verso NW.



Fig. 14 - La testata della valle del Valeggia vista da W. Sullo sfondo la cima dello Scanapà. La valle attuale tronca visibilmente la paleovalle entro cui sorgono Castione e Bratto. (foto D. Marsetti, volo elicottero ottobre 2007, per CAMOZZI et alii, 2007).

La valle attuale del Gera (Valle di Tede) si è quindi impostata successivamente non solo alla formazione di tali depositi, ma anche alla loro cementazione e carsificazione, e ha preso il posto degli originari rilievi del fianco meridionale della paleovalle di Castione-Bratto. La paleovalle di Castione-Bratto, a sua volta, si è impostata a meridione rispetto alle paleovalle dei conglomerati di San Bernardo; in questo settore si assiste quindi ad uno spostamento dell'asse del drenaggio da NW verso SE, sviluppato per fasi successive probabilmente a partire dal Neogene.

Tali evidenze inducono ad ipotizzare movimenti neotettonici di una certa importanza (FERLIGA, 2006), con un sollevamento differenziale del comparto settentrionale (massiccio della Presolana).

Spostandosi lungo l'asse della paleovalle, verso SW compaiono unità via via più recenti, mentre le più antiche divengono singoli brandelli isolati alle quote maggiori. L'unità più recente (conglomerato di Fino del Monte) ad W non affiora oltre San Lorenzo di Rovetta (Foglio 077-Clusone), mentre a S arriva sino a Songavazzo. Oltre queste località non sono più presenti - nè verso la valle del Serio nè verso la Val Borlezza - litosomi conglomeratici correlabili ad alcuna delle unità considerate; risulta quindi impossibile determinare se e quali di queste unità drenassero verso il Serio piuttosto che verso l'Oglio.

4.5.8. - *Bacino del Mella (bacino trumpino)*

L'angolo sud-orientale del foglio comprende una ridotta area della testata del bacino del Mella. Il suo spartiacque sale dai 1650 m presso il margine meridionale sino ai 2207 m del Monte Crestoso, con un andamento articolato da culminazioni minori e selle poco incise. La valle principale scende - dapprima con andamento meridiano, per poi assumere direzione E-W - sino a q. 800 m s.l.m. circa, mantenendosi sempre stretta e con versanti acclivi. Le valli affluenti si presentano articolate, molto incise e con versanti a pendenza pressoché costante; caratteristica è l'assenza di gradini morfologici o rotture di pendio, nonchè di aree di testata ampie e poco inclinate. Lo stesso fondovalle si presenta inciso e pressoché privo di depositi alluvionali significativi per spessore e/o estensione.

Le quote relativamente basse e la morfologia particolare hanno fatto sì che durante i periodi freddi del Pleistocene non si sviluppassero apparati glaciali estesi. Piccoli ghiacciai locali dovevano essere presenti lungo i versanti alle quote maggiori, come testimoniato dai depositi conservati sotto il Passo delle Crocette, che scendono sino a quota 1300 m s.l.m., e sul versante S di Monte Crestoso sino a quota 1500 m s.l.m.; essi vengono attribuiti all'ultima avanzata glaciale e cartografati entro il supersistema del Mella indistinto.

L'evoluzione pleistocenica della valle è quindi dominata dall'azione della gravità, che ha determinato la messa in posto di estesi corpi di depositi di versante, e che continua tutt'oggi con fenomeni di rimobilizzazione dei materiali derivati dall'alterazione delle rocce presenti.

BOZZA

III. STRATIGRAFIA

1. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI: UNITÀ TETTONO-METAMORFICA DEL MANIVA

*(a cura di F. Forcella e C. Bigoni, con contributi di M. Gaetani, R. Gelati,
A. Gregnanin, S. Racchetti)*

Nell'area in esame, il Basamento Metamorfico varisico, presente tra il Passo delle Sette Crocette (Baita Mesole) e le pendici meridionali del Monte Muffetto, è riconoscibile anche a distanza o nelle foto aeree sia per la dolcezza dei pendii, contrastante rispetto a quelli più acclivi rappresentati dalle unità permiane, sia per la maggiore rigogliosità della vegetazione. Il Basamento è costituito da prevalenti metapeliti (Fig. 15), in genere filladiche, localmente passanti a filladi micascistose o ad argilloscisti. Si tratta di rocce micacee-quarzoso-cloritiche, più o meno biotitiche e/o granatifere, talora interessate da una apprezzabile metablastesi albitica. Nelle porzioni vicine al contatto discordante tra il Basamento ed i primi sedimenti di copertura, sono presenti anche intercalazioni di gneiss albitico-epidotici grigiastri, in due orizzonti pressoché continui. Esistono forme di passaggio, a volte con ripetute alternanze, tra filladi e gneiss, rappresentate da micascisti feldspatici a due miche e da gneiss a due miche con granato e clinozoisite.

Nel presente lavoro sono stati distinti su base litologica due gruppi di rocce: le filladi quarzifere e gli gneiss albitici. Nelle prime, è stato distinto

l'orizzonte delle filladi a cloritoide, un litotipo molto raro in ambito Sudalpino.

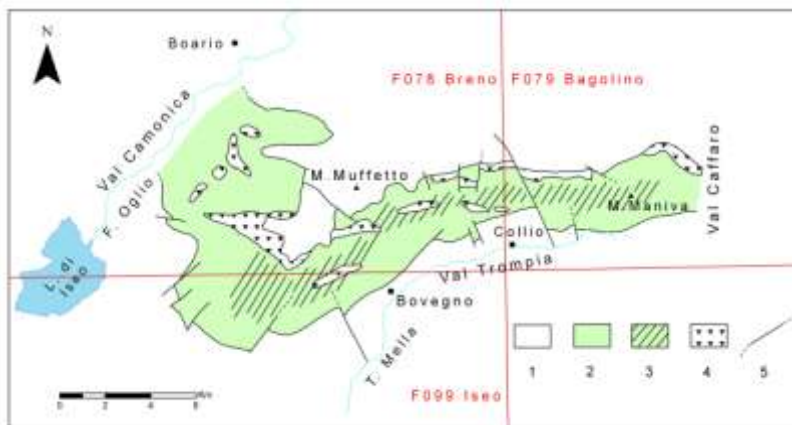


Fig. 15 – Il Basamento Metamorfico noto come Massiccio delle Tre Valli Bresciane. (1) copertura permomesozoica; (2) filladi prevalenti, talora sfumanti in micascisti, con blastesi albiteica più o meno pronunciata; (3) filladi a cloritoide; (4) gneiss albiteico-epidotici. Da GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN (1983).

1.1 - MICASCISTI A CLORITE E MICA CHIARA (MVX)

Si tratta di metapeliti prevalentemente filladiche, in cui compare talora una metablastesi albiteica, passanti talora a filladi micascistose o a paragneiss. La denominazione di micascisti deriva dall'usanza dei geologi lombardi di chiamare questa metapeliti col nome di 'Micascisti del Maniva', Il colore varia dall'argenteo-verdino al grigio plumbeo. Mica chiara, quarzo e clorite sono i componenti più abbondanti, accompagnati da granato e talora da rara biotite. L'albite spesso forma dei piccoli metablasti. Nei livelli prossimi alla copertura compare talora l'anfibolo. Questi minerali sono tutti riconoscibili sul terreno. Per quanto concerne la presenza di cloritoide, si rimanda al litotipo seguente.

Il granato è presente in due generazioni, la prima caratterizzata da individui di medie dimensioni inter-sincinematici, la seconda costituente individui di piccole dimensioni postcinematici. Il granato è spesso cloritizzato. È rilevante invece il fatto che talora quello più grosso risulti biotitizzato, come nei settori Austroalpini con sovraimpronta di bassa pressione.

Granato e biotite sembrano incompatibili con la presenza di cloritoide (si veda oltre), in accordo con la regola petrologica per cui la coesistenza di granato+clorite esclude quella tra biotite+cloritoide. Nei rari casi in cui granato e cloritoide coesistono, il granato include il cloritoide.

La rara biotite è presente nei livelli che sovrastano quello a cloritoide. L'albite, contrariamente a quanto riportato in letteratura, compare anche assieme al cloritoide.

La scistosità è marcata e sembrerebbe correlabile con la S_2 del Basamento più settentrionale; include abbondanti relitti di una precedente foliazione (S_1 ?) sottoforma di micropieghe.

Le giaciture delle foliazioni S_2 , osservate sul terreno sia nelle filladi che negli gneiss, immergono verso N con inclinazioni variabili tra 30° e 70° circa. Per quanto riguarda le pieghe di fase 3, i loro piani assiali immergono anch'essi verso N con inclinazioni poco disperse intorno a 70° - 80° , mentre gli assi sono orientati circa E-W con una inclinazione di pochi gradi. Queste pieghe non sono accompagnate da specifici clivaggi. Nei territori sudalpini della Lombardia occidentale una fase analoga è riferibile agli eventi alpini, in quanto il clivaggio interessa la copertura permiana e taglia i piani di *shear* del ricoprimento orobico. Nel Massiccio delle Tre Valli Bresciane l'ultima ricostruzione metamorfica riconoscibile è del tutto trascurabile, ed è caratterizzata da sericite, clorite, quarzo.

Età: Pre-Permiano.

1.1.1. - *Micascisti a cloritoide (MVX_a)*

Queste filladi si distinguono dalle precedenti per la presenza di cloritoide, un minerale abbastanza comune tra i prodotti di retrocessione metamorfica di staurolite e cianite, ma molto raro quale componente principale. Nel Basamento Sudalpino pochi livelli a cloritoide sono stati rinvenuti a N di Bolzano, in Val Serentino (GREGNANIN & SASSI, 1967). Nel Massiccio delle Tre Valli Bresciane le filladi a cloritoide sono quelle prevalenti e formano un orizzonte continuo, con limiti sfumati, nel mezzo delle restanti filladi. La natura primaria di questo minerale è dimostrata dalla sua presenza nella configurazione delle micropieghe di fase 1 e fase 2. L'associazione mineralogica delle filladi a cloritoide è simile a quella delle altre filladi, ma emerge l'incompatibilità tra il cloritoide da una parte rispetto a granato e biotite (peraltro rara nelle filladi comuni).

GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN (1983), in base alle analisi chimiche sia sulle filladi normali, sia su quelle a cloritoide, hanno escluso che la presenza di cloritoide sia riconducibile a particolari condizioni ambientali ed hanno concluso che la sua presenza è invece da collegare alla natura chimica dei protoliti.

Età: Pre-Permiano.

1.1.2. - *Paragneiss (MVX_d)*

Le metamorfite metasedimentarie del Basamento spesso manifestano variazioni di *bulk composition*, passando da materiali ricchi di miche a

materiali ricchi di quarzo e feldspato plagioclasico. Le transizioni tra le diverse facies micacee sono in genere sfumate. Alcuni orizzonti paragneissici corrispondono inoltre a orizzonti micacei interessati da una abbondante metablastesi albitica, la quale ha fagocitato la mica chiara. Nel Foglio 078-Breno, gli orizzonti paragneissici sono subordinati. Essi presentano una associazione mineralogica analoga a quella dei 'micascisti'.

Tab. 1 - Analisi chimiche di gneiss albitico-epidotici (da GIOBBI ORIGONI & GREGNANIN, 1983)

SiO ₂	62,17	59,00	59,70	63,82	58,01	57,01	67,91
TiO ₂	0,55	0,63	0,61	0,57	0,73	0,69	0,39
Al ₂ O ₃	17,93	18,92	19,05	17,99	20,13	20,19	17,35
Fe ₂ O ₃	1,19	0,91	0,90	0,61	0,81	0,65	0,73
FeO	3,06	3,74	3,95	3,45	4,15	4,64	2,58
MnO	0,10	0,11	0,11	0,10	0,11	0,11	0,06
MgO	2,50	3,07	2,75	2,62	2,93	3,03	1,50
CaO	3,66	4,88	5,22	2,60	5,89	6,03	2,71
Na ₂ O	3,63	3,54	3,68	5,10	3,93	3,67	3,32
K ₂ O	2,04	1,13	1,36	1,04	1,38	1,59	1,63
P ₂ O ₅	0,97	0,09	0,10	0,12	0,12	0,18	0,06
P.F.*	2,43	2,96	2,51	2,38	2,22	2,47	2,20

*P.F. = perdita al fuoco

1.1.3. - Gneiss albitico-epidotici (MVX_f)

Questa litologia affiora prevalentemente in un corpo esteso situato in sinistra della Val Comonica tra il M. Rotondo e il M. Fontanasessa. In affioramento formano scalini morfologici di color chiaro. Generalmente appaiono micro-occhadini oppure listati. Nel primo caso, la tessitura è irregolare, con ampia variazione delle dimensioni degli occhi. Comune l'alternanza di livelli a grana fine con livelli a grana medio-grossa. Essi mostrano passaggi gradualmente verso le filladi. La caratteristica peculiare di questi gneiss è rappresentata dalla natura albitica degli occhi, un componente che abbonda anche nella massa di fondo, in cui compaiono altresì quarzo, epidoto, biotite, mica bianca, granato a grana fine e clorite. L'anfibolo è raro. Il K-feldspato non è mai stato osservato.

La natura dei protoliti non è sicura, ma va sottolineata una certa affinità con quella dei porfiroidi dei territori a S di Bressanone. Due ritrovamenti di quarzo vulcanico e di albite 'a scacchiera' sembrerebbero confermare questa ipotesi. Del resto i nuclei degli abbondanti individui di epidoti sono spesso di natura ortitica, un tipico indizio di origine ignea. Se questa conclusione è vera, la natura delle vulcaniti in questo caso era dacitico-andesitica (si veda Tab. 1).

Età: Pre-Permiano.

2. - CORPI INTRUSIVI DEL PERMIANO INFERIORE

(a cura di F. Forcella e C. Bigoni, con contributi di M. Gaetani, R. Gelati, A. Gregnanin, S. Racchetti, A. Ronchi)

2.1 - GRANITOIDI E DIORITOIDI DI VAL NAVAZZE, VAL TORGOLA E VAL DI RANGO (NTG)

Il primo magmatismo successivo alle principali fasi tettono-metamorfiche erciniche è presente nel foglio con piccoli corpi intrusivi la cui età è simile a quella delle prime manifestazioni ignimbratiche che caratterizzano il Permiano inferiore di questi territori. Tuttavia la presenza nelle sopracitate ignimbriti di inclusi riferibili a tali masse consiglia di estrarre queste manifestazioni dal contesto del coevo vulcanismo del Permiano Inferiore. La massa maggiore affiora a S della Linea della Val Trompia in Val Navazze, e insieme alla massa satellite molto più piccola della vicina Val Torgola presenta composizione granitico-granodioritica. Essa è avvolta dai materiali del Verrucano Lombardo, qui appoggiato direttamente sul Basamento Metamorfico, un fatto che prospetta l'esistenza nel Permiano di un modellamento morfologico accentuato, così come evidenziato in Valsassina (Foglio 076-Lecco). Un'altra masserella, di natura tonalitica, compare invece alquanto a NW delle precedenti, in Val di Rango. Uno studio chimico-mineralogico-radiometrico approfondito è stato fatto in tempi recenti da DE CAPITANI *et alii* (1994) (Tab. 2). Lo studio delle fasi magmatiche e quello delle aureole di contatto con le filladi, ha permesso di delineare la seguente storia: (1) formazione del magma a grande profondità; (2) messa in posto in almeno due livelli, il primo a 15 Km, il secondo a 3-5 Km; (3) cristallizzazione in differenti condizioni P,T; in Val di Rango, l'aureola rivela la pressione e temperatura più elevata ($T = 750^{\circ}\text{C}$, $P = 4$ kbar); in Val Navazze e in Val Torgola, le condizioni sono più superficiali e più fredde ($T = 550^{\circ}\text{C}$, $P = 1,5$ kbar); (4) la chiusura del sistema isotopico della biotite è attestato intorno a 271-274 Ma; (5) una susseguente alterazione ha determinato un disturbo del sistema isotopico Rb-Sr, determinando una retta di regressione delle rocce totali che fornisce un'età di 228 ± 44 Ma priva di significato geologico. I dati chimici hanno suggerito una affinità magmatica con i VAG (*volcanic arc granites*).

Tab. 2 – Analisi chimiche selezionate (elementi maggiori e minori % in peso; elementi in traccia in ppm) delle magmatiti della Val Navazze, della Val Torgola e della Val di Rango.

*P.F. = perdita al fuoco

	Val Navazze						Val Torgola			Val di Rango		
SiO ₂	62,38	63,92	67,53	67,95	68,40	69,97	66,92	69,34	69,56	60,15	59,51	65,11

TiO ₂	0,90	0,80	0,43	0,46	0,43	0,40	0,36	0,37	0,43	0,68	0,82	0,62
Al ₂ O ₃	15,40	14,06	14,68	14,91	14,23	14,02	16,80	14,66	14,48	16,01	14,73	15,47
Fe ₂ O ₃	1,07	2,26	0,87	0,00	0,84	0,85	0,67	0,64	0,69	0,78	2,38	1,30
FeO	4,96	3,93	2,91	2,82	2,66	2,41	2,27	2,47	2,69	1,96	4,15	2,84
MnO	0,14	0,09	0,08	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,04	0,09	0,10	0,05
MgO	2,00	1,99	0,88	0,91	0,85	0,67	0,63	0,64	0,70	4,24	4,43	2,98
CaO	3,39	3,21	2,33	2,20	2,04	0,98	1,35	1,82	1,82	5,13	6,22	4,82
Na ₂ O	3,60	2,76	2,58	3,04	3,17	3,13	2,35	2,92	3,31	3,57	3,23	3,00
K ₂ O	3,57	3,86	5,55	5,19	5,19	5,52	5,86	5,14	4,68	1,58	1,17	1,36
P ₂ O ₅	0,24	0,25	0,16	0,18	0,18	0,16	0,14	0,13	0,16	0,24	0,22	0,21
P.F.*	2,27	2,27	2,91	1,55	1,65	1,49	2,30	1,99	1,94	6,84	3,46	2,57
Rb	157	154	178	172	159	168	205	181	167	59	56	59
Sr	225	173	158	201	188	155	92	92	114	446	403	453
Ba	475	532	605	609	697	663	606	626	637	170	313	266
Zn	94	69	54	48	38	49	646	20	28	362	303	71
Th	9	5	13	7	10	9	10	11	9	4	11	5
Pb	11	8	32	16	20	21	22	19	19	3	32	0
Ni	6	8	6	5	5	6	5	4	5	2	9	6
Zr	181	174	159	173	171	177	161	203	198	171	154	174
Nb	11	10	10	11	10	9	10	12	11	10	10	7
V	75	57	39	35	39	34	28	22	27	134	156	97
Y	23	22	22	22	22	22	21	21	22	19	22	22
Cr	7	7	5	7	5	5	5	4	4	15	25	14
Co	17	19	9	8	10	9	0	8	9	0	11	12
Sc	12	13	7	7	7	5	5	6	8	10	20	10

3. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA PERMIANA DELLE ALPI MERIDIONALI

(a cura di F. Forcella e C. Bigoni, con contributi di G. Bargossi, G. Cassinis, M. Gaetani, G. Gasparotto, R. Gelati, A. Gregnanin, F. Jadoul, M. Marocchi, A. Ronchi, G.B. Siletto)

A causa di problemi stratigrafici e di sinonimia tra la Formazione di Collio nell'area orobica e in quella bresciana e dopo un lungo dibattito, si è proceduto a coniare nuovi nomi formazionali in accordo con il Comitato d'area per le Alpi Centrali, orientali e Occidentali, per il momento ancora informali (CASSINIS *et alii*, 2008). La successione permiana è suddivisa nel seguente modo (Fig. 16):



Fig. 16 – Revisione nomenclaturale della successione di età Permiano inferiore in Lombardia (Gruppo di Lavoro sulle Coperture Sedimentarie – Comitato d'area per le Alpi centrali, orientali ed occidentali).

(1) Gruppo delle Tre Valli Bresciane (I ciclo), un ciclo vulcano-sedimentario del Permiano Inferiore che comprende, dal basso: (a) il conglomerato basale; (b) i porfidi quarziferi inferiori; (c) la Formazione di Collio (con i membri di Pian delle Baste e della Val Dorizzo); (d) il conglomerato del Dosso dei Galli (con il membro della Pietra Simona); (e) la vulcanite di Auccia;

(2) Verrucano Lombardo (II ciclo) deposto in discordanza sui materiali sopracitati nel Permiano Medio-Superiore *p.p.*

3.1 - GRUPPO DELLE TRE VALLI BRESCIANE

3.1.1. - Conglomerato Basale (CGB)

Con questo nome, informale ma consolidato nell'uso ('*Bazalkonglomerat*' di DOZY, 1935), vengono caratterizzati quei depositi di natura clastica interposti tra il Basamento Metamorfico e la successione dei depositi vulcanici e sedimentari tardo-paleozoici.

Tali depositi appaiono peraltro molto esigui e discontinui nell'area considerata; sono visibili soprattutto in una stretta fascia lungo le pendici meridionali del M. Rosello - Corni del Diavolo (presso Baita Prada e nella

valle del Torrente Re). Inoltre limitati affioramenti di siltiti bioturbate, forse appartenenti a questa unità, affiorano nel detrito tra Malga Rondeneto e Malga Silter.

Il CGB è la prima unità sedimentaria del Bacino del Collio ed è rappresentato da circa 20 m (Baita Prada) di breccie e conglomerati, solitamente poco cementati e privi di elementi di vulcaniti permiane (conglomerati aporfirici), essenzialmente costituiti da frammenti litici di quarzo e metamorfici. La matrice si presenta arenaceo-fine - siltosa fino ad arenaceo-grossolana, qua e là bioturbata, in genere poco abbondante e anch'essa costituita da elementi pertinenti al Basamento. Dal punto di vista tessiturale presenta una maturità molto bassa e i singoli clasti hanno generalmente spigoli vivi. La colorazione è prevalentemente rosso-cupa e più raramente grigio-verdastra e la stratificazione appare in genere mal distinta o in grossi banchi, con potenze e distribuzione irregolari. Il massimo spessore dell'unità è osservabile presso Baita Prada.

L'ambiente di deposizione del CGB è continentale ad energia variabile, e da riferire più precisamente a conoidi alluvionali.

Nel limitato affioramento di CGB della valle del Torrente Re sono evidenti frammenti litici di rocce vulcaniche, afiriche e porfiriche, ad indicare la presenza di un vulcanismo precedente o coevo alla deposizione del conglomerato basale. Tale unità poggia in discordanza sul Basamento Metamorfico ed è a sua volta ricoperta dalle prime effusioni ignimbritiche (Baita Prada), che sono state in genere ritenute dagli autori precedenti di età permiana inferiore e recentemente ascritte radiometricamente ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zirconi) da SCHALTEGGER & BRACK (1999a,b, 2007) a $283 \pm 0,6$ Ma. Pertanto questi primi depositi sedimentari post-orogenici, di incerta attribuzione soprattutto a causa della mancanza di resti fossili, vengono riferiti dagli Autori al Permiano Inferiore. Dubitativamente, potrebbe non essere esclusa una loro età carbonifera superiore, anche se conglomerati di tale età, presenti nei settori lombardi occidentali, mostrano aspetti decisamente differenti.

Età: Permiano Inferiore.

3.1.1.2. - *Porfidi quarziferi inferiori (PQI)*

Con questo termine 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, 1966) 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).

Questo primo episodio vulcanico può essere suddiviso in due litofacies, entrambe con spessori ed estensioni tali da consentirne la cartografia anche alla scala 1:50.000: rioliti basali; tufi stratificati e conglomerati vulcanoclastici.

3.1.2.1. - Rioliti basali (**PQI_a**)

Data la consistente presenza di questa unità vulcanica sia nell'attuale bassa Val Camonica come lungo il margine sud-occidentale del Bacino di Collio, si suppone che questi settori rappresentino le sue aree sorgenti. Oltre quest'ultima zona, dal Passo delle Sette Crocette fino al M. Rosello, affioramenti consistenti si trovano sia in Valle del Re che alla confluenza tra le valli dell'Orso e Rosello-Corni del Diavolo.

Questa unità vulcanica forma un *plateau* all'incirca continuo, seppure con spessori variabili localmente da 20-50 m (Baita Prada) a circa 130 m (tra i Corni del Diavolo e Foppa del Mercato e più a SE, presso il Dosso della Croce). Le potenze medie si aggirano intorno a 60-70 m.

Lungo tutto il margine meridionale del Bacino di Collio, ad eccezione della zona intorno a Baita Prada ove affiora il conglomerato basale, generalmente poggia direttamente sul Basamento Metamorfico (spesso con fenomeni di intensa alterazione di quest'ultimo). Il limite superiore è invece con un'unità (**PQI_b**) essenzialmente piroclastica (tufi stratificati).

Si tratta di ignimbriti riolitiche rosso-violette fino a bianco-grigiastre, in genere massive tranne che per le porzioni sottoposte ad alterazione. In precedenza furono studiate dal punto di vista petrografico da PEYRONEL PAGLIANI (1965). La loro tessitura è manifestamente porfirica e la composizione chimica è assimilabile prevalentemente a quella di rioliti subalcaline. Presenti fenocristalli di quarzo, K-feldspato e in minor quantità di biotite, con pomici completamente ricristallizzate in aggregati di sericite.

Il recente rinvenimento, all'interno di questa unità (presso Malga Luca), anche di grossi xenoliti intrusivi (CASSINIS & PEROTTI, 1997; CORTESOGNO com. pers.), confrontabili petrograficamente con il corpo intrusivo dioritico della Val di Rango (DE CAPITANI *et alii*, 1994), supporta il legame tra i due tipi di manifestazioni magmatiche (CASSINIS *et alii*, 2000, 2007).

L'età radiometrica ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zircone) di tale unità vulcanica è stata recentemente determinata in $283 \pm 0,6$ Ma (SCHALTEGGER & BRACK, 1999a,b, 2007).

Età: Permiano Inferiore.

3.1.2.2. - Tufi stratificati e conglomerati vulcanoclastici (**PQI_b**)

Questi depositi piroclastici, originariamente indicati come membro 'B' della Formazione di Collio (CASSINIS, 1966a; CASSINIS *et alii*, 1978), mostrano caratteristiche litologiche, chimiche e petrografiche differenti dalle sottostanti ignimbriti, e per questo motivo sono state da esse scorporate e identificate come unità a sé stante. Si tratta di alternanze tra diversi tipi di tufi cristallini, vitrici e tufiti varicolori, con intercalati tre corpi arenaceo-conglomeratici di origine alluvionale, plurimetrici e con forte componente litica vulcanica. Il colore predominante è rosso mattone o violaceo con transizione al bianco-verdastro. Al loro interno sono presenti inclusi di porfiriti e ignimbriti, pomici e più rari frammenti di micascisti. Verso le porzioni sommitali sono presenti anche livelli a lapilli accrezionari (CASSINIS, 1967), testimoni di una deposizione in ambiente subaereo in seguito a un'attività fortemente esplosiva, con notevole continuità laterale dalla porzione camuna del Bacino di Collio fino ai bordi trentini dello stesso (Rio Riccomassimo, nel limitrofo Foglio 079-Bagolino). Nelle porzioni clastiche alluvionali, presenti in livelli o lenti intercalate nei tufi (frequenti presso Baita Prada), si trovano clasti di rocce tufacee vetrose di colore rossiccio, finemente laminate, frammenti di vetro e di lave precedenti.

Lo spessore di questa unità piroclastica è soggetto a notevoli variazioni, ma si mantiene intorno a qualche decina di metri (30-90 m per CASSINIS, 2000). Talora è difficile operare una separazione netta con le ignimbriti sottostanti.

Età: Permiano Inferiore.

3.1.3. - Formazione di Collio (**COL**)

L'unità è riportata tra le Unità tradizionali formalizzate nel fascicolo VII, Quaderno 7 del SGN-APAT (CASSINIS, 2007).

Essa è rappresentata da una successione di depositi clastici alluvio-lacustri, prevalentemente medi e fini, in cui si intercalano, nella parte relativamente superiore, unità di provenienza vulcanica (si veda ad esempio CASSINIS, 1966a, 1966b; BONI & CASSINIS, 1973; CASSINIS *et alii*, 1978; CASSINIS *et alii*, 2000).

La Formazione di Collio è stata articolata da CASSINIS & PEROTTI (1997) in 'lower Collio' e 'upper Collio'. Attualmente sono chiamati rispettivamente e informalmente 'membro di Pian delle Baste' e 'membro della Val Dorizzo'. In precedenza CASSINIS (1966a) aveva riconosciuto tre membri, 'C', 'E' ed 'F' corrispondenti, il primo al membro di Pian delle Baste e gli altri due al membro di Val Dorizzo.

Il membro di Val Dorizzo (superiore) è rappresentato in genere da depositi alluvionali e lacustri che si interdigitano con la porzione inferiore del sovrastante conglomerato del Dosso dei Galli. Esso mostra

caratteristiche affini a quelle del membro di Pian delle Baste (inferiore), costituendo anch'esso un ciclo sedimentario a granulometria decrescente.

Nei settori centrali e orientali del Bacino di Collio e quindi esternamente all'area del foglio, i due membri di Pian delle Baste e di Val Dorizzo appaiono localmente separati da più corpi vulcanoclastici di flusso, riolitico-dacitici, in parte o totalmente risedimentati e con potenze plurimetriche (fino a 10-20 m), che hanno preso recentemente il nome dal Monte Dasdana (nel limitrofo Foglio 079-Bagolino). Si veda PEYRONEL PAGLIANI, 1965 e, soprattutto, il più recente lavoro di BREITKREUTZ *et alii* 2000, 2001, a cui si deve il termine 'Dasdana I Beds'.

3.1.3.1. - Membro di Pian delle Baste (COL₁)

E' rappresentato da depositi fluviali e lacustri, costituiti prevalentemente da alternanze di argilliti, siltiti e arenarie medio-fini laminate. Tali depositi sono varicolori, anche se le tonalità prevalenti sono grigio-verdastre scure nelle porzioni inferiori e bruno-rossastre in quelle intermedie, per passare a nere in quelle superiori. Concrezioni o lenti carbonatiche da centimetriche a decimetriche, di colore grigio chiaro, sono diffuse nelle porzioni basali e mediane dell'unità. Strutture sedimentarie come laminazioni, laminazioni incrociate od ondulate, *ripple marks*, impronte di carico e di corrente, sono molto diffuse in questi sedimenti, mentre frammenti di impronte di macroflore e piste di tetrapodi sono stati per lo più rinvenuti nelle loro parti superiori (nell'area oggetto di questo rilevamento esse provengono soprattutto dall'area del Passo delle Sette Crocette, che costituiva una zona di margine del bacino).

In questo settore del bacino lo spessore del membro di Pian delle Baste, che rappresenta un ciclo sedimentario passante da una conoide distale ad ambienti caratteristici di piana alluvionale fino a lacustri, è di circa 200 m. Nelle porzioni medio-superiori si rinvengono, poco ad E del foglio (ad esempio a S del M. Colombine) abbondanti resti vegetali (si veda oltre, membro della *Pietra Simona*).

Età: Permiano Inferiore.

3.1.3.2. - Membro di Val Dorizzo (COL₂)

Il membro è costituito inferiormente da arenarie gradate e siltiti verdi a componente vulcanica, con zone ad elementi vulcanici bianchi, e con intercalazioni di argilliti nere, e superiormente da arenarie con clasti vulcanici, da fini a conglomeratiche, micacee, di colore verde, grigio e giallastro, passanti verso l'alto ad argilliti nerastre laminate, contenenti anch'esse fossili vegetali mal conservati, bivalvi - attribuite da CURIONI (1870) ad *Anthraconaia carbonaria* GOLDFUSS - meduse lacustri (*Medusina limnica*) e impronte di tetrapodi. Frequenti le strutture sedimentarie come i

ripple marks, strutture *cut and fill* e laminazione incrociata. Nella zona compresa tra le Pofferatte e il Monte Crestoso questo membro presenta soprattutto i propri caratteri più grossolani e manifesta un forte contributo vulcanico a livello compositivo. La stratificazione, pur d'aspetto massiccio, è in generale abbastanza evidente: prevalgono i banchi compatti, con forme lenticolari allungate, spessi anche più di 1 m.

La porzione sommitale di questo membro, rappresentata in genere da depositi alluvionali e lacustri, si interdigita con la porzione inferiore del conglomerato del Dosso dei Galli.

Età: Permiano Inferiore.

3.1.3.3. - Considerazioni paleoambientali e cronologiche relative alla Formazione di Collio

All'interno di entrambi i membri di Pian delle Baste (**COL₁**) e di Val Dorizzo (**COL₂**), è stata rinvenuta nel tempo una grande abbondanza di fossili, principalmente microflore e impronte di tetrapodi, che hanno permesso l'attribuzione cronostratigrafica di questi depositi; per una recente sintesi sui dati paleontologici e geocronometrici si veda CASSINIS & RONCHI, 2001). Una revisione di tali flore, abbondanti ma poco diversificate, note e studiate da oltre un secolo (e.g. SUESS, 1869; GEINITZ, 1869; REMY & REMY, 1978; TYROFF in CASSINIS, 1966 a), è stata recentemente operata da alcuni autori olandesi (VISSCHER *et alii*, 2000; CASSINIS & SANTI, 2001). Essi confermano la presenza di sei forme identificate nonché resti di varie conifere (e ginkgophyte?) difficilmente identificabili: *Sphenopteris suessi*, *S. kukukiana*, *S. patens*, '*Sphenopteris*' cf. *interrupte-pinnata*, *Hermitia* (al. *Walchia*) *geinitzii* e *Walchiostrobus*. Sulla base di tali macroflore non è possibile dare, per tali litozone, indicazioni cronostratigrafiche più precise del Permiano Inferiore; bisogna quindi riferirsi al dato ottenuto sulla base dei palinomorfi, peraltro mal conservati (CLEMENT-WESTERHOLF *et alii*, 1974; CASSINIS & DOUBINGER, 1991, 1992; PITTAU in CASSINIS *et alii*, 2000), che suggeriscono un'età tardo artinskiana - ufimiana basale (scala russa) corrispondente ad un tardo Permiano inferiore-Permiano medio basale (i.e. Roadiano) nell'attuale Scala Stratigrafica Internazionale. Le età indicate nella figura 20 fanno riferimento alla posizione temporale delle formazioni secondo quanto indicato dalle datazioni radiometriche (si veda oltre) più che dalle indicazioni paleontologiche, ritenute più incerte.

Per quanto riguarda le impronte di tetrapodi, HAUBOLD (in HAUBOLD & KATZUNG, 1975) ha segnalato in Val Trompia la presenza di *Amphisauropus imminutus*, *A. latus*, *Dromopus lacertoides* e altre forme, ascrivendo la Formazione di Collio al tardo Autuniano europeo - equivalente al Sakmariano (?) ('*Oberhof beds*' della Thuringia). In seguito,

grazie a nuovi rinvenimenti, alcuni autori hanno inizialmente confermato tale attribuzione (CEOLONI *et alii*, 1987; CONTI *et alii*, 1991), più recentemente, gli stessi autori (CONTI *et alii*, 1997; 2000), sulla base di confronti regionali reputano che l'ichnoassociazione caratteristica della Formazione di Collio (*Batrachichnus* sp., *Amphisauropus latus*, *A. imminutus*, *Dromopus lacertoides*, *D. didactylus* e *Ichnoterium cottae*) consenta di ipotizzare la presenza del tardo Permiano inferiore - Permiano medio basale (Kunguriano-Ufimiano *p.p.*) della scala russa (o Kunguriano-Roadiano della Scala Internazionale).

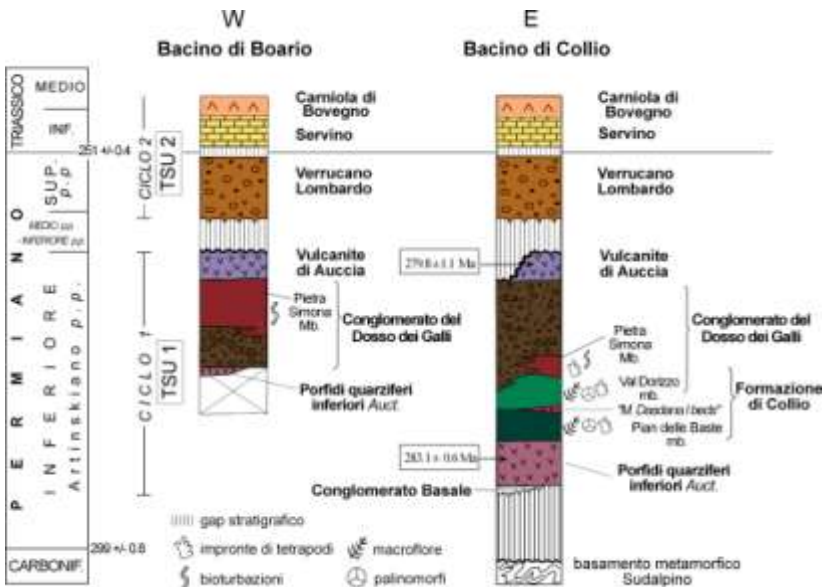


Fig. 17 - Colonne stratigrafiche schematiche della successione permiana nei bacini di Collio e di Boario.

Recenti datazioni isotopiche $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zircone, eseguite sulle vulcaniti alla base e al tetto della Formazione di Collio (si veda nelle rispettive unità), hanno fornito età considerevolmente più antiche (Artinskiano *p.p.*) e in parziale contrasto rispetto a quelle indicate dal *record* paleontologico (SCHALTEGGER & BRACK, 1999a,b, 2007), dimostrando inoltre che l'intera sedimentazione nel Bacino di Collio sarebbe avvenuta al più nel breve arco di 5 Ma.

Tra la Val Trompia e la Val Caffaro entrambe le porzioni sedimentarie mostrano variazioni granulometriche e di potenza degli strati, passando da

facies di conoide distale a facies di piana alluvionale sabbiosa e fangosa per terminare con depositi lacustri (ORI *et alii*, 1988).

3.1.4. - Conglomerato del Dosso dei Galli (CDG)

Tale litosoma, descritto da CASSINIS (1969a), è costituito essenzialmente da conglomerati e subordinatamente da arenarie e siltiti.

La sezione tipo si trova nella valle delle Malghe Setteventi e Dasdana Corna, all'incirca una decina di Km in linea d'aria ad E del margine orientale del Foglio 078-Breno.

In Val Dasdana CASSINIS (1969a) ha distinto due membri con passaggio laterale graduale tra l'uno e l'altro: un membro inferiore o Membro della Pietra Simona, caratterizzato da arenarie e siltiti rossastre, con tipiche bioturbazioni e con tufi stratificati alla sommità, e un membro superiore composto da conglomerati poligenici grossolani in matrice arenacea rosso scura, con stratificazione indistinta, che in questo foglio è stato cartografato come CDG.

Il CDG è delimitato a letto dalla Formazione di Collio e a tetto dalla vulcanite di Auccia. Ha uno spessore variabile da pochi metri fino a oltre 500 m nell'area tipo.

I rapporti stratigrafici con le unità sottostanti sono di eteropia, mentre superiormente il CDG passa stratigraficamente alla vulcanite di Auccia o, dove questa non è presente o è stata erosa, direttamente al Verrucano Lombardo tramite una discordanza angolare (visibile ad esempio lungo il versante orientale del Dosso Betti). Nel settore del Monte Crestoso la riduzione dell'unità vulcanica sarebbe stata in parte determinata dalla prolungata attività erosiva precedente la deposizione del Verrucano Lombardo (CASSINIS, 1964).

ORI *et alii* (1988), interpretando questa formazione come la progredazione di un sistema di conoidi alluvionali all'interno di un bacino lacustre poco profondo, hanno proposto una distinzione della stessa sempre in due membri informali, inferiore e superiore (detti A e B) con differenti caratteristiche sedimentologico-tessiturali. Il membro A, inferiore, è composto da sequenze *coarsening-upward* con potenze dai 15 ai 100 m, ognuna delle quali è rappresentata dalle seguenti litofacies, dal basso verso l'alto: 1) depositi arenacei tipo *sheet flow*, che si interdigitano con i depositi lacustri della Formazione di Collio; 2) depositi canalizzati, costituiti da conglomerati minuti e arenarie grossolane gradate con stratificazione piano-parallela e incrociata e 3) conglomerati grossolani rossastri e disorganizzati, con stratificazione mal distinta (depositi di *mass flow*). Il membro B è composto da conglomerati disorganizzati, con stratificazione incrociata mal definita e intercalazioni di arenarie grossolane. Le direzioni delle

paleocorrenti mostrano che le aree sorgenti di tale sistema alluvionale erano posizionate a SSW.

Successivamente CASSINIS & PEROTTI (1997) hanno confermato tale suddivisione del CDG in un 'membro inferiore', potente circa 180 m, e un 'membro superiore', potente da 0 a 200 m, oltre al Membro della Pietra Simona (ASSERETO & CASATI, 1965), che in Val Dasdana si trova inframmezzato tra essi.

Data la variabilità laterale e verticale delle facies, e la complessa attribuzione degli affioramenti a questo o quel membro (A o B di ORI *et alii* 1988 o inferiore e superiore di CASSINIS & PEROTTI, 1997) tutte le espressioni conglomeratiche grossolane sono state cartografate in questo foglio sotto la generica attribuzione di Conglomerato del Dosso dei Galli (CDG) e solamente le porzioni medio-fini al di sopra della Formazione di Collio sono state distinte attribuendole alla litofacies ad arenarie prevalenti (CDG_a).

3.1.4.1. - Litofacies ad arenarie prevalenti (CDG_a)

Inizialmente classificato da CASSINIS (1966a) come membro 'G' della Formazione di Collio, questa litofacies presenta caratteristiche litologiche significativamente diverse dal Collio 'tradizionale', cui parzialmente si interdigita, e per tale motivo è stata successivamente attribuita al conglomerato del Dosso dei Galli e definita come suo membro inferiore o membro A (ORI *et alii*, 1988).

In generale la litofacies è organizzata in sequenze *coarsening upward* che presentano localmente tre facies distinte rappresentanti la progradazione di conoidi alluvionali: la facies sommitale è rappresentata da paraconglomerati 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 laminazione incrociata (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 si presenta largamente in eteropia con depositi lacustri della Formazione di Collio ed è appunto quella che affiora nei settori sud-orientali del foglio.

Età: Permiano Inferiore.

3.1.4.2. - Membro della Pietra Simona (CDG₁)

Questa unità fu istituita come Membro del conglomerato del Dosso dei Galli da ASSERETO & CASATI (1965), i quali ne descrissero la sezione tipo

sul versante sinistro della bassa Val Camonica (nei pressi di Boario Terme, allo sbocco della Val d'Angolo). L'unità è riportata tra le unità tradizionali formalizzate nel fascicolo VII, Quaderno 7 del SGN-APAT (BERRA & ALBINI, 2007).

Il membro affiora con i massimi spessori nell'area circostante Boario Terme ('Bacino di Boario', Fig. 17); sul lato idrografico sinistro della Val Camonica è stato individuato poco a S di Sacca e, per la prima volta, anche nella media Valle dell'Inferno (La Rocchetta).

Esso è costituito da arenarie fini passanti a siltiti micacee rosso-scuri, intensamente bioturbate (le classiche 'budellature' degli Autori). Nelle sue porzioni superiori sono segnalati livelli cineritici verdognoli con aspetto porcellanaceo. Frequentemente possono essere osservate strutture sedimentarie quali laminazioni piano parallele, incrociate e concave (es. Parco di Luine).

Lo spessore è compreso tra 0 e 120 m,

Il membro della Pietra Simona affiora (si veda anche BERRA & ALBINI, 2007) a diversi livelli stratigrafici all'interno del CDG, in gran parte eteropica sia con le litofacies arenacee sia con quelle conglomeratiche: nei settori più interni del Bacino di Collio (ad esempio in Val Dasdana, CASSINIS, 1966a) essa si trova nelle sue porzioni medio-inferiori (alta Valle della Grigna e Valle Riccomassimo, nel limitrofo Foglio 079-Bagolino) della formazione (CASSINIS, 1966b; BONI & CASSINIS, 1973) mentre, nel Foglio 078-Breno, ovvero in corrispondenza del margine occidentale del suddetto Bacino, viene individuata nella porzione superiore o al tetto del CDG stesso sia sul versante destro della Val Camonica (ASSERETO & CASATI, 1965) come in parte in quello sinistro.

L'ambiente deposizionale del Membro della Pietra Simona può essere ricondotto ad aree laterali rispetto alle principali conoidi alluvionali o a zone inattive all'interno delle stesse (ORI *et alii*, 1988), ma potrebbe anche essere legato a facies di *playa*. Recentemente, RONCHI (2008) sulla base del contenuto ichtnologico del Membro della Pietra Simona, attribuito a *Paleophycus tubularis* e *Planolites montanus*, si è soffermato sul contributo che le tracce fossili possono dare nella ricostruzione di facies e paleoambienti. In particolare, la presenza pervasiva della prima specie nella sezione-tipo di Boario, indicherebbe un ambiente lacustre di media profondità e di tipo permanente.

Età: Permiano Inferiore (Fig. 17).

3.1.5. - *Vulcanite di Auccia* (AUC)

Il Gruppo delle Tre Valli Bresciane presenta alla sommità la vulcanite di Auccia. L'istituzione e lo studio geologico-stratigrafico di tale unità si deve a CASSINIS (1968a, 1969b), mentre le prime analisi petrografiche furono

condotte da PEYRONEL PAGLIANI (1965) e PEYRONEL PAGLIANI & CLERICI RISARI (1973) e WOPFNER (1984).

La formazione affiora prevalentemente nella zona attorno alla Punta dell'Arciprete - Dosso Betti e sul versante sinistro dell'alta Val Gabbia. Nel corso dei nuovi rilevamenti relativi al Foglio 078-Breno, sono stati individuati altri affioramenti di tale formazione sul versante sinistro della Valle dell'Inferno (loc. il Dossone e la Rocchetta) e tra l'impiuvio del T. Rovinazze e la Valle del T. Re (loc. Rineto).

Si tratta di ignimbriti riolitiche e subordinatamente dacitiche massive di colore da rosso-violetto a grigio, con tessitura porfirica e ricche di fiamme. A tetto e a letto sono presenti tufi di cristalli, riolitici. I fenocristalli sono costituiti essenzialmente da plagioclasio, quarzo, biotite e in minor misura da individui di pirosseno in genere serpentinnizzato. La pasta di fondo ha struttura da micro a criptocristallina.

Nella località tipo, presso Punta dell'Auccia, hanno uno spessore di 130 m. Nelle zone Punta dell'Arciprete - Dosso Betti - Val Gabbia lo spessore dell'unità varia in media tra 50 e 70 m. Nelle altre valli, in particolare nella Valle dell'Inferno, la complessità della tettonica e la difficoltà nello stimare la giacitura di tale unità vulcanica non permettono di poterne stabilire con certezza gli spessori che, tuttavia, potrebbero risultare elevati (oltre 200 m).

La vulcanite di Auccia, deposta prevalentemente in ambiente subaereo, rappresenta l'attività vulcanica finale del Bacino di Collio; sulla base della sua posizione stratigrafica, tra il conglomerato del Dosso dei Galli e il Verrucano Lombardo, nonché sulla base di datazioni radiometriche recenti ($279,8 \pm 1,1$ Ma: SCHALTEGGER & BRACK, 1999a,b, 2007) è attribuita al Permiano Inferiore (tra il Sakmariano sup. e l'Artinskiano inf., a seconda delle scale cronostatigrafiche considerate). Le facies di alterazione e i paleosuoli presenti alla sua sommità evidenziano uno *hiatus* in cui l'erosione e/o la non deposizione si è protratta nel tempo.

Età: Permiano Inferiore.

3.2 - VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Tale unità litostratigrafica è stata denominata con vari nomi dagli Autori ('Conglomerati e arenarie rosse tipo Gardena' di BONI, 1943; 'Arenarie rosse s.s.' di ARDIGÒ & BONI, 1952; 'Arenarie di M. Mignòlo' di CASSINIS, 1966b; WOPFNER, 1984, per citarne alcuni). È stata definita come Verrucano Lombardo da ASSERETO & CASATI (1965) ed è riportata tra le Unità tradizionali nel fascicolo VII del Quaderno 7, serie III, SGN-APAT (CASSINIS, 2007a).

Affiora estesamente nel settore meridionale del foglio, in cui costituisce i rilievi del M. Crestoso, M. Colombino, M. Frà, M. Stabil Fiorito, Corni del Diavolo e gran parte delle valli dell'Inferno, dell'Orso e Grigna e le pendici

meridionali del versante destro della bassa Val Camonica. È invece poco rappresentata nel settore settentrionale, ove affiora in modo limitato nella valle del T. Povo in corrispondenza dell'attraversamento della strada Vilminore–Bueggio.

Il Verrucano Lombardo, caratterizzato da una tipica colorazione rossastra, è costituito dall'associazione di conglomerati arenacei, talora grossolani (soprattutto alla base), arenarie conglomeratiche, arenarie e siltiti variamente alternate, con netta prevalenza di arenarie. Le frazioni più grossolane sono rappresentate da clasti da 0,5 a oltre 30 cm di quarzo, porfidi quarziferi e rari frammenti di basamento metamorfico. Affiora in bancate massicce di notevole spessore sottolineate da variazioni granulometriche, spesso meglio visibili in panoramica che sull'affioramento; lo spessore degli strati varia da 2 a 6 m; sono osservabili stratificazioni oblique, gradazioni normali e inverse e canali d'erosione.

Lo spessore complessivo nell'area considerata è molto variabile, passando da 500-600 m in Val Camonica (Gianico) e presso il M. Frà, a 400 m nella zona del M. Muffetto.

Il Verrucano Lombardo poggia indistintamente sul Basamento Metamorfico, sulle rioliti basali (PQI_a, Malga Luca), sui tufi stratificati a tetto di queste (PQI_b, pendici SE del M. Rosello) e sul conglomerato del Dosso dei Galli (Corni del Diavolo, Val Rosello, Valle dell'Orso).

Nella valle del Torrente Povo il Verrucano Lombardo si trova in contatto stratigrafico con il sovrastante Servino; il limite di letto non è compreso nell'area in esame in quanto affiora nei settori più a N ricadenti nel Foglio 057-Malonno. Il Verrucano Lombardo rappresenta i depositi appartenenti al secondo ciclo deposizionale permiano, che si depone in discordanza angolare sui depositi del primo ciclo o in *non-conformity* direttamente sul Basamento Metamorfico (ad esempio a meridione della dorsale M. Muffetto - Corne di Regoia).

Nell'alta Val Vesgheno (Malga Rondeneto), il Verrucano Lombardo è attraversato da filoni triassici. In ogni caso è sempre ricoperto stratigraficamente dal Servino.

Presenta una sequenza a granulometria decrescente verso l'alto, passando da depositi silicoclastici con tessiture tipiche di conoide prossimale a quelli di canali intrecciati e successivamente meandriformi, fino a facies di conoide distale e di *sheet flow*. Su basi sedimentologiche, la formazione può essere divisa in due membri (ORI, 1988; ORI *et alii*, 1988) non distinti in carta, date l'estrema variabilità laterale di facies da luogo a luogo). Il membro inferiore (A di ORI *et alii*, 1988) presenta alla base conglomerati a ciottoli grossolani che passano verso l'alto ad arenarie grossolane o conglomerati, ossia con un *trend* granulometrico decrescente verso l'alto (*fining upward*). I conglomerati hanno le tipiche caratteristiche

dei corsi d'acqua anastomizzati e presentano un aspetto da massivo a lentiforme, con scarsa continuità laterale, e superfici erosionali accentuate; verso l'alto, diminuendo la granulometria, si osservano strutture canalizzate e laminazioni incrociate concave o a festoni.

Il membro superiore (B di ORI *et alii*, 1988) è più ricco di frazione pelitica di colore rosso scuro, che viene a circondare i singoli corpi arenacei o a colmare gli stessi (*clay plug*); questi ultimi presentano basi erosionali e *set* singoli di stratificazione incrociata a basso angolo o alternanze di stratificazioni parallele o incrociate (da piccola a grande scala), interpretate come depositi di barra di meandro in un sistema fluviale meandriforme. Verso l'alto si ha un notevole incremento nelle frazioni fini siltitico-argillitiche, costituenti depositi non canalizzati, ben stratificati e con buona continuità laterale, tipici di un sistema di conoidi terminali.

Il Verrucano Lombardo è attribuito genericamente al Permiano superiore *p.p.* per correlazione con la coeva Arenaria di Val Gardena (e.g. CASSINIS & RONCHI, 2001).

Età: Permiano superiore *p.p.*

3.3 – INQUADRAMENTO PETROGRAFICO DEL VULCANISMO PERMIANO

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

La successione vulcanico-sedimentaria del Permiano Inferiore, affiorante nel Foglio 078-Breno (Fig. 20), mostra strette analogie con quella studiata nell'adiacente Foglio 079-Bagolino. Non essendo disponibili studi petrochimici recenti relativi alle vulcaniti affioranti nel primo foglio, che permettano di definirne il carattere e l'affinità, e di effettuare una adeguata classificazione petrografica, si riportano sinteticamente le conclusioni relative alle vulcaniti del Foglio 079-Bagolino, per il quale sono disponibili 185 analisi chimiche.

In generale, si può quindi affermare che l'attività vulcanica permiana nell'area delle Tre Valli Bresciane si protrae per un intervallo di tempo di poco superiore a 3 Ma, tempo decisamente più limitato rispetto alla durata dell'attività vulcanica permiana del Gruppo Vulcanico Atesino, che copre un intervallo di circa 10 Ma (MAROCCHI *et alii*, 2008).

Lo studio petrografico ha messo 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 tardo-magmatici. Ad esclusione del quarzo, tutte le altre fasi minerali, costituite da plagioclasio, K-feldspato (sanidino), biotite e pirosseno, hanno subito da parziale a completa sostituzione ad opera di mica bianca, clorite, fasi argillose, fasi opache, 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. La classificazione su base chimica è pertanto difficoltosa.

Per questo scopo è stato utilizzato non solo il classico diagramma $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ vs SiO_2 (TAS, Fig. 18; LE MAITRE *et alii*, 1989), ma anche il diagramma Zr/TiO_2 vs Nb/Y (W&F, Fig. 19; WINCHESTER & FLOYD, 1977), in quanto utilizza elementi minori ed in traccia considerati meno sensibili ai fenomeni di mobilizzazione metasomatica rispetto agli elementi maggiori. La proiezione dei punti delle rocce analizzate ha permesso di circoscrivere le aree di distribuzione dei campioni delle quattro formazioni vulcaniche.

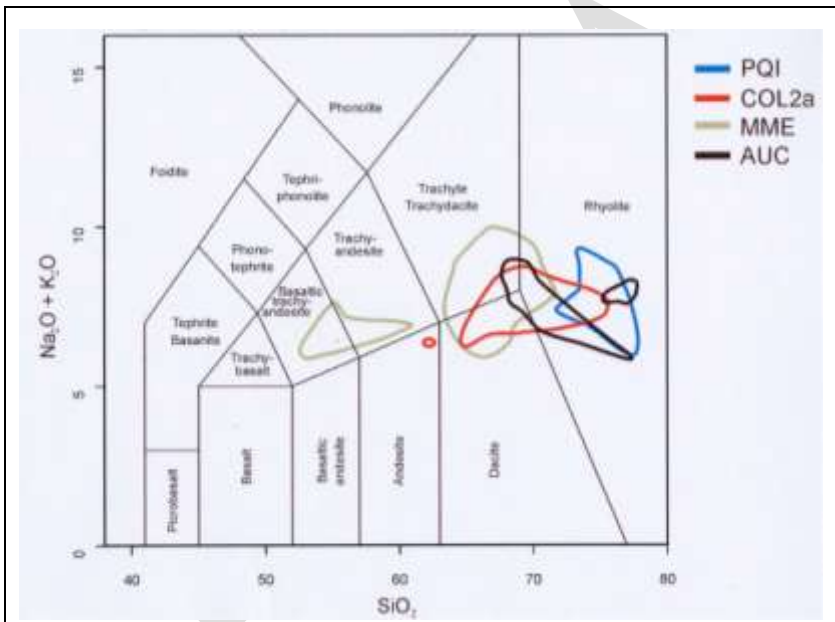


Fig. 18 – Diagramma TAS, con le suddivisioni proposte da LE MAITRE *et alii* (1989) relativo alle vulcaniti del Foglio 079-Bagolino (PQI = Porfidi Quarziferi inferiori, COL_{2a} = Dasdana beds, MME = formazione di Monte Macaone, AUC= vulcanite di Auccia).

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 ed eterogenei, ricchi di cristalli, di frammenti lavici 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 Dasdana beds come riodaciti. Alcuni campioni si classificano

come andesiti perché particolarmente ricchi di plagioclasti e di frammentini di composizione andesitica.

Le lave porfiriche della formazione di Monte Macaone (MME), nel Foglio 079-Bagolino, analogamente alle piroclastiti (COL_{2a}), si classificano come riodaciti. Si rileva inoltre la presenza di andesiti, che costituiscono piccoli corpi affiancati ai corpi principali riodacitici, e di rioliti.

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 (Fig. 18) mette in evidenza un loro sconfinamento dal campo subalcalino al campo alcalino, ciò trova spiegazione in un arricchimento in alcali connesso alle fenomenologie metasomatiche. 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.

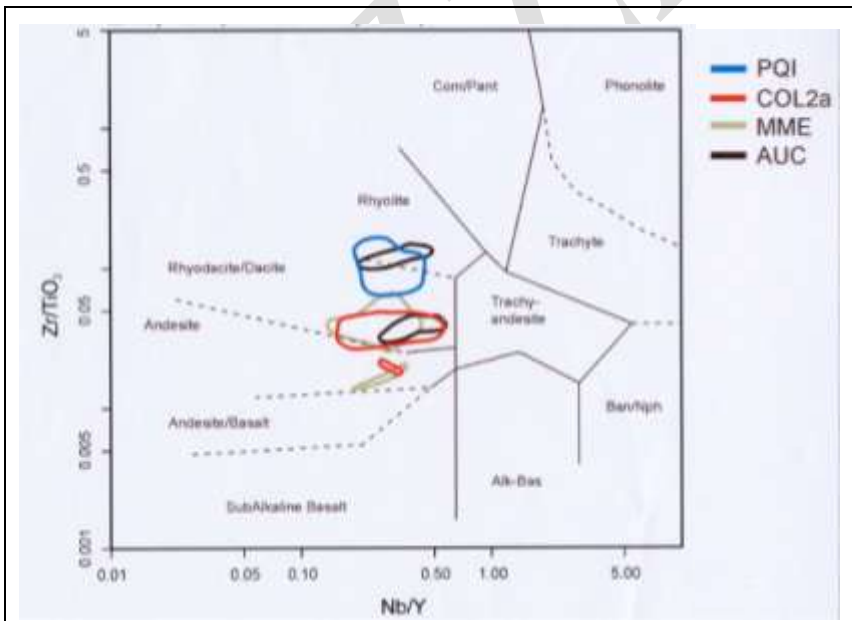


Fig. 19 – Diagramma classificativo di WICHESTER & FLOYD (1977) relativo alle vulcaniti del Foglio 079-Bagolino (PQI = Porfidi Quarziferi inferiori, COL_{2a} = Dasdana beds, MME = formazione di Monte Macaone, AUC= vulcanite di Auccia).

3.3 - INQUADRAMENTO GEODINAMICO DELLA SUCCESSIONE PERMIANA

Secondo l'opinione di molti Autori, l'evoluzione strutturale dei bacini del Permiano Inferiore nel Sudalpino è stata controllata da una tettonica di tipo estensionale. Per alcuni, la subsidenza dei bacini sarebbe stata correlata con una semplice estensione crostale (ad es. WOPFNER, 1984) mentre per altri sarebbe stata controllata da una tettonica *strike-slip*, accompagnata da un progressivo assottigliamento della crosta varisica (CASSINIS & PEROTTI, 1994; CASSINIS *et alii*, 1997; CASSINIS & PEROTTI, 1997, 2007).

Le carte delle isopache illustrate da PEROTTI & SILETTO (1996) per il Bacino di Collio mostrano, riguardo ai sedimenti del I ciclo permiano (Gruppo delle Tre Valli Bresciane), forti gradienti morfologici e un sensibile controllo strutturale della sedimentazione. La deposizione del II ciclo permiano, rappresentata dal Verrucano Lombardo, è invece molto più uniforme, mostra gradienti morfologici più modesti e una progressiva tendenza verso la peneplanazione. Molte delle faglie attive durante il ciclo precedente (ad es. la faglia delle Pofferatte) risultano suturate dai depositi del II ciclo.

4. - SUCCESSIONE VULCANO-SEDIMENTARIA TRIASSICA DELLE ALPI MERIDIONALI

(a cura di F. Forcella e C. Bigoni, con contributi di F. Berra, C. Corazzato, M. Gaetani, R. Gelati, A. Gregnanin, G. Groppelli, F. Jadoul, G.L. Trombetta)

La stratigrafia del Triassico inferiore e medio *pro parte* è caratterizzata da relativa uniformità fino alla Formazione di Wengen (Fig. 20), mentre al di sopra di questa, a partire dal Ladinico superiore, la paleogeografia risulta articolata in: (1) piattaforme carbonatiche e margini-scarpata di piattaforma, rappresentati dalle formazioni del calcare di Esino, di Breno e del Calcare Metallifero Bergamasco; (2) coevi bacini a sedimentazione terrigena e mista, rappresentati dalla Formazione di Wengen, dall'Argillite di Lozio, dalla formazione di Gorno; (3) facies di passaggio tra i due ambienti, espresse dai calcari di Pratotondo e di Sommaprada, secondo la

terminologia di ROSSETTI (1966a) relativa alla valle del T. Lanico, ma estrapolabile anche più ad W.

Il membro di Monte Arano della Formazione di Breno e la formazione di Gorno rappresentano un corpo carbonatico posto a tetto o interdigitato all'Argillite di Lozio, caratterizzato da facies di mare basso, transizionale tra un altofondo sommerso ed una piattaforma, con episodi d'emersione e con apporti terrigeni fini che localmente danno luogo ad intercalazioni di spessore metrico-decametrico (area a NE di Borno). La variabilità delle facies che caratterizzano il membro di Monte Arano e la formazione di Gorno in tale area ha indotto gli Autori precedenti a inserire fittizie e inestricabili complicazioni strutturali, evidenti in certi punti del Foglio 34-Breno (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) o nella carta di DE JONG (1979).

Nell'area esaminata sono conservati lembi dell'originario margine tra le piattaforme ed i bacini. Il più esteso e continuo è quello delimitato nella valle del T. Lanico (valle di Lozio) dalle piattaforme carbonatiche della Concarena - Pizzo Camino; il ripido versante a S de Il Cornone (gruppo della Concarena) permette di osservare la rastremazione meridionale della piattaforma dell'Esino entro le facies transizionali al Bacino di Lozio. Questo margine, già oggetto dello studio di ROSSETTI (1966a), appartiene interamente all'Unità strutturale Pizzo Camino.

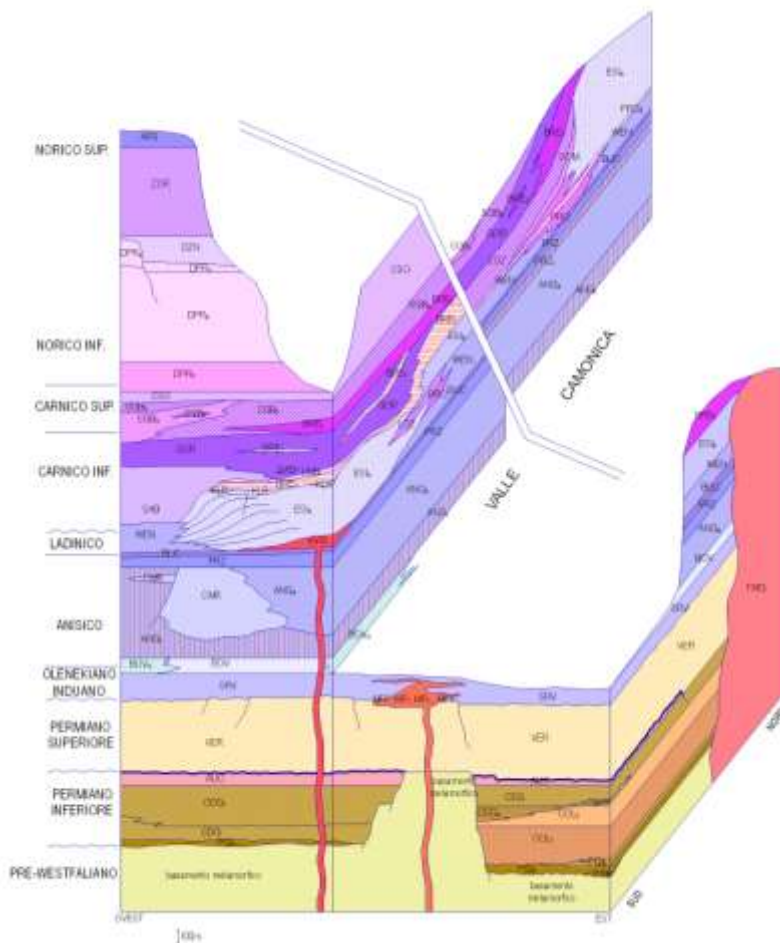


Fig. 20 – Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità presenti entro il Foglio 078-Breno.

Frammenti di margine-bacino sono stati inoltre individuati sul versante orientale della Corna Mozza, nei pressi del Giovetto di Palline, lungo lo sterrato che collega questa località ad Azzone e a N del paese di Dosso; le facies di transizione sono date da calcari scuri lastroidi, con laminazione derivante da processi microtorbiditici, sovrapposti al calcare di Esino della Corna Mozza, di cui rappresentano la transizione verso un bacino posto a E e NE. Questi frammenti di margine appartengono ad un'unità strutturale sottostante all'Unità Pizzo Camino (denominata Unità della Costa di

Valnotte da FORCELLA, 1988); non sono quindi direttamente ricollegabili al margine individuato in Val di Lozio. La successione che forma la parte bassa del versante orografico sinistro dell'alta Val di Scalve, sottostante l'Unità Pizzo Camino, è caratterizzata dalle facies bacinali (Argillite di Lozio) ricoperte dalla formazione di Gorno, dal membro di Monte Arano della Formazione di Breno e dalla formazione di San Giovanni Bianco; la sua correlabilità con l'unità tettonica della Corna Mozza verrà discussa oltre.

In destra idrografica della media Val di Scalve (Dezzo di Scalve - Colere) affiorano i corpi carbonatici di piattaforma che formano la pila di *thrust* del massiccio Pizzo della Presolana - M. Ferrante. In essi il calcare di Esino si ripete su almeno tre principali livelli strutturali; essendo prevalentemente delimitato da superfici tettoniche non mostra facies di transizione. Nell'unità tettonica inferiore (Unità Vigna Vaga) vi sono solo indizi di rastremazione verso E (località Pian di Vione); verso W è ricoperto dalle facies peritidali della Formazione di Breno (località Corna Gemelle) che terminano con una superficie paleocarsica a tasche silicizzate, ricoperte da peliti, marne e dolomie scure entro le quali si erano sviluppate le coltivazioni minerarie dell'area circostante il rifugio Albani (RODEGHIERO, 1977). La litozona pelitica rappresenta un orizzonte significativo per correlazioni stratigrafiche e di riflesso utile per la ricomposizione del mosaico dei *thrust*, in quanto è individuabile anche alla sommità della Formazione di Breno appartenente alla successione della media e bassa Val di Scalve (pieghe di Dosso, Giogo della Presolana) e sul versante meridionale del M. Erbanno fino a Prave. Litofacies terrigene pelitiche e argillitiche si ritrovano alla sommità della Formazione di Breno della Cresta di Valzurio, ascritte a facies distali dell'Argillite di Lozio da BERRA & JADOUL, (2002); intercalazioni terrigene pelitiche e argillitiche di spessore metrico-decametrico si ritrovano entro il membro di Monte Arano della Formazione di Breno e la formazione di Gorno nella zona a NE di Borno, ascritte a scaglie tettoniche di Argillite di Lozio nella cartografia precedente. Ciò suggerisce rapporti di eteropia tra il membro di Monte Arano, la formazione di Gorno e le formazioni di Breno e di Lozio; gli inquinamenti terrigeni, provenienti da N, mostrano gli spessori più consistenti nelle unità originariamente più settentrionali, via via con spessori sempre minori ed interdigitazioni nelle unità meridionali, con ripartizione non uniforme imputabile all'articolazione dalla paleotopografia.

Il calcare di Esino dell'embrice intermedio dell'Unità Presolana mostra una rozza clinostratificazione immersa verso i quadranti orientali che suggeriscono l'originario sviluppo del bacino in quella direzione; è ricoperto sul versante meridionale (M. Visolo) dalla Formazione di Breno immersa verso S.

La successione triassica superiore riacquista una certa omogeneità su tutta l'area con la formazione di San Giovanni Bianco, che costituisce l'orizzonte superiore di scollamento e traslazione tettonica nell'area esaminata; essa passa superiormente alla Formazione di Castro Sebino, Dolomia Principale e successive unità retiche.

4.1 - SERVINO (SRV)

Questa unità litostratigrafica è ancora oggi indicata con il nome assegnatole in Val Trompia sin dagli inizi del 1800 (BROCCHI, 1808). Il Servino è stato riportato tra le Unità tradizionali nel fascicolo VI del Quaderno 7, serie III, SGN-APAT (SCIUNNACH, 2007). Essa affiora in varie zone dell'area oggetto del rilevamento: la porzione maggiore è rappresentata dalla placca della Colma di San Glisente (Dos dell'Asino, Malga la Pozza), e dagli estesi affioramenti a S di Esine e Berzo. Affioramenti minori sono visibili nell'area del M. Muffetto, del crinale sovrastante la stradina che porta a Malga Rondeneto e nella zona del Dosso Beccheria di Bassinale e del Dosso Blussega - Corno Ceriale e nella parte settentrionale del foglio nei dintorni di Bueggio e Vilminore di Scalve.

Il Servino comprende sedimenti carbonatico-terrigeni marini, di ambiente costiero, in genere largamente fossiliferi (*Claraia claraia*, *C. aurita*, *Natiria costata*, *Neoschizodus ovatus*, *Myophoria* sp.), depositisi al di sopra del Verrucano Lombardo e caratterizzanti l'ingressione marina avvenuta nel Triassico Inferiore (Induano-Olenekiano).

Nell'area triumplino-camuna, all'interno della formazione si possono riconoscere sei unità, che nel Foglio 078-Breno non sono state cartografate a causa degli esigui spessori coinvolti (DE DONATIS & FALLETTI, 1997; si veda anche CASSINIS, 1968b; ITALIAN IGCP 203 GROUP, 1986, e SCIUNNACH *et alii*, 1999). I primi tra questi Autori, oltre ad avere eseguito un lavoro stratigrafico di dettaglio, hanno comparato le sezioni misurate nell'area del Monte Guglielmo con quella classica del Servino in Val Fontanelle (NERI, in CASSINIS, 1990), che non si discosta molto a sua volta da quella della Colma di San Glisente. Dal basso verso l'alto si hanno:

1) unità basale: quarzareniti, siltiti e arenarie fini grigiastre, talora bioclastiche e oolitiche, in strati molto sottili, ricche di *ripple* da onda, intercalate a peliti bioturbate (10-25 m); nella Val Fontanelle questa litozona è caratterizzata, alcuni metri sopra la base, da dolomie oolitiche alternate a siltiti e denominata 'calcere di Praso' da DE DONATIS & FALLETTI (1997);

2) dolomie marnoso-siltose e peliti talora bioturbate (10-55 m). In Val Fontanelle questa litozona è costituita da una fitta alternanza di marne, siltiti, arenarie fini grigio-bluastre a cemento carbonatico e calcareniti oolitico-bioclastiche intensamente dolomitizzate; nella parte medio-alta è presente *Claraia aurita*, marker dello 'Scitico' medio *Auct.*, sottopiano

Dieneriano nella attuale terminologia; tale litozona viene correlata con il Membro di Siusi della Formazione di Werfen;

3) Oolite a gasteropodi: calcareniti bioclastiche e oolitiche, calciruditi e arenarie, intercalate a peliti bioturbate (12-30 m); in Val Fontanelle tale litofacies è ben rappresentata e rispetto all'unità precedente mostra un aumento di spessore, sia delle intercalazioni oolitiche che bioclastiche - in banchi superiori al metro - ricche di gasteropodi e di lamellibranchi;

4) peliti di colore rosso vinato, con intercalazioni centimetriche di quarzareniti micacee (20-25 m); tale litozona si osserva bene nella sezione di Val Fontanelle e viene correlata con il Membro di Campil della Formazione di Werfen;

5) strati a Myophoria: calcareniti bioclastiche e oolitiche intercalate a peliti (10-35 m); tale unità è stata definita proprio nella Val Fontanelle dove si osservano strati siltosi e marnosi grigi alternati a banchi calcarei contenenti una grande varietà di fossili tra cui *Myophoria* sp. e *Naticella costata*, *Dinarites* sp.. Tale litozona è correlabile con il Membro di Val Badia delle Dolomiti;

6) litozona pelitica sommitale; prevalgono marne e siltiti di colore grigio-verdastro e talvolta anche rosso, con subordinate intercalazioni arenacee e carbonatiche (25-60 m).

Nell'area esaminata, la successione normale del Servino è ben visibile in quelle località risparmiata dalle dislocazioni tettoniche e dalle intrusioni porfirittiche, ad esempio presso Malga Rondeneto, dove è visibile il passaggio con il sottostante Verrucano Lombardo e, circa 40 m sopra, la presenza dell'"Oolite a gasteropodi". Gli strati a *Myophoria* sono stati invece riconosciuti presso Malga la Paglia, sulla mulattiera per Dosso Sparviero. Quarzareniti chiare rappresentanti il membro basale, deposto direttamente sul Verrucano Lombardo, si osservano lungo il sentiero che da Malga Cauzzo va verso Corno Ceriale nonché lungo la strada tra Monti e Angolo.

Entro questa Formazione sono frequenti le mineralizzazioni *stratabound*, soprattutto quelle a barite e siderite manganesifera; esse sono da mettere in relazione a un evento metallogenico probabilmente eotriassico, connesso con la circolazione di fluidi geotermali, e risultano concentrate nelle litozone 1, 3 e 5.

Lo spessore del Servino, ove presente integralmente, è di circa 150 m; nella valle del Povo è limitato a una ottantina di metri.

In un recente lavoro CASSINIS *et alii* (2007) hanno esaminato in dettaglio la stratigrafia e le facies al passaggio Permiano-Triassico in un settore compreso tra il Lago di Como e la Val Giudicarie. Il limite inferiore con i depositi continentali del Verrucano Lombardo è rappresentato da clastiti grossolane o da siltiti e peliti rosso scure (Malga Rondeneto). Questo limite

è concordante ma male esposto nella valle del T. Povo tra gli abitati di Pianezza e Bueggio.

Nell'area di Bueggio e Vilminore di Scalve affiora esclusivamente la litofacies inferiore costituita da arenarie quarzoso-micacee fini, siltiti e argilliti di colore da grigio verdastro a rossastro, in alternanze centimetrico-decimetriche. Le siltiti presentano localmente cemento calcareo che dà una debole reazione all'HCl e presentano strutture quali bioturbazioni e laminazioni incrociate da *ripple* d'onda.

Superiormente il Servino è a contatto con la carniola di Bòvegno. Quando si vede, il limite è concordante; esso avviene attraverso il passaggio ad alcuni livelli di dolomie grigie siltitiche debolmente vacuolari.

Stando allo schema cronostratigrafico proposto da SCIUNNACH *et alii* (1999) il Servino si sarebbe deposto nel Triassico Inferiore (Induano – Olenekiano superiore (Spathiano)).

L'ambiente deposizionale della formazione è di tipo litorale marino o di bassa profondità.

Età: Induano - Olenekiano superiore (Spathiano).

4.2 - CARNIOLA DI BÒVEGNO (BOV)

L'unità è stata definita da ASSERETO & CASATI (1965). E' costituita da dolomie vacuolari e calcari dolomitici di colore giallastro, a stratificazione indistinta o in grossi banchi, in subordine da breccie ad elementi dolomitici, lenti di gesso e anidrite. Nell'area ove tale formazione affiora più diffusamente è prevalente la litofacies costituita da carniole e calcari dolomitici a cellette, di colore da grigio chiaro a giallastro e con stratificazione poco distinta e intercalazioni di marne gialline e dolomie vacuolari. I calcari dolomitici fanno passaggio a breccie a clasti spigolosi di dolomie, calcari, siltiti verdi e marne da gialline a policrome; la massa di fondo è calcarea di un giallo intenso. Nell'incisione del T. Povo, sotto l'abitato di Vilminore, affiorano sporadicamente gessi sottilmente laminati e breccie ad elementi di gessi laminati. Segnalazione particolare va posta alla carniola di Bòvegno nella litofacies gessoso-anidritica affiorante presso gli abitati di Castelfranco e Costa Volpino (BOV_a). A Castelfranco è presente la litofacies gessosa sovente laminata e interessata da pieghe e tuttora interessata da attività estrattiva. A Costa Volpino affiora la litofacies anidritica caratterizzata da un assetto monoclinale sottolineato dalla fitta laminazione; a Volpino l'attività estrattiva è cessata e le cave sono in corso di ripristino.

Questa formazione affiora in una stretta fascia disposta E-W tra gli abitati di Vilminore e Nona, e più diffusamente nell'alto corso del Torrente Nembo. Affiora inoltre con una certa estensione intorno all'abitato di Prestine. Nella stessa area si osservano anche limitati affioramenti a SE di

Esine (loc. Castellazzo), a S di Berzo (loc. Marcolino). In altre aree la presenza della carniola di Bòvegno è estremamente limitata: piccoli affioramenti si trovano sia a S della località Colmèt, che presso Dosso Rognone. Tali affioramenti, che poggiano con contatto netto sopra il Servino, risultano una novità rispetto alla cartografia precedente.

La carniola di Bòvegno affiorante nella Valle di Prestello nei pressi di Prestine, è maggiormente esposta, ma presenta notevoli disturbi tettonici.

Sul versante destro camuno tra Angolo Terme e San Vigilio la carniola di Bòvegno affiora in modo sporadico ma in una fascia continua con limiti di tetto e di letto di tipo stratigrafico, raramente esposti ma deducibili dall'andamento degli affioramenti.

Altrove la carniola di Bòvegno affiora sporadicamente a causa della elisione tettonica che tale litotipo ha subito durante la messa in posto dei principali sovrascorrimenti, dal momento che le sue caratteristiche reologiche ne hanno fatto uno dei principali orizzonti di scollamento tettonico. Tuttavia non si può escludere che lembi attribuibili a tale formazione siano individuabili nelle carniole e nelle marne che sovente sottolineano i contatti tettonici, sia all'interno del Calcare di Angolo sia tra successioni anisiche e carniche, così come alcune tettofacies carbonatiche siano attribuite erroneamente alla carniola di Bòvegno.

Lenti di carniole e marne gialline sono state cartografate alla base dei sovrascorrimenti presso il roccolo della Clusorina, alle Lische del Colle, in alta Val Giogna e a monte di Ossimo Superiore.

A causa della elisione tettonica e della presenza di motivi plicativi non si può determinare con esattezza lo spessore di tale formazione che può però essere stimato in almeno un centinaio di metri. Sul versante destro camuno lo spessore varia da poche decine di metri (San Vigilio) a circa 80 metri (Anfurro).

Come già descritto, il limite di letto con il Servino è concordante ed è ben esposto. Il limite con il soprastante Calcare di Angolo è di tipo tettonico ed è osservabile sul versante destro dell'alta valle del T. Nembo.

L'ambiente deposizionale della formazione è di tipo litorale marino o di bassa profondità fino a lagune isolate tipo *sabkha*.

Età: Triassico inferiore sommitale – Anisico inferiore.

4.3 - CALCARE DI ANGOLO (ANG)

Questa unità è stata definita da ASSERETO & CASATI (1965) e formalizzata da ASSERETO & CASATI (1968a); è rappresentata da calcari e calcari dolomitici neri ben stratificati, nonché intercalazioni di carniole (non distinte in carta).

Sono state distinte due litofacies:

- calcari in strati sottili e/o nodulari (ANG_a);

- calcari scuri in strati medi/massicci (**ANG_c**);

Lo spessore totale della formazione è stato valutato nei pressi della sezione stratigrafica Monti-Erbanno nella bassa Val Camonica, ed è pari a 700 m.

Il limite inferiore con la carniola di Bòvegno è in genere eliso tettonicamente, come ad esempio sul versante destro della valle del T. Nembo. Dove è conservato è generalmente di tipo transizionale. Il limite superiore è dato dal passaggio al calcare di Prezzo: in genere è di tipo graduale e avviene attraverso una litozona di spessore massimo di una quindicina di metri di calcari micritici un po' micacei e localmente piritiferi in strati da centimetrici a decimetrici e interstrati marnosi di pari spessore, con caratteristiche intermedie tra le due formazioni; tale litozona è stata inclusa nel calcare di Prezzo. Un limite netto si ha invece sul versante tra Piancogno e San Valentino e sui versanti a W del Pizzo Camino e della Corna San Fermo.

A monte dell'abitato di Darfo, lungo il sentiero che conduce alla parete di arrampicata della Corna Cleto, il passaggio tra il Calcare di Angolo e il calcare di Prezzo è netto e avviene attraverso un banco di circa 2 m di spessore di calcari micritici nerastrati, localmente in strati amalgamati, con superficie ondulata e ricca in crinoidi, piccoli bivalvi e grosse ammonoidi. Potrebbe corrispondere, analogamente ai settori più occidentali (Foglio 076-Lecco, Foglio 077-Clusone) al *Banco a Brachiopodi*. Analogo significato potrebbe avere il livello a piccoli lamellibranchi rinvenuto a letto del calcare di Prezzo al limite NE dell'area di rilevamento, in località Sendine.

Al contatto con il plutone dell'Adamello, il Calcare di Angolo presenta intensi fenomeni di metamorfismo di contatto dati da una minuta ricristallizzazione della roccia ma soprattutto da un intenso piegamento a carattere molto plastico e poliarmonico, con fenomeni di *boudinage* ben visibili nella litofacies sottilmente stratificata. Le pieghe sono visibili alla mesoscala e hanno assi che si dispongono parallelamente ai margini del plutone.

L'ambiente deposizionale della formazione corrisponde ad una baia poco profonda con fini apporti terrigeni.

Età: Anisico inferiore-medio.

Nel Foglio 078-Breno, a differenza dei fogli limitrofi, sono state distinte le litofacies di seguito descritte.

4.3.1. - *Calcari scuri in strati medi/massicci* (**ANG_c**)

Questi calcari presentano un elevato rilievo morfologico dando origine a cornici che spiccano su versanti generalmente boscati, sul versante destro

della Val Camonica, sul versante a monte di Azzone (Corna del Falò) e della Costa di Valnotte a N di Colere e nella bassa valle del Lanico.

Si tratta di calcari da grigi a grigio-scuri alla frattura, grigi in alterazione, da micritici a debolmente laminati, localmente micacei, in strati da planari a ondulati di spessore da decimetrico fino a metrico ove gli strati si presentino amalgamati. Sono sovente percorsi da vene di calcite bianca, tanto che alcune cave di 'nero venato', usualmente impostate nel calcare di Pratotondo, sfruttano anche questi litotipi (cave in località Plagne).

A E e a N di Magnone (Colere) e poco sotto il crinale del Roccolo (M. Zanari), si osservano sottili intercalazioni di marne giallastre associate a livelli bioturbati, mentre sulle pareti rocciose tra Paltressino e Gorzone Sciano (Darfo) si osservano alternanze di livelli di calcareniti e calcari micritici con laminazioni sia parallele che incrociate e con *slumping*.

All'interno di questa facies sono presenti alcuni livelli dolomitizzati, di aspetto a volte brecciato, generalmente massicci; alla frattura risultano più chiari rispetto ai calcari massicci: per la loro analogia con il Calcare di Camorelli sono stati ad esso attribuiti. Questi livelli dolomitici si segnalano sul versante destro della Valle dell'Inferno sia a monte che a valle di Pat, sul versante tra località Foppe e Crespalone (pendici SE del Pizzo Alto). Nella Valle dell'Inferno, al passaggio con la facies sottilmente stratificata, sono stati osservati dei livelli di doloareniti a laminazione incrociata

Tra San Vigilio e Costa Volpino il Calcare di Angolo affiora quasi esclusivamente in questa litofacies alla base del Calcare di Camorelli e con spessori di almeno 250 m.

Età: Anisico inferiore–medio.

4.3.2. - *Calcari in strati sottili e/o nodulari* (ANG_a)

Questa facies si trova generalmente nella parte superiore della formazione a diretto contatto con il calcare di Prezzo e corrisponde al membro superiore, 'facies camuna', di ASSERETO & CASATI (1965). In tale posizione, seppure in contatto rovescio, la si ritrova a N di Colere sul versante tra Dezzo di Scalve, Malga Bolzone e Malga Barbarossa (a W di Teveno), mentre alle Lische del Colle (versante sinistro della Val di Scalve) è intercalata (stratigraficamente?) alla litofacies dei calcari in strati medi.

Tale litofacies si trova a contatto diretto con il calcare di Prezzo anche sul lato destro della bassa e dell'alta Val Nena, a monte di Rivadossa, a S del Dos de l'Avverta, nella Valle dell'Inferno, nella Valle del Monte, sul versante tra Losine e il Colle dell'Oca. Costituisce inoltre buona parte del versante compreso tra Ossimo Superiore, Predenar, Creelone, Passagrop, Durino. Tale fascia prosegue anche sul versante sinistro della valle del T. Lanico, sul medio versante meridionale del Colle dell'Oca, sul versante sinistro camuno, tra Niardo, Breno e Astrio. In quest'ultimo sito, per una

fascia di alcune centinaia di metri a contatto con il plutone dell'Adamello, il Calcare di Angolo presenta fenomeni di metamorfismo di contatto e un intenso piegamento alla meso-scala con assi che si dispongono parallelamente ai margini del plutone. Fortemente piegato ma con assi di direzione alpina si presenta il Calcare di Angolo in facies camuna nei pressi di Prestine e lungo la strada per il passo di Croce Domini.

Dal punto di vista litologico la litofacies comprende calcari grigio-scuri nerastri alla frattura, grigi in alterazione, da micritici a debolmente laminati, localmente micacei, in strati planari di 1÷5 cm, massimo 8 cm, alternati con marne nerastre di spessore variabile da alcuni millimetri a qualche centimetro. Questa facies si presenta localmente interessata da una fitta bioturbazione che ha portato alla amalgamazione dei singoli strati conferendo all'ammasso roccioso il tipico aspetto nodulare ('bernocoluto'). La distinzione della litofacies *Calcari nodulari* non è stata possibile data la fitta alternanza con la litofacies precedente e/o la sporadicità della bioturbazione all'interno degli strati.

Un livello a bioturbazione diffusa si segue a monte di Pianezze (Darfo Boario) mentre *slumping* si rinvengono alla base della litofacies nei pressi di Piamborno e di Pianezze. Lungo la strada a E di fienile Barbetti (Lische del Colle) si segnala inoltre la presenza di un livello di breccie sinsedimentarie intercalate. Sulla prosecuzione orientale della medesima strada sono invece stati osservati piccoli *slumping* entro un livello a stratificazione pluridecimetrica con laminazione obliqua.

Durante le deformazioni alpine, questi litotipi hanno manifestato un comportamento prevalentemente duttile, attestato dalla presenza di fitti piegamenti alla scala metrico-decimetrica con prevalenti geometrie *chevron*. Pieghe si osservano anche nella fascia di versante tra Mazzunno e Pianezze (Darfo – Boario Terme).

Affioramenti di calcari nodulari sono stati osservati sul versante destro della bassa Val Nena, sul versante S del Dos de l'Averta, lungo la strada a SW del Monte Mignone, nella valletta a monte di Rivadossa, lungo la strada di località Plagne.

La stessa litofacies nodulare costituisce buona parte degli affioramenti rocciosi della bassa Val di Scalve e della Val Camonica a monte degli abitati di Mazzunno, Terzano, Darfo Boario, Erbanno, Angolo, Anfurro e Monti.

Ad essa nei dintorni di Ca' Bernardi e Creolone (versante SE del Dos d'Averta) si osservano intercalati ai calcari ben stratificati livelli marnosi di spessore da decimetrico a pluridecimetrico. A monte del cimitero di Erbanno si può osservare il passaggio alla litofacies sottostante attraverso un livello di strati amalgamati grigio-nerastri, micritici, fetidi, con stiloliti e film ferruginosi sugli interstrati e millimetriche sferule silicizzate che

risaltano sulla superficie di alterazione. Sono presenti anche livelletti di calcareniti laminate con lamine da ondulate a caotiche (*slumping*).

Sul versante a monte di San Vigilio la litofacies dei calcari in strati sottili si rinviene intercalata a più livelli entro il Calcare di Camorelli; in particolare è stata campionata un'intercalazione di calcarenite gradata coinvolta in una piega isoclinalica, ad asse compatibile con le deformazioni alpine, presente alla base della litofacies tipica del Calcare di Camorelli.

Età: Anisico inferiore–medio.

4.3.3. - Intercalazioni di carnirole

Si tratta di livelli con spessore ridotto a pochi metri, non rappresentabili alla scala 1:50.000, prevalentemente concentrati nella parte inferiore della formazione, che affiorano sul versante a monte di Azzone, sul versante meridionale del Colle dell'Oca e sul versante a monte di Ossimo Superiore e nei dintorni di Magnone.

Sono costituiti da marne *beige*-giallastre nelle quali è ancora visibile la stratificazione, oppure da breccie caotiche ad elementi di calcari grigi o dolomie marroni imballate in una matrice marnosa carnioleggiante. L'interpretazione di tali orizzonti è ambigua in quanto sono sovente associati a superfici di movimento e si presentano tettonizzati. D'altra parte anche se si trattasse di originarie intercalazioni stratigrafiche, data la loro diversa reologia rispetto ai calcari circostanti, difficilmente avrebbero conservato le originarie strutture sedimentarie, e si presenterebbero comunque più tettonizzati rispetto a questi ultimi.

4.4 - CALCARE DI CAMORELLI (CMR)

La formazione è stata individuata e definita da ASSERETO & CASATI (1965) mentre dagli autori precedenti era stata cartografata come calcare di Esino; uno studio stratigrafico approfondito è stato fatto nel lavoro di GAETANI & GORZA (1989). Il Calcare di Camorelli è stato formalizzato in DELFRATI *et alii* (2000) e uno studio regionale è di BERRA *et alii* (2005).

La facies tipica è costituita dalla interdigitazione di *packstone* intrabioclastici e *bindstone* che in affioramento presentano il tipico aspetto di calcari chiari, massicci con subordinati livelli a laminazioni algali, *Tubiphytes* e rare alghe dasycladacee. Nei ghiaioni alla base delle pareti di Calcare di Camorelli nei pressi di San Vigilio si rinvengono coralli, articoli di crinoidi, alghe e clasti con livelli fenestrati.

Al passaggio con il sottostante Calcare di Angolo si assiste ad una graduale transizione evidenziata dalla comparsa di una stratificazione da planare a leggermente ondolata e al progressivo prevalere di *mudstone* sui *packstone-wackestone* tipici del Camorelli; tale fascia di transizione è presente in Val Gola con uno spessore di un centinaio di metri.

Si tratta di una formazione continua ed esposta da tetto a letto in una limitata area disposta SW–NE sul versante destro camuno tra l’abitato di Lovere e la Valle dell’Orso. Gli spessori sono facilmente valutabili in quanto essa risulta quasi sempre in continuità stratigrafica con l’eteropico Calcare di Angolo e il soprastante calcare di Prezzo. Varia da da pochi metri di spessore fino a raggiungere 400 m nei pressi dell’abitato di Branico in Val Gola. Al passaggio con il soprastante calcare di Prezzo si osserva localmente la comparsa di straterelli calcarei simili alla facies camuna del Calcare di Angolo (località Cervera); ma generalmente il passaggio al calcare di Prezzo è netto e sottolineato dalla comparsa di croste ferruginose ben visibili lungo il sentiero che da Cervera va in Val Gola; in località Camorelli tale livello mineralizzato è stato oggetto di alcuni scavi minerari.

Il limite con il sottostante Calcare di Angolo è di tipo graduale, con la litofacies a calcari massicci (**ANG_c**); livelletti di calcari sottilmente stratificati attribuibili alla facies camuna del Calcare di Angolo (**ANG_a**) si rinvengono anche intercalati in più livelli entro la facies tipica del Calcare di Camorelli sul versante a monte di San Vigilio. Tale piattaforma carbonatica è delimitata lateralmente da faglie di direzione NNW-SSE che mostrano una prima attività anisica e che sono successivamente state riattivate nel corso del Triassico; in particolare in corrispondenza della faglia della Val Supine si passa da spessori del Calcare di Camorelli prossimi ai 400 m (località Cervera) ai pochi metri presso Branico.

In corrispondenza della faglia della Val Supine nel Calcare di Camorelli sono presenti mineralizzazioni a ossidi di ferro in tasche; attualmente sono visibili le cavità dovute alla attività mineraria.

Al Calcare di Camorelli sono inoltre stati attribuiti alcuni livelli dolomitizzati, di aspetto a volte brecciato, generalmente massicci, intercalati nel Calcare di Angolo sul versante destro della Valle dell’Inferno sia a monte che a valle di Pat, sul versante tra località Foppe e Crespalone (pendici SE del Pizzo Alto).

Età: Anisico medio.

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

Questa formazione, individuata per la prima volta (*Prezzo-Kalk*) da BITTNER (1881) in Giudicarie, è stata descritta nell’area camuna da ASSERETO & CASATI (1965) e ripresa da GAETANI (1969); in precedenza era stata individuata come ‘livello a *trinodosus*’ o ‘calcare a *trinodosus*’. Si tratta di una formazione presente con continuità lungo tutto il versante idrografico destro del F. Oglio, compresa tra il Calcare di Angolo e la Formazione di Buchenstein, anche se gli spessori non sono spesso valutabili a causa di ripetizioni per piega e/o elisioni tettoniche.

La facies tipica è quella prevalentemente calcarea (**PRZ**) che si caratterizza per la ricchezza di ammonoidi. E' stata distinta poi cartograficamente una facies prevalentemente marnosa (**PRZ_c**).

L'ambiente deposizionale è riferibile a un'ampia laguna o piattaforma esterna, a sedimentazione terrigeno-carbonatica, talora caratterizzata da condizioni anossiche.

Al contatto con il plutone dell'Adamello il calcare di Prezzo, analogamente al Calcare di Angolo sopra descritto, presenta intensi fenomeni di metamorfismo di contatto, con minuta ricristallizzazione della roccia e intenso piegamento a carattere molto plastico e poliarmonico.

La facies tipica è costituita dall'alternanza di calcari marnosi neri e marne nere entrambi in strati da decimetrici a pluridecimetrici. I calcari, soprattutto in prossimità del limite con la soprastante Formazione di Buchenstein, sono ricchi di ammoniti; le marne sono tenere e fissili e sovente carboniose. Nell'area del foglio sono presenti località fossilifere importanti come Contrada Gobbia (Pian di Borno) e La Baita (BALINI, 1992). Subordinati livelli micacei sono stati osservati al passaggio con il Calcare di Angolo sul versante tra Losine e il Colle dell'Oca e nella Valle delle Panzine (Borno). Gli strati calcarei tendono spesso a suddividersi in corpi ellissoidici entro i livelli marnosi: il fenomeno è stato osservato in aree interessate da deformazione plicativa e sviluppo di clivaggio pervasivo: assume quindi significato tettonico (cave lungo la strada Dezzo - Passo della Presolana).

Sul versante destro camuno, dalla Val di Supine alla conca di Angolo e fino a Piancogno, così pure sul versante sinistro della alta Val di Scalve di fronte a Schilpario e a E di Malga Epolo, forma un orizzonte continuo anche se poco esposto a tetto del Calcare di Angolo. Inoltre è sempre presente associata alla litofacies marnosa; in questo caso si colloca invariabilmente al tetto della formazione, al contatto con la Formazione di Buchenstein.

Età: Anisico superiore.

4.5.1. - *Litofacies prevalentemente marnosa (PRZ)*

È costituita interamente da marne nere, fissili, carboniose; si colloca, ove presente, nella parte inferiore della formazione, al contatto con il Calcare di Angolo, mentre al passaggio con la soprastante Formazione di Buchenstein si ha sempre la facies calcareo-marnosa. La facies marnosa affiora in serie rovescia nella parte inferiore del calcare di Prezzo in una fascia ESE-WNW che va da Carbonera di Colere fino alla Malga bassa Barbarossa a W di Teveno, nonchè in una fascia ENE-WSW che va da Losine alla Valle dell'Inferno, come pure nella Valle delle Panzine. E' assente sul versante destro camuno nei dintorni di Cagno.

La facies marnosa costituisce invece la quasi totalità della formazione nell'alta Val Nena e Val Giogna (ove gli spessori elevati sono dovuti a ripetizioni per piega) nonché nei pressi della Malga alta di Voia, a S di Schilpario. In queste ultime località si verifica un passaggio netto tra il Calcare di Angolo e la facies marnosa del Prezzo, mentre tra Losine e il Colle dell'Oca il limite è graduale, come descritto nel paragrafo relativo al Calcare di Angolo. Un livello di spessore decimetrico e poco esposto a fauna nana di lamellibranchi è stato osservato in località Sendine a N di Losine.

Gli spessori sono valutabili in una cinquantina di metri lungo la successione indisturbata che caratterizza il versante destro camuno e sinistro della bassa Val di Scalve; sono invece solamente stimabili in un centinaio di metri nella zona di Carbonera ove affiorano sia i limiti di tetto che di letto ma la successione risulta piegata. Spessori stimabili in una ottantina di metri caratterizzano la fascia a pieghe tra Losine e la Valle dell'Inferno, mentre in Val Nena e Val Giogna gli elevati spessori della facies marnosa sono solo apparenti e dovuti a pieghe molto serrate. Lo spessore si riduce a poche decine di metri al tetto della piattaforma carbonatica del Calcare di Camorelli tra Case Camorelli e località Cervera.

Età: Anisico superiore.

4.6 - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (**BUC**)

La formazione fu riconosciuta per la prima volta da VON RICHTOFEN nel 1860 a Livinallongo/*Buchenstein*. La Formazione di Buchenstein è riportata tra le Unità tradizionali in BALINI (2007).

Nonostante il modesto spessore è presente in modo continuo in tutta l'area rilevata ed è sempre delimitata - ove non siano presenti disturbi tettonici - alla base dal calcare di Prezzo e a tetto dalla Formazione di Wengen. Sul versante destro camuno a monte di Darfo fino alla Valle di S. Giovanni, la Formazione di Wengen è mancante e la Formazione di Buchenstein fa diretto passaggio al calcare di Esino. Nella bassa valle del Dezzo e sul versante tra la valle del Dezzo e il Dosso della Sessa la Formazione di Buchenstein è sovrastata da un corpo porfirite strato-concordante di età triassica. Il limite con il calcare di Prezzo è sovente sottolineato da porfiriti strato-concordanti.

Lo spessore medio della Formazione di Buchenstein è di 50-60 m ed è abbastanza costante in tutta l'area rilevata, ad eccezione del versante destro camuno a monte di Darfo e tra la Valle del Dezzo e la Val di Supine ove raggiunge al massimo una trentina di metri, in particolare ove la Formazione di Buchenstein è sovrastata dalla porfiriti quarzifera (tra la Valle del Dezzo e il Dosso della Sessa) lo spessore si riduce ad una decina di metri. Sul versante occidentale della Corna di S. Fermo si raggiungono spessori di un

centinaio di metri a causa dell'anomalo spessore di rocce silicee e riferibili alla facies Piroclastiti e siltiti vulcanoclastiche ('pietra verde').

L'ambiente deposizionale della Formazione di Buchenstein è bacinale, di mare aperto, caratterizzato da faune pelagiche, con fondali scarsamente ossigenati.

Sono riconoscibili tre facies, non rappresentabili alla scala della carta:

Calcarei nodulari con selce

La facies tipica è costituita da calcari grigi in strati da centimetrici a pluri-decimetrici, con selce diffusa o in noduli e liste; si possono individuare livelli di calcari a stratificazione sottile, centimetrico-decimetria, piano-parallela, oppure calcari in strati da decimetrici a pluridecimetrici nodulari separati da sottili veli argillitici neri. Al passaggio con il sottostante calcare di Prezzo gli interstrati marnosi raggiungono spessori di alcuni centimetri, in questo caso la presenza di calcari selciferi è stata considerata diagnostica del passaggio alla Formazione di Buchenstein. Questa facies è preponderante in tutta l'area rilevata anche se sovente ai calcari si intercalano livelli di arenarie fini e siltiti selcifere, laminate, in strati centimetrico-decimetrici alternate a livelli marnosi: questi livelli hanno in genere un minor risalto morfologico e, nelle aree boscate, sono più facilmente colonizzati dalla vegetazione per cui sono meno evidenti ma non meno diffusi rispetto ai calcari nodulari. Altre intercalazioni tipiche e frequenti sono costituite da livelli di tufiti giallo-verdastre sottilmente fogliettate e sfaticce di spessore variabile da pochi centimetri ad alcuni decimetri: data la loro elevata erodibilità anche queste sono visibili solamente lungo sezioni stratigrafiche ben esposte.

In corrispondenza del versante meridionale del Pizzo Alto i calcari nodulari si presentano dolomitizzati. Al passaggio con il calcare di Prezzo sono state rinvenute ammoniti (sentiero lungo il versante occidentale della Corna S. Fermo) mentre al passaggio con la Formazione di Wengen, Daonelle (versante occidentale di Pizzo Alto), queste ultime segnalate anche in ASSERETO & CASATI (1965); in BALINI *et alii* (2000) si descrivono anche associazioni a conodonti.

Piroclastiti e siltiti vulcanoclastiche

Si tratta di arenarie grigio-verdastre ('pietra verde') medio grossolane in strati da decimetrici a pluridecimetrici separati da interstrati siltitico-marnosi. Tali arenarie si possono trovare intercalate, in livelli di spessore metrico, ai predetti calcari, oppure costituiscono un orizzonte a se stante posto al passaggio con la Formazione di Wengen, dalle arenarie della quale si distinguono per l'assenza di cemento calcareo. Gli spessori più ragguardevoli si raggiungono nella valle che da Carbonera sale verso la Malga Bolzone ove tale facies ha uno spessore di circa 30 m, nell'alta Val Giogna, sul versante occidentale della Corna di S. Fermo, ove tale facies ha

uno spessore di circa 60 m, e in lembi limitati in località Castelletti e Pianezze nella bassa Val Giogna. Sul versante sinistro della Valle dell'Orso, verso la sommità della formazione è presente un'intercalazione porfirifica stratoconcordante del tutto simile alla porfiritica della bassa Valle del Dezzo.

Facies di transizione Esino-Buchenstein

Si tratta di dolomie e calcari dolomitici e calcareniti con selce in strati da centimetrici a decimetrici. Tale litofacies è subordinata rispetto a quelle calcarea e arenacea, affiora limitatamente al settore compreso nella media valle del Dezzo tra le località Solivo (sponda destra) e bassa Val Giogna (sponda sinistra).

Età: Anisico superiore - Ladinico inferiore.

4.7 - FORMAZIONE DI WENGEN (WEN)

La formazione è stata riconosciuta da WISSMANN & MÜNSTER nel 1841 a la Valle/Wengen in Val Badia; nel settore camuno è stata descritta da ASSERETO & CASATI (1965). L'unità è stata formalizzata in GIANOLLA & NERI (2007). È presente in modo diffuso in tutta l'area rilevata anche se con spessori variabili; è assente o fortemente assottigliata in corrispondenza del versante destro camuno a monte di Darfo e tra le valli del Dezzo e di Supine, così pure in corrispondenza del Pizzo Alto ove la Formazione di Buchenstein fa diretto passaggio al calcare di Pratotondo. La formazione è sempre delimitata – ove non siano presenti disturbi tettonici - a letto dalla Formazione di Buchenstein mentre a tetto può fare passaggio al calcare di Esino (versante destro camuno, spigolo N della Presolana, Malga Barbarossa, Foppa Varicla), al calcare di Pratotondo (versante N della Presolana, Corna San Fermo, versante tra la valle di Malga Epolo nei pressi di Schilpario e Pradella, Val Giogna, Corna Mozza, località Solivo, Monte Mignone - T. Lanico, versante a W di Losine, versante E del monte Pora, versante sopra Piancogno) o all'Argillite di Lozio (Val Nena, versanti a S e a NW di Borno). In corrispondenza dello spigolo N della Presolana vi è un chiaro rapporto eteropico con il calcare di Esino.

La Formazione di Wengen così come cartografata nel presente foglio è prevalentemente costituita da arenarie vulcanoclastiche. A differenza degli Autori precedenti, le litofacies calcaree e marnose di tale formazione sono state distinte ed attribuite al calcare di Pratotondo; analogamente un livello argillitico presente nella valle del T. Davine sopra Piancogno alla base del calcare di Esino è stato attribuito all'Argillite di Lozio.

In dettaglio si tratta di arenarie grigio-verdastre a cemento calcareo, alternate a siltiti e subordinate argilliti da debolmente a francamente calcaree, laminate, a stratificazione da decimetrica a indistinta. Nelle siltiti laminate si osservano talora fenomeni di *slumping* (versante sottostante l'Annunciata); le arenarie sono localmente conglomeratiche con clasti

argillitici scuri o, in prossimità del passaggio al calcare di Esino, possono presentare elementi di calcari 'esinoidi'. Nelle arenarie sono presenti laminazioni pianoparallele, meno diffusamente oblique (versante a monte di Colere, versante a monte del rifugio S. Fermo e in località Sendine a N di Losine).

Nelle arenarie sono stati rinvenuti frustoli vegetali nei pressi del Giovetto di Palline e sul versante orientale di Monte Mignone. Nei livelli arenacei della Val Caidone si notano talora piccoli clasti biancastri pomicei completamente alterati; un livello pomiceo è stato riscontrato al contatto discordante tra la facies arenacea e calcareo-marnosa lungo la strada tra Borno e Ponte del Ferro (Val di Lozio). A monte di Navertino sono stati campionati conglomerati a elementi calcarei in matrice arenacea verde con una struttura che richiama i calcari nodulari della facies ANG_a. Sul versante sinistro della bassa valle del Dezzo a monte di località Dazze è presente, intercalato alla base del calcare di Esino, un livello di siltiti grigie laminate e di arenarie vulcanoclastiche per uno spessore massimo di un paio di metri: sono state attribuite alla Formazione di Wengen.

Nella parte sommitale della Formazione di Wengen, ove questa fa passaggio al calcare di Esino, si osservano spesso livelli di arenarie con sparsi clasti calcarei centimetrici attribuibili all'Esino stesso (versante occidentale della Corna S. Fermo e della Corna Mozza), in genere di limitato spessore. Nei pressi di Cagno si osserva invece un livello di calcari scuri massivi con inclusi arenaceo-calcarei giallastri e frammenti di coralli (spessore massimo di una decina di metri ma con una buona continuità laterale) posto a una trentina di metri dalla base del calcare di Esino. Un livello in analoga posizione stratigrafica ma a prevalente facies di breccie si osserva lungo il sentiero che da Case Dosso sale ai Balestrini a monte di Piancogno. Le lenti di calcari massivi grigio-chiari dello spessore di una decina di metri presenti sul versante destro della valle del T. Davine, qualche decina di metri sotto il contatto con il calcare di Esino s.s. sono state invece attribuite al calcare di Esino. Si tratta chiaramente di apporti detritici dalla piattaforma che caratterizzano quindi un margine interdigitato tra il calcare di Esino (piattaforma) e la Formazione di Wengen (bacino).

La Formazione di Wengen è caratterizzata da una estrema variabilità di spessore; essa infatti sul versante destro camuno va da spessori nulli a monte di Darfo fino a circa 200 m nei pressi di Cagno e Cividate. Anche tra la valle del Dezzo e la Val di Supine gli spessori sono di pochi metri o la formazione è del tutto mancante, mentre a SW della faglia della Val Supine lo spessore torna ad essere ragguardevole (circa 180 metri).

Più difficile è determinarne lo spessore in Val di Scalve ove è frequentemente piegata; nella parte alta della valle, in versante sinistro di

fronte a Schilpario, gli spessori si aggirano sui 50-60 m, alla Foppa Varicla (unità strutturale soprastante) superano i 200 m.

Nella Formazione di Wengen, è frequente la presenza di faune fossili, in particolare daonelle, sul versante meridionale del Monte Mignone, in Val Nena, e sul versante a monte del Rifugio San Fermo; resti di lamellibranchi anche sul versante tra Losine e Casa di Croce e articoli di crinoidi in valle del T. Davine. La presenza di ammonoidi e conodonti nella zona del Pizzo Camino ha permesso di evidenziare come l'unità si estenda sino al Carnico basale (BALINI *et alii*, 2000).

L'ambiente di sedimentazione è interpretabile come bacini intrapiattaforma, delimitati dalle piattaforme carbonatiche ladiniche e riempiti da sedimenti prevalentemente terrigeni con una importante componente vulcanoclastica.

Età: Ladinico superiore-Carnico inferiore.

4.8 - CORPI INTRUSIVI E VULCANITI DEL MONTE MUFFETTO

Secondo ARMIENTI *et alii* (2003), i corpi subvulcanici del M. Muffetto (Montecampione in comune di Artogne) sono costituiti da rocce porfiriche (fino al 40% di fenocristalli) con presenza costante di aggregati di plagioclasio e anfibolo, e talora di augite 'uralitizzata' e di biotite. La massa di fondo è microcristallina quarzoso-feldspatica, con mafici intergranulari (anfibolo \pm biotite \pm augite). In parte risulta dalla devetrificazione di originale vetro, e in tal caso è molto albitica. L'alterazione è sensibile, con formazione di clorite e calcite, e con una certa idratazione. La presenza di corindone normativo segnala una perdita di alcali. Solo alcuni inclusi mafici risultano equigranulari a grana grossa.

Tab. 3 – Analisi chimiche selezionate (in %peso e ppm) delle magmatiti di Monte Muffetto, Dosso Sparviero (DS) e di Corne di Regoia (da ARMIENTI *et alii*, 2003)

	Monte Muffetto					DS	Corne di Regoia			
SiO ₂	55,45	61,98	62,93	63,35	63,84	61,91	58,06	64,72	64,43	64,02
TiO ₂	0,96	0,62	0,56	0,57	0,60	0,56	0,71	0,51	0,49	0,53
Al ₂ O ₃	17,19	16,05	16,24	15,88	16,08	16,97	16,74	16,40	16,32	13,13
Fe ₂ O ₃	2,31	1,85	1,70	1,53	2,06	2,35	2,57	1,55	2,00	1,54
FeO	6,93	3,56	3,52	3,42	3,23	3,69	3,70	3,29	3,00	3,32
MnO	0,23	0,05	0,07	0,14	0,31	0,14	0,21	0,08	0,10	0,08
MgO	5,16	3,20	2,54	3,26	2,34	2,38	4,09	1,97	2,12	2,20
CaO	0,40	0,95	1,35	0,47	1,21	1,06	3,00	0,49	0,45	0,67
Na ₂ O	4,36	3,93	3,89	4,45	3,92	3,96	3,73	4,48	5,16	4,87
K ₂ O	2,10	4,38	3,76	4,05	3,76	3,25	3,15	3,54	3,17	3,65
P ₂ O ₅	0,30	0,20	0,23	0,21	0,25	0,23	0,25	0,22	0,22	0,21
P.F.	4,61	3,22	3,20	2,68	2,40	3,52	3,79	2,78	2,54	2,78

Cs	10,3	6,7		4,7	4,4	12,2	9,8	9,1	5,8	5,8
Tl	0,50	1,20		0,70	0,78	0,86	1,01	1,08	0,86	0,76
Rb	95	131	144	142	152	156	108	134	108	123
Ba	137	337	422	1038	755	260	584	360	388	313
Th	7,5	12,27		10,7	12,2	11,0	8,8	13,2	10,1	11,1
U	1,50	2,31		2,03	2,31	2,06	1,56	2,09	2,09	2,06
Pb	2,7	4,0		51	70	4,5	27,5	5,2	4,3	2,3
Ta	0,69	0,68		0,72	0,73	0,71	0,54	0,75	0,74	0,72
Nb	10,1	8,1	9	8,7	9,0	9,4	7,6	9,2	9,5	8,9
La	33	35	38	36	39	34	34	42	39	39
Ce	58	70	76	75	79	73	70	83	74	74
Sr	72	55	93	99	346	94	339	73	67	41
Nd	30,1	29,8		32,8	34	33,2	32,4	38	33,3	32,2
Zr	65	77		72	58	51	118	62	61	64
Hf	1,95	2,28		2,25	1,82	1,52	3,19	1,95	1,96	1,90
Eu	1,48	1,37		1,41	1,27	1,15	1,71	1,43	1,4	1,34
Gd	5,0	4,4		6,0	5,6	4,8	5,5	5,6	5,1	5,4
Tb	0,74	0,69		0,95	0,83	0,77	0,83	0,85	0,76	0,82
Dy	4,1	4,3		5,6	4,8	4,3	4,9	5,0	4,5	4,8
Y	22,2	25,3	27	30,8	27,3	26,0	28,8	27,7	25,1	28,8
Yb	2,03	2,21		2,81	2,4	1,87	2,56	2,42	2,18	2,39
Lu	0,31	0,35		0,37	0,36	0,28	0,38	0,38	0,33	0,36
V	155	103	77	73	69	81	143	63	62	67
Cr	17	18	10	9	10	7	37	6	6	5
Ni	6	6	5	3	3	4	11	4	3	2

P.F. = Perdita al fuoco

Tutti gli affioramenti sono posti a S della faglia di M. Rosello, eccetto piccoli corpi in corrispondenza delle faglie dei Corni del Diavolo. Le bancate che costituiscono le Corne di Regoia hanno giacitura suborizzontale ma verso la faglia di M. Rosello passano a subverticali suggerendo una fuoriuscita proprio in corrispondenza di questa zona di debolezza. Al Dosso Sparviero si ha invece un'intrusione decisamente verticale.

Dapprima considerati come un'unica massa, le magmatiti di Monte Muffetto sono state distinte in vari corpi (CORAZZATO *et alii*, 2001). Esse formano prevalentemente laccoliti e *sill*. I laccoliti appaiono incuneati presso il limite tra il Verrucano Lombardo e il Servino, mentre i *sill* compaiono entro il Servino. Nell'area non mancano altresì dicchi di pochi metri, discordanti rispetto alla stratificazione e ai *sill*. Il rilevamento di terreno ha evidenziato inoltre la presenza di masse filoniane (**ft**) collegabili ai corpi magmatici principali.

I corpi principali sono quattro: corpo subvulcanico di Monte Muffetto (**MF**), corpo subvulcanico di Corne di Regoia (**MF**), corpo subvulcanico di Dosso Sparviero (**MF**), dicchi di La Paglia (**MF**). La potenza varia tra 10-100 m e la lunghezza arriva a chilometri (CORAZZATO & GROPELLI, 2004). Questi Autori hanno stimato la profondità media di intrusione intorno a 1300 m, mentre il volume complessivo è stato stimato in almeno 1

Km³. I *sill* mostrano una colorazione rossastra, fenocristalli allineati, assenza di fenocristalli di quarzo; questi caratteri differenziano i *sill* dalla massa del Corno Mura (corpo di Corne di Regoia), grigia, e con fenocristalli plagioclasici bianchi ad abito pseudoesagonale.

CASSINIS & ZEZZA (1982), riportano un'età radiometrica di 231 ± 5 Ma. Questi Autori hanno sostenuto su base petrografica che i laccoliti di M. Muffetto, Dosso Sparviero e Corne di Regoia sono dacitici, e che i *sill* di Beccheria di Bassinale presentano natura andesitica alta in K, sottolineandone l'affinità calcalalina. Peraltro, questa tendenza verso l'alcalinità shoshonitica è una costante di tutto il magmatismo triassico alpino. Per esempio, LUCCHINI *et alii* (1982) avevano sostenuto un'affinità calcalalina-shoshonitica per l'intero magmatismo triassico, rigettando un legame con un ambiente di *rifting*. Ricerche precedenti in settori limitrofi al foglio (M. Guglielmo, a SW del M. Muffetto in bassa Val Camonica) avevano già riscontrato questa tendenza (ARDUINI, 1982), poi confermata da COSSALI (1989). Lo *spider diagram* di questo Autore è significativo, mostrando un sensibile arricchimento di LILE (*Large Ion Lithophile Elements*) e due anomalie negative per il Nb e il Ti.

Per quanto concerne il chimismo degli elementi maggiori, nel diagramma silice-alcali sia le vecchie analisi di CASSINIS & ZEZZA (1982), sia quelle nuove di ARMIENTI *et alii* (2003) (Tab. 3) cadono sul limite tra rocce alcaline e subalcaline. La silice è prevalentemente compresa tra 58 e 68%, e l'allumina compresa tra 16 e 17%. Gli ultimi Autori sostengono però la presenza di maggiori contenuti di alcali rispetto a quelli rilevati dai primi Autori, ma si tratta di piccole differenze concernenti pochi campioni (trachiandesiti di Corne di Regoia). Interessante lo *spider diagram* (normalizzato rispetto ai *Normal Mid Ocean Ridge Basalts*, N-MORB) il quale mostra una crescita regolare di valori da 1 per le HREE (*Heavy Rare Earth Elements*) fino a 1000 per Cs e Tl), con tre marcate anomalie negative per Ti, Nb, Ta, tipiche del magmatismo orogenico. Queste anomalie erano già state riscontrate al M. Guglielmo da COSSALI (1991).

Secondo ARMIENTI *et alii* (2003) l'arricchimento di LILE e di LREE (*Light Rare Earth Elements*); denoterebbe un'impronta magmatica di retroarco, ossia una relazione con una porzione di *slab* subdotta giacente a grande profondità. Essi legano questa situazione con una subduzione coeva presente ad oriente (Orogenesi Cimmerica di STAMPFLI, 1996, 2000; ZIEGLER & STAMPFLI, 2001; MUTTONI *et alii*, 2000). Tuttavia, l'ipotesi di CRISCI *et alii* (1984) di un *delayed orogenic magmatism* legato all'orogenesi ercinica sembra più convincente, vista anche l'abbondanza di prodotti permiani calcalalini presenti nel Sudalpino.

Età: Ladinico.

4.9 - CORPI INTRUSIVI E VULCANITI DELLA VAL D'ANGOLO (VVG)

In corrispondenza della bassa valle del Dezzo e lungo tutto il versante orientale del Monte Pora, tra la Formazione di Buchenstein e il calcare di Esino, è presente un corpo di aspetto da subvulcanico a vulcanico, stratiforme, costituito da vulcaniti verdastre a quarzo, feldspato e biotite; a monte di Dazze (sponda sinistra del Dezzo) la vulcanite ha frequenti inclusi calcarei e subordinatamente silicei derivati dalla roccia incassante. L'affioramento ha un aspetto vacuolare dovuto al fatto che gli inclusi calcarei si sono dissolti. Lungo la Via Mala, nella valle del Dezzo, lo stesso corpo vulcanico si presenta invece come una breccia vulcanica con inclusi sia di calcari sia di vulcaniti o porfiriti più scure; i clasti calcarei hanno spesso i contorni lobati e sono circondati da un feltro di sferule biancastre. Al contatto con la Formazione di Buchenstein si osserva la roccia incassante piegata e fittamente pervasa da un reticolo di filoncelli e masse porfiriche.

Lo spessore delle vulcaniti nella valle del Dezzo è di quasi un centinaio di metri mentre procedendo verso S, sul versante orientale del monte Pora si osserva un progressivo assottigliamento fino ai pochi metri a N del Dosso della Sessa. A tale corpo è stata attribuita anche un'intercalazione vulcanica osservata nella Formazione di Buchenstein in Valle dell'Orso.

Nella Valle del Bassile (versante orientale del Monte Pora) la vulcanite è spesso al massimo una trentina di metri; è caratterizzata da una certa isoorientazione e da strutture tipo fiamme. A tetto passa ad arenarie vulcanoclastiche debolmente calcaree attribuite alla Formazione di Wengen.

A monte di Dazze non ci sono segni, in affioramento, di fenomeni di metamorfismo di contatto nel soprastante calcare di Esino che potrebbe quindi ricoprire in continuità stratigrafica la vulcanite. Inoltre, pochi metri sopra la base del calcare di Esino si rinviene un orizzonte di siltiti e arenarie vulcanoclastiche - cartografate come Formazione di Wengen e descritto nel paragrafo relativo alla stessa - che potrebbero derivare dallo smantellamento della stessa vulcanite o riflettere fenomeni vulcanici tardivi legati alla stessa.

Età: Ladinico.

4.10 - CALCARE DI ESINO (ESI)

Questa formazione in Val Camonica è stata riconosciuta da ASSERETO & CASATI (1965) ma era già nota come unità litostratigrafica a partire da HAUER (1858); il calcare di Esino del Pizzo Camino e della vicina Concarena è stato descritto da ROSSETTI (1967) e più recentemente da BERRA (2007).

Il calcare di Esino caratterizza in modo rilevante l'area in destra idrografica del F. Oglio, con spessori molto variabili. Infatti sono stati

riscontrati spessori massimi di circa 500 m nei massicci della Concarena e della Presolana - ove vi sono tuttavia ripetizioni tettoniche che non consentono di determinarne esattamente lo spessore - e nel massiccio del Pizzo Camino. E' assente sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve tra Schilpario e Azzone, in valle di Lozio, M. Lò e dintorni di Borno ove si apre il bacino dell'Argillite di Lozio. Il calcare di Esino è ridotto in sottili lembi a N della Corna Mozza e a monte di Piancogno. Lungo il versante destro camuno forma una cornice continua spessa tra i 100 e i 300 m fino alla Val di Supine, a SW della quale scompare completamente.

La formazione è costituita da calcari e calcari dolomitici biancastri in alterazione grigio-chiaro alla frattura, con stratificazione pluridecimetrica alla base della formazione, in bancate o massiccia per la restante parte. Nell'area rilevata sono state rinvenute litofacies caratteristiche sia di margine e pendio (**ESI_e**) che di piattaforma interna (**ESI_i**); le prime comprendono i livelli di breccie basali a stratificazione decimetrica e pluridecimetrica che caratterizzano diffusamente il limite tra la Formazione di Wengen e il calcare di Esino (massiccio della Corna di S. Fermo e nei pressi del Rifugio S. Fermo, margine N della Corna Mozza, versante N e NE della Presolana).

Il calcare di Esino è generalmente delimitato alla base dalla Formazione di Wengen e dal calcare di Pratotondo; a monte di Darfo e in Valle dell'Orso è a diretto contatto con la Formazione di Buchenstein. Nella bassa valle del Dezzo e sul versante NE del monte Pora l'Esino è a contatto con una porfirite triassica.

A tetto il calcare di Esino fa generalmente passaggio alla Formazione di Breno (massiccio della Presolana, presso l'altopiano carsico denominato 'Mare in Burrasca' e il M. Visolo, versante destro camuno tra Malegno e la valle di San Giovanni, dintorni di Civate e Bienno), e al Calcare Metallifero Bergamasco (valle del T. Davine e San Valentino), al calcare rosso (bassa valle del Dezzo, versante destro camuno a E dei monti Pora e Alto), al calcare di Sommaprada (versante sinistro della valle di Lozio). Il limite tra il calcare di Esino e la Formazione di Breno sul versante destro camuno è sottolineato dalla presenza, seppure discontinua, del *marker* costituito dal calcare rosso. Tale *marker* non è stato osservato in corrispondenza del limite calcare di Esino - Formazione di Breno del Monte Visolo mentre al 'Mare in Burrasca' (a E del M. Ferrante) è ben visibile un livello di breccie a cemento ocreo a base erosionale su calcari a laminazioni stromatilitiche, *fenestrae* e gasteropodi giganti.

In due casi sono state osservate alla base dell'Esino argilliti e siltiti attribuite alla Argillite di Lozio (in valle del T. Davine, ove il contatto è eteropico) e alla litofacies calcareo marnosa del calcare di Pratotondo (piccola lente sul versante occidentale della Corna di S. Fermo). Di dubbia

interpretazione sono inoltre alcune lenti di calcari massicci, chiari in alterazione, ma generalmente grigi alla frattura, anche se di locale aspetto ceroide, intercalati o sovrapposti alla Argillite di Lozio: sono stati cartografati come membro di Monte Arano (**BRE₃** della Formazione di Breno) e possono rappresentare piccole digitazioni in facies di piattaforma carbonatica progradanti nel bacino dell'Argillite di Lozio.

Il limite tra calcare di Esino e la sovrastante Formazione di Breno è graduale; non sono presenti le classiche facies del calcare rosso che in aree lombarde occidentali sottolineano il limite, ma si osservano le tracce di emersione sopra descritte. Le facies di piattaforma sono ben rappresentate anche sui versanti meridionale e settentrionale del Pizzo della Presolana. Sul versante S della Presolana, lungo il sentiero che da Malga Cassinelli conduce nella Valle dell'Ombra, si osserva il passaggio tra Formazione di Breno e calcare di Esino di piattaforma e calcare di Esino di margine-pendio, anche se il limite Breno-Esino non è ben delineato. Esso è stato collocato circa a quota 1820 m, in corrispondenza della comparsa di alcune tasche a riempimenti ocrei. Tasche con riempimento di cementi ocrei sono presenti anche più a monte al passaggio tra Esino di piattaforma ed Esino di margine: qui hanno una chiara origine paleocarsica in quanto sono anche allineate lungo fratture e accompagnate da breccie. Nella medesima località il passaggio alla facies di margine è evidenziato dalla comparsa di *Tubiphytes*.

Sul versante destro camuno tra la valle del Dezzo e la Val di Supine prevale una facies di piattaforma interna con calcari dolomitici in banchi massicci.

L'ambiente di sedimentazione è tipico di piattaforma carbonatica nell'ambito della quale sono distinguibili la piattaforma *s.s.* e il margine biocostruito con pendio.

4.10.1. - *Litofacies di margine e pendio (ESI_a)*

Calcari massicci di colore grigio chiaro biocostruiti (facies di margine) e breccie calcaree (pendio); costituiscono interamente il massiccio carbonatico del Pizzo Camino, M. Susino, Cima Moren e Corna di S. Fermo, come pure il crinale della Corna Mozza e buona parte del massiccio della Presolana e del vasto affioramento di Esino che dalla Presolana si protende verso NW fino alla Malga Barbarossa. Al passaggio con le unità bacinali delle Formazioni di Wengen, calcare di Pratotondo, calcare di Sommaprada e Argillite di Lozio sono prevalenti facies di breccie con frammenti di coralli, spugne e gasteropodi, con evidente stratificazione da decimetrica a pluridecimetrica (alta Val Gogna, località Laser, versante orientale del M. Susino, versante occidentale della Corna Mozza); nei pressi del rifugio S.Fermo è ben visibile una gradazione normale all'interno delle breccie. Nei

massi della conca di Malga Moren sono stati osservati anche *Tubiphytes*, mentre sul versante S della Presolana sono presenti *Tubiphytes* in affioramento e in posizione di vita. Evinosponge (cavità dai contorni lobati riempite da cementi calcitici in croste isopache, JADOU & FRISIA, 1988) sono visibili nei massi che occupano le conche glaciali dei Fopponi, Moren e Varicla e testimoniano la loro diffusa presenza nei massicci calcarei soprastanti.

Sul versante orientale del M. Susino in prossimità del contatto con il calcare di Sommaprada si ha l'indentazione di breccie calcaree ad elementi del calcare di Esino, bioclasti e selce nonché probabili croste fosfatice con calcari micritici: al passaggio si osserva una clinostratificazione di ~ 23°.

Nei ghiaioni che fasciano il massiccio della Presolana sono abbondanti i rinvenimenti di forme anche giganti di gasteropodi e, più raramente, ammoniti; sono inoltre diffusi coralli, alghe e subordinatamente, lamellibranchi.

Età: Ladinico superiore - Carnico inferiore.

4.10.2. - *Litofacies di piattaforma interna (ESI_b)*

Sono calcari grigio-chiari in strati e banchi, fossiliferi con alghe dasycladacee, oncoliti e gasteropodi; nella Successione Camuna, essi possono essere osservati in corrispondenza del passaggio tra Formazione di Breno e membro dell'Annunciata (**BRE₁**), presente nel versante destro della Val Camonica tra Malegno e Pianborno, nonché sul versante sinistro tra Cividate e Prestine. Qui il calcare di Esino è prevalentemente calcareo-dolomitico, con una discreta stratificazione in bancate da pluridecimetriche a metriche caratterizzate da laminazione interna. In corrispondenza delle cave tra Cividate e Borgo Olcese sono presenti inclusi o lenti di doloreniti giallastre associate a cavità con superficie mammellonare concrezionata.

Età: Ladinico superiore - Carnico inferiore.

4.11 - CALCARE ROSSO (**KLR**)

L'unità è stata definita da ASSERETO *et alii* (1977) come membro sommitale del calcare di Esino.

Nell'area del foglio non affiora la facies tipica del calcare rosso ma con tale dicitura è stato distinto un livello costituito da cementi concentrici, più raramente a raggioni, che hanno in parte o completamente sostituito il sedimento originario. Il colore è grigio e grigio biancastro fino a rosato. Tale orizzonte si rinviene in modo discontinuo al limite tra calcare di Esino e Formazione di Breno sul versante destro camuno tra la conca d'Angolo e la Val Gola, sui versanti orientali dei monti Pora e Alto.

Alle Corna Gemelle nei pressi del 'Mare in Burrasca' della Presolana è presente un livello di brecce a cemento ocraceo a base erosionale su calcari a laminazioni stromatolitiche, e gasteropodi giganti; anche tale orizzonte, sebbene non cartografabile, è interpretabile come calcare rosso.

Gli spessori massimi riscontrati sono poco più di una cinquantina di metri in Valle dell'Orso; in quest'ultima località sono presenti riempimenti di calcite associata a fluorite spatica (ASSERETO & CASATI, 1965).

Il calcare rosso è connesso con l'emersione della piattaforma carbonatica dell'Esino e con la conseguente formazione di cementi vadosi che hanno parzialmente o completamente sostituito il sedimento originario.

Età: Ladinico superiore.

4.12 - 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) i quali, nel proporre la formalizzazione, ne hanno designato la sezione tipo presso Pratotondo. In essa è stata inclusa anche la litofacies superiore, calcareo-marnosa, della Formazione di Wengen degli Autori precedenti (ASSERETO & CASATI, 1965; ROSSETTI, 1966a) presente nella valle del T. Davine, sul versante orientale della Corna di San Fermo, nei pressi di Borno e sul versante settentrionale della Presolana.

Il calcare di Pratotondo è presente in una fascia orientata E-W tra Schilpario e la Val Camonica.

Nella località tipo, questa formazione è costituita da calcari e calcari marnosi con interstrati marnosi, a stratificazione da centimetrica a pluridecimetrica, neri alla frattura, da grigio a grigio-*beige* in alterazione, localmente piritiferi, con una laminazione che diviene più marcata al passaggio con la soprastante Argillite di Lozio fino a dare una vera e propria 'zonatura' (Laveno e Sucinva). Frequenti sono gli *slumping* sia a scala centimetrica sia metrica (versante E del Monte Mignone, sponda destra del Lanico sotto Camerata). Circa a metà della formazione vi è un banco di una trentina di metri di calcari neri micritici con stratificazione da decimetrica ad indistinta, debolmente marnosi e attraversati da un fitto reticolo di vene di calcite bianca: in tale banco sono state aperte numerose cave di 'nero venato', attualmente quasi tutte abbandonate. Sul versante destro della Valle di Losine direttamente soprastanti alla facies arenacea della Formazione di Wengen sono presenti calcari un po' arenacei, grigi, fetidi, in strati da centimetrici (laminati) fino a pluridecimetrici con diffusi noduli e liste di selce grigio-scura: sono anch'essi attribuibili al calcare di Pratotondo.

In località Castelletti il calcare di Pratotondo costituisce una cornice di spessore massimo di una ventina di metri di calcari in strati da pluricentimetrici a pluridecimetrici, localmente amalgamati, con noduli di

selce grigio-scuri; per analogia con questi ultimi sono stati attribuiti al Pratotondo anche i calcari presenti tra la base della Corna Mozza e la zona Paghera che si trovano alla base del calcare di Esino ove questo tende a chiudersi verso il Bacino della Argillite di Lozio. Una analoga cornice di calcari affiora in località Solivo, sul versante orientale della Presolana, anche qui alla base del calcare di Esino.

Una sottile cornice di calcare di Pratotondo è presente alla base del calcare di Esino sul versante SE della Concarena, così pure per un breve tratto sul versante orientale del Monte Pora.

Tra la Val Camera e Avendone, a W di Borno, e in località Duregno, si rinvencono calcari arenacei grigi, un po' fetidi, in strati da decimetrici a pluridecimetrici, con noduli di selce, stratigraficamente soprastanti alla facies arenacea della Formazione di Wengen: anche essi sono stati ascritti al calcare di Pratotondo. Sul versante a monte di Sarna (Val Camera), si rinvencono calcari in strati decimetrici correlabili al calcare di Pratotondo, che indicano la presenza di pieghe con fianco rovescio.

L'unico affioramento di calcare di Pratotondo del Parautoctono è presente nella valle del T. Davine: è costituito da siltiti marnose e marne sottilmente stratificate, piritifere con frequenti *slumping* e con livelletti francamente calcarei o con clasti centimetrici di calcari della stessa natura dei precedenti.

Ove graficamente possibile in carta è stata distinta la litofacies dei 'corpi calcarei' (**PRO_a**) comprendente sia l'intercalazione di 'nero venato' in località Pratotondo, sia i numerosi livelli schiettamente calcarei che si rinvencono in sottili cornici alla base del calcare di Esino (versante E Presolana, Corna Mozza, versante SE della Concarena, versante orientale del M.Pora) e della Argillite di Lozio (Val di Scalve, Castelletti, versante a W di Borno).

Nella Valle di Malga Epolo, il calcare di Pratotondo ha spessore massimo di una trentina di metri, mentre in corrispondenza della sezione tipo presso Pratotondo raggiunge i 166 metri.

Il calcare di Pratotondo è limitato inferiormente dalla Formazione di Wengen, ad eccezione del versante ad E di Pratotondo e Pizzo Alto ove poggia direttamente sulla Formazione di Buchenstein. Superiormente il calcare di Pratotondo fa in genere passaggio all'Argillite di Lozio, il limite con la quale è, nella valle di Lozio, di tipo graduale essendo caratterizzato da un progressivo aumento della frazione argillitica (e localmente micacea) a discapito della calcarea e/o da temporanee riprese della sedimentazione calcarea all'interno delle argilliti marnose. In valle di Scalve come pure in località Roncosaglie di fronte a Borno, il limite calcare di Pratotondo – Argillite di Lozio appare netto.

L'ambiente di sedimentazione è analogo al contesto deposizionale della Formazione di Wengen, dal quale si differenzia per una componente carbonatica maggiore.

Età: Ladinico superiore – Carnico inferiore.

4.13 - CALCARE DI SOMMAPRADA (**SOM**)

Il calcare di Sommaprada è stato definito da ROSSETTI (1966a) e prende il nome da una località della valle di Lozio (T. Lanico).

Questa unità è presente in una fascia continua tra le pendici meridionali della Concarena e quelle orientali del M. Susino; un piccolo affioramento ad essa correlabile è anche stato rilevato al Pian di Merì a N di Malga Moren.

La formazione è costituita da calcari marnosi finemente laminati a dare una caratteristica 'zonatura', grigio scuri, in strati piano-paralleli di spessore dal centimetro al decimetro, con diffusi finissimi solfuri che alterandosi provocano noduletti e chiazze ferruginose. In località I Segaboli (versante orientale del M. Susino) in prossimità del contatto con il sottostante Esino sono presenti livelletti calcarenitici ad ooliti e solfuri; lo stesso livello oolitico è stato rinvenuto anche nei pressi del Passo del Lifretto (al limite S del Foglio 057-Malonno) e sul versante a monte di Villa di Lozio; non sono invece stati rinvenuti in corrispondenza dell'analogo passaggio a monte di Sommaprada.

Lo spessore totale dell'unità varia tra 70 e 150 m (ROSSETTI, 1966a); in particolare, varia tra 10 e 100 m sul versante orientale di M. Susino, e raggiunge il centinaio di metri a Sommaprada.

Il calcare di Sommaprada è limitato inferiormente dal calcare di Esino e superiormente dalla Argillite di Lozio. Analogamente al calcare di Pratotondo nella omonima località, il limite con la soprastante Argillite di Lozio è graduale e caratterizzato da un progressivo aumento della frazione argillitica a discapito della calcarea. Il limite con il sottostante calcare di Esino è invece netto e sottolineato da breccie calcaree e elementi di Esino da grigio chiaro a grigio scuro, con diffusi bioclasti e selce.

L'ambiente deposizionale rappresenta la transizione tra la piattaforma carbonatica del calcare di Esino e il bacino dell'Argillite di Lozio.

Età: Carnico inferiore.

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

L'unità è stata introdotta da ROSSETTI (1966a) e formalizzata da ASSERETO & CASATI (1968b). Prende il nome dalla località ove la formazione affiora in modo tipico; la sezione tipo è invece ubicata sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve, nel Foglio 057-Malonno.

Questa formazione è presente in modo diffuso a partire dal versante sinistro della Val di Scalve fino a Pratotondo e sul versante settentrionale del M. Altissimo. Inoltre sul versante soprastante Piancogno si nota una riduzione di spessore del calcare di Esino procedendo verso N e la presenza di lenti 'esinoidi' entro le argilliti, quasi a sottolineare una chiusura della scogliera verso un bacino situato in tale zona. Una lente di Argillite di Lozio si rinviene anche sul versante destro scalvino a valle di località Solivo: essa risulta tuttavia compresa entro limiti tettonici. Un sottile livello di argilliti nere costituisce un buon *marker* stratigrafico a tetto della Formazione di Breno, rinvenuto sia in Presolana (Rif. Albani) e nella valle dell'Ogna che nel Parautoctono della Culminazione Camuna (tra Dosso, Lazer, S. Giovanni, M. Altissimo, M. Erbanno); un recente studio stratigrafico di BERRA & JADOUL (2002) individua in tale orizzonte, studiato dagli autori in Presolana, la chiusura verso W del bacino dell'Argillite di Lozio.

L'Argillite di Lozio è costituita da argilliti, argilliti-marnose e siltiti fini di colore nero alla frattura e da grigio-scuro a giallastro in alterazione; ove prevale la componente argillitica (bosco del Giovetto) non si evidenzia alcuna struttura sedimentaria ma solo un clivaggio fitto di tipo *pencil clivage*; ove invece prevale la componente marnosa è presente una fitta laminazione che rende evidenti *slumping* a scala da centimetrica a metrica (strada Laveno-Villa). Nella parte superiore della formazione, ove questa si presenta argillitica si ha in generale il passaggio a siltiti e anche ad arenarie fini, frequentemente micacee, localmente con noduli o passate arenacee piritifere; nei pressi di Malga Costone, di Malga Moren, lungo la pista che sale a E di Fienile Stablino e lungo la pista per Malga Epolo sono stati osservati dei noduli centimetrici biancastri, leggeri, tondeggianti che si staccano dal resto dell'affioramento e non reagiscono all'acido: la loro forma tondeggianti suggerirebbe un'origine diagenetica degli stessi.

A Malga Costone, nella facies più siltitica della formazione, si osserva una caratteristica fratturazione che isola dei lensoidi a saponetta gigante. Nella Valle Marcia, a monte di Croce di Salven, poco sotto il passaggio alla formazione di Gorno, sono stati osservati *ripple* su una superficie di strato di un banco finemente arenaceo.

All'Argillite di Lozio sono state ascritte anche le siltiti e arenarie fini, debolmente calcaree, micacee, laminate presenti nella valle del T. Davine a monte di Piancogno, dagli autori precedenti incluse nella Formazione di Wengen. In corrispondenza di una palestra di roccia si può osservare il contatto stratigrafico tra queste peliti - che qui sono vere e proprie argilliti nere - e il soprastante calcare di Esino. All'interno di queste peliti sono stati campionati alcuni livelli di calcari grigi in strati decimetrici con articoli di crinoidi, sparsi solfuri (pirite) e pigmentazioni limonitiche.

Da segnalare, anche se non rappresentata cartograficamente, in analogia posizione stratigrafica sul versante occidentale della corna di S. Fermo la presenza di una lente dello spessore di una decina di metri scarsi di argilliti nere interposte tra la litofacies calcareo-marnosa del calcare di Pratotondo e il soprastante calcare di Esino attribuito recentemente al Carnico (BALINI *et alii*, 2000) sulla base di studi biostratigrafici.

Gli spessori totali della formazione sono difficilmente valutabili soprattutto in valle di Lozio (ove raggiunge lo spessore maggiore) a causa di pieghe sia alla media che grande scala. Lo spessore è invece misurabile in 110-130 m sul versante orientale del M. Susino, in circa 200 m sul versante sinistro della Val di Scalve (sezione tipo), circa 200 m in località Avendrino (NW di Borno).

L'Argillite di Lozio è delimitata, ove non siano presenti disturbi tettonici, alla base dalla Formazione di Wengen oppure dal calcare di Pratotondo e dal calcare di Sommaprada, mentre al tetto è delimitata da calcari e calcari marnosi ascritti al membro di Monte Arano della Formazione di Breno e alla formazione di Gorno. Nella valle del T. Davine il limite superiore è con il calcare di Esino. Il passaggio con il calcare di Pratotondo e il calcare di Sommaprada è generalmente di tipo graduale (si veda la descrizione nei paragrafi precedenti) mentre il passaggio con i soprastanti membro di Monte Arano e formazione di Gorno è in generale netto e sovente sottolineato da livelli di carniolate. Sul versante a meridione del Lago di Lova e del rifugio S. Fermo la formazione di Gorno e il membro di Monte Arano appaiono interdigitate con l'Argillite di Lozio, anche se la ricostruzione degli originari rapporti stratigrafici è resa difficile dalla presenza di complicazioni tettoniche di età alpina e dalla copertura di suolo.

Età: Carnico inferiore.

4.15 - CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB)

Il termine Calcare Metallifero Bergamasco con accezione litostratigrafica è stato introdotto da ASSERETO & CASATI (1965) mentre il termine 'Metallifero' o 'Calcare Metallifero' o 'Dolomia Metallifera' era stato fino ad allora usato con un significato inerente le mineralizzazioni. L'unità è stata formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000).

Tale formazione costituisce una cornice continua tra le valli Davine, di San Giovanni e la media valle del Dezzo e sui versanti orientali dei monti Pora e Alto fino alla faglia della Val Supine, oltre la quale è assente.

Si tratta di calcari e calcari dolomitici da grigio a grigio-scuro, in strati da decimetrici a pluridecimetrici anche amalgamati, con diffuse stromatoliti algali, *fenestrae* e oncoliti. Caratteristica è la presenza di selce sia in plaghe che sottoforma di orizzonti a volte laminati. Localmente si rinvencono sottili interstrati marnosi e argillitici.

Il Calcare Metallifero Bergamasco ha uno spessore esiguo, compreso tra 0 e 70 m. Sul versante tra la valle del T. Davine e l'Annunciata, si riduce progressivamente fino a scomparire; in uno degli ultimi affioramenti appare come un orizzonte decametrico di calcari grigio-scuro un po' ricristallizzati, in strati da decimetrici a metrici amalgamati, con 'mosche' di calcite bianca a volte tondeggianti e interstrati marnosi.

Questa formazione si interpone tra quella di Breno (alla base) e la quella di Gorno (a tetto). Sul versante tra la valle del T. Davine e l'Annunciata e anche sul versante a monte di San Valentino, alla base del Calcare Metallifero Bergamasco è stato rinvenuto un livello al massimo decametrico di arenarie vulcanoclastiche a cemento debolmente calcareo (S. Valentino) e arenarie grigie laminate con *chip* pelitici nerastri alternate a siltiti grigio nerastre a cemento calcareo. Tali livelli sono attribuibili alla Formazione di Wengen.

Alla base del Calcare Metallifero Bergamasco, sul crinale E del Monte Alto, sono state osservate mineralizzazioni a quarzo, calcite e minerali di ferro che sono state oggetto di uno scavo di assaggio minerario. In località Case Fachinetti si rinviene ancora il medesimo orizzonte qui mineralizzato anche a barite in cristalli dalla tipica forma aciculare.

Come litofacies ed ambiente, il Calcare Metallifero Bergamasco è del tutto simile alla Formazione di Breno dalla quale si distingue generalmente per il colore più scuro e la maggior abbondanza di laminazioni stromatolitiche.

Età: Carnico inferiore.

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

L'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) che ne hanno individuato la sezione tipo presso Ossimo in bassa Val Camonica, gli stessi Autori l'hanno formalizzata nel 1968. L'unità è stata ripresa da DELFRATI *et alii* nel 2002.

Questa formazione è presente in una fascia orientata NE-SW tra Breno, Malegno e il versante meridionale dei monti Ghigozzo, Altissimo e Colma dei Balestrini fino alla media Val di Scalve e da qui, in una cornice di spessore via via ridotto, fino alla Val di Supine. La stessa formazione costituisce inoltre il versante meridionale del M. Visolo e la zona carsica denominata 'Mare in Burrasca' posta a N del massiccio della Presolana nei pressi del Rifugio Albani. La fascia orientale e meridionale di tale affioramento costituisce un settore privo di rilevanti dislocazioni tettoniche e caratterizzato da una regolare successione, disposta a blanda monoclinale immersa a N e NW, che va dal Calcare di Angolo alla Formazione di Castro Sebino; ciò ha consentito una ricostruzione dei rapporti stratigrafici che intercorrono tra le formazioni qui presenti. Più articolata, sia per motivi

stratigrafici che tettonici, appare la distribuzione dell'unità sui versanti meridionali del Pizzo Camino e della Concarena ove tale unità è stata distinta come membro di Monte Arano.

La Formazione di Breno è limitata al tetto dalla formazione di San Giovanni Bianco, generalmente in facies dolomitico-pelitica, o da litozone pelitiche direttamente riferite all'Argillite di Lozio e dal Calcare Metallifero Bergamasco (versanti orientali dei monti Pora e Alto) mentre il limite di letto è dato dal calcare di Esino o, in modo discontinuo, dal calcare rosso; si sviluppano inoltre complesse eteropie con le formazioni: Calcare Metallifero Bergamasco, formazione di Gorno e arenaria di Val Sabbia, ricostruite da GNACCOLINI & JADOU (1988). Il passaggio con il calcare di Esino è di tipo graduale, ove manchino completamente le litofacies tipiche del calcare rosso, queste ultime individuate in modo inequivocabile solo in bassa valle del Dezzo, sul versante destro camuno a E dei monti Pora e Alto e a E del Monte Ferrante nei pressi del Rifugio Albani (si veda paragrafo 4.10).

Nei pressi di Ossimo Inferiore, la Formazione di Breno ha uno spessore complessivo di 420 m, suddivisibili in 250 m per il membro di Campolungo e 170 m per il membro dell'Annunciata. Al tetto della Formazione di Breno, sul crinale E del Monte Alto, sono state osservate mineralizzazioni a quarzo, calcite e minerali di ferro, che sono state oggetto di uno scavo di assaggio minerario.

L'ambiente della Formazione di Breno è di piattaforma carbonatica; mancano del tutto le litofacies di margine e pendio tipiche nell'Esino, a meno che, alla luce delle nuove datazioni (BALINI *et alii*, 2000) basate sul rinvenimento di conodonti carnici alla base dell'Esino del Pizzo Camino, si voglia attribuire tale massiccio carbonatico alla Formazione di Breno.

Sono stati distinti tre membri: membro dell'Annunciata, membro di Campolungo, già noti in letteratura e istituiti da ASSERETO & CASATI (1965), e membro di Monte Arano.

Età: Carnico inferiore-medio.

4.16.1. - Membro di Monte Arano (BRE₃)

Questo membro affiora nell'Unità tettonica del Pizzo Camino - Concarena (Unità Carbonatiche Alloctone), sui versanti circostanti l'altipiano di Borno e in valle di Lozio, è inoltre presente in una fascia in prossimità del Roccolo della Clusorina sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve (Unità Autoctona 'Alta Val di Scalve').

Si tratta di calcari generalmente micritici, spesso ricristallizzati, di colore da grigio a grigio-chiaro, in strati a volte amalgamati di spessore pluridecimetrico fino a massicci, localmente un po' dolomitici. Si rinvengono sia a contatto con l'Argillite di Lozio (M. Arano) sia intercalati

nella formazione di Gorno in lenti o livelli (versante sopra Fienile Queita, versante sotto malga Cresia, valle a W di sorgente Cerovine, Val Camera, versante sotto Pendrizza, Valle Giogna). In Val Caidone sono state campionate calcareniti ruditiche all'interno di una successione di calcari da massivi (esinoidi) fino a strati decimetrici laminati, in località Mandra vi sono invece calcari dolomitici grigio-chiari. Per la presenza di sistemi di fratturazione paralleli al versante tali calcari sono spesso dislocati in seguito a collassi gravitativi (Fienile Stablino, Malga Cresia).

Gli spessori di tale membro sono valutabili con precisione solamente ove esso affiori all'interno della successione stratigrafica indisturbata, presente sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve di fronte a Schilpario; qui gli spessori variano tra 0 e 200 m (Roccolo della Clusorina). Altrove l'unità appare troncata sia per erosione sia per elisione tettonica o, come sui versanti circostanti Borno, implicata in una serie di pieghe a scala sia locale che regionale.

Età: Carnico inferiore–medio.

4.16.2. - *Membro dell'Annunciata (BRE₁)*

Costituisce generalmente la litofacies inferiore a diretto contatto con il calcare di Esino o con il calcare rosso. E' data da calcari e calcari dolomitici da grigio a grigio-chiaro, in strati pluridecimetrici fino a metrici, con frequenti laminazioni algali, presenza di oncoliti, fossili di bivalvi, gasteropodi e alghe. Sul versante tra Malegno e l'Annunciata questa litofacies è in buona parte dolomitizzata. Sul versante meridionale dei monti Altissimo ed Erbanno tale litofacies si rinviene all'interno della formazione di Gorno sottoforma di un banco di spessore massimo di una cinquantina di metri di calcari grigi in strati pluridecimetrici privi di interstrati marnosi e con noduli di selce grigio-scuro. Tale orizzonte si segue più o meno continuamente fin sul versante a S di San Bartolomeo. Lungo la valle del Dezzo, sotto le località Valle Sponda e Valle Richetti si osserva l'interdigitazione tra il membro dell'Annunciata e il membro di Campolungo.

A tale litofacies è stata attribuita la Formazione di Breno individuata a tetto del calcare di Esino affiorante in una fascia continua tra la Valle di San Giovanni, il T. Dezzo e il versante orientale del M. Scanapà: è dolomitizzata ma si distingue dal sottostante calcare di Esino per la sua marcata bancatura, ben visibile in panoramica. La sua attribuzione alla Formazione di Breno, piuttosto che alla litofacies di piattaforma dell'Esino, è stata effettuata sulla base del rinvenimento sui versanti meridionale e orientale del M. Pora, ove tale orizzonte prosegue con continuità, di un marcato orizzonte a cementi attribuiti al calcare rosso.

Età: Carnico inferiore–medio.

4.16.3. - *Membro di Campolungo (BRE₂)*

Rappresenta generalmente la litofacies superiore a diretto contatto con la formazione di San Giovanni Bianco ed eteropica con la stessa; un'eccezione notevole è rappresentata dalla spessa litozona calcarea di Dosso Castello entro la base della quale, nell'inciso della media valle del Dezzo, si interdigitano le facies dolomitiche ascrivibili al membro di Campolungo. Verso Malegno questo membro sostituisce lateralmente il membro dell'Annunciata.

Il membro di Campolungo è costituito da dolomie microcristalline da grigio-chiaro a biancastre, in strati da decimetrici a pluridecimetrici, con sottili interstrati marnosi o di argilliti verde-giallastro. Sono frequenti laminazioni algali, strutture a 'tepee', *fenestrae*, livelli a breccioline; sono inoltre presenti fossili di bivalvi, gasteropodi e alghe. In località Fornace, sulla strada Malegno-Ossimo, è presente un livello a lenti di selci nere. Dalla Colma dei Balestrini fino al versante orientale del M. Scanapà tale membro costituisce un orizzonte continuo e morfologicamente ben delineato, compreso tra la sottostante formazione di Gorno e la soprastante formazione di San Giovanni Bianco. Il passaggio a quest'ultima è sottolineato con continuità dalla comparsa di un livello metrico di argilliti nere che indicano un rapido annegamento della piattaforma carbonatica: dato l'esiguo spessore ma la buona continuità laterale, tale livello argillitico è stato indicato in carta come *marker*. L'analogo livello argillitico presente sul versante N della Presolana è stato attribuito da BERRA & JADOU (2002) alla Argillite di Lozio.

Al Monte Lantana il membro di Campolungo diviene eteropico con la formazione di San Giovanni Bianco, qui subisce anche un progressivo assottigliamento fino alla sua completa chiusura nella valle di Vareno. Anche presso il Monte di Lantana è stato osservato il tipico orizzonte di argilliti nere che segna il passaggio alla formazione di San Giovanni Bianco. Lungo la strada sterrata Colle della Presolana - Vareno tale limite è ben esposto e si presenta netto, concordante, con superficie ondulata e sottolineata da patine di ossidazione ocracee.

Età: Carnico inferiore–medio.

4.17 - ARENARIA DI VAL SABBIA (SAB)

Quest'unità è stata introdotta da BITNER nel 1881 col nome di 'Sabbia *Schichten*' e definita come unità litostratigrafica da ASSERETO & CASATI (1965). I rapporti stratigrafici con le formazioni di Gorno e di Breno sono stati ricostruiti in dettaglio sul versante destro camuno in GNACCOLINI & JADOU (1988 e 1990).

L'arenaria di Val Sabbia affiora limitatamente ad una fascia NNE-SSW sui versanti orientali dei monti Pora e Alto e in Val di Supine.

Si tratta di siltiti e arenarie vulcanoclastiche a cemento debolmente calcareo, di colore grigio verdastro, stratificate in grossi banchi, con laminazioni parallele e incrociate, ma in generale le strutture sono poco evidenti in affioramento. L'analisi in sezione sottile evidenzia trattarsi di litareniti con litici vulcanici, feldspato e subordinato quarzo.

Concrezioni nodulari calcitiche sono state osservate nella Valle dell'Orso in corrispondenza del passaggio graduale con la formazione di Gorno: corrispondono ai 'noduli reniformi' descritti da ASSERETO & CASATI (1965). Il passaggio con la formazione di Gorno è sempre graduale e si verifica sia con l'alternanza di livelli calcareo-marnosi e livelli arenacei sia con un progressivo arricchimento nella porzione carbonatica delle arenarie.

Sono inoltre stati attribuiti a tale formazione alcuni livelli di arenarie grigio verdastre, sottilmente laminate, rinvenute alla base della formazione di Gorno. Sono state cartografate solo ove di spessore significativo; esse affiorano tra la valle del T. Davine e la valle del Dezzo (versante orientale del monte Scanapà); in Val Padone lo spessore diviene significativo (una cinquantina di metri) anche se spesso si intercalano livelli marnosi. Si tratta di litareniti vulcanoclastiche a cemento calcareo e rari clasti calcarei con presenza di minerali quali zirconi e apatiti che potrebbero derivare da erosione di un Basamento Metamorfico.

Lo spessore massimo è di circa 200 m rilevato sul versante destro della Val di Supine. In corrispondenza del Colle di Vareno l'arenaria di Val Sabbia si chiude eteropicamente nel bacino della formazione di Gorno che ne costituisce anche i limiti di tetto e di letto. Spessori variabili si riscontrano in Valle dell'Orso ove una serie di paleofaglie, già attive durante l'Anisico, di direzione NNW-SSE, delimitano zone di alto con minori spessori della formazione. Di oltre un centinaio di metri è la variazione di spessore tra i due lati della faglia della Val Supine: l'arenaria di Val Sabbia sul lato destro, ove presenta il maggior spessore, poggia sull'unità bacinale della Formazione di Wengen mentre sul lato sinistro mantella l'unità di piattaforma carbonatica rappresentata dal Calcare Metallifero Bergamasco.

L'ambiente è tipico di un delta; in tale area è presente la sua porzione distale, sempre subacquea e/o intertidale; infatti prevalgono colori grigio verdastri ed è elevata la porzione calcareo-marnosa.

Età: Carnico inferiore-medio.

4.18 - FORMAZIONE DI GORNO (GOR)

STOPPANI (1859) introdusse il nome 'Strati di Gorno e di Dossena' in sostituzione dell'originario 'Strati di Raibl'; l'unità è stata poi ridefinita da ASSERETO & CASATI (1965).

Questa formazione è presente nel Foglio 078-Breno in due diversi bacini di sedimentazione che attualmente compaiono in unità strutturali distinte.

(1) Nel settore meridionale, compreso entro l'unità strutturale Parautoctono Bergamasco, la formazione di Gorno è costituita da calcari, calcari-marnosi e marne di colore grigio-nerastro alla frattura e grigio-giallastro in alterazione, in strati da centimetrici a pluridecimetrici, alternati a livelli di marne e argilliti nere. Gli strati marnosi sono ricchi di bivalvi. In valle del T. Davine, poco sopra il limite con il Calcare Metallifero Bergamasco e alcune decine di metri sopra lo stesso, sono stati rinvenuti due livelli di arenarie grigio-chiaro (strati inferiori) e grigio-verdastre (strati superiori), piritifere, a laminazione parallela e a cemento calcareo diffuso: esse costituiscono le propaggini più settentrionali del delta costituito dall'arenaria di Val Sabbia. Sempre in valle del T. Davine nei livelli calcarei che si alternano ciclicamente con i calcari marnosi e le marne è stata evidenziata la presenza di ooliti. Calcari oolitici grigio chiaro con associate laminazioni algali sono stati osservati anche sulla strada Flaccanico-Ceratello a monte di Loverè: sia inferiormente che superiormente passano a calcari marnosi fossiliferi e a calcareniti marnose con laminazione incrociata e chiusura a *pinch out*.

Nel settore meridionale, la formazione è ben esposta sul versante destro camuno. Essa sostituisce lateralmente verso S la Formazione di Breno. Qui, l'affioramento posto più a N è costituito da una lingua dello spessore di una decina di metri che si rinvia lungo la strada Ossimo-Annunciata, in prossimità del contatto tra il membro di Campolungo e il membro dell'Annunciata. Verso S lo spessore di tale formazione tende progressivamente ad aumentare; nella valle del T. Davine essa è suddivisa in due lingue dello spessore di circa 170 m (quella inferiore) e 70 m (quella superiore) tra le quali si intercalano calcari con selci nere attribuiti al membro dell'Annunciata. Nella valle del Dezzo lo spessore totale è di quasi 400 m.

Il limite inferiore è costituito dal Calcare Metallifero Bergamasco o dal membro dell'Annunciata, il limite superiore dal membro di Campolungo o dalla formazione di San Giovanni Bianco. Alla base della formazione, ove cartografabili, sono stati distinti livelli siltitico-arenacei attribuiti all'arenaria di Val Sabbia con la quale risulta eteropica nell'area dei monti Pora e Alto e nella Val di Supine. In questi ultimi siti la formazione di Gorno è divisa in due corpi: uno inferiore con spessore di pochi metri compreso tra il Calcare Metallifero Bergamasco e l'arenaria di Val Sabbia e uno superiore con spessore da 70 a 300 m compreso tra l'arenaria di Val Sabbia e la formazione di San Giovanni Bianco o il membro di Campolungo. In corrispondenza del Monte Alto poco sopra il limite con

l'arenaria di Val Sabbia è presente una cornice plurimetrica di calcari grigi chiaro simili al Breno.

(2) Nel settore settentrionale, compreso entro l'unità strutturale 'Unità Carbonatiche Alloctone', la formazione di Gorno, affiora sul versante Meridionale del Pizzo Camino e in alta valle di Lozio.

Comprende una successione di calcari e calcari marnosi di colore grigio-scuro; intercalati in essa, compaiono altresì livelli di marne gialline e/o carniole del tutto corrispondenti a quelle della formazione di San Giovanni Bianco, come pure di argilliti nere del tutto corrispondenti all'Argillite di Lozio (zona di S. Fiorino - Galina, Borno) e calcari grigio-chiaro ceroidi analoghi alla Formazione di Breno (membro di Monte Arano). Queste intercalazioni vengono interpretate come il manifestarsi di eteropie con quelle formazioni, a differenza degli autori precedenti (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970) che hanno giustificato tali rapporti mediante un irrazionale intrico di faglie che si può notare nel foglio alla scala 1:100.000 nella zona del Costone-Borno.

In affioramento si osservano calcari e calcari-marnosi da micritici a calcarenitici grigio-scuri alla frattura, da grigi a giallastri in alterazione, in strati da centimetrici a decimetrici, alternati a marne e/o argilliti con le quali formano caratteristiche sequenze cicliche. Gli strati calcarei e calcareo-marnosi presentano spesso superficie ondulata e tendono ad amalgamarsi. I livelli calcareo-marnosi sono sovente ricchi di resti fossili di piccoli lamellibranchi (tempestiti); tali livelli sono stati osservati nei dintorni di Malga Poiano, nella valle sotto Malga Moren, sul sentiero che collega Colle Mignone con il Rifugio San Fermo, nella valle sotto Malga Plagne nella valle del T. Lanico. In quest'ultima località sono state osservate anche fitte laminazioni e bioturbazioni entro siltiti calcaree debolmente micacee alternate ai calcari veri e propri. Le intercalazioni argillitico-marnose a volte raggiungono spessori tali da suggerire una ripresa della sedimentazione dell'Argillite di Lozio (valle sotto Malga Moren, valle sotto Malga Plagne). Calcari oolitici e fossiliferi, con anche oncoliti, sono diffusi sul versante tra il Colle di Mignone e Lovareno, a E di Malga Moren; sono inoltre stati rilevati sul versante a N della Corna Rossa, nei pressi del Lago di Lova e nell'alveo del T. Trobiolo sottostante l'abitato di Borno. A Lovareno si osservano intercalazioni di calcari carnioleggianti associati ai calcari oolitici. Lungo la strada che collega Borno a Balestrini i calcari alternati a peliti sono un po' dolomitici e presentano geodi con concrezioni calcaree in genere tipiche della formazione di San Giovanni Bianco; in tale sito è stato rinvenuto un livello a crinoidi.

In Presolana un sottile livello di argilliti nere presenti al tetto della Formazione di Breno ed attribuite alla formazione di Gorno dagli Autori precedenti è stato nel presente foglio attribuito all'Argillite di Lozio: un

recente studio stratigrafico di BERRA & JADOUL (2002) individua in tale orizzonte, studiato dagli autori in Presolana, la chiusura verso W del Bacino dell'Argillite di Lozio.

Gli spessori dell'unità nel settore settentrionale sono valutabili con precisione solamente ove essa affiora all'interno della successione stratigrafica indisturbata presente sul versante sinistro dell'alta Val di Scalve di fronte a Schilpario; qui gli spessori variano da 0 a 300 m (N di Malga Camorino). Altrove l'unità appare troncata sia per erosione sia per elisione tettonica o, come sui versanti circostanti Borno, implicata in una serie di pieghe a scala sia locale che regionale.

Nel settore settentrionale questa unità generalmente sovrasta l'Argillite di Lozio, o è interdigitata con essa nella zona di S. Fiorino - Galina, Borno. Il contatto con l'Argillite di Lozio è sovente sottolineato da carnioli o calcari vacuolari un po' farinosi, dello spessore di pochi metri, mentre sui versanti circostanti Fienile Queita e in Val Giogna tale passaggio è sottolineato da livelletti di arenarie sottilmente laminate per lo più non affioranti ma ben visibili nel detrito. Superiormente tali calcari sono delimitati dalla formazione di San Giovanni Bianco (a N di Croce Salven, a Malga Voia) o dal membro di Monte Arano della Formazione di Breno (versante E M. Susino, versante a NW di Borno, Roccolo della Clusorina). Al M. Lo il limite superiore è mascherato da ripetizioni tettoniche.

In generale l'ambiente della formazione di Gorno è una laguna a sedimentazione mista in cui prevalgono condizioni di bassa profondità e in genere di bassa energia (GNACCOLINI & JADOUL, 1988). Nel bacino 'meridionale', nell'area del Foglio 078-Breno, la laguna rappresentata dalla formazione di Gorno fa passaggio verso S al delta costituito dall'arenaria di Val Sabbia e verso N alla piattaforma carbonatica rappresentata dalla Formazione di Breno; nel bacino 'settentrionale' la formazione di Gorno appare più come una laguna intrapiattaforma e rappresenta un breve momento di ripresa della sedimentazione carbonatica successiva alla deposizione del bacino terrigeno di Lozio e precedente il riaffermarsi della sedimentazione terrigena contestualmente al *trend* regressivo documentato dalla formazione di San Giovanni Bianco.

Età: Carnico inferiore-medio.

4.19 - FORMAZIONE DI SAN GIOVANNI BIANCO (SGB)

La formazione è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Brembana, nel Foglio 098-Bergamo, ove nella località omonima sono presenti la sezione e l'area tipo.

Essa affiora in modo continuo da letto a tetto solamente nel Parautoctono della Successione Camuna in una fascia orientata E-W tra Ossimo, il M. Altissimo e San Bartolomeo e in un'ampia fascia N-S sul

versante occidentale dei monti Pora e Alto. Sul versante orientale del M. Scanapà la presenza lungo il contatto con la soprastante Formazione di Castro Sebino di breccie a clasti di porfiriti suggerisce movimento tettonico / scollamento in corrispondenza di tale orizzonte. Anche sul versante destro della Val di Supine fino alle frazioni di Lovere vi sono indizi di un contatto tettonico del limite di tetto. Per la restante area la formazione affiora in modo diffuso anche se sporadico nella valle di Borno proseguendo fino a Malegno e fino a Dosso in Val di Scalve; si trova inoltre in discontinui affioramenti sui versanti a S di Pizzo Corzene e Pizzo Olone. La irregolarità degli affioramenti è dovuta sia alla presenza di spesse coltri di suolo sviluppate su questi litotipi, sia, soprattutto, alla elisione tettonica subita da tale formazione che, a causa delle sue caratteristiche reologiche, ha costituito quasi ovunque l'orizzonte preferenziale di scollamento dei sovrascorrimenti.

Alla Colma dei Balestrini lo spessore totale della formazione è di circa 120 m, ma procedendo verso Ossimo tale spessore aumenta per il progressivo ispessimento della lente di carniolate nonostante la sua elisione tettonica nel sovrascorrimento di Ossimo. Sul versante meridionale del M. Altissimo lo spessore di aggira sui 200 m mentre sul versante orientale del M. Scanapà è poco più di 100 m, il che potrebbe essere dovuto ad elisione tettonica. Anche sul versante orientale del Monte Pora lo spessore è di circa 200 m.

La formazione di San Giovanni Bianco è caratterizzata da una estrema variabilità di facies, quali evaporiti, facies dolomitico-pelitiche e facies arenacee, le quali rappresentano ambienti diversi, che passano da lagunari alla base - e che indicano una rapida trasgressione che porta al soffocamento della piattaforma della Formazione di Breno - ad ambienti intertidali o sopratidali, fino a *sabkha*.

Nel seguito viene fornita una illustrazione delle facies più significative.

Età: Carnico medio-superiore.

4.19.1. - *Litofacies arenacea* (SGB_a)

La litofacies arenacea è ampiamente presente sul versante occidentale del monte Alto (Pian della Palù e Pian del Termen) così pure in Val di Supine. Si tratta di alternanze di arenarie e siltiti da grigie a verdi, localmente piritifere (località Ciar in Val di Supine). Le arenarie sono da fini a grossolane, in strati centimetrico-decimetrici, solo localmente laminate; le arenarie più grossolane sono alterate in colori ferruginosi e non reagiscono all'acido.

Invece, nella parte inferiore della formazione che affiora nella fascia continua compresa tra la Colma dei Balestrini e il M. Scanapà, si nota un arricchimento della porzione pelitica a discapito di quella dolomitica e le

arenarie sono quasi del tutto assenti, rappresentate da pochi livelli centimetrici sottilmente laminati.

E' stato invece indicato come *marker* un livello di argilliti nere che si trova immediatamente al tetto del membro di Campolungo e quindi alla base della formazione di San Giovanni Bianco. Tale livello affiora con continuità in tutta l'area ed è stato rilevato anche in Presolana nei pressi del rifugio Albani ove è stato considerato l'espressione delle propaggini occidentali dell'Argillite di Lozio da BERRA & JADOU (2002).

Sul crinale tra la Malga Valzelli e il Pian del Termen affiorano marne grigio-verdastre a patina di alterazione *beige* sottilmente stratificate e laminate con laminazione piano-parallela e plaghette di sabbie ferruginose che a volte riempiono impronte tubiformi simili a biturbazioni. Tale litofacies marnosa si rinviene anche al limite con la formazione di Gorno al Pian del Termen e rende tale limite graduale.

Età: Carnico medio-superiore.

4.19.2. - *Litofacies dolomitico-pelitica (SGB_b)*

Si tratta di dolomie da grigie a nocciola, in strati decimetrici, farinose, con caratteristiche cavità vacuolari rivestite da cristalli di calcite. Esse presentano interstrati pelitico-marnosi da marroni a verdini che talora, soprattutto verso la base della formazione, divengono prevalenti. Livelli prevalentemente dolomitici affiorano tra Ossimo e Malegno al di sotto delle carniole, in lenti entro la facies dolomitico-pelitica nella valle sottostante Balestrini. La litofacies dolomitica è ben rappresentata anche in località Casaole (altipiano di Borno) lungo l'inciso della valle che scende dalla Sorgente Cerovine. Quasi interamente dolomitica è anche la formazione di San Giovanni Bianco affiorante al di sotto del sovrascorrimento del Pizzo Camino, a valle di Malga Voia e Malga Epolo. Sul versante sinistro della Val di Scalve, nei pressi di Schilpario, sono state attribuite a tale litofacies anche alcune lenti dolomitico-pelitiche rilevate entro la formazione di Gorno.

Corpi a maggior contenuto in peliti affiorano in modo sporadico al di sotto del sovrascorrimento della Corna Mozza, intercalati ai corpi dolomitici tra il Trobiolo e Balestrini, al di sopra della facies dolomitica a monte di Paganini. In quest'ultima località affiorano livelli da calcarei a marnosi alternati alle classiche facies pelitiche e carniole.

Sui versanti occidentali del Monte Pora e del Monte Alto la litofacies dolomitico pelitica si trova sia al tetto della litofacies arenacea sia intercalata e/o alla base della stessa.

Età: Carnico medio-superiore.

4.19.3. - *Evaporiti (SGB_c)*

Comprendono gessi e carniole.

Gessi: tra le località Sanatori e Cascine Cirese sull'altipiano di Borno è presente una lente di gesso di spessore non valutabile a causa della tettonizzazione cui è soggetta; si stima possa essere al massimo di poche decine di metri. Si tratta di gessi a laminazione millimetrico-centimetrica, pulverulenti, con intercalazioni di siltiti nocciola-rossastre e dolomie gessose grigie a laminazione ondulata. In passato sono stati oggetto di estrazione mineraria. Gessi e anidriti a laminazione intensamente ripiegata per cause tettoniche sono presenti anche nel vallone di Terre Rosse sul versante W della Presolana, in corrispondenza del locale decorso della Faglia di Clusone. Gessi sono presenti anche al limite SW dell'area del Foglio 078-Breno, nei pressi dell'abitato di Lovere: anche qui sono stati oggetto di estrazione mineraria.

Carniole: carniole giallastre inglobanti clasti siltitici marroncini, verdi e grigi; l'aspetto complessivo degli affioramenti è massivo senza stratificazione alcuna o rozzamente delineata (Lago Polzone). Ove le carniole fanno passaggio alla soprastante Formazione di Castro Sebino si nota un progressivo arricchimento in clasti calcarei e una diluizione di quelli siltitici. Tali litofacies affiorano ampiamente nei dintorni di Ossimo e in località Dassine; di dubbia attribuzione formazionale le carniole affioranti tra Cascine Val Camera e Cascine Cirese ad W di Borno. Ad Ossimo sono limitate inferiormente dalla facies dolomitico-pelitica della formazione di San Giovanni Bianco e superiormente subiscono l'elisione tettonica del sovrascorrimento di Ossimo; nei pressi di Balestrini esse fanno passaggio alla Formazione di Castro Sebino. Lembi di carniole, in parte anche di origine tettonica, affiorano in modo sporadico sul versante S di Pizzo Corzene e Pizzo Olone. Sottili lembi di carniole sono stati osservati anche al passaggio con la Formazione di Castro Sebino presso il Monte Lantana e tra le valli di Pora e di Codalarga.

E' stato ascritto alla formazione di San Giovanni Bianco anche un livello di una decina di metri di carniole alternate a calcari marnosi e dolomie giallastre presente entro la formazione di Gorno nei pressi del Roccolo della Clusorina; livelli con le medesime caratteristiche, ma non cartografabili, sono presenti anche sui versanti a S e SW del Pizzo Camino (altipiano di Borno).

Età: Carnico medio-superiore.

4.19.4. - *Calcari bioclastici con organismi di scogliera*

Ulteriori facies della formazione di San Giovanni Bianco, peraltro non cartografate, sono osservabili per esempio lungo la strada che scende dal

Passo della Presolana (valle sopra Paganini). Si tratta di calcari chiari 'esinoidi'.

Entro la formazione di San Giovanni Bianco si segnala anche la presenza di calcari micritici d'aspetto finemente cristallino alla frattura fresca, di colore nocciola alla base, passante a grigio nocciola e a grigio verso l'alto; essi formano una litozona continua tra le quote 1480 e 1614 m del crinale che scende dalle Cime di Bares verso le Stalle Möschel (valle dell'Ogna), sovrapposta alla litozona dolomitico-pelitica. Tale litofacies è stata ritrovata anche in aree esterne al Foglio 078-Breno.

Età: Carnico medio-superiore.

4.20 - FORMAZIONE DI CASTRO SEBINO (CSO)

Corrisponde alle 'Brecce Basali' della Dolomia Principale (CURIONI, 1877) segnalate in seguito, anche sotto nomi diversi e in altri settori lombardi da ASSERETO & CASATI (1965), ROSSETTI (1966a, 1966b), BONI & CASSINIS (1973), GAETANI (1985), GAETANI *et alii* (1987). Ne è stata proposta l'istituzione da JADOUL *et alii* (1992a) sotto il nome di Formazione di Castro Sebino. L'unità è stata formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000). Questa formazione è ben esposta nel settore centrale del Foglio 078-Breno: costituisce infatti i monti Corna Rossa, Altissimo, Ghigozzo e Tauggine (a E della Val di Scalve) e i monti Scanapà e Cornetto (a W della Val di Scalve); si estende inoltre in una fascia continua a direzione N-S tra il Monte Lantana e l'altipiano di Bossico.

Nel Foglio 078-Breno la Formazione di Castro Sebino si presenta in due litofacies, peraltro non distinte cartograficamente:

Facies tipica (Litofacies superiore)

E' costituita da due litotipi:

- (a) brecce calcaree massicce intraformazionali: brecce carbonatiche sinsedimentarie, eterometriche e caotiche, ricristallizzate, di colore da grigio a nocciola con caratteristiche screziature marroncine quelle calcaree e grigio-scuro quelle dolomitiche. Non è presente alcuna stratificazione anche se il controllo morfologico esercitato sui versanti del M. Altissimo lascia intuire la generale immersione verso NE, concorde dunque con le formazioni sottostanti. Anche al M. Cornetto la Formazione di Castro Sebino ha una generale immersione verso S, concorde con quella della Dolomia Principale ad essa soprastante in località Rusio. Tale litofacies è prevalente nell'area e costituisce la maggior parte dei rilievi sopra menzionati.
- (b) brecce dolomitiche intraformazionali in banchi massicci: sono in generale subordinate rispetto a quelle calcaree e affiorano in modo sporadico sui monti Tauggine e Scanapà e sul Monte di Lovere; sono invece ben rappresentate nella fascia di raccordo tra il Monte Cornetto e

l'altipiano di Castione ove paiono fare transizione alle dolomie zonate della Dolomia Principale basale. Breccie dolomitiche con locali intercalazioni od olistoliti di dolomie scure laminate costituiscono il versante orientale dei monti Cornetto e Sarradone e affiorano anche sporadicamente tra le coperture recenti a S del Pizzo Corzene. Nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (FORCELLA & JADOUL, 2000) tali breccie e dolomie laminate sono attribuite rispettivamente a 'breccie sintettoniche' e alla Dolomia Principale basale. In realtà non è possibile dividere in modo netto le breccie dalle dolomie scure zonate in quanto i due litotipi si alternano in modo fitto suggerendo eteropie e intercalazioni stratigrafiche piuttosto che contatti tettonici. Le giaciture prese all'interno delle dolomie zonate sono generalmente immerse verso i quadranti meridionali, tuttavia un buon numero di giaciture fornisce valori dispersi anche su brevi distanze: ciò ha suggerito l'ipotesi di considerare olistoliti le dolomie scure presenti entro la breccia a clasti dolomitici. Nella facies a breccie dolomitiche è stato anche incluso un livello di breccie presente al passaggio con il soprastante membro inferiore della Dolomia Principale e affiorante sull'altipiano di Bossico, al Forcellino e in Val di Tede.

In corrispondenza di faglie orientate N-S sul versante W del M. Scanapà, vi è un livello a breccie dolomitiche che presenta tasche di cementi calcarenitici laminati. Lo stesso livello a clasti dolomitici scuri e subordinatamente calcarei disegna un semianello sul versante S del M. Scanapà.

Nella Valle Gler le breccie sono a clasti dolomitici centimetrico-decimetrici, da grigio a grigio scuro, rari clasti calcarei ricristallizzati, e alcuni biancastri e sfaticci ad abito prismatico (gessosi?). I clasti sovente spiccano entro la matrice calcarea grigio nocciola. Breccie del tutto analoghe sono state osservate in Valle Paiala sull'altipiano di Bossico.

In località Piani d'Aprile in prossimità del passaggio (in parte tettonico) con la sottostante formazione di San Giovanni Bianco, vi sono livelli di calcsiltiti nocciola laminate e sottilmente stratificate di forma lenticolare intercalate nelle tipiche breccie.

Litofacies inferiore (dolomie terrose evaporitiche con intercalazioni di breccie)

In prossimità del Pian delle Città e del Pian d'Aprile è presente una litofacies a doloareniti grigio-scure, laminate, passante a sua volta a breccie con elementi prevalentemente dolomitici. Lo spessore massimo di 150 m si ha a N di Malga Guccione mentre in corrispondenza dei Piani d'Aprile è di qualche decina di metri. Altre piccole lenti doloarenitiche sono state rilevate a E di Malga Guccione e a NW di

Malga Morosini, quest'ultima associata ad una faglia transtensiva diretta WNW-ESE. Tale litofacies appare qui intercalata nella facies tipica a breccie e non in posizione inferiore. In alternativa si dovrebbe ipotizzare la presenza di un sovrascorrimento passante nelle selle poste direttamente a S di Pian delle Città e del Pian d'Aprile con sovrapposizione delle dolomie 'basali' sulle breccie tipiche; tale ipotesi comunque non giustificherebbe le lenti di minore estensione rinvenute tra la Malga Guccione e la Malga Morosini, in differenti livelli stratigrafici. A tale litofacies sono state attribuite anche le dolomie affioranti tra il M. Cornetto e la Valle Gler, così come un piccolo affioramento di dolomie presente alla base della litofacies calcarea presso Paghera del Giogo.

Lo spessore totale della Formazione di Castro Sebino in gran parte dell'area non è valutabile a causa dell'assenza del limite di tetto; in una sezione passante per il Pian delle Città si calcola uno spessore di circa 380 m, mentre in una sezione passante per la Valle dei Mulini, ove il tetto affiora, è di circa 250 m. Sul versante orientale dei monti Pora e Alto è stimabile in circa 350 m.

Il limite di letto con la formazione di San Giovanni Bianco è raramente esposto in quanto la Formazione di Castro Sebino forma versanti dirupati alla base dei quali si accumulano detriti provenienti dalle pareti soprastanti che coprono il limite. In prossimità di tale contatto si nota comunque un arricchimento delle breccie della Formazione di Castro Sebino in clasti siltitici, dolomitici e di carnioli di chiara provenienza dalla formazione sottostante: ciò avvalorava l'ipotesi di un meccanismo di deposizione in massa con parziale erosione del letto. Il limite di letto, con passaggio a carnioli della formazione di San Giovanni Bianco, è stato direttamente osservato solamente nella valle sottostante il Rifugio Magnolini (M. Pora).

Il limite di letto sul versante orientale del M. Scanapà risulta tettonizzato: esso infatti è caratterizzato in più punti da breccie contenenti clasti di porfiriti verdi. Anche in Val di Supine, ove tale limite è esposto in almeno due punti, esso risulta scollato.

Ancora discusso è il limite di letto con le dolomie grigie laminate che affiorano tra il Colle della Presolana e il M. Sarradone: si vedano in proposito gli schemi cartografici e le interpretazioni di FORCELLA & JADOU (1988), BERRA *et alii* (1991), FORCELLA & JADOU (2000); in questi due ultimi lavori il limite è indicato come tettonico per sovrascorrimento/scollamento della facies a clasti calcarei nocciola sopra quella a clasti dolomitici con intercalate dolomie grigio-scure laminate, nell'ipotesi che quest'ultima litofacies sia correlabile alla Dolomia Principale basale. Si nota localmente una chiara discordanza angolare tra le due, ma non vi sono evidenze dirette di sovrascorrimenti. Inoltre

intercalazioni stratigrafiche di litozone a clasti dolomitici e/o dolomie laminate scure sono state rilevate anche all'interno della litofacies a prevalenti clasti carbonatici, nelle zone del M. Cornetto, di M. Scanapà e di Pian delle Città (M. Altissimo).

Il limite di tetto è visibile in modo chiaro all'imbocco della Valle dei Molini, presso la chiesa di San Pietro: qui affiorano calcari micritici grigio-scuro con stratificazione da decimetrica a indistinta, che fanno passaggio verso l'alto a dolomie scure zonate tipiche della Dolomia Principale basale. Altri affioramenti di tali calcari sono presenti a monte di Rusio ove appaiono intercalati alle dolomie grigio-scure laminate a tetto e le brecce dolomitiche e dolomie scure a letto.

Età: Carnico superiore – Norico inferiore.

4.21 - NOTA SULLE ETÀ DELLA SUCCESSIONE NORICO-RETICA

In assenza di un GSSP del limite Norico-Retico resta ancora aperta l'attribuzione cronostratigrafica delle unità depostesi in questo intervallo di tempo. In particolare resta aperta l'attribuzione della zona a *Misikella hernsteini* al Norico superiore o al Retico: alcuni autori propendono per ubicare il limite Norico-Retico alla base della zona, altri al tetto (si veda anche la discussione in BERRA *et alii*, 2010). La deposizione dell'Argillite di Riva di Solto avviene prevalentemente in questa zona, che se riferita al Norico porta ad attribuire un'età Norico superiore all'unità, che passerebbe invece ad avere una età Retica qualora si utilizzasse come limite tra i due piani la base di questa zona. In queste note illustrative, senza entrare nel merito della validità delle due soluzioni attualmente in discussione, si preferisce (per omogeneità con buona parte della letteratura disponibile) considerare il limite Norico-Retico al tetto della zona a *Misikella hernsteini*, attribuendo quindi una età Norico superiore all'Argillite di Riva di Solto. Resta comunque importante tener presente questa problematica per il confronto tra le età riportate in queste note con la letteratura, soprattutto una volta che verrà definito il GSSP del limite Norico-Retico.

4.22 - DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

Il termine Dolomia Principale fu introdotta in Lombardia da LEPSIUS nel 1878 ed in seguito quasi tutti gli AA. la adottarono. E' riportata tra le Unità tradizionali formalizzate nel fascicolo VI del Quaderno 7 del SNG-APAT (BERRA *et alii*, 2007) Nel Foglio 078-Breno all'interno di questa unità sono stati distinti il membro inferiore (**DPR₅**), la litofacies di piattaforma marginale (**DPR_a**) e la facies tipica, la più diffusa nel Foglio 078-Breno, costituita da dolomie peritidali stratificate (**DPR_b**). Per le possibili analogie tra le unità distinte nel Foglio 078-Breno ed i fogli situati più ad oriente si

veda la scheda sulla Dolomia Principale (BERRA *et alii*, 2007) dal volume sulle Unità tradizionali del fascicolo VI Quaderno 7 del SGN-APAT.

4.22.1. - *Membro Inferiore (DPR₅)*

Il membro inferiore della Dolomia Principale (JADOUL *et alii*, 1992b) forma una fascia pressoché continua tra la Val di Tede, la Val di Frucc e il Monte di Lovere; affiora inoltre anche a monte di Castione ove sono presenti calcari grigio-scuro stratificati al passaggio con la sottostante Formazione di Castro Sebino.

Esso è caratterizzato da prevalenti dolomie marnose e dolomicriti in strati dello spessore variabile da 10-15 cm fino ad un metro ed oltre. Questa rappresenta una delle caratteristiche macroscopiche distintive rispetto al membro superiore della Dolomia Principale, costituito invece da dolomie massicce divise da giunti discontinui e non sempre seguibili lateralmente.

Nella Lombardia centro-orientale, il membro inferiore della Dolomia Principale si presenta organizzato in cicli *thickening-* e *coarsening-upward*: ogni ciclo, di spessore plurimetrico, presenta alla base marne e dolomie marnose, seguite verso l'alto da banchi metrici di dolomicriti bituminose contenenti lamellibranchi, gasteropodi e locali addensamenti di organismi tubuliformi (serpulidi) incrostati da laminazioni di origine algale; al tetto dei cicli di facies sono presenti dolomie grigio-scure contenenti laminazioni di tipo stromatolitico (stromatoliti subtidali - microbialiti). Localmente la parte sommitale dei cicli è costituita da dolomie a laminazione parallela e, talora, doloareniti a *hummocky cross-stratification*. Il *trend shallowing-upward* di queste successioni e la mancanza di depositi gravitativi al loro interno suggeriscono di inquadrare tali depositi in ambienti di rampa carbonatica (TROMBETTA & BOTTONI, 1993), che presumibilmente collegavano il margine più occidentale delle aree venete di piattaforma con il più subsidente settore lombardo.

Nella vicina Val Seriana (Foglio 077-Clusone), il membro inferiore della Dolomia Principale presenta alcune differenze significative nelle litofacies caratteristiche che formano i cicli *shallowing-upward* modali. Il contenuto terrigeno è limitato ad interstrati millimetrici-centimetrici di peliti scure e/o nere presenti fra le litofacies costituenti le successioni cicliche.

Tali successioni sono costituite da una regolare alternanza di dolomie grigio scure o nere, spesso fetide alla percussione, di spessore metrico contenenti concentrazioni di alghe verdi e dolomie contenenti stromatoliti planari; assenti sono strutture di alta energia quali doloareniti a *hummocky cross-stratification*, viceversa presenti in Lombardia orientale.

Spessore massimo: 200-300 m.

Età: Carnico superiore? - Norico inferiore.

4.2.2. - Dolomie peritidali stratificate (DPR_b)

Questa litofacies, definita anche 'facies tipica' da JADOUL (1986), costituisce buona parte della Dolomia Principale affiorante nell'area; è presente sui monti Varro, Cornet, Colombina e Torrione.

La sua parte medio-inferiore è costituita dalla sovrapposizione di cicli *shallowing-upward*, dello spessore medio di 1,5 - 2,0 m, costituiti, dal basso verso l'alto, dalle seguenti facies:

(a) un livello, dello spessore di pochi cm, di breccioline a clasti di dimensioni variabili dal millimetro al centimetro; questo livello, non sempre presente, viene interpretato come *lag* basale del ciclo;

(b) dolomie massive, di colore variabile da grigio chiaro a grigio scuro, talora contenenti modelli interni di gasteropodi e megalodonti in posizione di vita, che costituiscono la parte preponderante del ciclo *shallowing*; questa facies viene riferita ad un ambiente subtidale in cui organismi limivori avrebbero bioturbato ed omogeneizzato completamente il sedimento;

(c) facies peritidali caratterizzate dalla presenza di livelli decimetrici di lamine algali planari e crenulate (stromatoliti), con *fenestrae* e *sheet-crack* riempiti di cementi. Localmente presenti strutture a *tepee*, che costituiscono la classica facies di tetto-ciclo.

Spessore massimo: 900-1000 m.

Età: Norico.

4.2.2.3. - Litofacies di piattaforma marginale (DPR_a)

Questa facies affiora lungo il versante idrografico destro della Val Borlezza, nelle ripide incisioni comprese fra il M. Fogarolo, a N, e la Corna Lunga a S; è stata cartografata a NW del Monte Cornet, ove fa passaggio alle dolomie zonate.

Nell'ambito del Foglio 078-Breno essa compare al tetto della Dolomia Principale e nelle aree ai margini delle piattaforme prossime ai solchi intra-piattaforma norici. È costituita da *build-up* di dimensioni metriche a serpulidi, porostromata, gasteropodi, bivalvi nonché piccoli bivalvi e bioclasti avvolti da laminazioni algali scure di tipo stromatolitico (microbialiti) che possono assumere geometria variabile da planare a cupoliforme (BERRA & JADOUL, 1996).

Spessore massimo: 280-300 m.

Età: Norico.

4.23 - GRUPPO DELL'ARALALTA

Il gruppo dell'Aralalta è stato introdotto per inglobare tutte le facies bacinali di età norica eteropiche della Dolomia Principale (JADOUL, 1986).

Comprende le formazioni delle dolomie zonate (comprehensive delle “Brecce sommitali della Dolomia Principale” di JADOUL & DE BONIS, 1981) e del Calcarea di Zorzino.

Queste unità sono state interpretate come depositi risedimentati all'interno di bacini carbonatici anossici intra-piattaforma.

Le dolomie zonate rappresentano le facies più grossolane e prossimali mentre il Calcarea di Zorzino rappresenta quelle più fini e distali.

4.23.1. - *Dolomie zonate (DZN)*

Questa unità è stata definita da DESIO & VENZO (1954) e successivamente rivista da JADOUL (1986).

Affiora sporadicamente al margine sud-occidentale del foglio, in corrispondenza del crinale tra le valli Righenzolo e dei Dadi e in due lenti sul versante destro della Valle del Monte Varro. Dolomie zonate affiorano anche sui tornanti della strada di accesso a Bossico, al di sotto del sovrascorrimento che ha giustapposto la Formazione di Castro Sebino sulle stesse dolomie zonate.

È possibile riconoscere l'organizzazione interna in cicli di tipo *thickening* e *coarsening-upward*.

Ogni ciclo, di spessore decametrico, è costituito a letto, nell'ordine, da dolomicriti scure e/o nere in strati di 5-10 cm. dolomicriti a laminazione algale interpretate come stromatoliti bacinali, doloareniti fini grigio-scure in strati di 30-50 cm con lamine trattive piano-parallele, doloruditi a lamellibranchi, bioclasti, gasteropodi, serpulidi, etc. provenienti dalle aree di piattaforma carbonatica.

Il tetto di ogni ciclo è costituito da corpi di brecce e megabrecce formate da elementi di dimensioni variabili dal centimetro al metro contenenti organismi incrostanti, bivalvi, porostromata, etc.

L'organizzazione delle facies permette di interpretare tali cicli come il risultato di un aumento dell'esportazione dalle aree di piattaforma ad opera di flussi gravitativi quali meccanismi torbiditici e *debris-flow*.

Spessore: da poche decine di metri a oltre 100 metri.

Età: Norico medio.

4.23.2. - *Calcarea di Zorzino (ZOR)*

Questa formazione costituisce la porzione tessitualmente più fine del gruppo dell'Aralalta (JADOUL, 1986), che raggruppa i depositi bacinali laterali alla Dolomia Principale. L'unità è stata formalizzata da CASATI (1968a) e ripresa nel fascicolo III del Quaderno 7 del SGN da DELFRATI *et alii* (2002)

Il Calcarea di Zorzino (CASATI, 1964) è formato da una successione monotona di calcari micritici di colore da grigio scuro a nero, con frequenti

laminazioni piano-parallele, intervallati da depositi torbiditici (T_{abc} della sequenza di Bouma). Talora sono riconoscibili facies relativamente grossolane, con intervalli T_a grossolani costituite da doloruditi e doloareniti massive, seguite verso l'alto da doloareniti a laminazione trattiva piano-parallela e dolomicriti (e/o doloareniti) a laminazione incrociata (*ripple* da corrente, T_c). Sezioni lucide effettuate sulle doloruditi-doloareniti hanno rivelato che quasi la totalità dei clasti contenuti sono costituiti da dolomicriti chiare, localmente micriti bianche, che permettono di individuare l'area di provenienza in una piattaforma carbonatica.

Come in analoghe aree di affioramento il Calcare di Zorzino si presenta spesso dolomitizzato. Queste evidenze depongono a favore di un ambiente deposizionale relativamente profondo e prossimo ad una piattaforma.

Il limite con la sovrastante Argillite di Riva di Solto è generalmente netto. Lo spessore varia da pochi metri fino a 1100 metri in località Zorzino, situata appena a S del margine meridionale del foglio.

L'età del Calcare di Zorzino è riferita al Norico medio in accordo alla sua posizione stratigrafica e ai dati palinologici (JADOU *et alii*, 1994).

Le evidenze tessuturali e compositive indicano un ambiente deposizionale relativamente profondo, prossimo ad una piattaforma, con condizioni genericamente disaerobie fino ad anossiche.

Età: Norico medio.

4.24 - ARGILLITE DI RIVA DI SOLTO (ARS)

Unità istituita da GNACCOLINI (1965) per indicare una successione di prevalenti argilliti nere che raggiungono i massimi spessori nel Bacino Sebino (circa 1100 metri) e formalizzata da GNACCOLINI (1968a).

Affiora in località Pernusino a E di Songavazzo, al limite SW del foglio nei pressi del Lago di Gaiano, e limitatamente ad un lembo alla base del sovrascorrimento di Bossico, lungo la pista di accesso al depuratore. Di quest'ultimo affioramento l'interpretazione è dubbia vista la situazione tettonica, la scarsa esposizione e la mancanza del sottostante Calcare di Zorzino.

In aree limitrofe al Foglio 078-Breno, l'Argillite di Riva di Solto è stata suddivisa in due litozone stratigraficamente sovrapposte, anche se non distinte nella rappresentazione cartografica:

a) la litozona inferiore è costituita da argilliti laminate scure e da marne contenenti mica e quarzo; questa unità è associata a calcari marnosi, a paraconglomerati intraformazionali e a depositi soggetti a fenomeni di *slump*;

b) la litozona superiore si presenta in cicli *thickening-upward* di spessore variabile da 5 a 20 metri. Ciascun ciclo è caratterizzato da una porzione inferiore argillitico-marnosa, una porzione mediana a contenuto di

carbonato crescente e organizzata in strati decimetrici piano-paralleli e una superiore quasi completamente costituita da calcilutiti ben stratificate. L'Argillite di Riva di Solto si trova stratigraficamente sopra il gruppo dell'Aralalta nelle aree bacinali noriche oppure direttamente sopra la Dolomia Principale in quelle di 'paleoalto', dove lo spessore può essere di pochi metri. Il limite superiore con il sovrastante Calcare di Zu (non presente nel Foglio 078-Breno) 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'età dell'Argillite di Riva di Solto è riferita al Norico superiore in base alla sua posizione stratigrafica ed alle associazioni palinologiche (JADOUŁ *et alii*, 1994).

L'ambiente deposizionale è variabile da quello di un bacino anossico, ereditato dalla paleogeografia norica, a quello di una rampa carbonatica, quest'ultimo relativo alla porzione superiore dell'unità.

Spessore osservato: circa 50 m.

Età: Norico superiore.

5. - BATOLITE DELL'ADAMELLO

(a cura di F. Forcella e C. Bigoni, con contributi di A. Gregnanin)

5.1 - PLUTONE RE DI CASTELLO: TONALITE DEL MONTE ALTA GUARDIA (TMG)

A monte dell'abitato di Astrio, a E di Breno, sul limite orientale del foglio, affiora la propaggine più meridionale e più occidentale del Batolite dell'Adamello. In base alle datazioni radiometriche (DEL MORO *et alii*, 1985a, 1985b), il batolite presenta i caratteri di una *multi-intrusion*, e può essere grossolanamente suddiviso in otto masse, raggruppabili in quattro grandi unità (CALLEGARI, 1985; MACERA *et alii*, 1985). La tonalite del Monte Alta Guardia appartiene alla massa denominata plutone Re di Castello, che costituisce la parte meridionale del batolite. Si tratta di un complesso igneo multiplo che rappresenta la porzione più antica e differenziata del batolite. Si è messo in posto tra 42 e 39 Ma BP ed è costituito da diverse unità a differente composizione (tonaliti, granodioriti, gabbri e trondhjemit). Nei pochi ettari affioranti nel Foglio 078-Breno, sono stati osservati termini da granodioritici a tonalitici, i primi caratterizzati da cristalli tondeggianti di biotite in una massa di fondo costituita da feldspati bianco-rosati e da quarzo grigio; i secondi caratterizzati da una tessitura variabile da equigranulare a porfirica (macrocrystalli di orneblenda), con massa di fondo con grana variabile da

media a minuta, costituita da plagioclasio, quarzo, subordinato K-feldspato; i femici sono rappresentati da orneblenda e biotite. L'orneblenda ha abito prismatico e dimensioni da pochi millimetri fino al centimetro. All'interno della tonalite si rinvengono frequenti inclusi mafici. Nella roccia incassante, costituita dal Calcere di Angolo e dal calcare di Prezzo, si osservano fenomeni metamorfici di contatto per una fascia di circa 400 metri. In affioramento, le evidenze del metamorfismo sono date da una minuta ricristallizzazione della roccia. Di notevole interesse appare l'intenso piegamento poliarmónico dei materiali carbonatici connesso alla spinta delle masse ignee, i quali manifestano un carattere molto plastico, con esemplari fenomeni di *boudinage*, ben visibili nella litofacies sottilmente stratificata del Calcere di Angolo, ove si verificano fenomeni di rifluimento degli orizzonti marnosi. Le pieghe sono visibili alla mesoscala e hanno assi che si dispongono parallelamente ai margini del plutone.

Età: Eocene superiore.

6. - CAMPI FILONIANI

(a cura di F. Forcella e C. Bigoni, con contributi di A. Gregnanin)

6.1 - FILONI INTERMEDI E BASICI (fm)

Si tratta di andesiti anfibolico-plagioclastiche ('porfiriti' *Auct.*) di colore verdastro in filoni discordanti e *sill* di spessore variabile dal decimetro ad alcuni metri. In genere nella massa di fondo grigio-verdastra spiccano fenocristalli di orneblenda, feldspati e più raramente cristalli di quarzo tondeggianti; in alcuni *sill* è stata osservata una concentrazione dei cristalli verso il centro del filone. La 'porfiritite' subaffiorante su Il Costone, a N di Croce di Salven, si differenzia per il colore biancastro della massa di fondo e per i cristalli aciculari di orneblenda. Nei dintorni del batolite dell'Adamello i filoni sono caratterizzati da cristalli aciculari di orneblenda, plagioclasii tondeggianti e massa di fondo grigiastra; localmente presentano debole reazione all'acido dovuta alla profonda alterazione. Anche i filoni presenti nel settore meridionale del foglio si presentano sovente alterati (debole reazione all'acido); particolare è il filone presente nelle cave di anidrite di Costa Volpino, sia per la sua potenza (una decina di metri), sia per le dimensioni centimetriche dei fenocristalli di anfibolo.

I filoni discordanti sono collegabili con il magmatismo dell'Adamello, o ne rappresentano i precursori (CASATI *et alii*, 1976; ZANCHI *et alii*, 1990) in quanto tagliano la successione stratigrafica e le strutture alpine (pieghe e clivaggio); di più difficile interpretazione sono invece i *sill*, soprattutto quelli che si ritrovano in modo ricorrente in precise posizioni stratigrafiche

quali il passaggio tra calcare di Prezzo e Formazione di Buchenstein: per questi ultimi non si può escludere l'età triassica.

7. - SUCCESIONI SEDIMENTARIE CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE

7.1 - UNITA' NON RIFERIBILI ALLA FISIOGRAFIA ATTUALE: VAL CAMONICA

(a cura di A. Bini, I. Rigamonti, C. Ferliga)

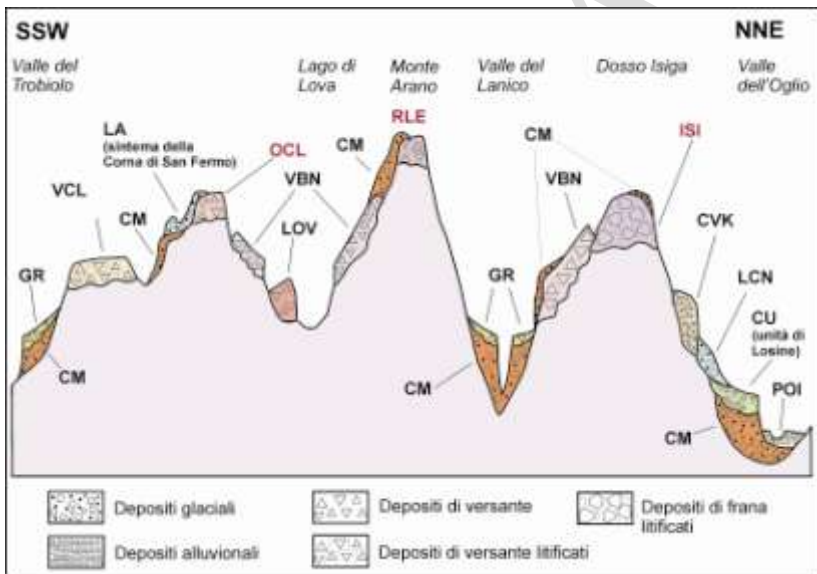


Fig. 21 - Schema dei rapporti stratigrafici tra le unità conglomeratiche non riferibili alla fisiografia attuale (color porpora) e le altre unità presenti sul versante destro della Val Camonica, fra le valli del Trobiolo e del Lanico.

7.1.1. - Conglomerato del Rifugio Laeng (RLE)

DEFINIZIONE - Conglomerati in banchi metrici maldefiniti, con assetto caotico, supporto clastico, clasti eterometrici subangolosi; intercalati strati decimetrici a granulometria più fine, localmente con struttura *open work*; clasti monogenici calcarei di alimentazione locale (depositi di versante). Litificato. Placche isolate in posizione di cresta, senza alcuna relazione con la fisiografia attuale.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, affiorante in aree cartografate come "detrito incoerente" (SGI, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - Cima di Monte Arano e cresta immediatamente a W della stessa, a quota 1930-1940 metri.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore marcatamente erosionale su Formazione di Breno, immergente complessivamente a SE con inclinazione decrescente verso le quote inferiori, sino a assumere andamento suborizzontale. Limite superiore erosionale, in parte coincidente con la superficie topografica, in parte ammantato da depositi glaciali del supersistema della Colma del Piano e più in profondità, presumibilmente, da conglomerati del gruppo del Culmine; nettamente troncato dall'incisione delle valli attuali.

LITOLOGIA - L'unità è costituita in prevalenza da depositi di versante *l.s.*, immergenti a medio e basso angolo verso SE, dominati da processi di trasporto in massa che talora rielaborano depositi più antichi non altrimenti conservati (clasti a elevato arrotondamento):

- conglomerati clinostratificati in banchi metrici maldefiniti, con assetto interno caotico; prevalente supporto clastico e matrice siltitica scarsa; clasti da subangolosi a subarrotondati, talora arrotondati, fortemente eterometrici, da centimetrici a metrici.

- nettamente subordinati, conglomerati clinostratificati in strati decimetrici a struttura parzialmente *open work*, con prevalenti clasti subangolosi di dimensioni comprese tra 0,5 e 4 cm.

Clasti costituiti da calcari chiari microcristallini. Cementazione ottima, sino a completa litificazione.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Placca residuale di conglomerati, isolata su tutti i lati dall'erosione e completamente svincolata dalla topografia attuale, che costituisce la sommità del Monte Arano (Fig. 21). Il suo smantellamento è tuttora in atto, con fratture tensionali a apertura metrica, che isolano pilastri in rapida evoluzione morfologica. La presenza di depositi di versante in posizione di cresta rimanda a un assetto topografico completamente diverso dall'attuale, con successiva inversione del rilievo

ETÀ - Il carattere paleosamente relitto e le implicazioni paleogeografiche indicano appartenenza a un ciclo morfogenetico molto antico, riferibile tentativamente al Neogene, senza escludere una possibile età tardo-paleogenica.

7.1.2. - *Conglomerato di Dosso Isiga (ISI)*

DEFINIZIONE - Diamictite massiva a supporto di matrice litificata, con blocchi angolosi di dimensioni sino a plurimetriche di alimentazione locale

(depositi di frana). Corpo isolato in posizione di cresta, completamente svincolato dalla topografia attuale.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, non cartografata precedentemente.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante sinistro della valle del torrente Lanico, sopra q. 1300 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore con andamento suborizzontale, erosionale sulla successione ladinica locale; limite superiore erosionale, polifasico, coincidente con l'incisione delle valli attuali; localmente ammantato da depositi glaciali del supersintema della Colma del Piano e da depositi di versante attribuiti al conglomerato di Valburnega (Fig. 21).

LITOLOGIA - Depositì di frana: diamictiti massive a supporto di matrice, con megablocchi di calcare di Esino imballati entro una massa di fondo costituita da clasti angolosi eterometrici, da millimetrici sino a metrici. L'ammasso si presenta litificato e successivamente fratturato, con fratture che attraversano indifferentemente clasti e matrice.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - L'unità costituisce lembi residuali smembrati dall'erosione e privi di morfologia conservata, lungo il crinale sopra Laveno e in corrispondenza di Dosso Isiga. La base dei depositi è sospesa sul fondovalle attuale della Val Camonica di quasi 1000 m, e l'intero corpo è disseccato dall'idrografia attuale. Esso rappresenta un corpo di frana accumulato entro una fisiografia anteriore all'escavazione delle valli attuali, e di cui manca il versante di alimentazione.

ETÀ - Sulla base della posizione topografica e dei rapporti stratigrafici, la messa in posto dell'unità si colloca in un generico Terziario, anteriore all'approfondimento dell'attuale reticolato idrografico (tardo Paleogene? - Neogene?).

7.1.3. - Conglomerato di Roccolo Romile (OCL)

DEFINIZIONE - Conglomerati da massivi a grossolanamente clinostratificati, con assetto caotico; clasti calcarei subarrotondati eterometrici di alimentazione locale (depositi di versante). Cementazione ottima. Placche isolate in posizione di cresta, senza alcuna relazione con la fisiografia attuale.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, affiorante in aree precedentemente cartografate come "detrito incoerente" (SGI, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - L'unità costituisce placche isolate lungo la dorsale sud-orientale di Cima Moren tra quota 1650 e 1850 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale, irregolare, con inclinazioni mediamente elevate, incisa entro la successione ladinica.

Superficie limite superiore marcatamente erosionale, coincidente con la superficie topografica, e troncato dalla superficie entro cui sedimenta il conglomerato di Vaburnega. L'unità appare localmente smembrata in singoli lembi, talora veri e propri pilastri, interpretabili come limite per fronte di alterazione o come rilascio di versante. In prossimità della base l'unità è coperta da depositi glaciali locali del supersistema della Colma; a quote più elevate da depositi glaciali riferiti, dubitativamente, all'LGM locale (supersistema dei Laghi: sistema della Corna di S. Fermo).

LITOLOGIA - Conglomerati massivi, localmente a clinostratificazione estremamente grossolana, a supporto sia clastico che di matrice; clasti mal selezionati, da centimetrici sino a plurimetrici, in prevalenza arrotondati o subarrotondati. Intercalati rari e irregolari livelli a struttura parzialmente *open work*, con clasti più angolosi, centimetrico-decimetrici. Clasti di alimentazione locale, con blocchi di calcari grigi a stratificazione media derivanti dalla sovrastante serie anisico-ladinica. Strutture interne assenti, assetto caotico. Cementazione ottima. Caoticità dell'ammasso, eterometria dei clasti ed abbondanza di matrice indicano una deposizione per flussi gravitativi di elevata energia, in ambiente di versante. In tale ambito, l'elevato arrotondamento di parte dei clasti è di interpretazione problematica: l'ipotesi più plausibile è che si tratti di materiale rimaneggiato, derivante da precedenti cicli morfogenetici.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia non conservata: placche e incrostazioni di spessore variabile, in posizione di cresta e completamente svincolate dalla fisiografia attuale (Fig. 21).

ETÀ - In base alle considerazioni esposte, l'unità è tentativamente attribuita al Neogene, senza escludere una possibile età tardo-paleogenica.

7.2 - UNITÀ NON RIFERIBILI ALLA FISIOGRAFIA ATTUALE: VAL DI SCALVE

(a cura di A.Bini e I. Rigamonti)

7.2.1. - Conglomerato di Malga Bolzone (**BOZ**)

DEFINIZIONE - Alternanze clinostratificate di conglomerati a supporto clastico o di matrice e diamictiti massive a supporto clastico, clasti eterometrici angolosi di calcare di Esino. Cementazione ottima, sino a completa litificazione. Troncati verso monte e senza alcuna relazione con la fisiografia attuale.

SINONIMI - Unità litostratigrafica di nuova istituzione.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante N del massiccio Ferrante-Presolana, presso Malga Bolzone.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione ladinica; superficie limite superiore

erosionale, in parte ammantata da depositi glaciali dell'ultima avanzata e di versante recenti. Troncati verso monte e completamente svincolati dalla fisiografia attuale.

LITOLOGIA - Depositi di versante: diamictiti massive a supporto di clasti spigolosi, diamictiti massive a supporto di clasti allungati e subarrotondati, alternanze di conglomerati massivi a supporto di matrice o a supporto clastico con scarsa matrice e clasti angolosi. Clasti costituiti da calcare di Esino. Cementazione ottima, sino a completamente litificati.

MORFOLOGIA - Placche isolate dall'erosione, con parziale conservazione della morfologia di falda di detrito; giacitura degli strati $110^{\circ}/35^{\circ}$, con versante di alimentazione non conservato, sito nell'area del Monte Cavallo (Fig. 22).

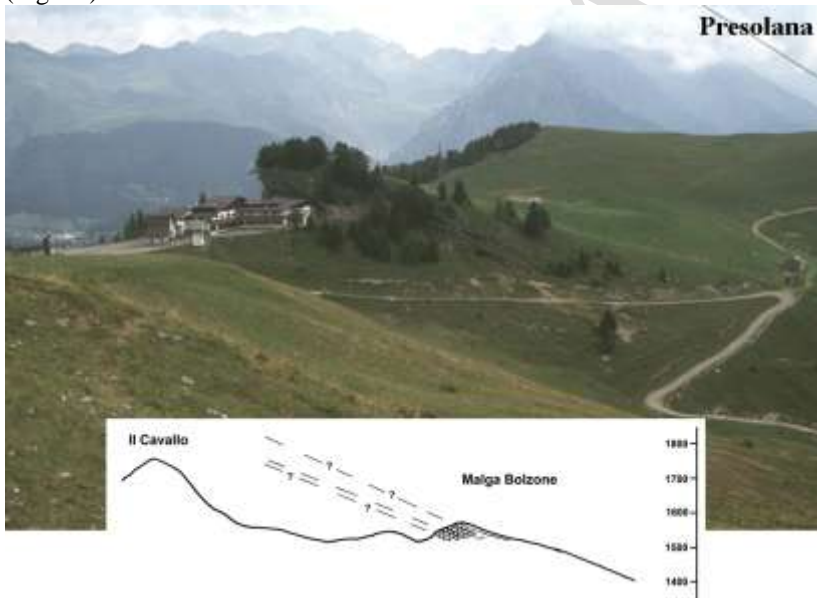


Fig. 22 - Malga Bolzone: il piastrone di conglomerati clinostratificati appare troncato a monte (foto A. Bini).

ETÀ – L'unità precede la formazione delle valli attuali, viene quindi attribuita dubitativamente al tardo Paleogene o al Neogene.

7.2.2. - Conglomerato della Corna Busa (OBU)

DEFINIZIONE - Diamictiti stratificate a supporto clastico o di matrice e diamictiti massive con assetto caotico, clasti calcarei sino a metrici angolosi (depositi di frana e di versante). Litificate e profondamente carsificate. Senza alcuna relazione con la fisiografia attuale e in posizione di cresta.

SINONIMI - Breccie Villafranchiane (CHARDON, 1972); Unità della Cornabusa (FERLIGA *et alii*, 2000)

AREA DI AFFIORAMENTO - Cresta occidentale del Pizzo Camino, tra q. 1850 e 2007 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su calcare di Esino; limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Diamictiti stratificate in banchi plurimetrici a supporto clastico e matrice fine scarsa, clasti angolosi eterometrici sino a blocchi metrici; diamictiti massive caotiche, a supporto clastico con clasti angolosi sino a plurimetrici (depositi di versante e di frana). Litosoma completamente litificato. Carsificato, con ampie condotte freatiche.

MORFOLOGIA E PALEO GEOGRAFIA - Morfologie non conservate. Costituisce un piastrone completamente isolato dall'erosione e in posizione di cresta, mancando totalmente del versante di alimentazione; appare quindi completamente estraneo alla fisiografia attuale e anteriore alla sua impostazione (Fig. 31 nel seguito).

ETÀ - Tardo Paleogene? - Neogene?

7.2.3. - *Conglomerato di Prave* (PRW)

DEFINIZIONE - Conglomerati clinostratificati a supporto clastico con alternanza di strati ricchi e privi di matrice, clasti angolosi mal selezionati (depositi di versante); diamictiti massive con clasti angolosi sino a plurimetrici (depositi di frana). Clasti dolomitici monogenici. Cementazione ottima, sino a completa litificazione. Non riferibile alla fisiografia attuale e sospeso per oltre 600 m sul fondovalle.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, cartografata precedentemente entro la Dolomia Principale o la Formazione di Castro Sebino.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica del Dezzo presso località Prave, fra quota 1020 e q. 1300 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su Formazione di Castro Sebino e Formazione di Breno. Superficie limite superiore erosionale, ammantata da depositi glaciali del supersintema della Colma del Piano (Prave) e da depositi di versante recenti (Valsorda). Troncata verso monte e completamente svincolata dalla fisiografia attuale. In base al contesto stratigrafico generale, l'unità è ritenuta anteriore alla formazione di Villa Cesarina (Fig. 31).

LITOLOGIA - Conglomerati clinostratificati: alternanze irregolari di conglomerati a supporto clastico e matrice arenacea scarsa o assente, con clasti da centimetrici sino a decimetrici e frequente gradazione inversa, e subordinati conglomerati a supporto clastico e matrice fine, con clasti sino a centimetrici. Verso il Monte Ghigozzo, il litosoma diviene a stratificazione

indistinta: diamictiti massive a supporto di matrice con clasti angolosi eterometrici, sino a blocchi plurimetrici. Clasti da subangolosi ad angolosi, alimentati dalla Formazione di Castro Sebino. Cementazione ottima, sino a completa litificazione; superficie coperta da crostoni carbonatici (*case hardening*).

Si individuano due distinti gruppi di giaciture: verso W e verso N (cioè verso l'interno della montagna), entrambe con inclinazioni a basso angolo (10° - 30°), che si interdigitano in modo evidente all'altezza della cascina di q. 1129,7 m.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - La porzione affiorante dell'unità forma una estesa e bassa parete alla sommità del versante sinistro della Val di Scalve, limitata verso E dal Monte Ghigozzo e verso W dall'erosione del ciglio del versante vallivo. L'unità testimonia un'evoluzione di lunga durata, evidenziata da un rimodellamento che ha portato a una sua completa integrazione nell'architettura del paesaggio attuale, tanto da venire fino a oggi cartografata come successione triassica.

Le sue geometrie richiedono un assetto paleogeografico completamente differente da quello attuale (Fig. 23). Mentre la porzione con giacitura verso W infatti è alimentata dal versante occidentale del Monte Ghigozzo, la parte con strati immergenti verso N richiede un paleoversante in corrispondenza dell'attuale Val di Scalve, che nel tratto in esame ha una larghezza chilometrica e si approfondisce per oltre 600 m. Al momento della deposizione del conglomerato di Prave, quindi, non solo la Val di Scalve non esisteva, ma al suo posto doveva sorgere un rilievo montuoso che si elevava, in termini relativi, fino a altezze decisamente superiori a quella del piastrone conglomeratico attuale.

ETÀ - Anteriore all'impostazione dell'attuale reticolo idrografico, e collocabile entro il Neogene, senza escludere una possibile età paleogenica.



Fig. 23 – La media valle del Dezzo vista dal Passo della Presolana: si evidenzia la posizione dei corpi conglomeratici svincolati dalla topografia attuale (PRW: conglomerato di Prave; VCS: formazione di Villa Cesarina; PAX: formazione di Palline).

7.3 - UNITA' NON RIFERIBILI ALLA FISIOGRAFIA ATTUALE: SETTORE
GERA-VALEGGIA-BORLEZZA

(a cura di C. Ferliga)

7.3.1. - *Conglomerato di Passo Olone (Breccie Sintettoniche Alpine) (OLN)*

DEFINIZIONE - Diamictiti a supporto clastico o di matrice fine litificata, con clasti angolosi sino a metrici costituiti da calcari chiari, dolomie grigio-brune e sparse porfirite. Troncate dalla fisiografia attuale, in posizione di cresta, bacino di alimentazione non conservato; localmente tettonizzate e coinvolte entro il piano di sovrascorrimento dei piastroni carbonatici.

SINONIMI - Breccie sintettoniche (FORCELLA & JADOUL, 1988; JADOUL *et alii*, 2000).

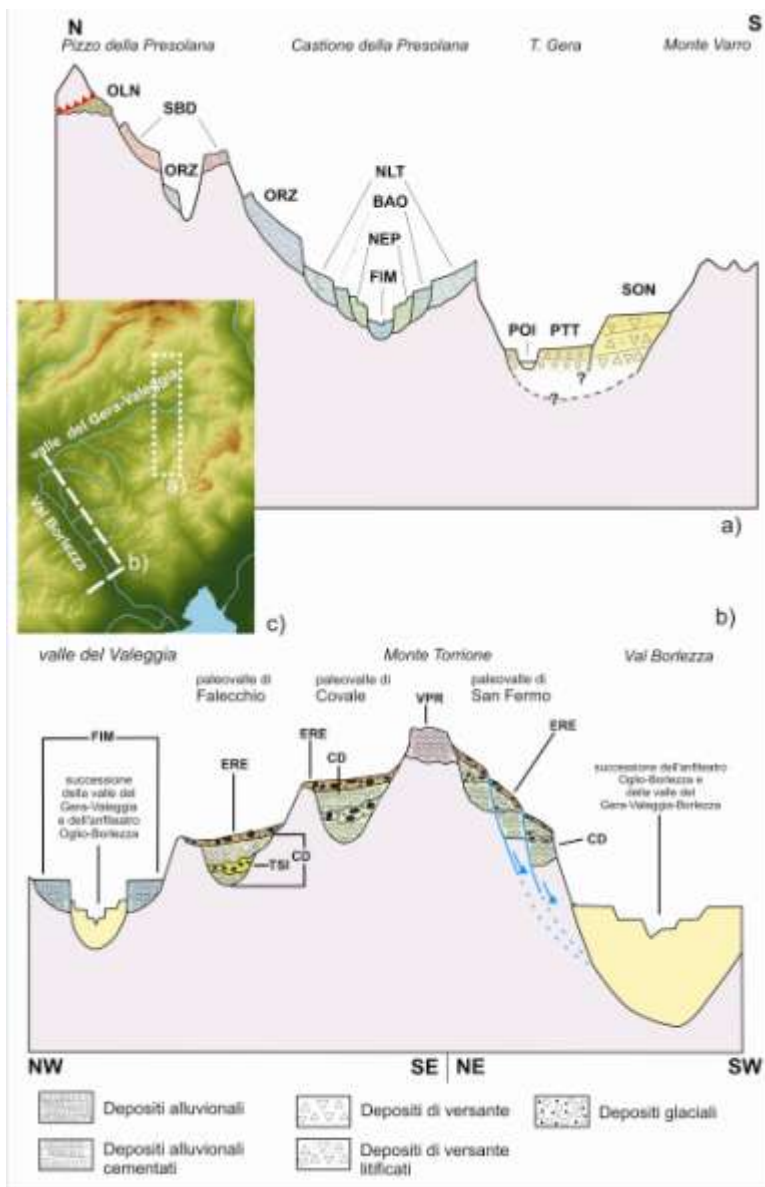


Fig. 24 – Settore Gera-Valeggia-Borlezza: rapporti stratigrafici fra le unità 'non riferibili alla fisiografia attuale' e rispetto alle unità deposte entro la fisiografia attuale. a) versante meridionale della Presolana e paleovalle di Castione; b) creste fra Val Righenzolo e Val Borlezza; c) ubicazione dei transetti di riferimento.

AREA DI AFFIORAMENTO - Cresta a W di Pizzo della Presolana e versante meridionale del massiccio.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione ladinico-carnica; superficie limite superiore erosionale polifasica, coincidente con la superficie topografica. Isolate completamente dall'erosione, localmente coinvolte nei piani di sovrascorrimento che interessano il massiccio (Fig. 24 a).

LITOLOGIA - Accumuli caotici o con rozza bancatura, costituiti da diamictiti e conglomerati a supporto di matrice o clastico, con abbondante matrice fine giallastra litificata; clasti angolosi, a selezione nulla, da centimetrici sino a blocchi metrici, costituiti prevalentemente da calcari grigio chiari di piattaforma, con subordinate dolomie brune alterate e clasti di porfiriti riferibili a filoni magmatici cenozoici. Depositi completamente litificati.

Microfacies caratterizzate da cementi calcitici di ambiente freatico, e che mostrano una sequenza di eventi tettonici, sedimentari e diagenetici tali da ipotizzare l'origine tettono-sedimentaria di questi corpi clastici, interpretabili come grandi accumuli gravitativi al fronte dell'edificio della Presolana, depositatisi durante una fase deformativa neogenica (FORCELLA & JADOU, 1988).

PALEOGEOGRAFIA - Il litosoma presente a Passo Olone è incuneato in un solco scavato entro i calcari ladinici, e appare troncato verso monte dal versante dell'alta Valzurio, e verso valle dalla testata della Valle dei Mulini; risulta quindi completamente svincolato dalla fisiografia attuale, nonché interessato da numerose superfici di movimento con giacitura a alto angolo. Limitate placche - non cartografabili a questa scala - con caratteristiche analoghe sono altresì presenti lungo la cresta del massiccio, ove appaiono sottostare ai piani di sovrascorrimento sommitali, e lungo tutto il versante meridionale sino al Monte Cornetto.

ETÀ – tardo Paleogene? - Neogene?

7.3.2. - Conglomerato di Valle Pernedio (VPR)

DEFINIZIONE – Conglomerati in strati suborizzontali, a supporto clastico e matrice arenacea, clasti arrotondati silicei e carbonatici (depositi alluvionali). Litificati, con clasti carbonatici disciolti entro l'ammasso. Placche residuali in posizione di cresta.

SINONIMI – Conglomerati di Val Pernedio (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Lembi isolati lungo le creste in destra idrografica della Val Borlezza, al monte Torrione e sul Monte di Lovere.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore erosionale su dolomie noriche; limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica. Troncati nettamente dalla topografia attuale e dalle paleovalli in cui sedimentano i conglomerati del gruppo di Colle della Sfessa (Fig. 24 b).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in banchi suborizzontali a supporto clastico e matrice arenacea, con clasti da centimetrici a decimetrici arrotondati; prevalenti litotipi carbonatici, subordinati silicoclasti permiani e del basamento metamorfico. Litificati. Profondamente alterati, con limite superiore a organi geologici e dissoluzione preferenziale dei clasti carbonatici sin entro l'ammasso, tale da conferire alla roccia un caratteristico aspetto vacuolare, cariato (Fig. 25).

PALEOGEOGRAFIA - Placche isolate in posizione di cresta, con alimentazione da un generico quadrante settentrionale in cui affioravano le unità permiane e il basamento. Mentre le placche del Monte di Lovere potrebbero fare riferimento a un generico paleoalveo camuno, la placca a N di Monte Torrione implica l'esistenza di un reticolato idrografico molto diverso dall'attuale, troncato successivamente dalla Val Borlezza.

ETÀ - Neogene, sulla base dell'alterazione nonché della posizione geometrica e stratigrafica.



Fig. 25 - Conglomerati di Val Pernedio sulla cresta sopra Colle della Sfessa: si nota la litificazione dell'ammasso e la successiva alterazione, con clasti carbonatici a nucleo disciolto e cortex non alterato (foto C. Ferliga).

7.3.3. - Gruppo di Colle della Sfessa (CD)

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico con ciottoli arrotondati prevalentemente carbonatici locali e sparsi silicei esotici, intercalazioni arenacee (depositi alluvionali); diamicton e diamictiti massive con ciottoli e blocchi carbonatici, silicoclastici e metamorfici (deposti glaciali); limi e

argille laminate (depositi lacustri). Cementazione ottima ove presente, sino a completa litificazione. Corpi isolati troncati dalla fisiografia attuale.

SINONIMI - Unità di Val Volpera, Unità di Val Trebés (FERLIGA, 2000); Gruppo di Colle della Sfessa, Conglomerato di Moia, Tillite di Sant'Antonio, Conglomerato di Val Volpera (BINI & FERLIGA, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Cresta che separa la Val Borlezza dalla Val Righenzolo, fra i monti Colombina e Corno Ceresa, e a N di Cima Pizzo (altipiano del Falecchio).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su Dolomia Principale; limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica o ammantato dai depositi glaciali del sintema di Corno Ceresa. Litosomi più bassi e geometricamente incassati rispetto al conglomerato di Val Pernedio (Fig. 24 b).

LITOLOGIA - Il gruppo di Colle della Sfessa riunisce tre successioni con caratteri simili, isolate e non direttamente correlabili fra loro; entro ciascuna di esse è riconoscibile un litosoma conglomeratico, di genesi alluvionale, inferiore, ed un più complesso litosoma conglomeratico superiore, separati da un intervallo più o meno potente e continuo di depositi glacialigenici (tillite di S. Antonio, distinguibile cartograficamente solo sull'altipiano di Falecchio).

Il gruppo indistinto comprende:

- depositi alluvionali: conglomerati in banchi suborizzontali a supporto clastico, matrice arenacea, clasti subarrotondati o arrotondati prevalentemente di rocce carbonatiche della successione norica, con sparsi clasti silicei provenienti dalla successione permiana o dal basamento metamorfico; arenarie medie e grossolane in strati decimetrici, talora laminate;
- depositi glaciali: diamictiti a supporto di matrice arenacea con clasti eterometrici, sino a blocchi metrici, subarrotondati, costituiti da carbonati, silicoclasti e metamorfiti; diamicton massivi a supporto di matrice limosa e sparsi clasti carbonatici arrotondati;
- depositi lacustri: limi, sabbie fini, argille limose laminate in sequenze decimetriche;
- depositi di versante: conglomerati in corpi stratoidi, a supporto clastico e abbondante matrice arenacea, clasti angolosi da centimetrici a pluridecimetrici; conglomerati a supporto clastico, matrice arenacea scarsa o nulla, clasti subangolosi ben selezionati; diamictiti a supporto di matrice fine con abbondanti clasti subangolosi mal selezionati, in corpi lenticolari. Clasti di Calcare di Zorzino, con sparse dolomie e silicoclasti riciclati.

Cementazione ottima, sino a completa litificazione, tranne nelle intercalazioni a granulometria limoso-argillosa:

PALEOGEOGRAFIA - I corpi sedimentari conservati fra i monti Colombina e Corno Ceresa appoggiano su superfici erosionali incise per oltre 150 m, che delincono segmenti di paleovalli troncate dalla topografia attuale. Rispetto all'attuale fondo della Val Borlezza, che le intercetta quasi ortogonalmente, appaiono sospese per oltre 600 m.

Lungo il versante sinistro della Val Borlezza i corpi sono segmentati e dislocati da piani di scivolamento gravitativo, con abbassamento complessivo superiore ai 100 m.

Fra la cima di Monte Cuca, il Colle della Sfessa e Val Righenzolo, le diamictiti a supporto di matrice arenacea costituiscono una ben riconoscibile bancata sino a plurimetrica, intercalata entro due distinti litosomi di ambiente alluvionale. Fra i monti Torrione e Colombina esse formano un livello discontinuo, troncato dalla base dei conglomerati alluvionali soprastanti, e passante lateralmente a diamictiti con sparsi ciottoli carbonatici. Le caratteristiche sedimentologiche indicano una probabile deposizione come *till*, a opera di una lingua glaciale di generico ambito "camuno". Analoghe ad esse sono le diamictiti intercalate nella successione di Falcchio (tillite di S. Antonio); in quest'area inoltre, nell'unità conglomeratica superiore (conglomerato di Val Volpera, non distinto cartograficamente) si distinguono corpi clinostratificati alimentati dal versante di Cima Pizzo, indentati lateralmente con la successione conglomeratico-arenacea alluvionale.

Il paleofondovalle di Falcchio appare più basso di circa 350-450 m rispetto a quelli della cresta principale; questo dislivello può essere legato all'appartenenza ad un'asta del drenaggio diversa, anche se non sono da escludere anche in questo caso dislocazioni di tipo neotettonico.

ETÀ – Anteriore all'impostazione dell'attuale Val Borlezza, e in parte coeva a un'avanzata glaciale. Neogene - Gelasiano.

7.3.3.1. - Tillite di S. Antonio (TSI)

DEFINIZIONE – Diamicton e diamictiti massive a supporto di matrice limosa nocciola con sparsi clasti arrotondati e striati; diamicton in banchi plurimetrici a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti arrotondati (*till* d'alloggiamento e di colata). Clasti sia carbonatici che silicei, estranei al bacino locale. Cementazione ottima, sino a completa litificazione, ove presente.

SINONIMI – Unità introdotta in FERLIGA & BINI, 2007; Unità di Val Trebes (FERLIGA, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO – L'unità affiora in corrispondenza delle scarpate del ripiano di Falcchio e del dosso ribassato di Moia, a quote comprese tra i 700 e gli 850 m s.l.m. Isolate placche di diamictiti, attribuite

ad essa per affinità litologica e geometrie, sono presenti inoltre sui crinali sopra Poerza e lungo la cresta di Monte San Leonardo.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore su conglomerati alluvionali (conglomerato di Moia, non distinto cartograficamente) o direttamente sulla successione norica. Limite superiore erosionale su cui poggiano conglomerati alluvionali e di versante del medesimo gruppo (conglomerato di Val Volpera, non distinto cartograficamente). L'unità costituisce una potente bancata entro la successione conglomeratica che riempie la paleovalle dell'altipiano di Falecchio, e che è troncata dall'incisione delle attuali valli del Righenzolo, del Trebes e del Valeggia (Fig. 24 b).

LITOLOGIA – Till di alloggiamento e di colata: diamicton massivi a supporto di matrice limosa nocciola sovraconsolidata, con sparsi clasti a selezione scarsa, da 1 a 20 cm, ben arrotondati, con facce piane e talora striati; diamicton in banchi metrici, talora separati da livelli discontinui di sabbie fini, a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti mal selezionati, da centimetrici a decimetrici, arrotondati.

Clasti prevalentemente calcarei, subordinati i silicoclasti: Verrucano, scisti del basamento, arenarie grigie, vulcaniti verdi; non sono presenti litotipi significativi ai fini di un'attribuzione a un bacino di provenienza.

PALEOGEOGRAFIA - L'unità fa parte del riempimento sedimentario della paleovalle di Falecchio, e testimonia la prima avanzata entro l'area di una lingua glaciale. La successiva apertura dell'attuale valle del Gera-Valeggia-Borlezza - e il conseguente modellamento del paesaggio - ha in gran parte obliterato la fisiografia precedente, rendendo impossibile definire nel dettaglio le aree di alimentazione.

ETÀ – Date le relazioni geometriche con le valli attuali, l'unità è nettamente anteriore alla loro impostazione, ed è inoltre rappresentativa della prima avanzata glaciale documentata nell'area; è quindi riferibile alla base del Gelasiano.

7.3.4. - *Conglomerato di San Bernardo (SBD)*

DEFINIZIONE – Conglomerati in banchi metrici a supporto clastico o di matrice arenacea, clasti ben selezionati e arrotondati, localmente stratificazione obliqua a basso angolo; arenarie da fini a grossolane a laminazione parallela od obliqua (depositi alluvionali). Conglomerati in corpi stratoidi a supporto di matrice arenacea e clasti angolosi; diamictiti a supporto di matrice fine litificata (depositi di versante). Cementazione ottima, sino a completa litificazione. Morfologia non conservata, svincolati dalla fisiografia attuale.

SINONIMI - Breccie villafranchiane (CHARDON, 1975); Complesso del Monte San Leonardo (FERLIGA, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO – Versante destro della valle del Gera, a quote comprese tra 800 e 1300 m s.l.m: fra Poerza e S. Bernardo, attorno al Monte San Leonardo, a monte di Rusio, presso Grotta Ramel e a Malga Campo.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore erosionale sulle dolomie noriche; limite superiore costituito da una superficie erosionale polifasica coincidente con la superficie topografica, localmente ammantata da depositi glaciali cementati attribuiti dubitativamente alla tillite di Sant'Antonio, e entro la quale poggiano in discordanza il conglomerato di Corzene e il conglomerato di Castione della Presolana (Fig. 24 a). Profilo di alterazione troncato, caratterizzato da limite inferiore a organi geologici che intacca il sottostante substrato, per uno spessore totale di 1.5 m, matrice argilloso-limosa di colore 5YR, clasti calcarei argillificati, diffuse patine Fe-Mn.

LITOLOGIA – Depositivi alluvionali e depositivi di versante, fittamente indentati e non cartografabili separatamente alla scala della carta.

- Depositivi alluvionali: conglomerati ben stratificati in banchi di spessore metrico, supporto clastico, matrice arenacea fine abbondante, clasti subarrotondati ben selezionati, da centimetrici a decimetrici, frequentemente embricati verso SW; conglomerati in corpi stratoidi a supporto di matrice arenacea grossolana passante localmente a supporto clastico, clasti a selezione scarsa, da centimetrici sino a 30 cm, da subangolosi a subarrotondati, talora con gradazione diretta; conglomerati in corpi lenticolari plurimetrici, organizzati in *set* a stratificazione obliqua a basso angolo, supporto clastico, matrice scarsa o assente, selezione buona, clasti da 6 a 10 cm, arrotondati; arenarie da fini a grossolane, a laminazione parallela od obliqua, talora con evidente struttura gradata.

- Depositivi di versante: conglomerati clinostatificati in corpi stratoidi o lenticolari a supporto di matrice arenacea con clasti da centimetrici a pluridecimetrici angolosi; diamictiti a supporto di matrice fine rosata, con annessi clasti centimetrico-decimetrici subangolosi, in corpi lenticolari a base erosionale.

Clasti di provenienza esclusivamente locale, riferibili alle unità ladinico-noriche affioranti a monte.

Cementazione da ottima sino a completa litificazione; frequenti clasti centimetrici a nucleo disciolto e *cortex* non alterato.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Morfologie non conservate; l'unità raduna singoli piastroni svincolati dalla topografia attuale e sospesi sino a 200 m sul fondovalle attuale. Il litosoma di Grotta Ramel, costituito da conglomerati clinostatificati di versante (immersione SE, inclinazione 30°), appare come un piastrone in posizione di cresta, privo di versante d'alimentazione e dislocato da un piano che ne ribassa la porzione

meridionale, con rigetto di alcuni metri; per geometrie e quote potrebbe essere correlato agli analoghi piastroni che rivestono i crinali fra le valli di Aprico e di Romentarek (dosso di Brugai). Questi ultimi a loro volta nell'area fra Poerza e San Bernardo passano lateralmente a facies alluvionali, con corpi a stratificazione obliqua da barra, delineando così un paleofondovalle a decorso NE-SW, profondamente disseccato dall'idrografia attuale, e collocato fra q. 900 m s.l.m. e q. 1030. Una serie di piani di scivolamento gravitativo lo dislocano verso meridione, basculando i conglomerati alluvionali e ribassandoli sino a q. 750. Per le analogie geometriche e litologiche, vengono attribuite a questa unità anche le placche di conglomerati clinostratificati totalmente prive di versanti di alimentazione a monte, e con clasti dolomitici scuri laminati, presenti a E della valle dei Mulini. Dubitativa resta l'attribuzione della placca di arenarie litificate isolata in cresta sopra Malga Pozzetto (Malga Campo, q.1520-1550), caratterizzata da un vistoso basculamento di origine tettonica. ETÀ - Pliocene?

7.3.5. - *Sintema di Corno Ceresa (ERE)*

DEFINIZIONE - Diamicton pedogenizzati con silicoclasti residuali; diamictiti a supporto di matrice e sparsi clasti arrotondati, litificate; erratici sparsi (depositi glaciali). Profilo di alterazione con limite inferiore a organi geologici sulla diamictite o sulle sottostanti dolomie noriche, colore della matrice 5YR, clasti carbonatici assenti, clasti silicei con *cortex* di spessore pluricentimetrico. Morfologia non conservata.

SINONIMI - Morene alterate con abbondante materiale argilloso raccordabili alle cerchie esterne, Mindel o Riss (SGI, 1954); morene di età indeterminata (ASSERETO & CASATI, 1965); Complesso del Monte di Lovere, unità di Brugai (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Corno Ceresa (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Creste in sinistra idrografica della Val Borlezza.

LIMITI e RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su conglomerati del gruppo di Colle della Sfessa, sul conglomerato di Valle Pernedio e sulla Dolomia Principale (Fig. 24 b). Superficie limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica. Profilo di alterazione che interessa l'intero spessore del deposito, caratterizzato da matrice argilloso-limosa di colore 5YR, clasti carbonatici assenti, marne ocre completamente argillificate, litareniti ocre con *cortex* sino a 5 cm argillificato e interno friabile, micascisti molto friabili, gneiss arenizzati, conglomerati permiani con *cortex* di spessore variabile, frequenti litotipi non più riconoscibili, argillificati e rubefatti. Il fronte di decarbonatazione ha andamento a organi geologici e si estende

entro le unità sottostanti, che possono presentarsi alterate per oltre 1 m di spessore.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: spessori sino a 10 m di diamicton massivo a supporto di matrice argilloso-limoso, clasti da centimetrici sino a 60 cm, arrotondati, silicatici residuali; diamictiti massive a supporto di matrice fine nocciola con sparsi clasti calcarei arrotondati, cementazione ottima sino a completa litificazione; coperture discontinue di erratici sino a plurimetrici.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia non conservata; placche di depositi glaciali in posizione di cresta e nettamente troncate dai versanti attuali. Esse testimoniano una o più avanzate antiche di un grande ghiacciaio alimentato dai quadranti settentrionali - forse diffidente in corrispondenza dell'attuale spartiacque Presolana-Scanapà-Pora - in una fase anteriore all'apertura della Val Borlezza e al modellamento della fisiografia attuale.

ETÀ - Gelasiano.

7.3.6. - *Conglomerato di Malga Corzene (ORZ)*

DEFINIZIONE – Conglomerati clinostratificati in banchi metrici a supporto clastico e matrice scarsa o assente, con alternanza di livelli a clasti mal selezionati angolosi, e livelli con clasti a selezione da discreta a buona, da subangolosi a subarrotondati; diamictiti massive a supporto di matrice fine rosata con abbondanti clasti subarrotondati (depositi di versante e trasporto in massa, localmente rielaborati da correnti trattive). Clasti costituiti da calcare di Esino, rare marne ocre e calcari marnosi scuri alterati. Cementazione ottima, sino a litificato. Carsificato. Morfologia parzialmente in erosione. Profilo di alterazione troncato, colore matrice 7.5YR.

SINONIMI: Breccie villafranchiane (CHARDON, 1975); Complessi di Castione *p.p.e* di Bratto *p.p.* (FERLIGA, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO – Versante sud-orientale della Presolana, dalle pendici del Pizzo di Corzene sino a località Stalle di Donico; versante fra Passo Olone e Malga Bares; vallone sotto malga Pozzetto.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Superficie limite inferiore erosionale sulla successione ladinico-norica; superficie limite superiore erosionale polifasica, coincidente in gran parte con la superficie topografica; solo in corrispondenza dell'asse della Valle di Campello ammantato dai depositi glaciali del supersistema della Colma del Piano; troncato dalla superficie entro cui sedimenta il conglomerato di Lantana. Profilo di alterazione troncato; localmente conservate tasche di suolo argilloso-limoso di colore 7.5 YR con sparsi clasti carbonatici centimetrici alterati.

LITOLOGIA – Depositi di versante o da trasporto in massa fittamente intercalati, spesso con livelli rielaborati da correnti trattive lungo pendio.

- Depositi di versante e di trasporto in massa: conglomerati clinostratificati in banchi sino a 2 m di spessore, a supporto clastico e clasti angolosi, in livelli con matrice scarsa o assente e clasti ben selezionati - da 4 a 10 cm - alternati a livelli con matrice fine rosata abbondante e clasti mal selezionati - da inferiori al centimetro a 30 cm - e localmente orizzonti con elementi sino a 60 cm; diamictiti massive a supporto di matrice fine rosata con abbondanti clasti da centimetrici a decimetrici subarrotondati.

- Depositi da correnti trattive: conglomerati clinostratificati in banchi metrici, a supporto clastico, matrice scarsa o assente, clasti a selezione da discreta a buona, da 1 a 6 cm, da subarrotondati a arrotondati.

Clasti costituiti da calcare di Esino, rare marne ocre e calcari marnosi scuri alterati. Cementazione ottima, sino a completa litificazione; entro i conglomerati con matrice assente sono frequenti gli orizzonti con clasti rivestiti da pellicole millimetriche di calcite.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – L'unità riveste i versanti con placche isolate che mantengono in gran parte l'originaria morfologia. Sul versante sud-orientale della Presolana si presenta profondamente incisa dall'attuale Valle di Campello e dal vallone che scende dal colle a N di Monte Cornetto (Colle della Presolana); la parte sommitale del piastrone in corrispondenza del Colle della Presolana si presenta dislocata lungo piani di rilascio gravitativo e svincolata dalla topografia attuale, mancando a monte il versante di alimentazione. Il deposito è carsificato, con forme superficiali, cavità concrezionate e condotte. Analoga geometria e litologia presentano i piastroni di Malga di Bares e sotto Malga Pozzetto; ormai privi di forma propria appaiono invece i corpi clinostratificati entro l'abitato di Bratto-Dorga. Tutti i litosomi sono accomunati dalla posizione geometrica, entro la superficie che incide i conglomerati di San Bernardo e incisi dalla superficie entro cui poggia il conglomerato di Lantana (Fig. 24 a).

ETÀ – Sulla base dei rapporti geometrici, la deposizione dell'unità è avvenuta successivamente alle glaciazioni del Gelasiano, e anteriormente a quelle del Pleistocene medio, quindi entro una parte, non ulteriormente definibile, dell'intervallo di tempo Gelasiano - Calabriano.

7.3.7. - *Conglomerato di Lantana (NLT)*

DEFINIZIONE – Conglomerati in strati suborizzontali a supporto clastico, matrice arenacea, clasti ben selezionati e arrotondati; arenarie e siltiti stratificate e laminate (depositi alluvionali). Conglomerati massivi o grossolanamente clinostratificati, con clasti mal selezionati, angolosi (depositi di versante). Clasti carbonatici locali. Cementazione ottima, sino a completa litificazione. Profilo di alterazione di spessore osservato sino a 2 m, colore matrice 5YR, limite inferiore a organi geologici. Morfologia ben conservata, in erosione.

SINONIMI - Breccie villafranchiane (CHARDON, 1975); Complesso di Bratto *p.p.* (FERLIGA, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO – L'unità costituisce l'ossatura della superficie su cui sorge l'abitato di Lantana di Castione; ridotti lembi terrazzati affiorano inoltre a Bratto.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Superficie limite inferiore erosionale su dolomie noriche o sui conglomerati di Malga Corzene. Superficie limite superiore erosionale polifasica, in parte coincidente con la superficie topografica, e che si approfondisce sino entro la successione norica; su di essa appoggia il conglomerato di Bratto, localmente con intercalato un paleosuolo e lenti di depositi lacustri (scavi edilizi in via Costa Salaer, FERLIGA, 2000). Profilo d'alterazione caratterizzato da limite inferiore a organi geologici, spessori di oltre 2 m, matrice limoso-argillosa di colore 5YR con concrezioni millimetriche di ossidi Fe-Mn.

LITOLOGIA – L'unità comprende depositi alluvionali e di versante.

- Depositi alluvionali: conglomerati in strati sino a metrici suborizzontali, a supporto clastico e matrice arenacea abbondante, clasti da subarrotondati a arrotondati, ben selezionati, da centimetrici sino a decimetrici; conglomerati a supporto clastico in corpi lenticolari con laminazione obliqua, matrice scarsa, clasti ben selezionati e arrotondati; arenarie e siltiti stratificate, con frequenti laminazioni parallele, oblique e strutture gradate. Clasti carbonatici alimentati dalle unità ladinico-noriche presenti nel bacino a monte.

- Depositi di versante: conglomerati talora grossolanamente clinostratificati, a supporto clastico o di matrice, con clasti a selezione nulla, da centimetrici a pluridecimetrici angolosi; prevalenti i clasti di Dolomia Principale, nettamente subordinati i litotipi calcarei.

Cementazione ottima, sino a litificati, con clasti difficilmente separabili dalla matrice; superficie con patina d'alterazione che tende a cancellare le tessiture. Carsificati.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Morfologie parzialmente conservate. L'unità costituisce un piastrone che riempie un solco scavato entro il conglomerato di Malga Corzene, e scende verso SW con pendenze medie del 3–4 %, reinciso nella parte centrale da un paleoalveo entro cui si sono depositi i conglomerati di Bratto (Fig. 24 a). Al margine sinistro, sotto l'abitato di Lantana, le facies alluvionali si indentano con depositi di versante clinostratificati alimentati dai quadranti meridionali; essi appaiono troncati verso monte e sospesi per quasi 200 m sulla sottostante Valle di Tede, costituendo quindi la prima fase di sedimentazione entro una paleovalle svincolata dalla fisiografia attuale e di recapito non determinabile.

ETÀ – L'unità è successiva al conglomerato di Malga Corzene e anteriore alle glaciazioni del Pleistocene medio, la sua deposizione quindi è collocabile entro un generico Calabriano, sia pur senza elementi per escludere un inizio di deposizione nel Gelasiano.

Calabriano?

7.3.8. - Conglomerato di Bratto (BAO)

DEFINIZIONE – Conglomerati in strati suborizzontali a supporto clastico e clasti arrotondati, talora con matrice arenacea scarsa e clasti ben selezionati, talora con abbondante matrice arenacea fine e clasti a selezione minore (depositi alluvionali); conglomerati clinostatificati a supporto clastico con matrice abbondante e diamictiti massive a supporto di matrice fine, con clasti mal selezionati, angolosi (depositi di versante). Cementazione ottima, profondamente carsificato. Profilo di alterazione parzialmente conservato, colore della matrice 7.5YR, limite inferiore a organi geologici. Morfologia ben conservata, in erosione.

SINONIMI - Breccie villafranchiane (CHARDON, 1975); Complessi di Bratto e di Castione *p.p.* (FERLIGA, 2000)

AREA DI AFFIORAMENTO – Entro l'abitato di Bratto e di Dorga; costituisce inoltre lembi isolati in corrispondenza della Colonia Dalmine e di Rusio.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Superficie limite inferiore erosionale su dolomie noriche, conglomerato di Malga Corzene e conglomerato di Lantana (Fig. 24 a). Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica, e troncata da una superficie erosionale entro cui poggia il conglomerato di Castione. Profilo di alterazione troncato, localmente conservato come paleosuolo sepolto di spessore inferiore al metro, caratterizzato da limite inferiore a organi geologici, matrice limosa di colore 7.5YR e sparsi clasti carbonatici argillificati.

LITOLOGIA – Il conglomerato di Bratto è costituito da depositi alluvionali e depositi di versante.

- Depositi alluvionali: conglomerati a supporto clastico in strati suborizzontali sino a metrici, clasti ben arrotondati, a selezione buona; si alternano orizzonti con elementi da centimetrici a decimetrici, con matrice arenacea abbondante, e subordinati orizzonti a selezione migliore, con clasti da 1 a 3 cm e matrice scarsa o assente. Conglomerati a supporto clastico in strati sino a metrici, con abbondante matrice arenacea fine, clasti ben arrotondati, selezione discreta, clasti da centimetrici sino a 20 cm. Arenarie medio-grossolane in strati decimetrici.

- Depositi di versante: conglomerati clinostatificati a supporto clastico e abbondante matrice arenacea, clasti mal selezionati, da centimetrici a

pluridecimetrici, angolosi; diamictiti a supporto di matrice fine rosata, con sparsi clasti sino a decimetrici angolosi.

Clasti costituiti prevalentemente da calcari chiari della successione ladinico-carnica, sparsi elementi provenienti dalle dolomie noriche.

Cementazione da discreta in seno all'ammasso, a ottima nella porzione superficiale; nelle facies con matrice scarsa frequenti pellicole millimetriche di cementi calcitici. Carsificati, con grandi cavità pluridecimetrie concrezionate (cripta della chiesa di Lantana).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Morfologia ben conservata, con più ordini di terrazzi minori ben riconoscibili entro l'abitato (membri di Dorga e di Rucola), e incassati entro i conglomerati di Lantana; a tali superfici si raccordano conoidi di frana e di *debris flow* alimentate dal versante settentrionale, che annegano in parte le morfologie dei conglomerati più antichi. Il litosoma è troncato verso meridione dalla scarpata della valle di Tede, rispetto alla quale appare sospeso di quasi 200 m, mentre nella parte distale è troncato dall'incisione in cui sedimenta il conglomerato di Castione; tale brusca elisione verso W impedisce di determinare il bacino di recapito originario (Oglio o Serio?).

Viene attribuita all'unità - per analogia litologica e di quota - anche la placca presente sul dosso fra Poerza e San Bernardo (membro di Brugai).

ETÀ – Calabriano?

7.3.9. - Conglomerato di Castione della Presolana (NEP)

DEFINIZIONE – Conglomerati in banchi suborizzontali a supporto clastico, matrice arenacea scarsa o assente, clasti ben arrotondati, selezione discreta (depositi alluvionali); diamictiti a supporto di matrice con clasti mal selezionati da subangolosi a subarrotondati (depositi da trasporto in massa). Clasti carbonatici alimentati prevalentemente dal versante settentrionale. Cementazione ottima. Profilo di alterazione non osservato. Morfologie ben conservate, in erosione.

SINONIMI - Breccie villafranchiane (CHARDON, 1975); Complesso di Castione *p.p.* (FERLIGA, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO – Terrazzo in destra idrografica fra Castione e Poerza.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Superficie limite inferiore erosionale su di un substrato costituito da dolomie noriche, conglomerato di San Bernardo ribassato per gravità entro il solco vallivo, conglomerato di Bratto. Limite superiore coincidente con la superficie topografica; i depositi sono incisi da una superficie erosionale entro cui sedimenta il conglomerato di Fino del Monte (Fig. 24 a).

LITOLOGIA – L'unità è costituita da depositi alluvionali e da depositi da trasporto in massa a essi eteropici:

- depositi alluvionali: conglomerati in banchi suborizzontali a supporto clastico, matrice arenacea scarsa o assente, clasti ben arrotondati, debolmente appiattiti, a selezione discreta con elementi da centimetrici a decimetrici; intercalati livelli a selezione maggiore, con elementi da 1 a 3 cm. Embricazione presente.

- depositi da trasporto in massa: diamictiti massive in corpi lenticolari, con clasti angolosi eterometrici, e intercalati banchi di conglomerati a supporto di matrice arenacea e abbondanti clasti subangolosi.

Clasti costituiti prevalentemente da calcare di Esino e di Breno, sparsi elementi riferibili alla Formazione di Castro Sebino e alla Dolomia Principale, rare marne ocra alterate. Cementazione ottima, con pellicole millimetriche di cemento che rivestono i clasti; superficie alterata. Localmente carsificato.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Morfologia conservata, con più ordini di terrazzi minori, complessivamente incassati entro i conglomerati di Bratto. Sul versante destro a essi si raccordano con da *debris-flow* successivamente reinciati, mentre verso meridione i depositi alluvionali sono troncati dalla scarpata della valle del Gera, e sospesi su di essa per quasi 150 m. Verso W all'altezza di Poerza il litosoma non è più conservato, rendendo così impossibile determinarne il bacino di recapito.

ETÀ: Calabriano?

7.3.10. - *Conglomerato di Fino del Monte (FIM)*

DEFINIZIONE - Conglomerati, sabbie e arenarie in strati e lenti (depositi alluvionali e di conoide). Diamictiti in corpi stratoidi clinostratificati, a supporto di matrice fine e clasti angolosi (depositi di versante). Clasti carbonatici, cementazione ottima, carsificati. Morfologie ben conservate, in erosione.

SINONIMI - Segnalato come morfologia: cono alluvionale (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1971); Complesso di Castione *p.p* (FERLIGA, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Terrazzo di q. 700-775, tra Poerza e Castione e sopra Onore.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su dolomie noriche, sulla successione di Onore (supersintema della Colma del Piano) o sul conglomerato di Castione (Fig. 24 a); limite superiore coincidente con la superficie topografica e caratterizzato da *loess* pedogenizzato che seppellisce l'originario paleosuolo.

LITOLOGIA – L'unità è costituita da depositi alluvionali e di conoide, depositi di versante e di trasporto in massa.

- Depositati alluvionali e di conoide: conglomerati grossolanamente stratificati in banchi metrici a giacitura suborizzontale, supporto clastico, matrice arenacea grossolana; conglomerati in corpi lenticolari plurimetrici a

supporto clastico con scarsa matrice molto grossolana e cemento in sottili croste che rivestono parzialmente i clasti; *set* di conglomerati a stratificazione obliqua decimetrica; clasti ben selezionati, da 4-5 cm a 1 dm, ben arrotondati, spesso embricati. Conglomerati in corpi lenticolari plurimetrici a supporto di matrice arenacea grossolana con ciottoli da centimetrici a decimetrici, a selezione scarsa, da subangolosi a subarrotondati. Sabbie e arenarie da medie a grossolane in strati e lenti di spessore decimetrico, con struttura gradata.

- Depositi di versante e di trasporto in massa: diamictiti in corpi stratoidi clinostratificati, a supporto di matrice fine ocraceo-rosata e abbondanti ciottoli di diametro da centimetrico a decimetrico, angolosi o subangolosi di forma irregolare.

Clasti provenienti dalle unità ladinico-noriche: prevalenti dolomie chiare e calcari dolomitici (calcare di Esino, Dolomia Principale); nelle facies alluvionali anche clasti di siltiti e arenarie verdastre o di marne siltose ocracee (formazione di S. Giovanni Bianco). Cementazione buona nei litotipi a granulometria più grossolana; talora scarsa in quelli più fini.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia ben riconoscibile, anche se marcatamente in erosione: evidente terrazzo delimitato da scarpata alta sino a 90 m rispetto all'alveo attuale, a cui si raccordano i depositi da trasporto in massa delle valli laterali. Locale carsificazione, con ampi scavernamenti lungo le scarpate. Il conglomerato di Fino del Monte è più antico rispetto ai più antichi depositi glaciali sedimentati entro la topografia attuale (sintema di Stalle d'Onito), e è l'unità più recente fra i litosomi conglomeratici presenti entro la paleovalle del Gera da Fino sino a Bratto di Castione. Verso W, nel limitrofo Foglio 077-Clusone, esso affiora in lembi isolati sino a San Lorenzo di Rovetta e Songavazzo. Oltre tali località non sono più presenti litosomi a esso correlabili per litologia e quota, né verso il bacino del Serio, nè nella valle del Valeggia-Borlezza; resta quindi aperto il problema della sua attribuzione bacinale, anche se appare più probabile per esso un recapito verso il Serio.

ETÀ - Calabriano?

7.4 - BACINO DELL'OGGIO :

7.4.1. - Val Camonica

(a cura di A. Bini, C. Ferliga, I. Rigamonti)

7.4.1.1. - Conglomerato di Lago Lova (**LOV**)

DEFINIZIONE - Conglomerati clinostratificati a supporto clastico e matrice arenacea, clasti subarrotondati mal selezionati (depositi di versante).

Cementazione ottima, sino a completa litificazione. Isolati dall'erosione e svincolati dalla fisiografia attuale.

SINONIMI - Unità non cartografata in precedenza.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante orientale del Pizzo Camino, sopra il Lago di Lova, fra q. 1400 e q. 1500 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sul membro di Monte Arano della Formazione di Breno; superficie limite superiore erosionale, parzialmente ammantata da depositi di versante recenti e da depositi glaciali del supersistema della Colma del Piano. Relazioni con la limitrofa formazione di Valburnega non conservate (Fig. 21).

LITOLOGIA - Depositi di versante clinostatificati: conglomerati in banchi metrici con assetto caotico, a prevalente supporto clastico e abbondante matrice arenacea, con clasti prevalentemente subarrotondati, subordinati subangolosi, mal selezionati, da centimetrici a decimetrici, localmente con blocchi sino a metrici; intercalati livelli decimetrici con scarsa matrice, ben selezionati, con clasti centimetrici. Prevalenti calcari neri (Calcere di Angolo e formazione di Prezzo), subordinati calcari chiari (calcere di Esino, membro di Monte Arano della Formazione di Breno), rare siltiti rosse. Cementazione ottima, sino a litificazione completa. Superficie ricoperta da crostone carbonatico discontinuo.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie non conservate. Il litosoma conglomeratico forma un gradino sospeso alla base di Pian di Merì, con uno spessore complessivo superiore ai 100 m, e con superficie sommitale subpianeggiante. La giacitura degli strati immerge verso WNW, con inclinazione sino a 35°, e concorda con la petrografia dei clasti, che implica un'alimentazione dal Monte Mignone, posto sull'altro versante del vallone del Lago di Lova; l'unità è quindi troncata dall'erosione e non presenta versanti di alimentazione conservati, apparendo come un lembo relitto riferibile a una fisiografia locale diversa dall'attuale.

ETÀ - Neogene (?) sulla base di quote, geometria e relazioni con la topografia attuale.

7.4.1.2. - Conglomerato di Dosso di Valle Cala (VCL)

DEFINIZIONE - Conglomerati clinostatificati a basso angolo o suborizzontali, a supporto clastico e matrice assente alternati a livelli con abbondante matrice; clasti angolosi di alimentazione locale (depositi di versante). Depositi completamente litificati, coperti da estesi crostoni carbonatici. Isolati dall'erosione e sospesi rispetto al fondovalle attuale di parecchie centinaia di metri; localmente carsificati.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; la sua area di affioramento è stata fino a ora cartografata genericamente come “detrito incoerente” (SGI, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante meridionale del Pizzo Camino, sotto la Sorgente Cerovine (Val Cala) e sotto Malga Moren.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su Argillite di Lozio e membro di Monte Arano della Formazione di Breno. Superficie limite superiore erosionale, a bassa inclinazione, coincidente in gran parte con la superficie topografica; localmente ammantata da depositi glaciali del supersistema della Colma del Piano indistinto o da depositi di versante recenti.

LITOLOGIA - Conglomerati rozzamente clinostratificati a basso angolo o a giacitura suborizzontale, con livelli a supporto clastico e scarsa matrice alternati a livelli massivi con abbondante matrice fine; clasti subangolosi da centimetrici sino a decimetrici, costituiti da calcari chiari di alimentazione locale (depositi di versante). Depositi completamente litificati, spesso con superfici vacuolari e evidenze di carsismo, e coperti da spessi crostoni carbonatici (*case-hardening*), che ne rendono problematica la definizione.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie non conservate. L'unità riunisce due litosomi conglomeratici - analoghi per litologia, giaciture e relazioni geometriche - che suturano paleosuperfici subpianeggianti poste alla sommità di crinali modellati e isolati dall'erosione successiva. Attualmente appaiono sospesi di parecchie centinaia di metri rispetto al fondovalle attuale, e non mantengono relazioni col versante di alimentazione a monte (Fig. 21). Tali elementi portano a ipotizzare la deposizione entro un paleofondovalle che dai 1500 m di Malga Moren scendeva sino a 1320 m in direzione di Croce di Salven.

ETÀ - Neogene (?), sulla base delle relazioni rispetto alla fisiografia attuale.

7.4.1.3. - Conglomerato di Valburnega (VBN)

DEFINIZIONE - Conglomerati clinostratificati con alternanze irregolari di strati a supporto di matrice e clastico; clasti di origine esclusivamente locale (depositi di versante). Cementazione da ottima sino a completa litificazione. Morfologia non conservata; placche sospese sino oltre 500 m rispetto ai fondovalle attuali, e non in continuità col versante di alimentazione a monte.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, fino a ora cartografata genericamente come “detrito cementato e crostoni di falda” (SGI, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - L'unità riunisce piastroni conglomeratici isolati, affioranti lungo il versante orientale della dorsale del M. Susino in località I Segaboli e Malga Valburnega, sul fianco sud-orientale del Monte Arano in località Pian di Merì, nonché lungo il versante sopra Làveno, a quote comprese tra 1550 e 2000 m circa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione ladinica o sui conglomerati di Dosso Isiga; limite superiore coincidente con la superficie topografica, localmente ricoperto da depositi glaciali locali anteriori all'ultima avanzata (supersintema della Colma del Piano: sintema di Onder). Non visibili in affioramento i rapporti con i limitrofi conglomerati di Lago Lova (Fig. 21).

LITOLOGIA - Depositi di versante con caratteristiche tipo *grèzes litées*, messi in posto prevalentemente da processi di trasporto in massa (*debris-flow*) a cui si alternano fenomeni di ruscellamento: conglomerati clinostratificati a supporto clastico con clasti da subangolosi a angolosi, talora subarrotondati nei banchi più caotici e a minore selezione, costituiti da calcare di Esino e localmente da membro di Monte Arano della Formazione di Breno; organizzati in alternanze irregolari di strati decimetrici con abbondante matrice e clasti di dimensioni centimetriche, strati o lenti con matrice scarsa o assente e clasti sino a decimetrici a selezione discreta, e livelli sino a metrici a struttura interna caotica e selezione dei clasti ridotta.

Cementazione ottima, sino a completa litificazione; frequenti croste carbonatiche (*case-hardening*) che rendono spesso difficoltoso il riconoscimento delle strutture sedimentarie e della petrografia. Localmente carsificati, con condotte freatiche sino a metriche.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia parzialmente conservata. L'unità costituisce placche che rivestono i versanti a quote comprese tra i 1400 e i 1900 m s.l.m., sospese rispetto al fondovalle attuale per almeno 500 m, e quasi completamente prive di relazioni dirette col versante di alimentazione a monte. Localmente (I Segaboli, N di Dosso Isiga) la giacitura appare discordante rispetto al versante attuale, indicando alimentazione dei depositi da paleoversanti attualmente non più conservati (Fig. 26).

Non esistono elementi per correlare fra loro le singole placche, che potrebbero essere legate a cicli deposizionali diversi; rappresentano comunque fasi di evoluzione del territorio in cui il reticolato idrografico attuale era già impostato, ma non ancora profondamente inciso come si osserva oggi.



Fig. 26 - Da Dosso Isiga verso Il Cornone: il piastrone clinostratificato di conglomerato di Valburnega appare troncato dalla Val Camonica (a destra) e privo di versante di alimentazione. Il dosso in primo piano è strutturato sul conglomerato di Dosso Isiga (foto C. Ferliga).

ETÀ - La formazione di Valburnega, per caratteri interni (cementazione, carsificazione) e contesto morfologico (smantellamento dell'area di alimentazione) viene tentativamente attribuita al Neogene.

7.4.1.4. - Conglomerato di Cerveno (CVK)

DEFINIZIONE - Diamictite massiva a supporto di matrice con clasti angolosi con dimensioni sino a ettometriche, di alimentazione locale; da ottimamente cementata sino a litificata (depositi di frana).

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, non cartografata precedentemente entro il foglio; nel limitrofo Foglio 057-Malonno, essa comprende grandi corpi carbonatici in posizione alloctona, indicati come "scivolamenti recenti ('paleofrane' con movimento in blocco dell'ammasso roccioso)" in FORCELLA & ROSSI, 1980.

AREA DI AFFIORAMENTO - L'unità affiora lungo i versanti orientali de Il Cornone sopra Lòsine.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il conglomerato di Cerveno appoggia su una superficie erosionale che tronca la successione anisico-ladinica locale; superiormente è troncato da una superficie erosionale coincidente con la superficie topografica, entro cui localmetne poggiano depositi di versante del gruppo del Culmine (Fig. 21).

LITOLOGIA - Depositi di versante e di frana: diamictiti massive a supporto di matrice fine, con clasti angolosi da centimetrici sino a metrici; conglomerati clinostratificati, a supporto clastico o di matrice, con clasti angolosi mal selezionati, di dimensioni sino a decimetriche. Clasti alimentati dalle soprastanti pareti di calcare di Esino. Cementazione da ottima sino a completa litificazione.

MORFOLOGIA - Non conservata; l'unità costituisce singole placche, sospese sul fondovalle attuale e non in rapporto diretto con i versanti del massiccio della Concarena a monte.

ETÀ - Sulla base della posizione topografica e dei rapporti stratigrafici, la messa in posto dell'unità si colloca tra Pliocene inferiore e Pleistocene medio.

7.4.2. - *Anfiteatro Oglio-Borlezza e valle del Gera-Valeggia*

(a cura di C. Ferliga)

7.4.2.1. - Ceppo di Poltragno (**PLR**)

DEFINIZIONE - Diamictiti massive a supporto di matrice con blocchi sino a plurimetrici angolosi; conglomerati clinostratificati a supporto clastico o di matrice fine, con clasti eterometrici angolosi di dolomie carnico-noriche e sporadici elementi silicatici alterati (depositi di versante e di frana). Completamente litificate; sparsi clasti con nucleo argillificato e *cortex* non alterato. Troncate verso monte dall'erosione e prive di versante di alimentazione.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione. Conglomerati glaciali e interglaciali di età imprecisata (BONI & CASSINIS, 1973); Complesso di Poltragno *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000); Ceppo di Poltragno (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Singoli litosomi, non correlabili fra di loro ma con caratteristiche analoghe, fra Piànico e Poltragno, alla Rocca di Castro e sul versante sinistro della valle sopra Lovere.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore su Dolomia Principale dislocata per gravità; superficie limite superiore erosionale, ammantata localmente da depositi glaciali attribuiti al sintema di Cantù. Il litosoma appare svincolato dalla morfologia attuale, con assenza di versante di alimentazione a monte, e costituisce parte dei dossi dislocati per gravità dell'area fra Piànico e Castro, sui quali appoggia lateralmente la formazione di Piànico (Fig. 27).

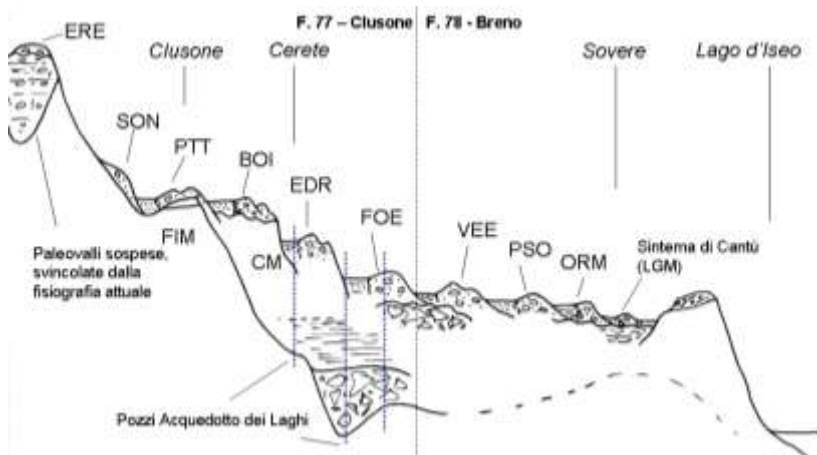


Fig. 27 - Schema dei rapporti stratigrafici entro il bacino del Gera-Valeggia-Borlezza.

LITOLOGIA - Conglomerati clinostratificati a supporto clastico con matrice fine carbonatica, passante a supporto di matrice in alcuni banchi; clasti angolosi mal selezionati, da centimetrici a decimetrici (depositi di versante). Diamictiti massive a supporto di matrice fine carbonatica litificata, con clasti angolosi da centimetrici sino a blocchi plurimetrici, in ammassi caotici di estensione mal definibile a causa della copertura (depositi di frana). Clasti dolomitici e subordinatamente calcarei, provenienti dalla successione carnico-norica del monte Clemo, con sporadici silicoclasti esotici alterati. Depositi completamente litificati. Entro le diamictiti massive, sparsi clasti sino a pluricentimetrici con nucleo argillificato o disciolto e guscio esterno non alterato.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia non conservata. I depositi costituiscono placche isolate dall'erosione, su dossi in dolomie dislocati per gravità entro l'estesa DGPV del versante nord-orientale del monte Clemo. I depositi clinostratificati di Piànico e Poltragno, con immersione verso NE e inclinazione sino a 45° , si appoggiano al dosso di Piànico, completamente separato dal versante principale, e lo ammantano sino quasi alla sommità, mancando quindi dell'originario versante di alimentazione (Fig. 28). Depositi massivi con megablocchi occupano su ambedue i lati della valle attuale l'area fra Poltragno e il bivio per Lovere, profondamente incisi dalla forra del Tinazzo, larga in alcuni tratti non più di un metro. Le geometrie osservabili indicano una messa in posto dei depositi assieme alla dislocazione per gravità delle porzioni di versante che ammantano; l'intero scivolamento del versante deve aver ostruito lo sbocco

della Val Borlezza verso il Lago, costringendo il corso d'acqua a scavarsi l'angusta forra attuale.



Fig. 28 - Panoramica dell'area Pianico-Poltragno, in primo piano il dosso della Rocca di Castro. Si nota la morfologia a dossi isolati (Monte Quaglia, dosso di Pianico), e il piastrone di conglomerati clinostratificati della cava di Poltragno (contorno bianco), privo di versante di alimentazione a monte (foto D. Marsetti, volo elicottero 2007, per CAMOZZI et alii, 2007).

Limitati lembi di tilliti presenti attorno al bivio per Lovere, e interpretati in passato (PEROTTI *et alii*, 2011; FERLIGA & BINI, 2007) come alla base delle facies di versante, risultano invece giustapposti successivamente alla dislocazione dell'intera area; la presenza di sporadici esotici silicatici nel ceppo di Poltragno implica comunque una deposizione primaria successiva a almeno un'avanzata glaciale. Sono da considerarsi successivi, e deposti entro la fisiografia attuale anche i limitati lembi di conglomerati alluvionali presenti alla Rocca di Castro e presso il bivio per Lovere.

ETÀ - In base alle relazioni con le altre unità presenti nell'area, si può ipotizzare una messa in posto successiva ad almeno un'avanzata glaciale, ed anteriore alla deposizione della formazione di Pianico, quindi entro un generico intervallo di tempo compreso tra il Gelasiano e il Calabriano.

7.4.2.2. - Formazione di Pianico (NAI)

DEFINIZIONE - Argille e limi argillosi bluastri laminati, silt e sabbie fini carbonatiche, carbonati biochimico-organici varvati, limi carbonatici alternati a limi sabbiosi grigi (depositi lacustri); silt e sabbie fini laminate e gradate (depositi torbiditici); corpi lenticolari di diamictiti a supporto clastico e matrice fine, clasti eterometrici angolosi sino a pluridecimetrici, cementazione ottima (depositi per gravità); intrecciazioni di ceneri vulcaniche (*tephra*). Diffusi macroresti vegetali e di mammiferi (cf. *Bos*

primigenius) entro i carbonati varvati e entro i limi sabbiosi sommitali (*Cervus elaphus* subsp. *acoronatus*, *Microtus* cf. *arvalidens*).

AREA DI AFFIORAMENTO - Scarpate della forra del Borlezza, fra Sovere e Piànico.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore sepolta, non raggiunta dai sondaggi esistenti. Superficie limite superiore erosionale, su cui appoggiano depositi lacustri, glaciali e alluvionali cementati di varia età, non cartografati per ragioni di scala, nonché depositi glaciali riferibili al supersintema di Cantù (Fig. 27). L'unità poggia lateralmente sui dossi in roccia dislocati per gravità di Piànico - La Palazzina.

LITOLOGIA - Successione di depositi lacustri in continuità stratigrafica per oltre 105 m di spessore, entro cui vengono riconosciuti (MOSCARELLO *et al.*, 2000; RAVAZZI, 2003; RAVAZZI, 2007) quattro membri, non distinti nella presente cartografia:

- Membro di Cascina Canneto (di seguito MCC): argille e limi argillosi bluastri laminati a polarità magnetica inversa (SCARDIA *et alii*, 2006, 2008), privi di fossili; spessore noto circa 30 m.

- Silt e Sabbie Basali, (SSAB): silt e sabbie fini carbonatiche, con alla base intercalazioni laminate e gradate (torbiditi) nonché lenti di diamictiti a supporto elastico con clasti dolomitici angolosi che deformano i sedimenti sottostanti (depositi primari per gravità, risedimentati come *dropstone*), contenuto fossilifero scarso; spessore circa 25 m.

- Banco Varvato Carbonatico (BVC): sedimenti carbonatici di origine biochimico-organica in coppie di lamine millimetriche a deposizione annuale (*varve*), costituite rispettivamente da cristalli di calcite biogenica e da minerali argillosi e materia organica dispersa (ROSSI *et alii*, 2000), con abbondanti palinomorfi, diatomee, macroresti vegetali e sparsi resti di mammiferi; spessore circa 11 m, per un totale di circa 18000 *varve*.

- Membro di La Palazzina (MLP): alternanze di carbonati biochimico-organici chiari e limi sabbiosi grigi in pacchi sino a metrici caratterizzati da rapporti variabili fra i due componenti, con palinomorfi e macroresti di mammiferi; spessore circa 30 m.

Lateralmente presso Sovere MLP si indenta inoltre con diamictiti a clasti dolomitici angolosi (depositi di versante) in corpi lenticolari (unità di Ronco Lanzi, URL).

Nella parte sommitale del BVC è presente un primo livello centimetrico di *tephra*, di provenienza tutt'ora discussa (PINTI *et alii*, 2001, 2003, 2007; BRAUER *et alii*, 2007 a,b); un secondo livello, di composizione chimica diversa, è presente entro MLP, e viene collocato circa 12.500 anni dopo il precedente (ROSSI, 2003).

Entro BVC e MLP sono presenti livelli con deformazioni sinsedimentarie legate a DGPV dei versanti limitrofi e orizzonti scompaginati da *slumping*; sono altresì presenti deformazioni da glaciottettonica successive, tipo pieghe e pieghe-faglie, con vergenza dalla valle dell'Oglio verso la Val Borlezza (ZANCHI, 2006).

La successione affiorante nella forra del Borlezza inizia entro SSAB, in corrispondenza di un importante evento di sedimentazione in massa, che era quindi stato considerato come "Banco Torbido Basale" (MOSCARELLO *et alii*, 2000; RAVAZZI, 2003); successive indagini hanno portato a individuare ripetuti episodi di questo tipo, localizzati ai margini del bacino. Nel 2007 il sondaggio Sovere-Canneto - tutt'ora in corso di studio - scendendo per circa 55 m sotto la base del BVC, poneva in evidenza MCC, non affiorante, senza raggiungere la successione mesozoica (RAVAZZI, 2007).

CONTENUTO PALEONTOLOGICO - Ambedue i membri BVC e MLP contengono ricche associazioni polliniche (ROSSI, 2003), nonché, limitatamente a BVC, abbondanti macroresti vegetali (MARTINETTO, 2006), fra cui *Acer cappadocicum*, *Acer opalus*, *Taxus baccata*, *Buxus sempervirens*, *Pyracantha coccinea*, *Tilia sp.*, *Rhododendron ponticum*. Di particolare spettacolarità sono inoltre i macroresti di mammiferi, fra cui denti di *Stephanorinus cf. hundsheimensis* (PICOZZI, 1859), *Apodemus gr. sylvaticus-flavicollis*, cf. *Bos primigenius* e *Microtus cf. arvalidens* (GOVONI *et alii*, 2006), *Cervus elaphus subsp. acoronatus* (CONFORTINI *et alii*, 2000).

PALEOGEOGRAFIA E PALEOECOLOGIA - L'unità è il prodotto della sedimentazione in un bacino lacustre "di profondità massima inizialmente maggiore di 105 m: tale infatti è lo spessore minimo della formazione di Piànico che lo riempie" (RAVAZZI, 2007, p.154). Tale bacino appariva stretto e allungato per oltre 3 Km fra i dossi dislocati di Piànico - La Palazzina; tale assetto influenzava la sedimentazione, essendo causa dei frequenti intervalli risedimentati che dai margini si estendono verso il centro del bacino.

Le variazioni nella sedimentazione, coerentemente con i diagrammi pollinici (ROSSI, 2003), testimoniano un controllo climatico, legato all'alternanza di picchi freddi e periodi temperato-caldi. In particolare, MCC indica sedimentazione in un ambiente freddo e profondo, con apporti detritici dalla limitrofa Val Camonica, ove forse stazionava una lingua glaciale; analogamente le lenti di diamictiti a blocchi presenti in SSAB sono interpretabili come frane sulla superficie ghiacciata del lago e successiva rideposizione come *dropstone* entro il bacino. Un netto miglioramento climatico determina l'inizio della deposizione di BVC ("interglaciale di Piànico" in RAVAZZI, 2007): mentre lungo le sponde sono presenti dense

foreste di latifoglie, nel bacino l'attività fotosintetica di alghe causa la precipitazione della calcite e lo sviluppo delle varve; la loro eccezionale conservazione testimonia altresì un fondale scarsamente ossigenato e privo di detritivori. Tali condizioni si mantengono, con l'eccezione di un singolo picco freddo al top di BCV, sino alla fine della successione conservata.

ETÀ – La datazione dell'unità è tutt'oggi controversa. Per il *tephra* inferiore è stata proposta un'età K/Ar di 779 ± 13 ka BP (PINTI *et alii*, 2001); BRAUER *et alii* (2007 a) hanno posto in discussione tale valore, correlando geochimicamente il livello all'attività vulcanica attorno a 400 ka BP del centro laziale di Roccamonfina. L'analisi paleomagnetica sulla successione affiorante (SCARDIA *et alii*, 2008) mostra episodi a polarità inversa compatibili sia con la transizione Brunhes-Matuyama - correlazione quindi al MIS19 - sia con escursioni di polarità entro il Bruhnes - e correlazione ipotetica al MIS11 - anche se il confronto di tutti i dati sembra rispondere meglio alla prima ipotesi.

In ogni caso la datazione dell'unità risulta anteriore a quanto proposto precedentemente (ultimo interglaciale: VENZO, 1955; LONA & VENZO, 1956; CASATI, 1968; EMMERT-STRAUBINGER, 1991), collocandosi in un intervallo di tempo compreso tra il Calabriano e il Pleistocene medio.

7.4.2.3. - Sintema di Stalle d'Onito (SON)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi pedogenizzati con silicoclasti camuni da friabili a arenizzati, colore matrice 5YR, clasti carbonatici assenti, morfologie poco conservate (depositi glaciali). Diamicton massivi e ghiaie con clasti da subangolosi a subarrotondati carbonatici, profilo di alterazione plurimetrico, colore matrice 7.5YR, carbonati da friabili a argillificati, morfologie solo parzialmente conservate (depositi alluvionali locali e di *debris-flow*).

SINONIMI – Unità di Stalle d'Onito (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Stalle d'Onito (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO – Versante sopra Bossico, fra Monte di Lovere e la Valle dei Matti (depositi glaciali); valloni di Monte Varro e valle del Gera (depositi alluvionali e di *debris-flow*).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su Dolomia Principale, conglomerati di Val Pernedio, gruppo di Colle della Sfessa, conglomerati di Castione (Fig. 27); limite superiore coincidente con la superficie topografica e con morfologia conservata ma in erosione per i depositi locali, erosionale per i depositi glaciali.

Profilo di alterazione troncato. Nei depositi glaciali: arenarie del Verrucano arenizzate e conglomerati con *cortex* centimetrico friabile, marne oca argillificate, carbonati assenti, colore matrice 5YR; nei depositi locali,

spessore superiore ai 2 m, colore matrice 7.5YR, clasti carbonatici da friabili a argillificati.

LITOLOGIA - L'unità comprende depositi glaciali di alimentazione camuna, e correlati depositi alluvionali e da trasporto in massa dalla valle del Gera-Valeggia.

Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa con ciottoli e blocchi silicatici residuali di provenienza camuna.

Depositi alluvionali e di *debris flow*: ghiaie a supporto clastico con abbondante matrice sabbiosa, clasti subarrotondati a selezione discreta, da centimetrici a decimetrici, con intercalati livelli e lenti a supporto clastico e scarsa matrice, clasti arrotondati ben selezionati centimetrici; diamicton massivi a supporto di matrice in banchi sino a plurimetrici, con abbondanti clasti subangolosi eterometrici, da centimetrici a decimetrici, sino a metrici nei livelli più caotici.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie poco conservate per i depositi glaciali, con dossi morenici allungati discontinui e a profilo molto arrotondato; parzialmente conservate per i depositi di alimentazione locale, con ampie superfici reincise e sospese sino a 30 m rispetto al fondovalle attuale, raccordate a lembi di terrazzi entro l'asse della valle principale.

Durante questa fase la diffluenza camuna colava entro la Val Borlezza sino a Songavazzo-Rovetta (Foglio 077-Clusone), sbarrando il deflusso della valle del Gera e causando l'aggradazione dei depositi di alimentazione locale.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.4.2.4. - Sintema di Prati di Sta (**PTT**)

DEFINIZIONE - Diamicton pedogenizzati e diamictiti massive a supporto di matrice arenacea con clasti carbonatici e silicoclasti camuni (depositi glaciali); conglomerati con clasti arrotondati (depositi fluvio-glaciali); cementazione ottima, ove presente; profilo d'alterazione troncato, a organi geologici sui conglomerati, decarbonatazione sino a profondità maggiore di 2 m su *till*, colore della matrice fra 7.5 e 5YR. Ghiaie a supporto clastico con matrice sabbiosa e clasti arrotondati, diamicton massivi a supporto di matrice con clasti eterometrici subangolosi; clasti carbonatici; profilo di alterazione sino a 2 m con clasti arenizzati e colore della matrice 7.5YR (depositi locali alluvionali e da *debris-flow*). Morfologie ben conservate, in erosione.

SINONIMI – Morene fresche raccordabili alle cerchie interne (SGI, 1971); Unità di Songavazzo *p.p.*, Unità di Prati di Sta, Complesso di Fiorine (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Prati di Sta (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO – Versante sopra Bossico (depositi glaciali); valloni di Monte Varro e valle del Gera (depositi alluvionali e di *debris-flow*).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulle unità noriche e sul sintema di Stalle d'Onito (Fig. 27); superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica, troncata dalla superficie erosionale entro cui si deposita il sintema di Bossico (depositi glaciali) o il sintema del Po (depositi locali).

Profilo di alterazione troncato. Nei *till* totale decarbonatazione e clasti silicei da alterati a arenizzati, colore fra 7.5YR e 5YR; nei *debris-flow* alterazione sino a 2 m, con clasti da arenizzati a argillificati, colore matrice 7.5YR.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivi pedogenizzati, a supporto di matrice limoso-argillosa con silicoclasti residuali alimentati dall'alta Val Camonica, mal selezionati, da centimetrici sino a blocchi metrici, da subarrotondati a arrotondati.

- Depositi fluvioglaciali: conglomerati grossolanamente stratificati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti mal selezionati, arrotondati e di forma irregolare; conglomerati in corpi stratoidi, supporto clastico, matrice scarsa o assente, con clasti ben selezionati, ben arrotondati, di forma allungata o appiattiti. Cementazione buona; clasti carbonatici della successione triassica e silicoclasti permiani e del basamento cristallino camuno.

- Depositi alluvionali e di *debris-flow*: ghiaie a supporto clastico con matrice sabbiosa e clasti arrotondati a selezione discreta, centimetrico-decimetrici; diamicton massivi in banchi sino a plurimetrici, a supporto di matrice con clasti eterometrici subangolosi, da centimetrici sino a blocchi metrici in alcuni livelli; clasti di alimentazione locale, dalla successione norica, con sporadici elementi carbonatici ladinico-carnici e da conglomerati più antichi.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Parzialmente conservata, in erosione. Lunghi e continui cordoni morenici con cresta arrotondata, talora costituiti dall'accrezione di cordoni distinti, parzialmente livellati da pedognesi e colluvii; ampi con di *debris-flow* che riempiono i valloni laterali e si raccordano ai depositi alluvionali della valle del Gera-Valeggia, terrazzati e sospesi sino a 15 m sull'alveo attuale.

In questa fase la diffidenza camuna arrivava sino ai dossi di Maninetti (Foglio 077-Clusone), sbarrando la valle del Gera-Valeggia e provocando l'aggradazione dei sedimenti locali.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.4.2.5. - Sintema di Bossico (**BOI**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo pedogenizzato a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti eterometrici arrotondati, carbonatici e silicoclasti camuni (*till* d'ablazione); diamicton massivo a supporto di matrice limosa sovraconsolidata con clasti striati (*till* d'alloggiamento). Profilo di alterazione troncato, silicoclasti arenizzati, colore della matrice 7.5YR-5YR. Morfologie ben conservate, in erosione.

SINONIMI - Morene fresche raccordabili alle cerchie interne, alluvioni antiche terrazzate (SGI, 1971); morene fresche (ASSERETO & CASATI, 1965); Complesso dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Bossico (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO – Ripiani di Dosso del Falò e di Bossico, e versante sinistro della Val Borlezza, da q. 950 presso lo sbocco della valle sino a q. 650 verso NW.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione norica e sul sintema di Prati di Sta; limite superiore coincidente con la superficie topografica, e reinciso dalla superficie entro cui sedimenta il sintema di Cedrini (Fig. 27).

Profilo di alterazione troncato; spessore conservato sino a 2 m, con alla base fantasmi di clasti carbonatici argillificati, Verrucano Lombardo da friabile a arenizzato, ammassi argilloso-micacei (gneiss?), peliti e arenarie verdi argillificate; matrice argilloso-limosa di colore tra 7.5YR e 5YR.

LITOLOGIA - *Till* d'ablazione: diamicton massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti da centimetrici a metrici arrotondati.

- *Till* d'alloggiamento: diamicton massivo a supporto di matrice con sparsi clasti arrotondati e talora striati, sovraconsolidato.

Silicoclasti di provenienza camuna e, nei *till* d'alloggiamento, clasti carbonatici della successione triassica.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie ben conservate anche se in erosione, con netti cordoni morenici a profilo smussato sopra Bossico e a Palà basso.

Il sintema di Bossico rappresenta l'ultima fase durante la quale la diffluenza del ghiacciaio camuno arrivava sino al ripiano di San Lorenzo di Rovetta, convogliando il deflusso della valle del Gera-Valeggia nonché le proprie acque di fusione verso il bacino del Serio.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.4.2.6. - Sintema di Cedrini (**EDR**)

DEFINIZIONE - Diamicton e diamictiti massive a supporto di matrice limoso-sabbiosa, clasti arrotondati mal selezionati, carbonatici e silicatici camuni (*till* d'ablazione). Locale cementazione. Profilo di alterazione

troncato, carbonati assenti, silicoclasti arenizzati, colore della matrice tra 7.5YR e 5YR. Morfologie ben conservate, in erosione.

SINONIMI - Morene fresche raccordabili alle cerchie interne (SGI, 1971); morene fresche (ASSERETO & CASATI, 1965); Complesso dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Cedrini (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti della Val Borlezza, fra q. 850 presso Bossico, e q. 580 m s.l.m. verso NW.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione norica, sul sintema di Bossico e sull'unità di Val Poledra (gruppo del Culmine); superficie limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica, e reincisa dalla superficie entro cui si è deposto il sintema di Fonteno (Fig. 27). Profilo di alterazione troncato; lungo i versanti alterazione in tutto lo spessore, con carbonati assenti o ridotti a fantasmi argillificati, Verrucano Lombardo da friabile a arenizzato, micascisti assenti, peliti e arenarie verdi con *cortex*; matrice argilloso-limosa di colore fra 7.5YR e 5YR.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton e diamictiti massive a supporto di matrice limoso-sabbiosa o arenacea, con clasti da centimetrici a metrici arrotondati (*till* d'ablazione), abbondanti silicoclasti di provenienza camuna e subordinati clasti carbonatici della successione triassica. Ove gli spessori conservati sono maggiori, cementazione buona, a plaghe discontinue entro l'ammasso.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie scarsamente conservate a causa dell'acclività dei versanti, tranne a Bossico, ove un evidente cordone morenico si estende lungo il bordo dell'altipiano sino entro il centro abitato, mentre piccoli cordoni morenici successivi sono riconoscibili lungo il pendio privativo sottostante.

L'unità è legata a fasi durante le quali la diffidenza camuna risaliva completamente la Val Borlezza senza però raggiungere il ripiano di San Lorenzo di Rovetta; si attestava quindi presso Cerete sbarrando la valle del Valeggia e creando piccoli specchi lacustri di contatto glaciale (Foglio 077-Clusone). Essa riunisce più pulsazioni, evidenziate da vari ordini di cordoni morenici, nonché da almeno un paio di netti allineamenti di erratici lungo il versante presso Cedrini.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.4.2.7. - Sintema di Fonteno (FOE)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi e ghiaie a supporto di matrice con clasti carbonatici e silicatici camuni (depositi glaciali). Diamicton massivi a supporto di matrice con clasti angolosi eterometrici sino a blocchi metrici locali (depositi da trasporto in massa). Profilo di alterazione troncato,

spessore maggiore di 3,5 m, colore 7.5YR. Morfologie ben conservate, in erosione.

SINONIMI - Morene fresche raccordabili alle cerchie interne (SGI, 1971); morene fresche (ASSERETO & CASATI, 1965); Complesso dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Fonteno (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti della Val Borlezza, da q. 620 sopra Sovere a q. 475 presso Fonteno.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sul sintema di Cedrini; limite superiore erosionale su cui si giustappongono i depositi del sintema dei Morti del Contagio (Fig. 27). Profilo di alterazione troncato, visibile sino a 3,5 m di spessore, con matrice argilloso-limosa di colore 7.5YR3/4; conglomerati del Verrucano Lombardo con *cortex* centimetrico friabile, arenarie arenizzate, metamorfite basiche con patine di ossidazione, porfidi viola arenizzati, sparse marne ocra argillificate, alla base calcari e dolomie chiare argillificate.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti da centimetrici a metrici arrotondati. Silicoclasti di provenienza camuna e subordinati clasti carbonatici della successione triassica.

- Depositi da trasporto in massa: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa in corpi lenticolari o stratoidi, con clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici; diamicton massivi a supporto di matrice con blocchi angolosi sino a metrici. Clasti costituiti da dolomie e calcari della successione norica affiorante lungo i versanti e da silicoclasti residuali dalla rielaborazione di depositi glaciali più antichi.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia ben conservata, in erosione. Il margine del ghiacciaio è sottolineato da modeste morene presso Madonna della Torre, e da evidenti allineamenti di grossi massi erratici lungo il versante sinistro della valle. Appena a monte di Fonteno i depositi della fronte glaciale si indentano con depositi provenienti dal vallone laterale, costituendo un evidente cono (parzialmente entro il limitrofo Foglio 077-Clusone) costruito da ripetuti episodi di trasporto in massa, terrazzato e sospeso rispetto alla valle attuale di oltre 45 m. L'unità rappresenta quindi una fase durante la quale la fronte della diffluenza camuna si attestava poco a monte di Fonteno, sbarrando la Val Borlezza e causando l'accrezione di sedimenti da essa e dai valloni laterali.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.4.2.8. - Sintema dei Morti del Contagio (**ORM**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice pedogenizzata con clasti eterometrici arrotondati, carbonatici e silicatici (depositi glaciali);

diamicton massivi, conglomerati e ghiaie a supporto di matrice carbonatica fine con clasti spigolosi eterometrici locali (depositi da trasporto in massa). Profilo di alterazione su *till* troncato, decarbonatazione maggiore di 2 m, colore 7.5YR. Morfologie ben conservate, in erosione.

SINONIMI - Morene fresche raccordabili alle cerchie interne (SGI, 1971); morene fresche (ASSERETO & CASATI, 1965); Complesso dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione dei Morti del Contagio (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti della Val Borlezza, da q. 575 presso Ponte Nuovo di Sovere, sino a q. 460 sotto Fonteno.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione norica e sui depositi del sintema di Fonteno; limite superiore erosionale, parzialmente coincidente con la superficie topografica, su cui si giustappongono i depositi del sintema di Piazza di Sovere (Fig. 27). Profilo di alterazione troncato dall'attività antropica. Su depositi glaciali decarbonatazione per almeno 2 m dalla superficie, Verrucano da friabile a arenizzato, micascisti assenti, anfiboliti con inizi di ossidazione.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice pedogenizzata con clasti eterometrici subarrotondati, carbonatici e silicatici di provenienza camuna.

- Depositi di trasporto in massa e di contatto glaciale: conglomerati e ghiaie a supporto clastico con matrice sabbiosa scarsa o assente; diamicton massivi e ghiaie a supporto di matrice sabbiosa in corpi lenticolari o stratoidi. Clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici, carbonatici locali.

Cementazione locale, lungo le scarpate, da buona a ottima.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie ben conservate, in erosione. Evidenti dossi morenici lungo il versante destro; depositi da trasporto in massa sostenuti dai depositi glaciali correlati, con forme a cono, incisi e terrazzati, con scarpate sospese sino a 20 m sull'alveo attuale. Durante questa fase la fronte del ghiacciaio si arrestava appena prima dello sbocco della Valle dei Matti, sbarrando il deflusso del Borlezza e causando l'aggradazione di depositi dall'asse della valle e dai canali laterali.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.4.2.9. - Sintema di Piazza di Sovere (PSO)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice con clasti subarrotondati silicei e carbonatici (depositi glaciali); ghiaie a supporto di matrice con clasti subangolosi carbonatici locali (depositi di *debris flow*); ghiaie e sabbie medie e fini stratificate, clasti subarrotondati carbonatici locali (depositi alluvionali). Profilo di alterazione troncato,

decarbonatazione sino a 2 m, colore 7.5YR. Morfologie ben conservate, in erosione.

SINONIMI - Morene fresche raccordabili alle cerchie interne (SGI, 1971); morene fresche (ASSERETO & CASATI, 1965); Allogruppo dell'Oglio. (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Piazza di Sovere (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti della Val Borlezza fra q. 500 m s.l.m. sopra Ponte Nuovo di Sovere e q. 420 allo sbocco della Val Polanchio.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su dolomie noriche o sul sintema dei Morti del Contagio. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, localmente sepolto da depositi di frana riferibili al sintema del Po (Fig. 27).

Profilo d'alterazione troncato; su depositi glaciali carbonati assenti sino a 2 m dalla superficie, arenarie del Verrucano Lombardo con *cortex* arenizzato di spessore pluricentimetrico. Colore matrice 7.5YR.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa pedogenizzata, con clasti eterometrici subarrotondati, calcarei e silicei provenienti dalla Val Camonica.

Depositi alluvionali: ghiaie stratificate a supporto clastico con matrice sabbiosa, clasti a selezione discreta, subangolosi; ghiaie a supporto clastico con matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, subarrotondati; sabbie medie e fini in strati sino a metrici laminate e gradate. Clasti di alimentazione locale, molto subordinati silicoclasti alterati provenienti da depositi glaciali più antichi.

- Depositi da trasporto in massa: diamicton massivi e ghiaie a supporto di matrice sabbiosa in corpi lenticolari o stratoidi, con clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici di dolomie e calcari della successione norica affiorante lungo i versanti.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie ben conservate, in erosione. L'abitato di Piazza di Sovere sorge su due dossi morenici laterofrontali tutt'ora riconoscibili come blando rilievo, ai quali si raccorda la superficie del terrazzo che da Piazza risale la valle per almeno un chilometro, con scarpata sospesa sull'alveo attuale di oltre 25 m; sull'altro versante, il cono da trasporto in massa allo sbocco della Val Polanchio si raccorda alla medesima superficie. L'unità testimonia un'avanzata glaciale reattivamente recente, durante la quale la fronte della diffluenza si assestava all'altezza di Piazza, sbarrando il deflusso e causando l'aggradazione dei sedimenti di alimentazione locale.

ETÀ - Pleistocene medio.

7.4.2.10. - Sintema di Sovere (VEE)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice con clasti subarrotondati carbonatici e silicei (depositi glaciali); ghiaie e sabbie medie e fini stratificate a clasti carbonatici locali (depositi alluvionali); diamicton massivi con clasti subangolosi (depositi di *debris-flow*). Alterazione scarsa, decarbonatazione sino a 1.5 m, colore matrice fra 10YR e 7.5YR. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Alluvioni antiche terrazzate (SGI, 1971; ASSERETO & CASATI, 1965); Complesso dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Sovere (FERLIGA & BINI, 2007).

AREA DI AFFIORAMENTO - Bassa Val Borlezza a monte di Sovere.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sul sintema di Piazza di Sovere; limite superiore coincidente con la superficie topografica (Fig. 27). Profilo d'alterazione troncato. Su depositi glaciali carbonati assenti sino a 1.5 m dalla superficie, arenarie del Verrucano Lombardo con *cortex* arenizzato di spessore sino a 2 cm, completamente arenizzati per diametro inferiore a 4 cm; micascisti e gneiss da friabili a arenizzati; peliti e arenarie verdi con *cortex* decolorato, anfiboliti sane. Colore matrice fra 7.5 e 10YR.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa, con clasti eterometrici arrotondati, sia carbonatici che silicei.

- Depositi alluvionali: ghiaie stratificate a supporto clastico con matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, subarrotondati; sabbie medie e fini in strati sino a metrici, laminate e gradate. Clasti carbonatici di alimentazione locale; molto subordinati silicoclasti alterati provenienti da depositi glaciali più antichi.

- Depositi di *debris flow* e di trasporto in massa: diamicton massivi e ghiaie a supporto di matrice sabbiosa, in corpi lenticolari o stratoidi, con clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici, costituiti da dolomie e calcari della successione norica affiorante lungo i versanti.

MORFOLOGIA E PALEO GEOGRAFIA - Morfologie ben conservate, con piccoli evidenti dossi morenici appena fuori di Sovere, a cui si raccordano lembi di terrazzi alluvionali sospesi sino a 15 m rispetto all'alveo attuale.

L'unità comprende i depositi e le morene presenti subito all'esterno della fronte del ghiacciaio nell'ultima avanzata glaciale (LGM; supersintema dei Laghi), e rappresenta una fase in cui la diffluenza camuna entrava solo per pochi chilometri entro la Val Borlezza.

ETÀ - Pleistocene superiore *p.p.*

7.4.3. - Valle del Dezzo

(a cura di A. Bini e I. Rigamonti)

7.4.3.1. - Gruppo del Dezzo

DEFINIZIONE - Conglomerati massivi a supporto clastico; alternanze di sabbie laminate e conglomerati massivi a supporto clastico; conglomerati rozzamente stratificati a supporto clastico e matrice sabbiosa; conglomerati e arenarie a stratificazione orizzontale nella parte alta dell'unità e a stratificazione incrociata concava nella parte bassa (depositi alluvionali).

Comprende, dal basso: conglomerati del Santuario di Colere, di Fucine e di S. Andrea, sabbie di Dezzolo, conglomerati dell'Agula.

SINONIMI - Unità litostratigrafica di nuova istituzione, comprendente i depositi terrazzati che riempiono le valli del Dezzo, del Nembo e del Povo; Unità di San Andrea *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000)

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle del Dezzo e scarpata dei terrazzi da Azzone sino a Dezzolo e oltre nel limitrofo Foglio 057-Malonno; fondovalle dei torrenti Nembo, Rino e Povo, da 760 m sino a quasi 1100 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale, non direttamente osservabile, sulla successione permo-anisica. Superficie limite superiore erosionale polifasica che incide profondamente la successione per quasi 200 m, ed entro la quale si giustappongono depositi del gruppo della Colma del Piano indistinto (successioni di Teveno, di Polza, della Valle della Manna e di Roccadizzo); sopra l'intera successione terrazzata appoggiano inoltre localmente i depositi glaciali del supersistema di Scalve nonché depositi di versante del sistema del Po (Fig. 29). Tutto il riempimento sedimentario è ammantato da materiali colluviati lungo la scarpata, che rendono difficoltosa individuazione e correlazione delle singole unità stratigrafiche.

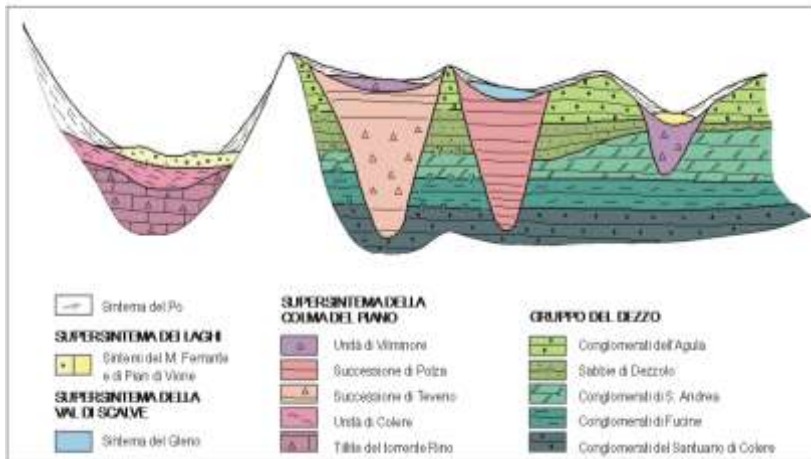


Fig. 29 - Schema dei rapporti stratigrafici tra il gruppo del Dezzo, il supersistema della Colma del Piano e il supersistema della Val di Scalve. A sinistra l'inciso attuale del Dezzo, a destra le complesse successioni che strutturano il terrazzo principale della valle.

LITOLOGIA - Il gruppo è costituito da una complessa successione di sedimenti alluvionali con significative variazioni di petrografia e di facies; vengono quindi distinte - e descritte singolarmente - dal basso verso l'alto, le seguenti unità: conglomerati del Santuario di Colere, di Fucine e di S. Andrea, sabbie di Dezzolo, conglomerati dell'Agula (Fig. 29).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - I depositi che costituiscono il gruppo del Dezzo formano l'ossatura di un terrazzo continuo sia in sinistra che in destra idrografica del Dezzo e dei suoi affluenti Nembo e Povo, e profondamente inciso da questi; la quota media della superficie scende dai 1100 m circa fra Pezzolo e Bueggio sino ai 1000 m circa presso la confluenza Nembo-Dezzo.

Le unità che costituiscono il gruppo del Dezzo sono costituite da materiali fluviali depositati da corsi d'acqua di tipo *braided* con asse orientato circa ENE-WSW, provenienti dalla regione a monte (alto bacino del Dezzo e bacini del Nembo e del Povo) e caratterizzati da elevato regime di flusso.

Dallo studio delle caratteristiche litologiche dell'intero gruppo del Dezzo si osserva che:

- tutte le unità presentano un elevato grado di cementazione;
- in tutto il gruppo non compaiono evidenze glaciali, quali ciottoli striati, a ferro da stiro o litologie non affioranti nel bacino del Dezzo;
- il calcare di Esino è presente nei termini alti della serie mentre è assente nei conglomerati di S. Andrea, di Fucine e del Santuario di Colere (Fig. 30).

- il Verrucano Lombardo aumenta scendendo nella serie sino ai conglomerati di S. Andrea per poi diminuire nei conglomerati di Fucine e del Santuario di Colere.
- la carniola di Bòvegno è predominante nei conglomerati del Santuario di Colere, mentre nella restante parte della serie si mantiene su valori intorno al 5%.



Fig. 30 - Petrografia delle unità del gruppo del Dezzo.

Data l'attuale fisiografia, i materiali costituenti i depositi devono provenire da aree entro il bacino del Dezzo. Le differenze riscontrate nella distribuzione nel tempo delle litologie dei clasti devono quindi riflettere una differente fisiografia della valle in tempi diversi. L'area sorgente dei clasti, passando dai termini più bassi ai termini più alti del gruppo, deve aver subito mutamenti a causa di movimenti tettonici. Inizialmente vi era solo erosione dei calcari neri e della carniola di Bòvegno; successivamente, con l'ampliamento dell'area sorgente, vengono apportate forti quantità di Verrucano Lombardo (conglomerati di S. Andrea) e quindi di calcare di Esino (sabbie di Dezzolo e conglomerati dell'Agula).

ETÀ - Sulla base delle considerazioni soprariportate si può perciò desumere che il gruppo del Dezzo sia stato deposto prima delle glaciazioni pleistoceniche e perciò deve essere attribuito al Pliocene.

7.4.3.1.1. - Conglomerati del Santuario di Colere (**DEC**)

DEFINIZIONE – Conglomerati a stratificazione orizzontale, a supporto clastico, clasti arrotondati carbonatici e silicei della successione permo-ladinica (depositi alluvionali). Cementazione ottima.

SINONIMI – Unità litostratigrafica di nuova istituzione; Unità di S. Andrea (FERLIGA *et alii*, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO – Fondovalle del Dezzo tra Dezzo di Scalve e località Le Fucine, fondovalle del Povo.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Superficie limite inferiore erosionale sulla successione anisica; superficie limite superiore netta, planare, su cui poggiano i conglomerati di S. Andrea.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali di un corso d'acqua *braided* ad alto regime fluviale: conglomerati a stratificazione orizzontale, supporto clastico, matrice fine litificata originata da disfacimento della carniola di Bòvegno. Clasti da sferici ad allungati, subarrotondati, costituiti da carniola, Verrucano Lombardo, calcare di Esino e calcari neri, subordinati litotipi del Servino. Intercalate lenti pianoconcave di limo a laminazione planare e ghiaia massiva a supporto clastico. Cementazione ottima, tranne nella parte sommitale.

7.4.3.1.2. - Conglomerati di Fucine (**DEF**)

DEFINIZIONE – Conglomerati e arenarie a stratificazione orizzontale nella parte alta dell'unità e a stratificazione incrociata concava nella parte bassa, con clasti arrotondati della successione permo-ladinica e sparsi del basamento (depositi alluvionali). Cementazione ottima.

SINONIMI – Unità litostratigrafica di nuova istituzione; Unità di S. Andrea (FERLIGA *et alii*, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO – Fondovalle del Dezzo fra S. Andrea e il Santuario di Colere, sino a quota 890 m circa.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Superficie limite inferiore netta planare sui conglomerati del Santuario di Colere; superficie limite superiore erosiva ondulata su cui appoggiano i conglomerati di S. Andrea.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali di corsi d'acqua *braided* a regime fluviale alto, a stratificazione orizzontale nella parte alta dell'unità, incrociata concava nella parte bassa: alternanze di arenarie medio-grossolane a gradazione diretta, e conglomerati a supporto clastico e matrice arenacea fine, con clasti sferici ben arrotondati, costituiti da Verrucano Lombardo, calcari grigio-scuri e subordinati Servino, carniola e micascisti. Cementazione ottima.

7.4.3.1.3. - Conglomerati di S. Andrea (**DAN**)

DEFINIZIONE – Conglomerati con rozza stratificazione orizzontale passanti verso il basso a conglomerati massivi, supporto clastico e matrice arenacea, clasti arrotondati, Verrucano Lombardo prevalente, di poco subordinati calcari, sparsi micascisti (depositi fluviali). Cementazione ottima.

SINONIMI – Unità litostratigrafica di nuova istituzione; Unità di S. Andrea (FERLIGA *et alii*, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO – Scarpata fra Dezzolo e Vilminore di Scalve.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Superficie limite inferiore ondulata, sui conglomerati di Fucine; superficie limite superiore erosionale, che scende da quota 976 m a monte dell'abitato di Dezzolo a quota 950 m a monte dell'abitato di S. Andrea, e su cui poggiano le sabbie di Dezzolo.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali di un corso d'acqua *braided* ad alto regime fluviale: conglomerati a stratificazione orizzontale passanti nella parte bassa dell'unità a conglomerati massivi, a supporto clastico e matrice arenacea medio-grossolana, con clasti subsferici, arrotondati, costituiti da prevalenti Verrucano Lombardo e calcari neri, subordinati Servino, Carniola, micascisti. Intercalati livelli sino a 20 cm di sabbia media a laminazione pianoparallela, nonché lenti biconcave di sabbia medio-grossolana e ghiaia fine. Cementazione ottima.

7.4.3.1.4. - Sabbie di Dezzolo (**DDE**)

DEFINIZIONE – Alternanze di sabbie laminate e conglomerati massivi a supporto di clasti (depositi alluvionali). Cementazione ottima ove presente.

SINONIMI – Unità litostratigrafica di nuova istituzione; Unità di Scalve e di Foppolo *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sommità delle scarpate sotto Vilminore e dello sperone che separa le valli del Nembo e del Povo.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore erosivo planare sui conglomerati di S. Andrea. Superficie limite superiore erosiva ondulata su cui poggiano i conglomerati dell'Agula.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali di un corso d'acqua *braided*, a basso regime fluviale: alternanze di sabbie con laminazione planare ed intercalate tasche di ghiaie fini a clasti arrotondati subsferici, e conglomerati massivi a supporto clastico con clasti arrotondati e buona selezione. Abbondanti Verrucano Lombardo, calcare di Esino, calcari neri; subordinati carniola, Servino e micascisti. Cementazione ottima. Il litosoma si ispessisce andando dallo sbocco del Rino (circa 14 m) verso lo sbocco del Povo (circa 25 m).

7.4.3.1.5. - Conglomerati dell'Agula (**DAG**)

DEFINIZIONE - Conglomerati massivi a supporto clastico, matrice arenacea, clasti arrotondati prevalentemente calcarei; lenti di sabbie medio-fini (depositi alluvionali). Cementazione ottima.

SINONIMI – Unità litostratigrafica di nuova istituzione; Unità di Scalve e di S. Andrea *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sommità delle scarpate sotto Vilminore e dello sperone che separa le valli del Nembo e del Povo.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore erosivo planare sulle sabbie di Dezzolo; limite superiore erosionale, su cui poggia il supersistema della Val di Scalve.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali di tipo *braided*: conglomerati massivi a supporto clastico e matrice arenacea fine, clasti arrotondati, subsferici, a selezione da discreta a buona e dimensioni sino a decimetriche, costituiti da prevalente calcare di Esino e subordinati calcari neri, Verrucano Lombardo, Servino, carniola, micascisti; cementazione ottima. Locali intercalazioni di lenti di sabbie medio-fini.

7.4.3.2. - Formazione di Val Vallala (**VVA**)

DEFINIZIONE - Conglomerati e diamictiti a grossolana stratificazione suborizzontale, supporto di matrice siltitica, clasti poligenici subangolosi di origine locale (depositi di trasporto in massa). Cementazione ottima. Frequenti clasti carbonatici a nucleo disciolto, e diffusi crostoni carbonatici (*case hardeninig*).

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, affiorante in aree precedentemente cartografate come 'detrito incoerente' (SGI, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle del vallone che da Croce di Salven scende verso il Dezzo (Val Vallala), tra q. 750 e 820 m circa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione ladinico-carnica. Superficie limite superiore erosionale polifasica, ammantata localmente da depositi di versante del sistema del Po e da depositi glaciali e/o di contatto glaciale del supersistema della Colma del Piano. Altimetricamente più bassa rispetto alla soprastante formazione di Villa Cesarina (Fig. 31).

LITOLOGIA - Depositi da trasporto in massa: conglomerati e diamictiti in banchi metrici a prevalente supporto di matrice siltitica di colore bruno giallastro (10YR 5/6), clasti subangolosi e rari subarrotondati, da millimetrici a centimetrici con sparsi elementi sino a decimetrici; intercalati strati decimetrici di siltiti massive con diffusi clasti millimetrici. Clasti costituiti da calcari chiari (calcare di Esino), dolomie (Formazione di Castro Sebino), marne e argillite scure (Argillite di Lozio), peliti verdi (formazione di San Giovanni Bianco).

Cementazione ottima. Clasti alterati, con nucleo disciolto se carbonatici; diffusi crostoni carbonatici (*case-hardening*), che rendono difficoltoso il riconoscimento di facies e petrografia dei clasti. Giaciture conformi al fondovalle, suborizzontali o con immersione a bassissimo angolo verso SW (220° - $250^{\circ}/5^{\circ}$). Spessore totale sino a 100 m.

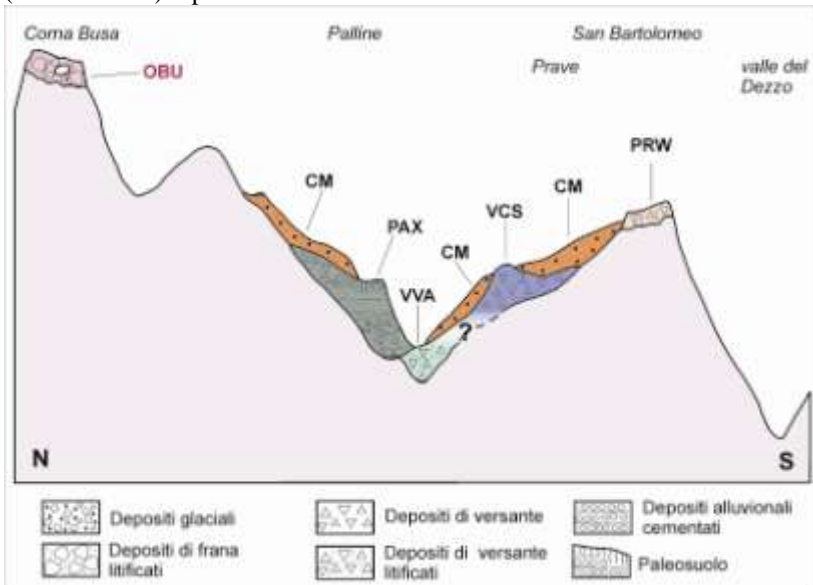


Fig. 31 - Schema dei rapporti stratigrafici nella media valle del Dezzo, sponda sinistra.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie non conservate. I caratteri interni e le geometrie indicano una deposizione a opera di flussi gravitativi subaerei (*debris flow*), che scorrevano in direzione SW lungo il fondovalle della Val Vallala; la petrografia, costituita esclusivamente da litologie del substrato locale, testimonia l'assenza di ghiacciai nell'area durante questa fase deposizionale.

Il litosoma costituisce quindi il primo riempimento - per uno spessore sino a 100 m - del fondovalle della Val Vallala, in una fase successiva all'impostazione del reticolato idrografico attuale e in un contesto ambientale non glacializzato.

ETÀ - Sulla base di geometria, rapporti stratigrafici e assenza di clasti esotici, la formazione di Val Vallala viene tentativamente riferita al Pliocene.

7.4.3.3. - Formazione di Serta (**ETA**)

DEFINIZIONE - Conglomerati massivi a supporto clastico e clasti angolosi con sparsi blocchi ben arrotondati; conglomerati a supporto clastico, matrice arenaceo-conglomeratica fine, clasti poligenici arrotondati sino a centimetrici; conglomerati clinostratificati in strati pianoparalleli o lenticolari, supporto clastico, clasti poligenici ben arrotondati e ben selezionati, di dimensioni centimetriche (depositi alluvionali). Cementazione buona.

SINONIMI - Unità non distinta in precedenza.

AREA DI AFFIORAMENTO - Scarpata sinistra del torrente Dezzo, a NW della Corna Mozza.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione ladinico-carnica; limite superiore erosionale, localmente ammantato da depositi del gruppo di Prato Grande.

LITOLOGIA - Depositati di conoide alluvionale e subordinati depositi alluvionali: conglomerati massivi in banchi a supporto clastico, matrice assente e clasti angolosi, con sparsi blocchi ben arrotondati costituiti quasi esclusivamente da calcare di Esino; conglomerati in banchi a supporto clastico, matrice arenacea grossolana sino a conglomeratica fine, con clasti poligenici arrotondati sino a centimetrici ben selezionati; conglomerati clinostratificati in strati pianoparalleli o lenticolari, supporto clastico, clasti poligenici ben arrotondati e ben selezionati, di dimensioni centimetriche. Cementazione buona.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia non conservata; depositi troncati dalla valle attuale e sospesi sull'alveo per quasi 250 m. L'unità rappresenta ciò che rimane di conoidi parzialmente rielaborati da correnti trattive, allo sbocco dei valloni ai margini occidentali del massiccio carbonatico del Pizzo Camino - Cimone della Bagozza; le rozze bancature immergono mediamente verso NW.

ETÀ - L'unità è posteriore, per geometria, al gruppo del Dezzo; Gelasiano? - Calabrianiano?

7.4.3.4. - Formazione di Villa Cesarina (**VCS**)

DEFINIZIONE - Conglomerati e diamictiti in strati pluridecimetrici a supporto clastico passante a supporto di matrice siltitica, con clasti da subangolosi ad angolosi centimetrici, carbonatici locali e alla base sparsi silicoclasti esotici (depositi da trasporto in massa). Cementazione ottima; carsificati e sospesi sulla valle attuale per oltre 350 m.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; detrito cementato e crostoni di falda *p.p.* (SGI, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante sinistro della valle del Dezzo, in corrispondenza del dosso di Villa Cesarina, a partire da q. 850 m sino a q. 1400 m circa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione carnica, e che tronca i depositi del conglomerato di Prave. Superficie limite superiore erosionale, in gran parte coincidente con la superficie topografica, localmente coperta da depositi di versante del sistema del Po e da depositi glaciali del supersistema della Colma del Piano (Fig. 31).

LITOLOGIA - Depositi da trasporto in massa: conglomerati e diamictiti in strati pluridecimetrici a supporto clastico passante a supporto di matrice siltitica, con clasti da subangolosi ad angolosi e rari elementi subarrotondati, in prevalenza centimetrici; intercalate lenti di conglomerati a supporto clastico con scarsa matrice e clasti angolosi da centimetrici a decimetrici. Complessivamente nella parte inferiore prevalgono litotipi con abbondante matrice, mentre nella porzione superiore aumentano le intercalazioni di conglomerati con scarsa o nulla matrice; salendo nella successione si osserva inoltre variazione nella composizione petrografica dei clasti, che passano da poligenici - dolomie della Formazione di Castro Sebino, subordinati calcari neri, sparsi Verrucano e metamorfiti - dalla base sino circa a q. 1200 m, a monogenici dolomitici. Cementazione ottima. Frequenti clasti disciolti; superficie coperta da spesso crostone carbonatico (*case-hardening*), che rende difficile l'identificazione di facies e petrografia, e frequentemente coperta da microforme di corrosione carsica.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Nella porzione inferiore, sino a q. 1300 m s.l.m. circa, morfologie non conservate; l'unità struttura gli speroni di Villa Cesarina e sotto Prave, soggetti a smantellamento per crolli e ribaltamenti, ed è incisa dalla Val Sorda. A quote superiori, morfologie parzialmente conservate, con diffusa carsificazione superficiale (piccole doline, fratture carsificate, *canyon* carsici). Il litosoma appare inoltre carsificato in profondità, con evidenze di cunicoli soffiati in estate aria fredda (attorno a q. 1220 m s.l.m. sul fondovalle della Val Sorda), ed interessato da *set* di fratture coniugate a alto angolo ($220^\circ/65^\circ$ e $20^\circ/65^\circ$). Esso costituisce un cuneo clastico aperto verso W, con spessori massimi sino a 550 m, giacitura degli strati suborizzontale o a basso angolo, immergente verso W, ed alimentazione dalla testata della Val Sorda, con un iniziale rimaneggiamento di depositi glaciali più antichi (clasti esotici nella porzione inferiore dell'unità). Complessivamente quindi l'intera deposizione deve essere avvenuta in un contesto non glacializzato, caratterizzato però da un peggioramento delle condizioni climatiche nella porzione superiore, con passaggio ad ambienti periglaciali, testimoniato dall'aumento dei livelli privi o con scarsa matrice.

ETÀ - L'unità è una delle più antiche del settore di Palline, posteriore alle glaciazioni più antiche dell'area, ma precedente rispetto alle avanzate glaciali del Pleistocene medio testimoniate dalla formazione di Palline e dal supersintema della Colma del Piano. Pertanto, l'unità viene tentativamente attribuita al Gelasiano? - Calabriano?

7.4.3.5. - Formazione di Palline (**PAX**)

DEFINIZIONE - Conglomerati clinostatificati o massivi, con strutture tipo *grèzes litèes* (depositi di versante). Conglomerati clinostatificati a prevalente supporto clastico (depositi di trasporto in massa). Ghiaie a stratificazione suborizzontale (depositi alluvionali). Cementazione da discreta a ottima.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; detrito cementato e crostoni di falda (SGI, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica della valle del Dezzo, vallone che sale alla Croce di Salven, tra q. 850 e 1030 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su Argilliti di Lozio. Superficie limite superiore erosionale, in gran parte coincidente con la superficie topografica, localmente ammantata da depositi glaciali del supersintema della Colma del Piano indistinto; attorno a q. 990 la superficie limite superiore forma un ripiano sospeso, caratterizzato da morfologia a tozzi pilastri conglomeratici residuali, derivati dallo smantellamento di un paleosuolo con limite basale a organi geologici. In base alle relazioni geometriche appare successiva alla formazione di Villa Cesarina (Fig. 31).

LITOLOGIA - La formazione di Palline è costituita da un cuneo clastico dello spessore massimo di 200 m verso SW, suddivisibile in tre membri.

Membro inferiore: conglomerati clinostatificati a supporto clastico, con alternanze di letti privi di matrice e letti con matrice fine che talora arriva a costituire supporto, con clasti da angolosi a subangolosi centimetrico-decimetrici, sino a subarrotondati millimetrico-centimetrici nei livelli con matrice, derivati dalla successione ladinico-carnica locale (depositi di versante, con caratteristiche di *grèzes litèes*). Passano verso l'alto a conglomerati in corpi lenticolari decametrici a clasti arrotondati, a loro volta passanti verso l'alto a conglomerati clinostatificati a prevalente supporto clastico e matrice fine, clasti da subarrotondati a arrotondati, ben selezionati, di dimensioni centimetriche, con prevalenti litotipi della successione ladinico-carnica, subordinati silicoclasti esotici (Verrucano, metamorfiti) nella porzione sommitale (depositi alluvionali e da trasporto in massa). Spessore massimo 100 m.

Membro intermedio, con base erosionale marcatamente discordante sul membro inferiore: conglomerati in strati suborizzontali, a supporto clastico

e matrice arenacea, clasti arrotondati, ben selezionati, di dimensioni centimetriche; intercalati livelli arenacei. Clasti terrigeni e carbonatici anisico-carnici prevalenti, subordinati silcoclasti permiani e del basamento metamorfico (depositi alluvionali). Spessore massimo 50 m.

Membro superiore, caratterizzato da elevata variabilità verticale e laterale delle facies e da deformazioni da glacioteonica nella porzione inferiore: conglomerati clinostratificati in banchi sino a metrici, a supporto clastico e abbondante matrice fine, clasti centimetrici subarrotondati prevalenti, subordinati subangolosi (depositi da trasporto in massa); conglomerati in strati decimetrici suborizzontali a supporto clastico e abbondante matrice arenacea, con clasti centimetrici subarrotondati, e intercalati livelli di arenarie, via via più frequenti verso l'alto (depositi alluvionali). Clasti terrigeni e carbonatici anisico-carnici, con frequenti silcoclasti esotici. Spessore massimo 50 m.

Cementazione variabile entro l'intero litosoma, da discreta a ottima.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie non conservate; il litosoma appare troncato da pareti subverticali interrotte localmente da ripiani, e sospeso sul fondovalle attuale di oltre 200 m; un ripiano attorno a q. 990 m s.l.m. riesuma probabilmente una paleosuperficie con paleosuolo a organi geologici.

L'unità costituisce l'ultimo riempimento sedimentario del vallone di Palline, iniziato in un ambiente periglaciale con intenso smantellamento dei versanti circostanti, e successivamente condizionato dalla presenza e dalle pulsazioni di una limitrofa lingua glaciale; l'area evolve quindi in una vera e propria piana fluvio-glaciale prossimale, suturata dall'avanzata del ghiacciaio, responsabile delle deformazioni dei sedimenti alla base del membro superiore; a questa fase segue una ripresa della sedimentazione a opera della gravità.

ETÀ - La formazione di Palline presenta caratteri (parziale origine glacialigenica, limite per fronte di alterazione, morfologie relitte) che suggeriscono di riferirla a una delle prime fasi glaciali che hanno interessato il territorio, ma non alla più antica, registrata dalla sottostante formazione di Villa Cesarina; viene quindi tentativamente riferita alla parte basale del Pleistocene medio.

7.4.3.6. - Supersintema della Val di Scalve (VS)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice con clasti eterometrici subarrotondati di alimentazione locale (depositi glaciali); ghiaie a supporto clastico e clasti arrotondati di alimentazione locale (depositi alluvionali). Profilo d'alterazione poco evoluto, morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; Unità di Scalve, Unità di Foppolo (FERLIGA *et alii*, 2000).

AREA DI AFFIORAMENTO - Superficie del terrazzo presso Bueggio (sintema del Gleno) e conche sotto la cresta Ferrante-Presolana e Corna S. Fermo - Pizzo Cammino.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosiva sul gruppo del Dezzo (Bueggio: sintema del Gleno) e sulla successione triassica (Fig. 29). Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica, localmente ammantata da depositi del sintema del Po; profilo d'alterazione poco evoluto, morfologie ben conservate.

LITOLOGIA - Il supersintema comprende depositi glaciali di alimentazione locale: diamicton a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, con clasti da subarrotondati ad arrotondati, eterometrici (*till* d'ablazione); diamicton massivi a supporto di matrice limosa e sparsi clasti arrotondati e sagomati, talora striati (*till* di alloggiamento); ghiaie a supporto clastico con matrice sabbiosa e clasti da subarrotondati ad arrotondati, con selezione da scarsa a discreta (depositi alluvionali). Clasti carbonatici dalla successione triassica, o silicei del basamento e successione permiana, con subordinati elementi della successione anisica (sintema del Gleno). Cementazione assente.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Il supersintema riunisce i depositi di più lingue glaciali svincolate fra di loro, e che non sono mai scese sino a confluire entro il ghiacciaio della valle principale. In particolare sono state riconosciute le seguenti unità, non distinte cartograficamente (Fig. 5):

- sintema di Pian di Vione (Fig. 5: A): occupava il vallone sul versante N del Pizzo della Presolana, dal quale scendeva sino a quota 1017 presso Colere, affiancandosi alla lingua orientale del ghiacciaio del Ferrante. Presenta morfologie ben conservate, con evidenti morene laterali appena a monte dell'abitato.

- sintema del Ferrante (Fig. 5: B): comprende i depositi di una serie di ghiacciai coalescenti presenti lungo il versante nord-orientale del Ferrante. La morfologia delle morene permette di ricostruire i lobi principali dei ghiacciai della conca di Malga Barbarossa (morene laterali e frontali di vari stadi), della Valle Conchetta (morena frontale e laterale verso il Pizzo di Petto) nonché della zona di Lago Polzone - Mare in Burrasca (morene laterali di un ghiacciaio di altopiano). La fase di massima espansione è testimoniata da un'estesa morena creata dalla coalescenza di quest'ultimo con il ghiacciaio di Pian di Vione, con sviluppo di un *sandur* fra Colere e Gromo.

- sintema del Gleno (Fig. 5: C): è la lingua valliva principale in questo settore di valle, alimentata dalla conca del Gleno (Foglio 057-Malonno), e che scende lungo la valle del Povo sino a q. 1050 m s.l.m.; presenta morfologie ben conservate, con due evidenti morene laterali destre coalescenti presso Bueggio.

- sintema di Malga Alta di Voia (Fig. 5: G): comprende i depositi di una serie di lingue glaciali che scendevano dai canali del versante settentrionale della cresta Corna S. Fermo - Pizzo Camino, evidenziati da piccole ma evidenti morene.

- sintema di Malghe del Negrino (Fig. 5: H): comprende i depositi di una lingua glaciale che da I Fopponi del Pizzo Camino scendeva nella Val Giogna sino a q. 1330 circa; molto evidenti sono le morene laterali della massima espansione, tra Fienile le Some e Fienile Consette, mentre nella conca de I Fopponi sono riconoscibili piccole morene con andamento complesso legate alle fasi di ritiro.

ETÀ - Depositi relativi all'ultima avanzata glaciale e alle sue fasi di ritiro; Pleistocene superiore.

7.5 - UNITÀ DEL BACINO DELL'ADDA-OGLIO

(a cura di C. Ferliga)

7.5.1. - 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, colore della matrice 10YR, clasti non alterati; morfologie ben conservate.

SINONIMI – Würm *p. p.* (SGI, 1970); Complesso dell'Oglio *p. p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

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) (Fig. 5).

ETÀ – Pleistocene superiore

7.5.1.1. - 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 con *cortex*, silicoclasti inalterati o con *cortex* millimetrico.

SINONIMI - Morenico di età indeterminata (SGI, 1970), detrito sciolto e cementato (BONI & CASSINIS, 1973 da verificare)

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti destro e sinistro della Val Camonica, sino a quote comprese tra 450 m presso Lovere e 1100 m presso Astrio.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su tutte le unità precedenti, sia metamorfiche che sedimentarie (Figg. 21, 27). Superficie limite superiore quasi sempre coincidente con la superficie topografica, talora ammantata da depositi di versante del sistema 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, nonché da processi di mobilizzazione per gravità lungo i versanti; spessore massimo, ove conservato, inferiore a 1.2 m, colore della matrice da 7.5YR a 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 sistema è costituito da depositi glaciali e di contatto glaciale.

- *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.

- Depositi di contatto glaciale: limi argillosi massivi nocciola, con rari clasti da subangolosi a subarrotondati, di dimensioni massime decimetriche; intercalate lenti di diamicton massivi a supporto di matrice con sparsi clasti.

- Depositi da trasporto in massa: diamicton massivi a supporto di matrice con clasti della successione anisico-carnica locale, e sparsi esotici rielaborati da depositi glaciali precedenti.

Clasti alimentati dall'alta Val Camonica, con litotipi della successione permotriassica in percentuale crescente spostandosi verso meridione, a scapito dei litotipi del basamento metamorfico e di subordinate magmatiti dal corpo intrusivo dell'Adamello.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Lungo l'asse della Val Camonica depositi del sistema di Cantù sono presenti soprattutto sul versante sinistro - modellato su rocce silicee del basamento e della successione permiana - con pendenze medie e spesso interrotto da ripiani e contropendenze legati a estese DGPV; lungo il versante destro invece la successione carbonatica triassica dà luogo a estese fasce a acclività elevata,

sino a subverticali, con sottili cornici e ridotte superfici poco inclinate atte alla deposizione di sedimenti.

Ove presenti, 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 evidenti cordoni morenici laterali o da semplici allineamenti di massi erratici o da gruppi di massi di grandi dimensioni.

Nel settore settentrionale, durante l'ultima glaciazione il ghiacciaio camuno scendeva, entro un tratto di circa 5 Km, dai 1310 m di quota all'altezza di Ono San Pietro (Foglio 057-Malonno) ai 1090 m presso Astrio e 1075 m sul versante destro (sella a S di Case del Monte); superava poi la stretta della valle fra Breno e Civate Camuno per colmare la conca di Bienno, senza essere ostacolato - dato lo spessore - dal dosso di San Michele. Scendeva quindi attorno ai 1000 m sopra il Dosso della Regina, a q. 770 m alle Piazze di Artogne, 700 m attorno a San Vigilio, 580 m sopra Sonvico e sopra Costa Volpino, 450 fra Lovere e Sellere. Sul versante destro, colava per breve tratto entro le valli del Lanico e del Trobiolo, sbarrandole e determinando l'aggradazione di coni da trasporto in massa a monte; entrava inoltre in Val Borlezza con una breve diffidenza che si biforcava senza raggiungere la sella di Endine Gaiano verso SW, e arrestandosi presso Sovere verso NW.

7.5.1.1.1. - Depositi glaciali degli apparati locali (non distinti in carta).

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 (lettere fra parentesi riferite a Fig. 5):

- sintema di Val Gabbia (i): dalla Nicchia di San Glisente (versante N del M. Colombino) una lingua glaciale scendeva lungo la Valgabbia sino attorno a quota 1500 m s.l.m.; piccole morene relative alle fasi di ritiro sono riconoscibili sino alle quote più elevate entro la testata della valle. Ridotte placche di depositi glaciali non alterati si trovano anche alla testata della Valle Bonina, testimoniando la presenza di ridotte lingue locali.

- sintema di Vaccaret (h): depositi glaciali con piccoli cordoni morenici, conservati alla testata del vallone a N del Dosso di Giustadur, fra quota 1500 e 1600 m s.l.m.

- sintema di Rosello (g): comprende apparati locali presenti nella parte alta della Valle dell'Inferno, ove si biforca nella Valle dell'Orso, e su una serie di ripiani sotto la cresta che congiunge i monti Rosello e Crestoso. Placche di

depositi con scarsa alterazione, ma prive di forma a causa della topografia, scendono sino a quota 1270 circa, rappresentando l'ultima massima espansione locale, durante la quale forse le singole lingue entravano in coalescenza. Cordoni morenici laterali e frontali legati a fasi di ritiro scendono invece sino a quota 1600 m circa alla testata della valle principale, testimoniando il frazionamento della lingua glaciale locale.

- sintema di Monte Muffetto (f): limitate placche prive di forme proprie presenti sul versante occidentale di Monte Muffetto, sino a Bassinaletto.

- sintema di Silter di Campolungo (m): una sola placca al bordo orientale del foglio a SE di Malga Val Bresciana;

- sintema di Stabillfiorito (l): limitate placche tra Monte Colombino e Malga MÀ al bordo orientale del foglio;

Nelle valli affluenti di destra gli apparati locali sono così distribuiti:

- sintema di Ezendola (e): limitate placche con cordoni morenici ben conservati attorno a q. 170 m sul versante orientale del Passo di Ezendola

- sintema di Pizzo Camino (d): estese coperture di depositi glaciali con ben conservati cordoni morenici laterali e frontali scendono lungo il versante orientale del Pizzo Camino sino attorno a q. 1600 m s.l.m.

- sintema della Corna di San Fermo (c): dal versante orientale della Corna di San Fermo, i depositi dell'LGM scendono con evidenti morene sino a Malga Moren, attorno a q. 1600, appoggiandosi ai depositi glaciali cementati del supersintema della Colma del Piano; morene legate a fasi di ritiro sono altresì annidate attorno a q. 2000 e 2050 m s.l.m.

Rientrano entro il bacino di alimentazione del ghiacciaio camuno anche i ridotti apparati locali presenti alla testata della valle del Gera-Valeggia-Borlezza;

- sintema di Valle dell'Ombra (b): versante sud-orientale della Presolana, ridotte placche con piccole morene ben conservate, che scendono sino a q. 2000 m

- sintema di Pizzo Olone (a): versante sud-occidentale del Pizzo della Presolana, sino a q. 1850.

7.6 - BACINO DEL MELLA (BACINO TRUMPLINO)

(a cura di D. Corbari)

7.6.1. - Supersintema del Fiume Mella (VC)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a prevalente supporto di matrice; rimaneggiamento gravitativo comune (depositi glaciali). Limi sabbiosi e sabbie a clasti sparsi (depositi di versante). Forme ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; sfasciame morenico misto a detrito (BONI & CASSINIS, 1970; BONI & CASSINIS, 1973).

AREA DI AFFIORAMENTO - Dorsale Monte Crestoso - Goletto di Cladona, sul versante settentrionale dell'alta Val Trompia, tra q. 2000 m e 1300 m circa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su micascisti e sulla successione permiana. Superficie limite superiore di aggradazione coincidente con la superficie topografica o debolmente erosionale ammantata dal sintema del Po.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da depositi glaciali e depositi di versante.

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa o sabbiosa, talora passanti a supporto clastico con clasti eterometrici - sino a 1,5 m - a arrotondamento variabile.

- depositi di versante (colluviali): limi sabbiosi, sabbie limose e sabbie, in funzione della litologia del substrato; diffusi clasti da millimetrici a decimetrici, in prevalenza subangolosi.

La matrice, soprattutto nel caso dei depositi colluviali, è spesso rubefatta (tra 5YR e 7,5YR), a causa di fenomeni di litocromia. La petrografia dei clasti riflette quella del substrato roccioso locale, anche nei depositi glaciali. Infatti, poiché l'area costituisce il bacino di alimentazione dei ghaiacciai, il trasporto dei sedimenti è estremamente limitato e la loro petrografia tende a coincidere con quella del substrato circostante. Questo fatto, unitamente alla scarsità di spaccati significativi e alla frequente rielaborazione gravitativa dei sedimenti, rende spesso difficoltosa la distinzione tra i diversi depositi.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - La sfavorevole esposizione a S e le quote non elevate dell'area (circa 2000 m) hanno impedito lo sviluppo di apparati glaciali significativi, che sono invece limitati a piccoli apparati di circo, situati immediatamente a E e a W del Dosso della Croce (Fig. 5, α); conseguentemente anche la morfogenesi glaciale ha assunto nel modellamento del territorio in esame un ruolo secondario e localizzato.

I depositi attribuiti al supersintema del Mella sono costituiti prevalentemente da coperture prive di una morfologia propria, tranne per alcuni cordoni morenici laterali con andamento parallelo all'asse vallivo, di lunghezza decametrica e di altezza limitata (2-3 m), presenti nella valle di Cigoletto, tra q. 1850 m e 1750. Altre morene, sempre di scarsa evidenza morfologica, sono presenti nel raccordo tra il circo superiore e inferiore a W del Passo di Sette Crocette e, dubitativamente, a Mesole.

ETÀ - Il sintema rappresenta l'ultima fase di espansione glaciale (LGM) nell'area; viene pertanto attribuita al tardo Pleistocene superiore.

7.7 - BACINO DEL SERIO

(a cura di C. Ferliga)

7.7.1. - Supersintema della Selva di Clusone (SU)

DEFINIZIONE - Diamicton a supporto di matrice sabbiosa con clasti eterometrici subarrotondati (*till* d'ablazione); diamicton massivi a supporto di matrice limosa sovraconsolidata, clasti sagomati e striati (*till* d'alloggiamento); alimentazione dalla valle locale. Profilo di alterazione poco evoluto, colore 10YR; morfologie ben conservate.

SINONIMI – Würm *p. p.* (DESIO, 1945; DESIO, 1952; CHARDON, 1975); Complesso del Serio *p. p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore erosivo sulla successione ladinico-carnica. Limite superiore coincidente con la superficie topografica. Profilo d'alterazione poco evoluto con clasti non alterati, colore della matrice 10YR.

LITOLOGIA – Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa con clasti eterometrici sino a blocchi metrici, subarrotondati (*till* d'ablazione); diamicton massivi a supporto di matrice limosa sovraconsolidata, con sparsi clasti arrotondati, spesso con facce piane e talora striati. Clasti carbonatici dalla successione ladinico-carnica locale.

Nel Foglio 078-Breno, il supersintema - che riunisce i depositi dell'ultima avanzata glaciale (LGM) entro il bacino del Serio - comprende solo i depositi delle lingue locali della Val Sedornia (sintema della Val Sedornia, non distinto cartograficamente) e della valle dell'Ogna (sintema di Valzurio, non distinto cartograficamente), indipendenti dal ghiacciaio dell'asse vallivo principale

ETÀ – Pleistocene superiore.

7.7.1.1. - Sintema di Valzurio

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

AREA DI FIORAMENTO – Alta Valzurio

MORFOLOGIA E PALEO GEOGRAFIA – Morfologie ben conservate, con evidenti morene laterali. Durante l'LGM, la lingua principale che scendeva dal crinale del Ferrante e quelle dei valloni settentrionali confluivano in un unico apparato, la cui fronte si attestava in prossimità del Möschel (Fig. 5: 2); si separano quindi nelle fasi di ritiro, lasciando una serie di piccole morene - non tutte cartografate per ragioni di scala - entro ogni vallone; durante le ultime fasi, lungo il versante settentrionale della Cresta di Valzurio piccoli apparati locali costruiscono la corona di archetti morenici allineati sul fianco sinistro della valle.

7.7.1.2. - Sintema della Val Sedornia

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

AREA DI FIORAMENTO – Alta Val Sedornia

MORFOLOGIA E PALOGEOGRAFIA – Morfologie ben conservate, con morene evidenti anche se di piccole dimensioni. Il sintema riunisce i depositi delle lingue locali che confluivano a valle di località Stalle Prato di Vigna, ove si attestava la fronte, senza raggiungere il ghiacciaio principale (Fig. 5: 1).

7.8 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

(a cura di A. Bini, C. Ferliga e I. Rigamonti)

7.8.1. - Alteriti (b6)

DEFINIZIONE - Argille e argille limose massive con clasti residuali derivati dall'alterazione del substrato sottostante, a cui fanno transizione.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sommità de Il Costone sopra Croce di Salven, fra quota 1700 e 1820 m s.l.m.; località Fodestal, sul crinale da Monte Rotondo a Monte Corniolo, fra 1940 e 2000 m s.l.m. Coperture di esiguo spessore di suoli antichi sono presenti, anche se non cartografabili, al di sopra delle quote raggiunte dai ghiacciai pleistocenici, in zone pianeggianti o a debole pendenza, in depressioni a monte di contropendenze e in tasche a tetto del substrato lapideo.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore costituita dal fronte di alterazione entro il *parent material* sottostante, con andamento a organi geologici. Superficie limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Le alteriti rappresentano la parte profonda di suoli molto evoluti e successivamente troncati, sviluppati su di un substrato lapideo di varia natura, che ne influenza i caratteri: argille e argille limose con clasti residuali sparsi, profondamente alterati e di dimensioni centimetriche, e patine di ossidi di Fe e Mn. Colore della matrice variabile in funzione del *parent material*, fra 2.5 e 10 Y per le placche sviluppate su Argillite di Lozio, sino a 7.5 YR per quelle su metamorfiti scistose.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - La presenza di alteriti conservate, sia pur parzialmente, testimonia da un lato una lunga fase di alterazione - in regime di biostasia - del substrato su cui si sono sviluppate; dall'altro presuppone che nessun altro evento sedimentario, a parte una parziale mobilitazione per gravità della parte superiore del suolo, abbia successivamente sepolto o eroso la paleosuperficie che ammantano. Le placche cartografate, di spessore sino a plurimetrico, segnalano in

particolare aree a quote mai raggiunte dai ghiacciai pleistocenici, rappresentano quindi un dato *ad excludendum* sulla massima estensione degli stessi.

ETÀ - L'alterazione del substrato lapideo è iniziata prima della regressione messiniana - con l'instaurarsi di condizioni climatiche favorevoli - ed è continuata sino a tutto il Pleistocene, interrotta solo dai periodi di resistasia in corrispondenza dei periodi glaciali. La loro formazione è quindi compresa entro un intervallo di tempo che inizia nel Miocene superiore e continua per tutto il Pleistocene.

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

DEFINIZIONE - Diamicton e diamictiti a clasti eterometrici (depositi glaciali). Conglomerati, ghiaie, sabbie stratificate (depositi alluvionali). Limi e argille laminate (depositi lacustri). Superficie limite superiore, polifasica e poligenica; profilo di alterazione sviluppato, di spessore variabile.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione. Riss e Mindel *p.p.* (VECCHIA, 1954); Wurm *p.p.* e Riss *p.p.* (BONI & CASSINIS, 1973).

LITOLOGIA - L'unità raduna un'estrema varietà di litosomi, spesso organizzati in singole successioni coerenti a scala locale, ma non sempre cartografabili separatamente alla scala della carta; vengono quindi descritti separatamente, prendendo in considerazione l'asse della valle principale 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:

- i depositi glaciali residuali profondamente alterati presenti lungo le creste
- i depositi alluvionali cementati della valle dell'Oglio
- i depositi glaciali dei versanti della valle dell'Oglio
- depositi glaciali conservati nel fondovalle camuno
- i depositi glaciali degli apparati locali
- la successione della conca di Angolo
- le successioni, non ulteriormente distinte, delle valli del Lanico e del Trobiolo
- la successione della valle del Dezzo

ETÀ - Pleistocene, anteriormente all'ultima avanzata glaciale.

7.8.2.1. - Placche di depositi glaciali conservati alle quote maggiori

Una trattazione a sè stante meritano una serie di placche di depositi del ghiacciaio dell'Oglio conservate localmente alle quote maggiori, caratterizzate da un elevato grado di alterazione, esteso a tutto lo spessore, nonché da una distribuzione areale tale da presupporre complesse diffluenze

del ghiacciaio camuno, in contesti probabilmente non pienamente confrontabili con la fisiografia attuale.

AREA DI AFFIORAMENTO - Vengono comprese in questa definizione le placche presenti sulla cresta a N di Pizzo Plagna (1650-1670 m s.l.m.), sullo Scanapà (1550-1600 m s.l.m.), al Pian delle Città (1520-1595 m s.l.m.), sul versante settentrionale del M. Altissimo presso Malga Morosini (1500-1570 m s.l.m.), alla Corna Rossa sopra il Monte di Erbanno (1500 m s.l.m.), al Colle di Mignone (1520-1550 m s.l.m.).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione triassica; superficie limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica, caratterizzata - ove conservato - da profilo di alterazione troncato, esteso a tutto lo spessore del deposito, con matrice argillosa fortemente rubefatta, assenza di clasti carbonatici, clasti silicatici residuali alterati sino a friabili.

LITOLOGIA - Diamicton pedogenizzati a supporto di matrice argillosa ricca in ossidi di Fe-Mn, con clasti residuali esclusivamente di litotipi quarzosi (quarziti, Verrucano Lombardo, subordinate metamorfite alterate); coperture discontinue di ciottoli silicatici residuali, pressoché privi di matrice; massi erratici isolati o in gruppi.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Placche di esiguo spessore, coperture discontinue, pellicolari, o singoli massi, conservati su superfici a bassa inclinazione e talora in posizione di cresta. La presenza di silicoclasti esotici rispetto al bacino locale testimonia un'alimentazione dalla testata delle valli principali, permettendo la distinzione rispetto ai depositi dei piccoli apparati locali, presenti spesso anche a quote superiori; a scala locale queste placche rappresentano i più alti sedimenti conservati lasciati dal ghiacciaio principale dell'Oglio.

Data l'estrema discontinuità e l'assenza di profili di alterazione conservati, non è possibile correlare fra loro i singoli lembi, attribuendoli a una medesima avanzata glaciale (*MEG Auctorum*), anche se apparentemente sembrano collocarsi a quote confrontabili tra loro.

Significativa è la posizione di alcune placche. I depositi della cresta del Monte Mignone infatti indicano una fase in cui il ghiacciaio dell'Oglio colmava completamente la valle di Lozio, diffuendo da qui nella valle di Borno; le placche residuali presenti sulla paleosuperficie di Pian delle Città presuppongono a loro volta una diffuenza attraverso l'attuale valico della Croce di Salven entro la valle del Dezzo - forse occupata da un'altra lingua glaciale - e tale da affacciarsi oltre lo spartiacque sinistro (placche sulla cresta di Pizzo Plagna e Monte Scanapà) entro l'attuale bacino del Gera-Valeggia-Borlezza.

7.8.2.2. - Conglomerati alluvionali della valle dell'Oglio

In sponda destra lungo il fondovalle dell'Oglio o sospesi rispetto a esso di poche centinaia di metri, sono conservati localmente alcuni potenti lembi di depositi alluvionali ben cementati, che costituiscono altrettante unità litostratigrafiche non correlabili fra di loro. Vengono pertanto differenziati per facies all'interno del supersintema indistinto, descrivendone le caratteristiche salienti.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sopra Lovere sino a q. 300 m s.l.m. (conglomerato di San Maurizio), presso Costa Volpino sino a q. 380 m s.l.m. (conglomerato di Costa Volpino), sopra Malegno sino a q. 700 m s.l.m (conglomerato di Malegno).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione triassica; limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica, localmente ammantato da depositi glaciali del sintema di Cantù.

LITOLOGIA - Conglomerati in strati e banchi suborizzontali, a supporto clastico e matrice arenacea da assente a abbondante, clasti da subarrotondati a arrotondati a selezione variabile, centimetrico-decimetrici nei livelli meglio organizzati e con frequente embricazione, sino a blocchi metrici nei banchi più caotici e massivi; intercalazioni di arenarie da medie a grossolane, talora laminate (depositi alluvionali). Clasti alimentati dall'asse camuno. Cementazione da buona a ottima.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie non conservate; localmente presenti lembi di paleosuperfici troncate dall'erosione, che sottolineano l'antico livello del fondovalle. Ciascun litosoma rappresenta una fase di aggradazione del paleoOglio, non correlabile con il quadro regionale delle avanzate glaciali.

7.8.2.3. - Depositi glaciali sui versanti della valle dell'Oglio

Lungo l'asse principale della Val 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 sintema 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, che vengono quindi accorpati e descritti evidenziandone le caratteristiche comuni.

AREA DI AFFIORAMENTO - Ripiani e aree a minore acclività, crinali non dislocati da DGPV, sino a quote comprese fra 1250 m s.l.m. al margine meridionale del foglio e 1550 m al margine settentrionale.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su basamento metamorfico o sulla successione permotriassica. Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica, talora erosionale; 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 (*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 permotriassica (*till* d'alloggiamento); sabbie e ghiaie a supporto di matrice stratificate, con clasti centimetrici subarrotondati (depositi di contatto glaciale); limi e sabbie fini laminate (depositi lacustri).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie in gran parte conservate, con cordoni morenici laterali piuttosto continui e ben riconoscibili, piccoli terrazzi di contatto glaciale, talora ridotte piane lacustri al raccordo fra morene e versante. Allo sbocco delle valli laterali sono talora presenti potenti successioni di sedimenti con morfologia non conservata e marcatamente in erosione (valle di Artogne).

Molto evidenti appaiono una serie di placche di depositi posti entro una fascia altimetrica compresa fra i 950 m s.l.m. al margine meridionale del foglio e i 1500 m s.l.m. a N, caratterizzate da uno o più ordini di netti cordoni morenici laterali con morfologia ben conservata, in particolare presso Zuvolo (1420 m; con piccola piana lacustre alle spalle), Malga Lazzaretto (1380 m), Malga Pianazzo (q. 1320 e 1440), Grignaghe (1000 m); anche se non necessariamente appartenenti a una medesima avanzata, essi materializzano un allineamento oltre il quale si ritrovano solo limitate placche di depositi residuali, profondamente alterati e privi di forma propria, legati a fasi molto antiche dell'evoluzione del territorio e descritti a parte per le loro peculiari caratteristiche e significato.

Molto evidenti sono anche i cordoni laterali in sinistra idrografica della valle di Artogne (località Le Patteghe e Prati di Preottonne), legati alla confluenza del ghiacciaio laterale nella valle principale.

7.8.2.4. - Depositi glaciali conservati nel fondovalle camuno

Depositi glaciali anteriori all'ultima avanzata sono anche localmente conservati ai piedi del versante, sepolti da depositi di versante cementati - attribuiti al gruppo del Culmine - che li hanno protetti dall'erosione. Limitati da superfici erosionali e privi di profilo di alterazione conservato, essi

presentano le caratteristiche dei depositi nonalterati, e risultano quindi di impossibile correlazione, pur corrispondendo alle medesime avanzate glaciali testimoniate dai depositi spalmati lungo i versanti; vengono per tale motivo descritti separatamente.

AREA DI AFFIORAMENTO - Ai piedi del versante destro della valle, fra Boario e Angone, e a N di Lòsine.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non esposto; limite superiore erosionale, su cui appoggiano depositi del gruppo del Culmine (unità di Erbanno, unità di Lòsine) (Figg. 21, 32).

LITOLOGIA - Diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa con clasti da centimetrici a metrici, mal selezionati, da subangolosi a ben arrotondati (depositi glaciali); ghiaie e ghiaie sabbiose stratificate (depositi di contatto glaciale).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Litosomi sepolti, affioranti lungo scarpate erosionali alte sino a una quarantina di metri, costituiti da più episodi di deposizione ad opera del ghiacciaio principale, non ulteriormente distinguibili a causa dell'inaccessibilità delle pareti stesse.

7.8.2.5. - Depositi glaciali degli apparati locali

In tutte le valli laterali minori è testimoniata la presenza di lingue glaciali che non raggiungevano il ghiacciaio principale, arrestandosi in quota e dando luogo a piccoli apparati morenici locali, ciascuno con la propria evoluzione e non correlabili nè fra loro nè al ghiacciaio vallivo. Ne vengono quindi descritte le caratteristiche comuni.

AREA DI AFFIORAMENTO - Apparati locali ben sviluppati sono presenti sui versanti della dorsale Pizzo Camino - Cima Moren (unità di Onder) e lungo il versante meridionale del Pizzo della Presolana (unità di Malga Cassinelli, di Malga della Presolana, della Valle dei Mulini).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su basamento metamorfico, successione permo-triassica o conglomerati continentali neogenici; limite superiore coincidente con la superficie topografica, talora ammantato da depositi dell'ultimo massimo glaciale (supersintema di Cantù indistinto) o da depositi di versante del sintema del Po. Profilo di alterazione non sempre conservato, di spessore variabile, con carbonati da alterati a argillificati, silicoclasti con *cortex* sino a friabili, colore della matrice 7.5 YR. Complessivamente i profili di alterazione appaiono meno evoluti rispetto a quelli conservati alle quote maggiori lungo l'asse vallivo principale (7.8.2.1) e non confrontabili con essi, suggerendo quindi per i litosomi locali una deposizione durante avanzate glaciali più recenti.

LITOLOGIA - Diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa con clasti da centimetrici a metrici, mal selezionati, da subangolosi a ben arrotondati,

alimentati dal bacino locale (depositi glaciali); ghiaie e ghiaie sabbiose stratificate (depositi alluvionali o di contatto glaciale).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie in genere ben conservate, con netti cordoni morenici laterali e/o laterofrontali. Sul massiccio della Presolana le fronti delle lingue locali scendono sino a 1300 m s.l.m. (unità Malga Cassinelli) e 1400 m s.l.m. (unità Malga Presolana), mentre al Pizzo Camino (unità di Onder) è conservato un piccolo apparato attorno a q. 1900 m s.l.m. Solo i depositi dell'unità di Valle dei Mulini, esterni alla fronte dell'unità Malga della Presolana, si presentano privi di morfologia espressa, a causa della stretta della valle, e sono attualmente in marcata erosione.

7.8.2.6. - Successione della conca di Angolo

Lo sbocco della Val di Scalve nella valle dell'Oglio è caratterizzato da un'ampia conca sbarrata dal dosso in Verrucano Lombardo del Lago Moro. Entro essa è conservata una complessa successione di depositi glaciali e fluvioglaciali, cartografati come supersintema indistinto, che testimoniano più fasi di aggradazione corrispondenti a avanzate o ritiri della lingua glaciale camuna (Fig. 32)

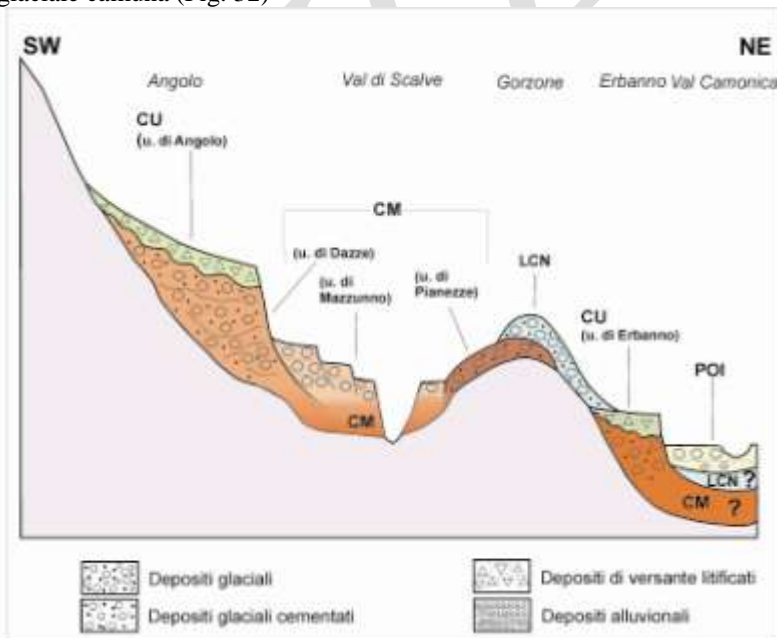


Fig. 32 - Schema dei rapporti stratigrafici entro la conca di Angolo.

7.8.2.6.1. - Unità di Fornaci di Angolo

DEFINIZIONE - Limi massivi e limi laminati, con alla sommità sequenze di ghiaie fini poligeniche (depositi lacustri).

AREA DI AFFIORAMENTO - Località Fornaci di Angolo.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione anisica o su depositi alluvionali attribuiti al supersistema della Colma del Piano indistinto; superficie limite superiore erosionale, in parte coincidente con la superficie topografica, troncata da depositi da trasporto in massa del gruppo del Culmine (unità di Angolo) non cartografati per motivi di scala.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da depositi lacustri via via più grossolani verso l'alto. Alla base limi debolmente argillosi massivi di colore grigio (10YR 5/1), con livelli laminati costituiti da limi debolmente argillosi di colore bruno pallido giallastro (1Y6/3) e limi grigi, a cui si intercalano verso l'alto sabbie fini e molto fini massive; la successione lacustre è localmente troncata alla sommità da una superficie erosionale, su cui poggiano ghiaie fini a supporto di matrice o clastico, con clasti poligenici provenienti dalla valle del Dezzo.

Giaciture suborizzontali o con immersione a NNE a bassissimo angolo. Presso la sommità i depositi sono interessati da sistemi di fratture a alta e media inclinazione (45°-90°) con spettro di immersioni a SSE, lungo cui si sono sviluppate glosse.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie non conservate; i depositi lacustri - non differenziati in carta per ragioni di scala - sono sottesi alla piana di Fornaci - sospesa sulla forra del Dezzo per più di 90 m - e giungono, rimodellati a costituire un dosso, sino a q. 550 m s.l.m., per uno spessore complessivo di circa 60 m. La presenza di glosse - figure di origine pedologica e perciò prossime a una superficie stabilizzata - al tetto dei depositi conferma come la suddetta quota sia la massima raggiunta dal paleolago; il bacino lacustre era presumibilmente sbarrato da una diffluenza del ghiacciaio camuno che entrava nella bassa valle del Dezzo, arestandosi però ben a valle di Fornaci, come sembra indicare l'assenza entro i depositi fini di *dropstone* o di livelli torbiditici.

Si segnalano qui, per analogia di facies, anche i depositi lacustri ricchi di frustoli vegetali e di gusci di gasteropodi presenti in scavi edilizi più a valle, presso Angolo e oltre Terzano attorno a q. 380 m s.l.m., connessi probabilmente a episodi deposizionali diversi ma che rispondono alla medesima dinamica.

7.8.2.6.2. - Unità di Dazze

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice limosa sovraconsolidata, attraversata da piani di *shear*, con intercalate lenti sabbiose o ghiaiose deformate; clasti prevalentemente carbonatici, spesso sagomati e striati (*till* di alloggiamento).

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle e alveo del Dezzo, dallo sbocco della Via Mala sino a Angolo.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione anisica; limite superiore erosionale, su cui appoggiano depositi di versante e di trasporto in massa attribuiti al gruppo del Culmine (unità di Angolo). Tale successione è reincisa dall'unità di Mazzunno. Non noti i rapporti con l'unità di Fornaci di Angolo.

Per quanto riguarda le relazioni interne, i *till* subglaciali deformati si appoggiano a *till* basali con caratteri di *lodgement till*.

LITOLOGIA - Depositi glaciali di fondo: diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa fortemente sovraconsolidata, con sparsi clasti subarrotondati mal selezionati, da centimetrici a pluridecimetrici, con intercalati nella parte alta diamicton a supporto elastico e matrice sabbiosa; localmente presenti lenti metriche di sabbie, nonché corpi lenticolari plurimetrici di ghiaie a supporto elastico, ambedue deformati. Clasti calcarei scuri o neri, spesso sagomati e striati, e sparse porfiriti, calcari chiari, elementi silicoclastici permiani, metamorfiti. Si identificano più episodi separati da superfici erosionali marcate da *foreset* ghiaiosi, a immersione complessiva verso valle; i depositi sono inoltre attraversati da piani immergenti a basso angolo verso valle, interpretati come piani di *shear*.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA: Unità priva di espressione morfologica, situata alla base della successione di riempimento della conca di Angolo. Le strutture glaciali, immergenti verso valle, sono geomorfologicamente compatibili con una lingua diffluente del ghiacciaio camuno che entrava nella bassa valle del Dezzo, e che rappresenta l'ultimo evento glaciale significativo in questo tratto di valle.

7.8.2.6.3. - Unità di Pianezze

DEFINIZIONE - Diamictiti massive a supporto di matrice con sparsi clasti arrotondati prevalentemente carbonatici, cementazione da buona a ottima (depositi glaciali).

AREA DI AFFIORAMENTO - Allo sbocco della Val di Scalve, versante sinistro fra Mazzunno e Gorzone Sciano, a quote comprese tra 400 e 550 m circa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sul Calcare di Angolo. Superficie limite superiore erosionale con andamento irregolare, sottolineato da tasche metriche di

materiali fini moderatamente rubefatti, in parte derivati da alterazione *in situ*, in parte rimobilizzati dal versante soprastante; profilo di alterazione localmente conservato (Mazzunno), con andamento a organi geologici profondi sino a 6-7 m. Localmente coperta da depositi di versante dell'unità di Angolo (gruppo del Culmine).

LITOLOGIA - Depositi di ambiente subglaciale: diamictiti e diamicton pedogenizzati massivi, a supporto di matrice fine, talora passante a supporto clastico al limite occidentale dell'area. Clasti mal selezionati, da centimetrici a decimetrici con rari blocchi sino a metrici, con arrotondamento variabile, prevalentemente carbonatici. Cementazione da buona a ottima, irregolarmente distribuita.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie non conservate; costituisce placche discontinue lungo il versante. L'unità testimonia una o più fasi glaciali in cui una diffluenza del ghiacciaio dell'Oglio si inoltrava nella bassa Val di Scalve. La cementazione di facies subglaciali e lo sviluppo di un fronte di alterazione suggeriscono un'età relativamente antica entro il supersistema.

7.8.2.6.4. - Unità di Mazzunno

DEFINIZIONE - Conglomerati massivi a supporto clastico e matrice arenacea, con clasti arrotondati (depositi alluvionali); diamicton massivi con clasti subarrotondati eterometrici (depositi da trasporto in massa). Cementazione irregolare. Superfici terrazzate, sospese sul fondovalle attuale.

AREA DI AFFIORAMENTO - Depositi terrazzati sottesi agli abitati di Angolo e di Mazzunno.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale incisa sino alla successione permo-triassica, e che tronca i depositi delle unità di Dazze e di Angolo. Limite superiore deposizionale coincidente con la superficie topografica; profilo di alterazione non osservato. L'unità appare altimetricamente incassata rispetto ai depositi dell'unità di Fornaci di Angolo, e quindi più recente di essa..

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati massivi o a grossolana stratificazione suborizzontale, a supporto clastico con matrice arenacea, clasti ben arrotondati, da decimetrici - spesso discoidali - sino a blocchi metrici irregolari; livelli meglio selezionati con ciottoli embricati, indicanti correnti provenienti dalla valle del Dezzo. Lateralmente, in corrispondenza dei valloni confluenti, passano a depositi da trasporto in massa costituiti da diamicton a supporto clastico o di matrice con clasti subarrotondati da centimetrici a metrici, talora rozzamente stratificati. Clasti calcarei prevalenti, nettamente subordinati silicoclasti del Verrucano Lombardo e metamorfiti. Cementazione irregolare.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - L'unità comprende almeno tre ordini di superfici terrazzate sospese tra 10 e 40 m sul fondovalle attuale, a cui localmente si raccordano conoidi dai valloni laterali. Le superfici più evidenti a N di Dazze sono poste a quote medie di 450, 440 e 425 m s.l.m., mentre presso Mazzunno scendono a quote medie fra i 395 e 380 m s.l.m.; nell'abitato di Angolo si riconosce un'unica superficie, attorno a q. 405 m s.l.m. L'unità rappresenta fasi di aggradazione fluviale alternate a fasi di erosione, successive alla sedimentazione dell'unità di Angolo (gruppo del Culmine); la composizione petrografica, ricca in silicoclasti dell'alta valle, l'elevata variabilità granulometrica, le evidenze di piene catastrofiche suggeriscono che questi depositi possano essere alimentati da ghiacciai attestati nell'alta Val di Scalve.

7.8.2.7. - Valli del Trobiolo e del Lanico

Le valli dei torrenti Lanico (valle di Lozio) e Trobiolo (valle di Borno), affluenti di destra dell'Oglio, si presentano nel primo tratto riempite da potenti successioni di depositi glaciali prevalentemente di fondo con intercalati depositi alluvionali e di contatto glaciale, profondamente reincise dai corsi d'acqua attuali. Tali successioni rappresentano più episodi di avanzata glaciale, durante i quali diffluenze del ghiacciaio dell'Oglio entravano nelle due valli; le coperture di depositi glaciali lungo i versanti sopra la forra rappresentano i corrispettivi dei depositi del fondovalle che ne costituiscono il riempimento. Nel dettaglio però - data la difficile accessibilità delle pareti - la distinzione di unità o di facies diverse entro i depositi di riempimento del fondovalle risulta impossibile, così come - in assenza di relazioni geometriche - appare impossibile correlare i depositi della forra ai depositi lungo i versanti; essi vengono pertanto cartografati come supersintema della Colma del Piano indistinto e indifferenziato, e descritti esaminando le peculiarità delle successioni affioranti (Fig. 33)

AREA DI AFFIORAMENTO - Sia entro la valle del Lanico (valle di Lozio) che nella valle del Trobiolo (valle di Borno), depositi glaciali anteriori all'LGM rivestono con continuità i fianchi delle forre a partire da un fondovalle posto attorno a q. 1600 m s.l.m. circa sotto l'abitato di Succinva (Lozio), e 1680 m s.l.m. circa sotto Ossimo superiore (Borno). Costituiscono inoltre coperture abbastanza continue lungo i versanti a media acclività, con un limite che in valle di Lozio scende da circa 1500 m allo sbocco, sino a quasi 1400 m in alta valle; analogamente nella valle di Borno esso scende dai 1400 m allo sbocco sino ai 1350 a valle della Croce di Salven.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Ambedue i riempimenti sedimentari poggiano su di una superficie erosionale incisa entro la successione triassica, e sono troncati alla sommità da superfici

erosionali polifasiche su cui appoggiano depositi da trasporto in massa dai versanti circostanti, attribuiti al gruppo di Prato Grande (unità di Ogne e di Villa di Lozio) (Fig. 33). Il limite superiore dei depositi spalmati lungo i versanti coincide invece con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Entro la forra, monotone successioni di spessore da pluridecamentrico sino a ettometrico (valle di Lozio) a limiti interni indistinti, con alla base diamicton a supporto di matrice sovraconsolidata e rari clasti, attraversati da piani di *shear* (*till* d'alloggiamento), visibili con continuità per lunghi tratti lungo gli alvei torrentizi; a essi seguono diamicton a supporto di matrice ma caratterizzati da aumento della percentuale di clasti, a cui si associa un moderato aumento della angolosità, delle variazioni granulometriche e delle litologie di origine locale, mentre sovraconsolidazione e piani di taglio continuano a essere presenti (*till* subglaciale, in posizione meno basale dei precedenti). Localmente intercalati corpi di ghiaie con matrice e clasti arrotondati (depositi di contatto glaciale). Lungo la scarpata sotto l'abitato di Borno affiora inoltre una diamictite litificata con sparsi clasti subarrotondati (tillite di San Fiorino), che rappresenta il deposito glaciale più antico entro questo fondovalle.

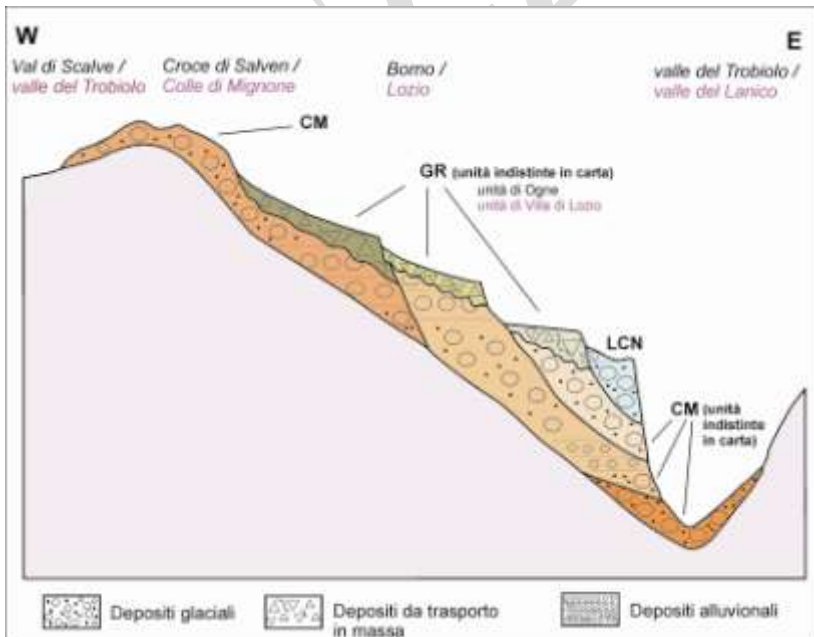


Fig. 33 - Schema dei rapporti stratigrafici entro le valli del Trobiolo e del Lanico.

Lungo i versanti, al di fuori dell'incisione recente delle due valli, prevalgono invece diamicton a supporto di matrice sabbioso-limoso pedogenizzata con clasti eterometrici, da centimetrici a metrici (*till* d'ablazione).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Entro la valle di Lozio e nella valle di Borno i depositi glaciali formano lo spesso riempimento sedimentario che struttura le aree a bassa inclinazione, sospese sull'alveo attuale, su cui sorgono i centri abitati; in questi tratti non presentano morfologia conservata. Il litosoma è polifascico, costituito da più unità, ciascuna legata ad una singola avanzata glaciale, sepolte alla sommità da depositi di versante attribuiti al gruppo di Prato Grande e troncate dall'incisione entro cui si depositano i sedimenti glacialigenici successivi.

Le placche di *till* d'ablazione che ammantano con spessori ridotti i versanti sopra i centri abitati non presentano in genere morfologie conservate; fanno eccezione nella valle del Lanico le nette morene laterali sotto Dosso Isiga (q. 1500 -1460 m s.l.m.) e sopra Sommaprada (q. 1400 m s.l.m.); e nella valle del Trobiolo, le evidenti morene laterali presenti presso il Lago di Lova e presso Malga Corvino - che attorno ai 1300 m di quota orlano delle evidenti piane di contatto glaciale sospese - e quella più bassa presso Fienile Mansi, attorno a q. 1130.

I depositi glaciali conservati entro questi due bacini laterali destri rappresentano più fasi di avanzata di diffluenze del ghiacciaio camuno, non ulteriormente distinguibili.

Entro la valle di Lozio, i cordoni morenici laterali ben conservati sotto Dosso Isiga e sopra Sommaprada permettono di individuare una fase in cui il ghiacciaio entrava profondamente nella valle, colmandola quasi completamente; analogamente quelli presso il Lago di Lova e Malga Corvino indicano nella valle di Borno una fase, la più antica e alta con depositi ben conservati, in cui la diffluenza camuna superava l'attuale valico della Croce di Salven, entrando nella limitrofa Val di Scalve. In ambedue i casi si tratta dei depositi glaciali più alti e antichi ben conservati e riconoscibili nelle rispettive valli; all'esterno di essi infatti sono presenti solo coperture residuali di clasti silicatici alterati. Essi sembrano trovare riscontro nelle analoghe placche con morfologie conservate presenti in sinistra idrografica della Val Camonica a quote confrontabili presso Lazzaretto e Zuvolo.

7.8.2.8. - Valle del Dezzo

Lungo i versanti della media valle del Dezzo, placche di depositi glaciali anteriori all'ultima avanzata - legate sia al ghiacciaio dell'asse vallivo

principale che alla diffluenza attraverso la Croce di Salven - sono presenti in corrispondenza di ripiani e aree meno acclivi.

Nell'alta valle del Dezzo e nelle valli dei torrenti affluenti Nembo e Povo, sono attribuite al supersintema - indistinto e indifferenziato per ragioni di scala - le successioni locali sedimentate entro le profonde incisioni che troncano la successione del gruppo del Dezzo (Fig. 29; successioni di Teveno e Polza, unità di Vilminore); entro la valle di Colere la successione appoggia invece direttamente sui carbonati triassici (tillite del torrente Rino e unità di Colere). In ambedue i casi, si tratta di successioni complesse, costituite da più episodi di sedimentazione glaciale, alluvionale, lacustre, variamente alternati e non confrontabili fra loro.

7.8.3. - Gruppo del Culmine (CU)

DEFINIZIONE - Conglomerati clinostratificati a supporto clastico e matrice arenacea, clasti angolosi con selezione da scarsa a buona; diamictiti massive clinostratificate, a supporto di matrice e abbondanti clasti angolosi eterometrici (depositi di versante e di trasporto in massa). Clasti carbonatici alimentati dal versante soprastante. Cementazione da ottima sino a completa litificazione. In continuità morfologica col versante di alimentazione a monte, sospesi rispetto al fondovalle attuale.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; nell'area del foglio comprende depositi non cartografati precedentemente.

AREA DI AFFIORAMENTO - Singole placche isolate dall'erosione sono presenti entro il foglio in tutte le aree di affioramento della successione carbonatica; particolare risalto assumono i piastroni presenti sul versante destro sopra la strada che da Rondinera di Rogno sale a San Vigilio, e gli estesi corpi presenti nella conca di Angolo (unità di Angolo, descritta a parte) nonché presso Erbanno (unità di Erbanno, descritta a parte) e Losine (unità di Losine, descritta a parte). Viene attribuito al gruppo anche il grande accumulo di frana presente in Val Borlezza presso Fonteno (unità di Val Poledra, descritta a parte).

Si segnalano inoltre entro tale gruppo i depositi cementati presenti sul versante tra la Valle dei Matti e la Val Tersanega (località Paiala, in: IGM 1:25.000, tav. 34 IV SW, Rovetta, ed. 1974) fra i 900 e i 1000 m s.l.m., entro proprietà privata e non direttamente rilevabili, comprendenti corpi alluvionali e di versante di varia età, e probabilmente correlabili ad altre unità qualora analizzabili in dettaglio.

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione triassica locale o su conglomerati continentali neogenici; superficie limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica; troncati verso valle e sospesi rispetto agli alvei attuali.

LITOLOGIA - Conglomerati clinostratificati in banchi sino a metrici, a supporto clastico con matrice arenacea più o meno abbondante, sino a riempire completamente i vuoti, e clasti angolosi, ben selezionati sino a pluricentrici nei banchi con scarsa matrice, scarsamente selezionati sino a decimetrici in quelli con matrice; diamictiti massive a supporto di matrice arenacea fine e clasti angolosi eterometrici, sino a pluridecimetrici con sparsi elementi sino a metrici (depositi di versante). Cementazione da ottima sino a completa litificazione.

MORFOLOGIA - Singole placche con morfologia parzialmente conservata, in genere parallele al versante e in continuità con esso a monte, ma marcatamente troncate al piede, tanto da risultare sospese rispetto al fondovalle attuale.

ETÀ - Pleistocene.

7.8.3.1. - Unità di Erbanno

DEFINIZIONE - Diamictiti e conglomerati con clasti da subangolosi a angolosi mal selezionati, alimentati dai versanti soprastanti (depositi di versante). Cementazione da buona a ottima. Morfologia ben conservata, sospesi sino a 30 m sulla valle attuale.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle della Val Camonica, in sponda destra dell'Oglio, tra Pianborno e Boario.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione anisica o su conglomerati alluvionali attribuiti al supersistema della Colma del Piano indistinto. Limite superiore pressoché coincidente con la superficie topografica, coperto localmente da depositi glaciali del sistema di Cantù e da depositi di versante del sistema del Po; troncato da una superficie erosionale che si approfondisce sino al fondovalle attuale (Fig. 32). Limitati scavi edilizi evidenziano un profilo di alterazione di spessore variabile, troncato, con clasti carbonatici da corrosi a friabili.

LITOLOGIA - Depositi di versante: diamictiti e conglomerati a supporto di matrice fine, con abbondanti clasti - talora formanti supporto - da subangolosi a angolosi mal selezionati, sino a pluridecimetrici (depositi da trasporto in massa); lungo la scarpata a S di Angone, diamictiti massive a blocchi sino a plurimetrici angolosi, in unica bancata (depositi di frana). Clasti alimentati dalle pareti soprastanti. Cementazione da buona a ottima.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia ben conservata, con forme di cono alimentate dai canali soprastanti e terrazze nella porzione distale, con orlo sospeso dai 25 ai 30 m sul fondovalle attuale. L'unità rappresenta una fase di sedimentazione per ripetuti fenomeni di colata, *debris flow* e frana dalle ripide pareti carbonatiche soprastanti, in un

momento in cui questo tratto di valle non era occupato dal ghiacciaio camuno.

7.8.3.2. - Unità di Angolo

DEFINIZIONE - Conglomerati massivi o rozzamente clinostratificati a supporto di matrice e clasti subangolosi (depositi di *debris flow*); conglomerati clinostratificati a supporto clastico e clasti angolosi (depositi di versante). Clasti carbonatici locali e sparsi silicoclasti dalla rielaborazione di depositi glaciali precedenti. Cementazione da discreta a buona.

AREA DI AFFIORAMENTO - Conca di Angolo, in destra e sinistra idrografica sino all'abitato di Angolo

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale sulla successione permo-triassica e, lungo il fondovalle, sull'unità di Dazze (supersistema della Conca del Piano). Limite superiore coincidente con la superficie topografica, profilo di alterazione non osservato; reincipa da una superficie erosionale che raggiunge il fondovalle, e entro la quale sedimenta l'unità di Mazzunno (supersistema della Colma del Piano) (Fig. 32).

LITOLOGIA - Depositi messi in posto per opera della gravità: conglomerati massivi o rozzamente stratificati a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, con abbondanti clasti - localmente formanti supporto - da subangolosi a angolosi, mal selezionati, da centimetrici sino a pluridecimetrici (depositi da trasporto in massa); conglomerati clinostratificati a supporto clastico e scarsa matrice fine (struttura parzialmente *open work*), con clasti angolosi da centimetrici a decimetrici (depositi di versante). Prevalenti calcari anisici neri, subordinate siltiti del Servino, rari silicoclasti rimaneggiati da depositi glaciali più antichi. Moderata cementazione pervasiva.

Localmente, nella porzione inferiore, depositi legati alla rielaborazione a opera di correnti trattive dai valloni laterali: conglomerati clinostratificati a basso angolo, a supporto clastico, matrice arenacea, clasti da centimetrici a subordinati decimetrici con arrotondamento variabile; prevalenti clasti calcarei con sparse siltiti del Servino, silicoclasti di Verrucano Lombardo, metamorfiti, vulcaniti acide, quarzo; cementazione da buona a ottima. Rientrano in questa facies anche limitati lembi di conglomerati a stratificazione suborizzontale, con caratteri francamente alluvionali alimentati dalla valle del Dezzo, cartografati entro l'unità per motivi di scala.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia ben conservata, con grandi conoidi terrazzate, entro cui si incassano i successivi depositi dell'unità di Mazzunno. La superficie del conoide in sinistra idrografica presso Dazze, alimentato dalla valle di San Giovanni, ha un'inclinazione

media del 15%, legata al prevalere di processi di rielaborazione dei materiali a opera di acque correnti; le conoidi coalescenti alimentate dai valloni del versante orientale del Monte Pora hanno invece inclinazioni sino al 25%, legate al prevalere del trasporto in massa. L'unità costituisce corpi geologici complessi, con un progressivo aumento nel tempo dei fenomeni di trasporto in massa rispetto all'azione delle correnti trattive, sino agli eventi finali che ne modellano la superficie; essa testimonia una fase di aggradazione successiva all'ultimo ingresso del ghiacciaio camuno entro la conca di Angolo, seguita da una profonda incisione entro cui sedimentano solo depositi alluvionali e lacustri (ss. Colma del Piano: unità di Mazzunno).

7.8.3.3. - Unità di Val Poledra

DEFINIZIONE - Diamictiti massive a supporto di matrice con clasti angolosi di Dolomia Principale, passanti a megablocchi e porzioni ettometriche disarticolate e profondamente fratturate; conglomerati clinostratificati a supporto clastico con matrice arenacea e clasti dolomitici angolosi. Cementazione da buona a ottima. Reincisa dalla valle attuale.

SINONIMI - Unità di Val Poledra (BINI & FERLIGA, 2007)

AREA DI AFFIORAMENTO - Val Borlezza presso Fonteno, su ambedue i versanti sino a q. 600 m s.l.m.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su di un *till* di alloggiamento non correlabile e attribuito al supersistema della Colma del Piano. Limite superiore erosionale in parte coincidente con la superficie topografica, in parte ammantato dai depositi dei sintemi di Cedrini e di Bossico (Fig. 27).

LITOLOGIA - Diamictiti massive a supporto di matrice fine carbonatica con clasti angolosi da centimetrici sino a plurimetrici di Dolomia Principale, passanti a megablocchi e porzioni ettometriche di dolomie disarticolate e profondamente fratturate; alla sommità dell'ammasso, conglomerati clinostratificati a supporto clastico con matrice arenacea e clasti dolomitici da centimetrici a decimetrici angolosi. Cementazione da buona a ottima. Superficialmente decementate per alterazione.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologia parzialmente conservata; reinciso dalla valle attuale. L'unità costituisce un corpo di frana che ha ostruito completamente la valle, evidenziato da una riduzione dell'acclività nonché da fitti solchi da erosione accelerata su ambedue i versanti in corrispondenza dell'accumulo.

7.8.3.4. - Unità di Losine

DEFINIZIONE - Diamictiti massive a supporto di matrice con clasti angolosi di Dolomia Principale, passanti a megablocchi e porzioni ettometriche disarticolate e profondamente fratturate; conglomerati

clinostratificati a supporto clastico con matrice arenacea e clasti dolomitici angolosi. Cementazione da buona a ottima. Reincisa dalla valle attuale.

SINONIMI - Segnalato come elemento morfologico (conoide alluvionale) entro le "alluvioni postglaciali prevalentemente ghiaiose" (SGI, 1970).

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle dell'Oglio, dal vertice nord-orientale del foglio sino a Breno.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su depositi glaciali non correlabili, attribuiti al supersistema della Colma del Piano (Fig. 21). Limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica, localmente ammantato da depositi del sistema del Po. 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 - Diamictiti a supporto clastico e matrice fine, clasti angolosi eterometrici, sino a blocchi metrici; conglomerati clinostratificati a basso angolo, a supporto clastico con abbondante matrice fine, clasti da subangolosi ad angolosi mal selezionati (depositi da trasporto in massa). 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 con a elevata inclinazione, terrazzati, allo sbocco di canali brevi e profondamente incisi.

7.8.4. - Gruppo di Prato Grande (GR)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice fine pedogenizzata con clasti eterometrici angolosi; 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 di nuova istituzione. Unità postglaciale *p.p.* (ROSSI *et alii*, 2000).

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.

LITOLOGIA - Depositati di versante e 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; 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. 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. In tutta l'area del foglio sono diffusi limitati corpi che mantengono l'originaria morfologia di colata; oltre a questi elementi minori, particolare spicco assumono due situazioni deposizionali peculiari, i grandi coni di colata delle valli del Trobiolo e del Lanico, e i corpi di frana dal versante sinistro della bassa Val Camonica, che verranno pertanto descritti separatamente.

ETÀ - Pleistocene.

7.8.4.1. - Depositi delle Valli del Lanico (unità di Villa di Lozio) e del Trobiolo (unità di Ogne).

I fondovalle sospesi delle valli del Lanico (valle di Lozio) e del torrente Trobiolo (valle di Borno) sono caratterizzati da più cicli di depositi da trasporto in massa che suturano con continuità i riempimenti di depositi glaciali indistinti attribuiti al supersintema della Colma del Piano. In ambedue le valli i litosomi rispondono alla medesima logica deposizionale, costituendo il rimaneggiamento dei depositi glaciali preesistenti lungo i versanti, con subordinati apporti dalla successione triassica locale; entro ciascun bacino si osservano fasi successive di aggradazione e di reincisione a quote via via più basse, probabilmente in relazione a avanzate e ritiri della diffidenza del ghiacciaio camuno (Fig. 33). In assenza di relazioni geometriche dirette risulta però impossibile correlare le singole fasi a specifici episodi glaciali, pertanto i depositi vengono cartografati entro il gruppo di Prato Grande indistinto, esaminandone in dettaglio le peculiarità.

DEFINIZIONE - Diamicton a supporto di matrice con clasti carbonatici e silicoclasti residuali; subordinati limi massivi e ghiaie (depositi da trasporto in massa, talora rielaborati da correnti). Morfologie ben conservate, in erosione; profilo d'alterazione variabile.

AREA DI AFFIORAMENTO - Parte occidentale della piana di Borno, dalla Croce di Salven sino oltre località Il Lazzaretto; valle del Lanico, da località Onder sino a W di Sucinva.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale polifasica su depositi glaciali e alluvionali (dati di sottosuolo) attribuiti al supersintema della Colma del Piano. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, caratterizzato da morfologie ben conservate, in erosione; profilo di alterazione variabile, influenzato dalla pedogenizzazione su versante dei materiali anteriormente alla loro rideposizione.

LITOLOGIA - L'unità è costituita da successivi episodi di trasporto in massa, con intercalate fasi di rielaborazione dei materiali a opera di acque correnti: diamicton massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa pedogenizzata con clasti eterometrici subarrotondati; limi argillosi massivi con clasti da rari a comuni, a arrotondamento variabile; ghiaie massive o rozzamente stratificate, a supporto clastico con abbondante matrice sabbiosa, clasti subarrotondati sino a decimetrici. Depositi alimentati dalla successione triassica locale e dai depositi glaciali che ammantavano i versanti.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Sia nella valle del Lanico che in quella del Trobiolo, i depositi del gruppo di Prato Grande presentano morfologie ben conservate, anche se in erosione. In ambedue i casi si osserva una prima generazione di conoidi da trasporto in massa, sita nella parte prossimale di ciascun bacino, che tronca i depositi glaciali lungo il versante ed è a sua volta troncata da scarpate erosionali rispettivamente attorno a q. 950 m s.l.m. (Villa di Lozio) e 1100 m s.l.m. (Croce di Salven); in quest'ultima località, le conoidi proseguono verso W oltre il valico, risultando reincise e sospese anche rispetto alla valle di Palline (Val di Scalve). A questa prima fase locale - non necessariamente coeva nei due bacini - in ogni bacino segue una successione di episodi di incisione e di successivo colmamento - a quote più basse e in posizione più prossimale - a opera di conoidi da ambedue i versanti, tutte attualmente sospese per oltre un centinaio di metri rispetto alla profonda incisione del fondovalle attuale. Le quote di aggradazione di ciascuna fase presuppongono sbarramenti in posizione distale che, data la fisiografia del territorio, potevano essere costituiti dalla fronte della diffluenza del ghiacciaio camuno entro le due valli laterali. L'assenza di depositi glaciali direttamente correlabili o eteropici alle facies di versante è legata all'erosione successiva, che ha interessato la parte distale di ciascun litosoma rendendo impossibile qualsiasi ricostruzione di dettaglio. Solo presso Borno l'ultima fase di aggradazione riconoscibile, costituita da colate di *debris flow* dalle valli del T. Caidone e di San Fiorino, si raccorda ai depositi glaciali dell'LGM o delle sue fasi di ritiro; è stata quindi cartografata entro il sintema di Cantù.

7.8.4.2. - Corpi di frana del versante sinistro della bassa Val Camonica.

L'intero versante fra Pisogne e Gianico, comprese le relative valli laterali, è coinvolto in una estesa DGPV, che ha innescato il movimento di corpi franosi e la dislocazione in blocco o con minima disarticolazione interna di interi ammassi rocciosi. Essi presentano movimento polifasico, iniziato nel corso del Pleistocene e protrattosi sino oltre l'ultimo massimo glaciale.

DEFINIZIONE - Ammassi rocciosi disarticolati e ribassati per gravità, localmente ammantati da depositi glaciali precedenti le singoli fasi di movimento e dislocati con essi.

AREA DI AFFIORAMENTO - Alta valle di Gratacasolo, sopra Pian Camuno, entro la valle di Artogne.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore col substrato metamorfico; limite superiore coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Porzioni di versante modellato su basamento metamorfico, internamente più o meno disarticolate; depositi glaciali di varia età, coinvolti nella dislocazione e non più riconducibili alle originarie geometrie.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Morfologie ben conservate e riconoscibili, con profilo longitudinale marcatamente convesso e concavità del versante ben evidente a monte. Si tratta di corpi dislocati mantenendo la propria coerenza interna, spesso con movimento polifasico come indicato dalle singole placche di depositi glaciali coinvolti nel movimento.

7.8.5. - *Sintema del Po (POI)*

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

SINONIMI - Alluvioni postglaciali prevalentemente ghiaiose, detrito incoerente (SGI, 1970); alluvioni di fondovalle, detrito sciolto e cementato (BONI & CASSINIS, 1973).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite inferiore erosionale su tutte le unità sedimentarie o metamorfiche. Superficie limite superiore deposizionale coincidente con la superficie topografica, localmente terrazzata; profilo di alterazione da incipiente a assente, con superficie in corso di formazione.

AREA DI AFFIORAMENTO, LITOLOGIA, MORFOLOGIA - L'unità comprende tutti i depositi continentali formati dopo le fasi di ritiro dell'ultima avanzata glaciale. Essa appare diffusa su tutta l'area del foglio in corpi di varia estensione, con genesi, caratteristiche litologiche e morfologiche nonché 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.

Depositi messi in posto per gravità

Detriti di versante: diamicton e ghiaie massive o clinostatificate, eterometriche, a supporto clastico o di matrice, con clasti angolosi alimentati dal versante soprastante sono presenti nelle aree a quote più elevate e a scarsa copertura vegetale, ove formano falde detritiche spesso costituite da coni coalescenti; corpi clinostatificati 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, formano anche alle basse quote estese falde alla base di pareti subverticali modellate su litotipi carbonatici massicci.

Depositi di frana: diamicton massivi a blocchi da metrici a plurimetrici, messi in posto durante singoli eventi catastrofici (frane *l. s.*) sono presenti in tutta l'area, con volumi e estensioni areali varie. 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 allo sbocco dei grandi valloni in sinistra idrografica dell'Oglio, derivati dal collasso di un substrato lapideo pervasivamente fratturato, e distribuiti a ventaglio allo sbocco del canale sulla piana.

In genere lungo gli assi vallivi principali i diffusi fenomeni franosi presenti sono in connessione con estese deformazioni gravitative profonde, che innescano scivolamenti e colamenti dei depositi quaternari che le ammantano, con denudamento delle sottostanti metamorfite.

Depositi da trasporto in massa: diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa, con clasti angolosi eterometrici alimentati dai valloni soprastanti, o a matrice limoso-argillosa con clasti da arrotondati a subangolosi provenienti dal rimaneggiamento di precedenti depositi glaciali. Diffusi in tutta l'area, assumono estensione e spessori degni di nota entro il bacino del Valeggia, nei valloni del Righenzolo, dei Dadi, del Monte Varro e in valle di Tede, con fenomeni di aggradazione a carattere catastrofico anche in tempi recenti (Comune di Tede, nucleo abitato autonomo citato nei documenti del XV secolo e sepolto da una frana nel XVI secolo, in SILINI & PREVITALI, 1997); e nella conca di Esine-Bienno, ove allo sbocco del torrente Grigna la superficie è modellata da ampie colate di *debris-flow* terrazzate dal corso d'acqua attuale.

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 clinostatificate, con ciottoli arrotondati e

ben selezionati; intercalazioni sabbiose stratoidi o lenticolari, con laminazioni oblique a basso angolo o laminazioni incrociate; limi e subordinati limi organici massivi di colore grigio scuro (5Y 4/1), con clasti da millimetrici a centimetrici sparsi e abbondanti resti vegetali ben conservati.

Particolare importanza, sia come distribuzione areale che come volumi, assumono i depositi localizzati nella valle dell'Oglio, ove i sedimenti raggiungono presumibilmente spessori plurimetrici, in sovrapposizione continua su depositi glaciali e fluvioglaciali pleistocenici. Nel fondovalle si osservano tracce di paleoalvei anteriori al corso attuale, nonché limitate superfici terrazzate legate a fasi di aggradazione più antiche, in gran parte oblitrate dall'attività antropica. Depositi fini, legati a sequenze fluviali sommitali e a ambienti a bassa energia costituiscono l'estesa piana protetta dal dosso in roccia del Monticolo.

Limitate placche di depositi alluvionali - non cartografabili a questa scala - sono presenti discontinuamente entro l'alveo di gran parte dei corsi d'acqua a carattere torrentizio; localmente i materiali appaiono organizzati in più fasi di deposito e successiva erosione, sottolineate da orli di scarpata erosionale spesso netti e terrazzamento delle superfici. 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 di transizione al delta sommerso dell'Oglio

Al margine meridionale del foglio il fiume Oglio sfocia nel Lago d'Iseo, costruendo in esso un esteso delta sommerso; la transizione al delta vero e proprio è data da una piana a sedimentazione fine (non distinta in carta), limoso-sabbiosa con tendenza all'impaludamento, solcata da paleoalvei a sedimentazione ghiaiosa o ghiaioso-sabbiosa, tutt'ora riconoscibili nonostante l'estesa antropizzazione.

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 nelle depressioni entro i dossi di Boario Terme e del Lago Moro.

ETÀ - La deposizione del sistema del Po inizia al ritiro dei ghiacciai pleistocenici al termine della fase di massima avanzata (LGM); i sedimenti sono quindi di deposizione diacrona sia a scala regionale che nell'ambito di settori diversi dei singoli bacini, in funzione dell'inizio del ritiro locale degli apparati glaciali; Pleistocene superiore - Olocene.

8. - GEOLOGIA SUBACQUEA

(a cura di D. Corbari e C. Ferliga)

Nel corso del 2002 Regione Lombardia, in collaborazione con l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste (OGS), ha realizzato uno studio morfo-batimetrico e geofisico del Lago d'Iseo (PICCIN & COREN, 2002). In particolare sono stati eseguiti:

- rilievo batimetrico del fondale del lago (tecnologia *multibeam*) integrato nel 2003, relativamente alla fascia costiera e al Monte Isola, da un rilievo aereo con *laser scan* (tecnologia LIDAR);
- prospezione sismica monocanale ad altissima risoluzione;
- prospezione sismica multicanale ad alta risoluzione.

Il DTM e la carta batimetrica - con accuratezza di 10 cm in verticale - da essa derivato hanno consentito uno studio fisiografico e morfologico dell'intero lago; mediante l'analisi del coefficiente di retrodiffusione (*backscattering*) del sistema *multibeam* è stata anche determinata la riflettività del fondo, ottenendo quindi indicazioni indirette sulla litologia dei sedimenti ivi presenti. I dati delle linee sismiche monocanale hanno permesso lo studio dell'architettura dei sedimenti pleistocenici, ottenendo informazioni in un intervallo compreso tra il fondo del lago e circa 120 ms (in tempi doppi). L'interpretazione delle linee sismiche multicanale ha consentito di individuare la presenza del basamento acustico e di indagare la struttura del *bedrock* terziario.

Integrando i dati del rilevamento delle aree emerse con quelli derivanti dai rilievi geofisici è stato possibile ricostruire la geologia del fondale, cartografando i principali corpi sedimentari pleistocenici e la successione rocciosa mesozoica. In tale ricostruzione la componente interpretativa è ampiamente dominante e, a *fortiori*, il dettaglio delle unità cartografate non è dello stesso ordine di accuratezza di quello delle porzioni di territorio emerse (CASSINIS *et alii*, 2011). I Fogli 099-Iseo e 098-Bergamo rappresentano il primo esempio italiano in ambito continentale di cartografia geologica di unità sommerse.

8.1 - GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA

La morfologia

Il fondo del Lago d'Iseo può essere suddiviso in base alla morfologia e alla batimetria in cinque parti (BINI *et alii*, 2007). Considerando anche la porzione di lago esterna al foglio, da N a S si distinguono i seguenti ambiti fisiografici (Fig. 34):

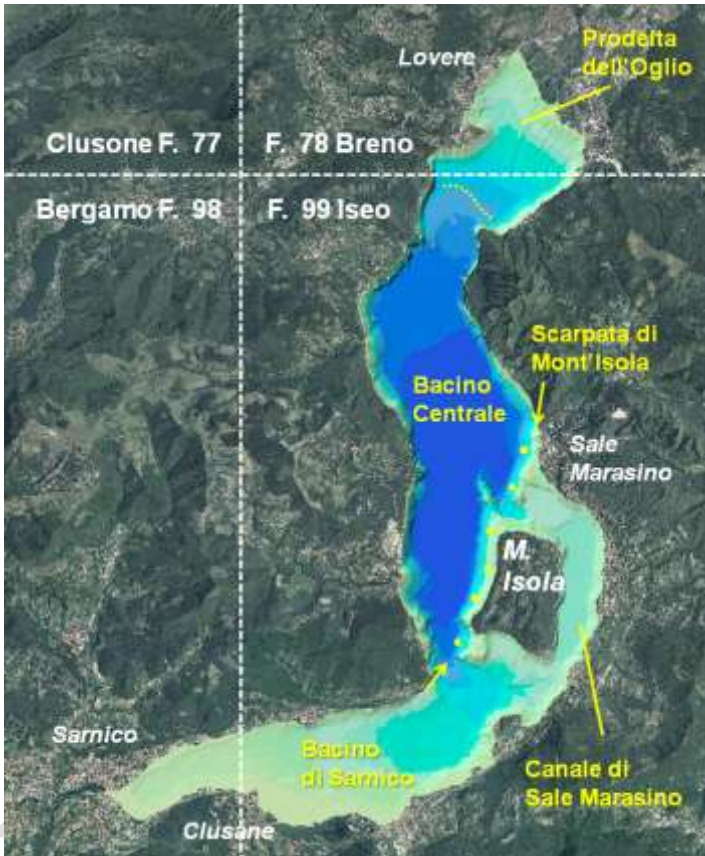


Fig. 34 - Morfologia del fondo del Lago, derivata dal DEM, con indicate le varie aree distinte.

- Prodelta dell'Oglio, caratterizzato sino all'isobata -160 m da un pendio relativamente ripido, inciso da canali di torbidità, passante in profondità a una fascia a inclinazione inferiore di raccordo al bacino. Il prodelta è costituito da sedimenti di delta-conoide, prevalentemente fini nella porzione superficiale del corpo sedimentario e più grossolani in profondità;

- Bacino Centrale, subpianeggiante e contornato da scarpate subverticali che scendono sino a circa -250 m; esso è caratterizzato da sedimenti fini postglaciali (Sequenza A), sovrapposti a depositi glaciali presumibilmente dello LGM (Sequenza B), e a depositi lacustri pre-LGM (Sequenza C);

- Scarpata di Monte Isola, lineamento molto netto, a decorso NNE-SSW, che delimita verso ESE il Bacino Centrale;

- Canale di Sale Marasino, bacino subpianeggiante blandamente degradante verso S, con fondo a profondità non superiore ai -100 m e costituito da sedimenti autigeni;

- Bacino di Sarnico, costituito - dallo sbocco del lago verso E sino a Clusane - da un *plateau* a profondità non superiore ai 15 m, per poi approfondirsi in un'ampia valle a decorso SW-NE, che all'altezza di Monte Isola incide l'omonima scarpata e si raccorda al più profondo Bacino Centrale.

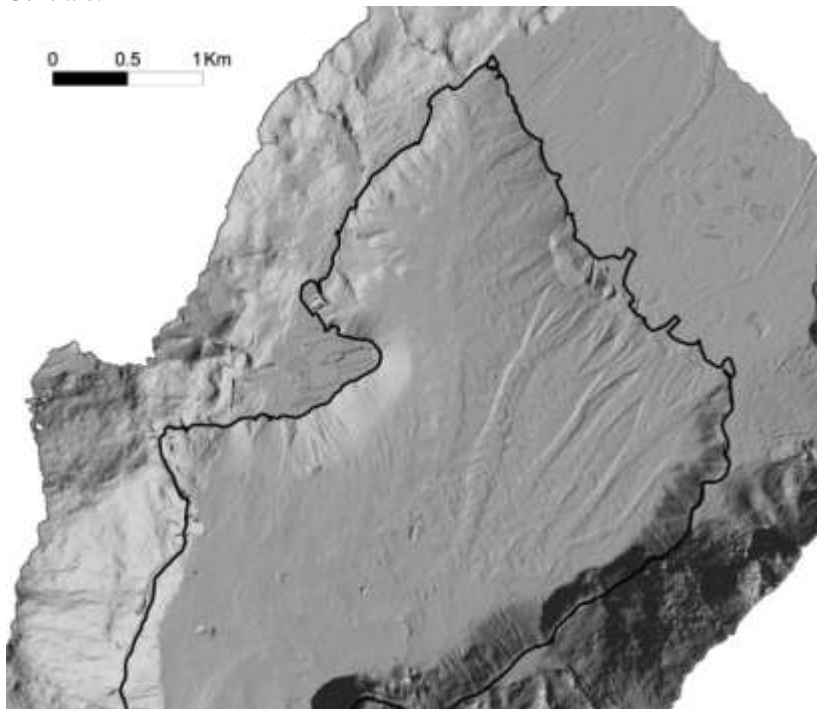


Fig. 35 - Morfologia del fondo del Lago compreso entro il presente foglio, derivata dal DEM (azimut/elevazione del punto di illuminazione: N 115°/40°). Si nota il prodelta dell'Oglio (a NE), solcato nella parte superiore da canali distributori, il delta del Gera-Valeggia-Borlezza (a W), nonché i corpi di frana di Lovere presenti fra i due apparati. Il canale più inciso, al centro dell'immagine, corrisponde all'attuale talweg dell'Oglio (da BINI et alii, 2007).

Entro il Foglio 078-Breno è compreso l'intero prodelta sommerso dell'Oglio, nonché il piccolo edificio deltizio del Gera-Valeggia-Borlezza (Fig. 35).

Lungo la parte superiore del pendio del primo sono riconoscibili sei canali principali variamente ramificati come un reticolato idrografico, e con la funzione di trasferire i sedimenti fluviali verso il fondo del bacino

lacustre, prevalentemente come torbiditi. Il primo di essi da NW appare meno inciso e con sezione concava, mentre gli altri, maggiormente incisi, presentano sezione a V, sino ad assumere l'aspetto di *canyon*.

Verso W, il piccolo delta del Gera-Valeggia-Borlezza progreda su quello dell'Oglio; anche il suo pendio appare solcato da canali originati da correnti di torbidità, mentre la superficie è stata ampiamente rimaneggiata dall'attività antropica ed ampliata verso lago artificialmente per permettere l'espansione degli insediamenti industriali di Castro.

Tutto il pendio occidentale del lago compreso tra i due prodelta appare segnato da contropendenze e scivolamenti gravitativi minori, legati alla grande DGPV che interessa l'intero versante emerso. Presso Lovere inoltre sono riconoscibili accumuli gravitativi collegabili ai corpi di frana evidenti sopra il livello del lago.

La successione sedimentaria

I caratteri e le geometrie dei riflettori individuati nei profili sismici monocanale, integrati con dati derivati dalle linee sismiche multicanale, mostrano, a centro lago, una successione sedimentaria potente sino a 200 m. Essa è caratterizzata da una porzione superiore (Sequenza A), deposta dopo l'ultima avanzata glaciale (LGM) e interpretabile come depositi lacustri autigeni e/o sedimenti terrigeni fini torbiditici; da una porzione intermedia (Sequenza B) costituita da probabili *till* e attribuita all'LGM; e da una porzione profonda (Sequenza C) analoga alla prima e quindi interpretabile come depositi lacustri e/o glaciolacustri, legati ad eventi deposizionali anteriori all'LGM.

Il prodelta dell'Oglio appare costituito da sedimenti alluvionali riferibili alla sequenza A, variamente dislocati da superfici di scivolamento; su di essi si drappeggiano depositi fini per uno spessore compreso tra 6 e 10 m (Figg. 36, 37). Entro alcuni canali sono inoltre presenti riempimenti di sedimenti successivi alla loro incisione.

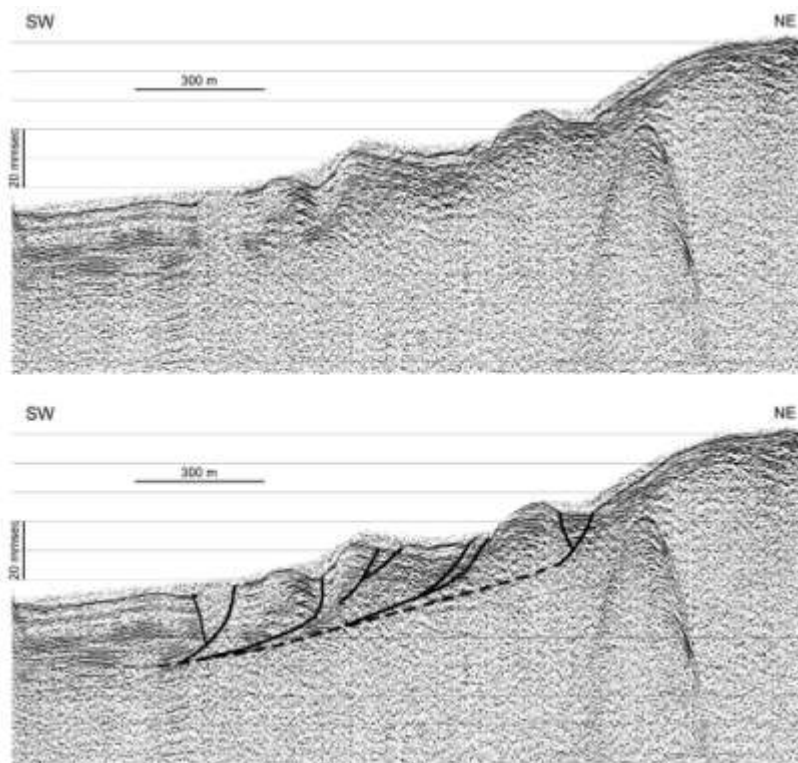


Fig. 36 - Profilo sismico monocanale lungo il prodelta dell'Oglio, con evidenziati i processi di scivolamento gravitativo in atto lungo il pendio, che danno luogo a superfici di distacco, rotazione di singoli comparti e sviluppo di terrazzi e contropendenze. La porzione superiore del corpo sedimentario è costituita da un livello relativamente sottile di sedimenti fini, drappeggiato sulle morfologie sottostanti e a sua volta coinvolto nei movimenti più recenti (da BINI et alii, 2007).

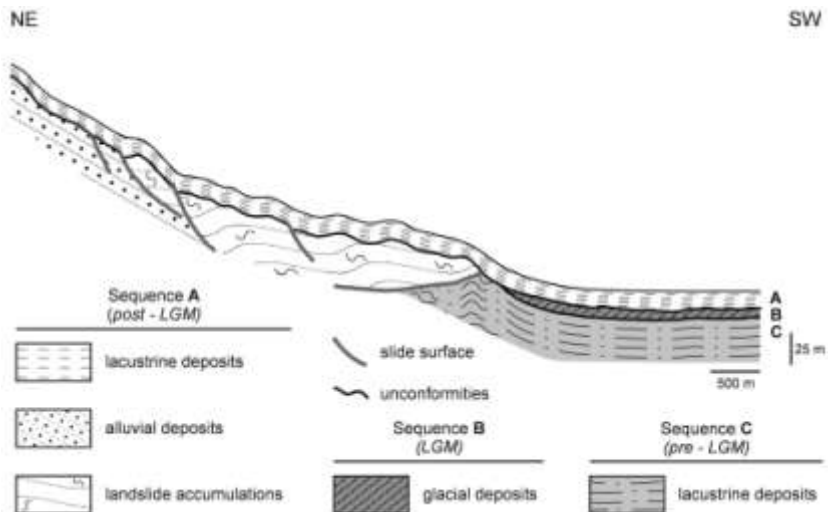


Fig. 37 - Rapporti stratigrafici fra le sequenze sedimentarie riconosciute, in corrispondenza della transizione dal prodelta dell'Oglio al fondo del bacino. (da BINI et alii, 2007)

IV. TETTONICA

(a cura di F. Forcella e C. Bigoni)

1. - GENERALITÀ

La descrizione viene suddivisa nei settori citati nel capitolo II.4.3 e rappresentata negli schemi tettonici di Figg. 38 e 39, ponendo particolare accento sui complessi in cui i nuovi rilievi hanno introdotto sostanziali novità. La trattazione comincia dalle unità tettonicamente più elevate.

2. - ZONA DELLE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE (UCA)

Nel settore NW del Foglio 078-Breno, è presente una fascia di *thrust* con andamento WSW-ENE e costituiti da unità carbonatiche della copertura (UCA) (Unità Strutturali Alloctone in figura 38).

La complessità di questo settore è il risultato dell'iniziale complessità stratigrafica e dalla conseguente anisotropia reologica manifestatasi durante la successiva strutturazione tettonica polifasica alpina.

Grazie ai nuovi rilevamenti, sono stati rivisti alcuni aspetti dello schema tettonico di FORCELLA (1988); alcuni sistemi di faglie appaiono meglio organizzati e con un più preciso significato, altri punti sono stati ridiscussi. In mancanza di indagini geofisiche o di sondaggi in zone chiave, il quadro esposto va considerato ancora parzialmente interpretativo.

Il sistema di *thrust* sopracitato è delimitato a N dal fianco meridionale delle locali Anticlinali Orobiche (Fig. 38: AC) (ALBINI *et alii*, 1994; FORCELLA & SILETTO, 2001) il quale si incunea sotto i *thrust* medesimi, mentre a S è delimitato dal Parautoctono Bergamasco (Culminazione Camuna *latu sensu*). Le varie unità alloctone evidenziano nel loro complesso un'architettura ad embrici inclinati verso E. Le unità più elevate, situate ad oriente sopra il lineamento Ossimo-Breno e complessivamente costituenti l'Unità di Pizzo Camino (Unità PC), ricoprono la parte orientale delle unità sottostanti, le quali via via affiorano procedendo verso W. Nel caso dell'Unità PC, questo effetto viene enfatizzato anche dalla probabile natura di rampa laterale del suo margine occidentale.

Il sistema di *thrust* delle UCA è organizzato in *duplex* con architetture variabili; i fronti dei *thrust* sono per alcuni tratti incuneati sotto la Dolomia Principale del Parautoctono Bergamasco, come avviene tipicamente in corrispondenza della Faglia di Clusone, mentre in altri tratti formano fronti emergenti. In alcuni casi l'emersione viene ascritta a processi di natura essenzialmente erosiva (esumazione di *thrust* ciechi), in altri a originaria risalita in rampa dell'alloctono sulla successione stratigrafica attualmente conservata, come verrà precisato in seguito.

Le superfici strutturali non sempre possono essere tracciate con continuità, e gerarchizzate in base alla loro maggior o minor importanza, specialmente quando si sviluppano all'interno della stessa formazione (es.: calcare di Esino del massiccio della Presolana) ove possono anche ramificarsi in *splay*¹ o risultare totalmente mascherate dall'azione degli agenti esogeni, particolarmente attivi su pareti carbonatiche. L'architettura delle unità alloctone è ulteriormente complicata dalla presenza di pieghe a varia scala, stile e direzione assiale, e dalla presenza di faglie tardive che scompongono l'edificio. Occorre quindi soffermarsi su queste strutture prima di proporre ricostruzioni o assemblamenti dei vari tasselli del mosaico.

¹ *Splay*: faglie minori che si dipartono dalla faglia principale o 'main fault'

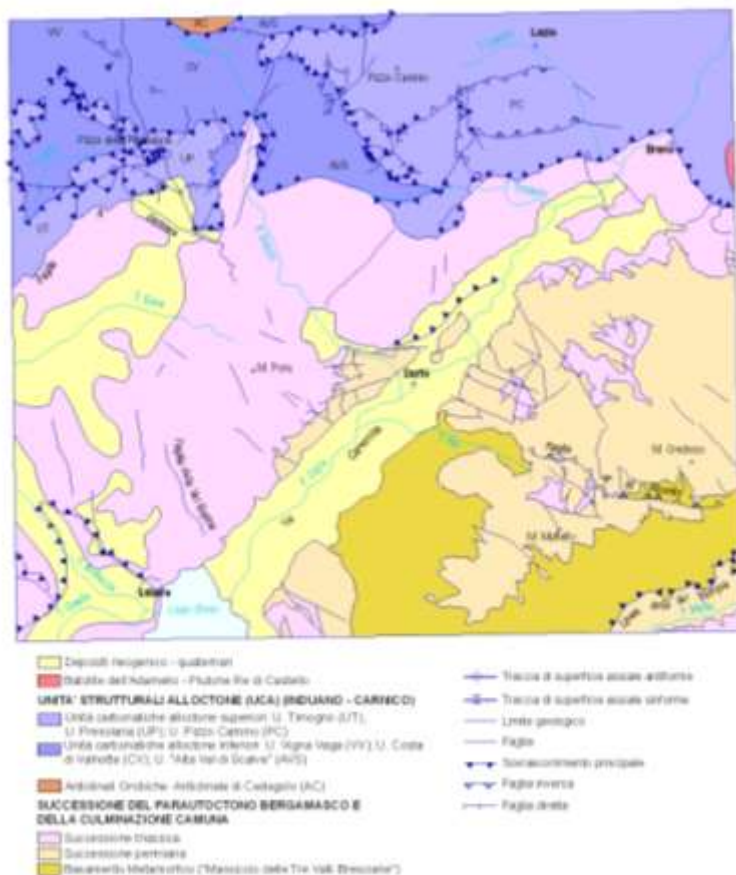


Fig. 38 – Schema strutturale del Foglio 078-Bresso.

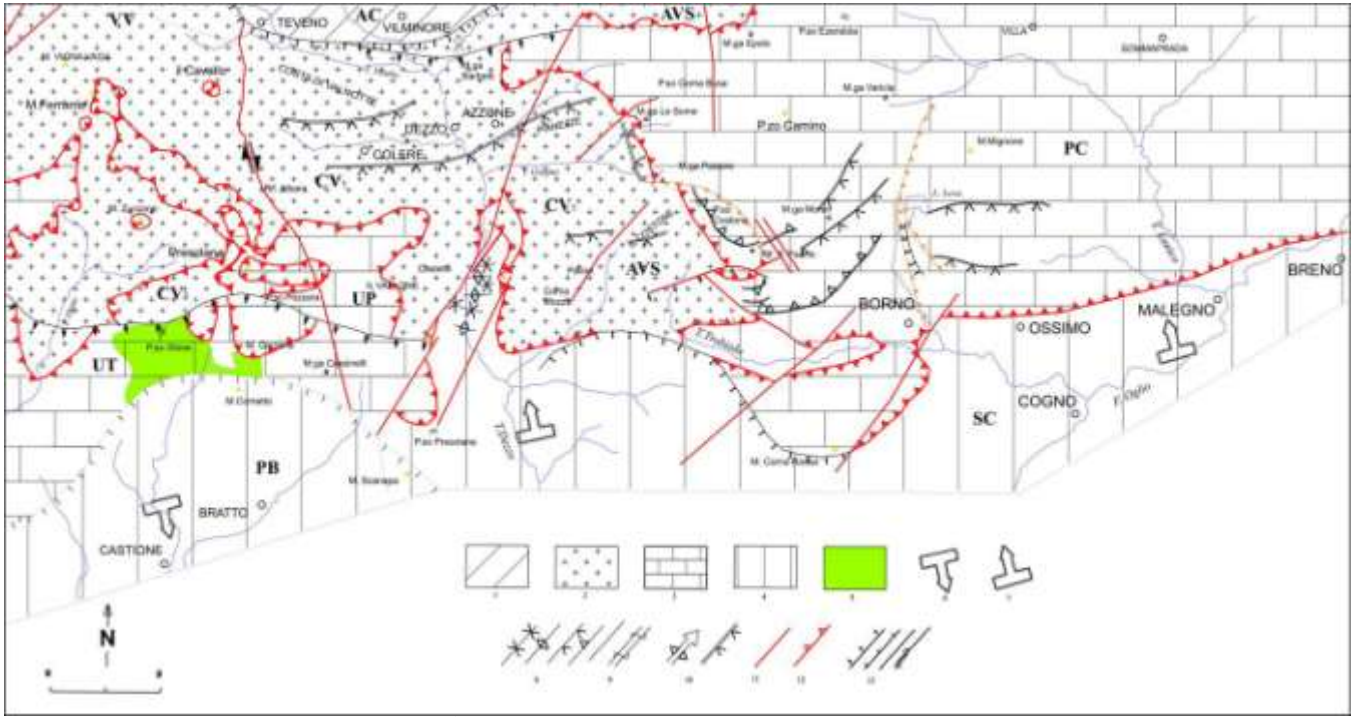


Fig. 39 (pagina a lato) – Dettaglio dello schema di Fig. 38 (modif. da FORCELLA 1988) Unità strutturali delle Orobie orientali: 1) Anticlinali Orobiche (AC: Anticlinale di Cedegolo), 2) Unità carbonatiche inferiori (VV: Unità Vigna Vaga, AVS: Unità Alta Val di Scalve, CV₁: Unità Costa di Valnotte, CV₂: Unità cresta di Valzurio), 3) Unità carbonatiche superiori (UT: Unità Timogno, UP: Unità Presolana, PC: Unità Pizzo Camino), 4) Settore meridionale prealpino e camuno (PB: Parautoctono Bergamasco, SC: Successione Camuna), 5) Breccie sin tettoniche, 6-7) Giaciture regionali della stratificazione, 8) Anticlinali e sinclinali di importanza locale, 9) Zona a pieghe multiple, 10) Anticlinali e sinclinali di importanza regionale, loro immersione assiale, 11) Contatti stratigrafici tra unità diverse, 12) Accavallamenti tettonici lungo superfici di rampa e flat e superfici di retroscorrimento, i triangoli sono rivolti verso l'unità geometricamente superiore, 13) Faglie di importanza locale, normali, inverse o di altro tipo.

2.1 - PIEGHE REGIONALI S-VERGENTI E PIEGHE MINORI POLIARMONICHE

Le successioni delle varie unità tettoniche sono deformate da pieghe a diversa scala e lunghezza d'onda, da metrica a chilometrica; il tracciamento di queste ultime è stato suggerito dal cambio di asimmetria delle pieghe minori.

Nell'Unità Costa di Valnotte (CV₁) (nomenclatura di FORCELLA, 1988), situata ad occidente dell'Unità PC nella zona di Dezzo di Scalve, sono tracciate due cerniere di pieghe a scala chilometrica pressoché ortogonali tra di loro. La prima, più estesa, ha asse diretto ENE-WSW che interseca la media Val di Scalve nell'area di Dezzo di Scalve, con vergenza meridionale; il fianco settentrionale rovescio affiora tra Pian di Vione - Costa di Valnotte e forma la parte più elevata della dorsale 'Costone', situata a SW di Pizzo Camino, mentre il fianco normale affiora in prossimità del fondovalle (Dezzo) e sul versante meridionale del 'Costone'. Tale piega è corredata da pieghe metriche-decametriche la cui asimmetria indica gli opposti fianchi del piegamento maggiore; essa è ascrivibile alla famiglia di pieghe che caratterizzano la parte più interna del Sudalpino orobico ed è compatibile con la fase compressiva a direzione NNW-SSE responsabile della messa in posto dei *thrust*, congrua con gli assi delle Anticlinali Orobiche e con l'asse di basculamento delle unità strutturali alloctone più elevate.

La seconda piega a scala chilometrica, ha asse N-S e vergenza orientale, è meno estesa e mostra solo il fianco rovescio al margine occidentale dell'Unità Pizzo Camino (Baita del Pastore - Fienile Le Some).

Scartata l'ipotesi di un originario collegamento tra le due pieghe, sono state cercate ulteriori indicazioni a favore della presenza di fasi compressive con direzione E-W. Un certo numero di indicazioni in tal senso è dato: (1) dalla presenza di pieghe a piccola scala con asse diretto N-S associate a - ma non interferenti con - quelle del fianco rovescio della piega; (2) dalla presenza di faglie inverse a decorso N-S entro unità dello stesso livello strutturale (faglie Malga Polzone - Lago Polzone, di Pian di Vione, di Colle

Mignone); (3) da sistemi di *duplex* mesoscopici nella zona di Bossico; (4) da *splay* rivolti ad occidente alla base delle unità strutturali più estese (es: Unità Presolana, Unità Timogno); (5) da una piega a media scala con asse N-S associata alla faglia inversa tra il Monte Mignone e il Pizzo Camino. Si hanno quindi conferme, almeno locali, all'esistenza di fasi compressive a direzione E-W di cui si era già fatto cenno in FORCELLA & JADOU (1988) ove erano state attribuite tentativamente ad una fase compressiva riconosciuta lungo il fascio giudicariense e denominata 'evento intramessiniano' da CASTELLARIN *et alii* (1988). Altre pieghe a scala decametrica-ettometrica, piano assiale da coricato a rovesciato, con vergenza verso SE, sono presenti un po' ovunque nelle formazioni più sottilmente stratificate delle Unità Carbonatiche Alloctone più elevate; la direzione assiale con assi dispersi tra 40° e 70° permette di ascriverle alle fasi compressionali sviluppate a scala regionale.

2.2 - FAGLIE CON DIREZIONE NNE-SSW

Intersecano la media Val di Scalve con direzione compresa tra N 30°-40° e ripida inclinazione verso WNW, in qualche caso con immersione opposta. Tali faglie, tra di loro vicarianti e con disposizione *en-échelon*, si esauriscono, con qualche eccezione, nell'ambito delle Unità Carbonatiche Alloctone, con scarsa penetrazione entro le successioni permo-triassiche delle Anticlinali Orobiche o del Parautoctono Bergamasco e Culminazione Camuna, appartenenti a diversi livelli strutturali (Figg. 38, 39). Appaiono quindi confinate alla zona strutturale in esame.

La faglia principale interseca diagonalmente il T. Dezzo nel punto quotato 709 m, in corrispondenza di uno sbarramento artificiale del torrente ancorato al letto della faglia. In questo punto la morfologia della valle cambia radicalmente al passaggio tra diverse unità strutturali; verso valle il torrente incide una profonda forra entro la successione triassica camuna. A NE del punto citato la faglia si dirige verso la località Castelletti (Azzone), inoltrandosi nell'alta Val di Scalve, dove, la sua prosecuzione sotto le alluvioni della Valle di Vò (dominio delle Anticlinali Orobiche) è suggerita dal vistoso sfasamento del limite tra Verrucano Lombardo e Servino sui due versanti della valle. Rozzi indicatori cinematici (*furrow e groove*) osservabili sulla superficie esposta nella forra e lo sfasamento delle superfici stratigrafiche indicano trattarsi di una faglia con prevalente componente di *dip slip* normale, che ribassa il settore posto a NW di almeno 100 m.

Sul fianco orografico sinistro e destro della media valle del T. Dezzo (Val di Scalve), e in aree limitrofe, altre faglie presentano lo stesso decorso e cinematica, pur con minor continuità ed evidenza. Ve ne sono sul versante occidentale della Corna Mozza e nella zona a N di Dosso, ove lame e

speroni di calcare di Esino risultano ribassati verso WNW dalla cornice della Corna Mozza. L'evidenza di faglie è più tenue scendendo a valle nella forra (zona a pieghe di Dosso), ove sono però presenti sistemi di giunti con identica orientazione, per poi riprendere vigore risalendo nell'edificio strutturale più a S, ove esse intersecano e dislocano la successione calcare di Esino - Formazione di Breno dell'Unità Presolana (dorsale di Pizzo Plagna). Nell'area della Corna Mozza, un'altra faglia del sistema è responsabile della posizione ribassata del tozzo pinnacolo di calcare di Esino tagliato dalla strada Dezzo-Palline-Borno. Le brecce tettoniche esposte dallo scasso stradale permettono di escludere scoscese gravitativi in massa dalla cornice sovrastante.

Faglie analoghe intersecano l'alta Val Giogna ed il fianco orografico destro della media Val di Scalve, seppur meno ben definite. Una di esse potrebbe essere la causa della vistosa discontinuità morfologica che solca la parte intermedia del versante orientale della Presolana nella zona del Vallone, già interpretata come l'espressione di un *thrust* da FORCELLA & JADOUL (2000). Discontinuità con orientazione simile intersecano ripetutamente il calcare di Esino del versante settentrionale del Pizzo di Corzene (Valle dell'Ombra); altre delimitano la parete della Corna Rossa proseguendo verso Borno. Sono inoltre rintracciabili, su carte geologiche edite, anche fuori dall'area del foglio.

2.3 - FAGLIE CON DIREZIONE E-W

L'area è scomposta anche da faglie con direzione E-W, immersione verso S e cinematica variabile, associate a sistemi di giunti con azimut 90-110°. La principale è la Faglia di Clusone: nel Foglio 078-Breno decorre sul versante meridionale della Presolana, tra i monti Cornetto e Pizzo di Corzene, mentre sull'altipiano di Borno è posta sul versante settentrionale del monte Tauggine. La Faglia di Clusone è ampiamente citata ed analizzata nella letteratura (DE JONG, 1979; FORCELLA & JADOUL, 2000); nei lavori più recenti essa è interpretata come faglia di incuneamento delle Unità Carbonatiche Alloctone sotto il Parautoctono Bergamasco, interpretazione qui condivisa. In prossimità di M. Cornetto tale faglia mostra degli *splay* compressionali suggeriti dalla dislocazione e ripetizione di limiti tra le litofacies dolomitiche e calcaree della Formazione di Castro Sebino.

Ad oriente, la Faglia di Clusone non interseca l'inciso dell'alta Val di Scalve in quanto la sua giacitura si orizzontalizza (*flat* della traiettoria listrica) alla quota di affioramento della formazione di San Giovanni Bianco che funge da orizzonte di divaricazione dello *splint-apart-system*.

Altre faglie con ugual orientazione hanno invece carattere estensionale. Una di esse è esposta in corrispondenza di una selletta a N di Passo Pozzera (versante meridionale della Presolana) ove disloca il calcare di Esino

dell'Unità Presolana; la giacitura è $180/56^\circ$, presenta indicatori mal conservati di rigetto normale, congruo con il rigetto delle superfici di *thrust*; è accompagnata da clastesi del calcare di Esino per un'ampia fascia a tetto e a letto della faglia medesima. Essa prosegue verso E in Valle dell'Ombra, ove la sua presenza è testimoniata da superfici di taglio minori e dalla dislocazione del limite calcare di Esino - Formazione di Breno dell'Unità Presolana. Ad E della Val di Scalve tale sistema si esplicita comunque nuovamente con la faglia normale poco a S del Rifugio S. Fermo, sul versante meridionale del Pizzo Camino, e con la faglia inversa poco a N del medesimo rifugio.

Anche il settore a S di M. Cornetto - Malga Campo (a S della Presolana) appare ribassato in vari gradini da un sistema di faglie normali e la stessa Faglia di Clusone potrebbe aver avuto una cinematica tardiva in senso estensionale (JADOUL, comm. pers., 2002).

Per le loro caratteristiche cinematiche e perché dislocano le superfici di *thrust*, queste faglie si sono generate o sono state riattivate in fasi 'tardive' della orogenesi alpina; per alcune di esse inoltre non si escludono movimenti gravitativi ancora in corso (DGPV, deformazioni gravitative profonde dei versanti).

2.4 - LE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE INFERIORI

Si tratta dell'insieme di unità denominate da FORCELLA (1988): Unità Vigna Vaga (VV), Unità Costa di Valnotte (CV₁), Unità alta Val di Scalve (AVS). Esse sono posizionate, con andamento WSW-ENE, lungo i fianchi meridionali delle anticlinali di Trabuchello-Cabianca e di Cedegolo (zona Vigna Vaga - Dezzo - Schilpario).

Nel settore ad W di Dezzo (Val di Scalve), le unità VV e CV₁, sono state unificate, in quanto l'Unità CV₁ viene considerata il fianco rovescio della piega/faglia regionale precedentemente citata che coinvolge l'Unità VV, situata a NW (paragrafo 2.1). Di questo fianco, lacerato e trascinato verso S, rimangono testimonianze nei *klippen* del 'Cavallo' ed in altre minori presenti sul versante settentrionale del massiccio Presolana-Ferrante. Pieghie e faglie inverse, che concorrono alla delimitazione di *splay*, sono riconoscibili anche sul versante settentrionale dell'alta Valzurio - Passo Scagnello (nel limitrofo Foglio 077-Clusone).

Il piegamento regionale viene imputato alla distorsione prodotta dalla messa in posto, in una fase eo-alpina (paleogenica o precedente), delle Unità Carbonatiche superiori che verosimilmente rappresentano le coperture dell'originario fronte più avanzato dei *Thrust* Orobici e hanno ricoperto il ruolo di *roof thrust* dell'edificio.

La successiva fase di deformazione (Unità Carbonatiche inferiori - Anticlinali Orobiche), avvenuta sotto il *roof thrust*, ha provocato ulteriori

raccorciamenti nel substrato, in particolare nella zona frontale delle Anticlinali che tende a sua volta a sottoscorrere e incunearsi nella successione carbonatica in corrispondenza dell'intervallo stratigrafico debole rappresentato da carniola di Bòvegno - Servino; *splay* e retroscorrimenti minori sono osservabili nell'impluvio del T. Nembo, ad W di Teveno, mentre più ad E, a causa dei depositi continentali successivi, gli incuneamenti sono solo deducibili dallo spazio insufficiente per contenere la normale successione stratigrafica (Faglia alta Val di Scalve *Auct.*). Si tratta di ipotesi già indicate nella carta di DE SITTER & DE SITTER KOOMANS (1949), sebbene la cinematica di quella faglia fosse inserita nell'ambito dei modelli gravitativi 'di moda' in quei tempi.

La sopracitata piega regionale dell'area di Dezzo ripetutamente scomposta dalle faglie con azimut N30-40°, si estende anche in sinistra idrografica del medio corso del T. Dezzo, dove si esplicita la transizione tra piattaforma carbonatica ladino-carnica e bacino, rintracciabile in limitati brandelli sul versante orientale e settentrionale della Corna Mozza. Sul versante meridionale del Costone affiora il fianco normale e il nucleo della piega scagliato verso SE; esso affiora a quote comprese tra 1100-1600 m, decisamente superiori alle q. 700-1000 m dell'omologo fianco normale affiorante nell'inciso del T. Dezzo (a valle di Grana -Valle Sponda); tale sfasamento è imputato alla sommatoria dei rigetti provocati dal fascio di faglie con azimut N30-40°. L'AVS rappresenta quindi una subunità delle Unità Carbonatiche inferiori.

Ad W del T. Dezzo il margine meridionale delle Unità Carbonatiche inferiori risulta incuneato sotto le Unità Carbonatiche superiori, poste a S (Unità Timogno UT, Presolana UP e Cresta di Valzurio CV₂ di FORCELLA 1988). Ad E del T. Dezzo (Vallala e Croce di Salven), il fronte delle Unità Carbonatiche inferiori è spesso affiorante per cause erosive, in corrispondenza della Croce di Salven, sull'altipiano di Borno. Qui, l'incuneamento, seppur con intensità in via di attenuazione rispetto a quanto avviene più ad W, si realizza entro la successione camuna lungo una superficie che rappresenta l'omologo della Faglia di Clusone in sinistra idrografica del T. Dezzo.

2.5 - LE UNITÀ CARBONATICHE ALLOCTONE SUPERIORI

Si tratta dell'insieme di unità denominate da FORCELLA (1988) da W verso E: Unità Timogno (UT), Unità Presolana (UP) con relativi *klippe* satelliti quali M. Ferrante e Pizzo Olone, Unità Pizzo Camino (PC). Presentano una generale immersione verso S con graduale ringiovanimento in quella direzione della sequenza stratigrafica tagliata dai *thrust*. La successione è deformata da pieghe e pieghe-faglie vergenti a S in corrispondenza degli intervalli stratigrafici più duttili. L'immersione

regionale viene ascritta al basculamento delle unità superiori prodotta dalla susseguente deformazione delle unità sottostanti. L'affioramento del fronte meridionale di questo gruppo di unità è osservabile solo in alcuni dei tratti considerati; in altri è cieco sotto la Faglia di Clusone al cui tetto sono poste le unità del Parautoctono Bergamasco (PB) - Successione Camuna (SC).

Nel dettaglio, partendo da W (zona di Clusone) il fronte meridionale dell'Unità Timogno rimane cieco fino a che non emerge per erosione a N della Faglia di Clusone nel settore di Malga Campo. Le superfici tettoniche che delimitano i *klippe* a quota più elevata e i margini meridionali del calcare di Esino alloctono di Pizzo Olone e Pizzo Corzene affiorano a quota superiore all'attuale livello di erosione della Faglia di Clusone; non è quindi accertabile se il loro affioramento sia dovuto alla rimozione del tetto della faglia citata piuttosto che a cause primarie. Il margine orientale dell'Unità Presolana affiora nei pressi del Gioigo della Presolana (q. 1350 m) e si può tracciare lungo il versante destro della media valle del Dezzo (Val di Scalve). Gli Autori precedenti concordano nel collegare la superficie di *thrust* affiorante al Gioigo della Presolana a quella che delimita il margine meridionale del Pizzo Corzene (*brecce sintettoniche* di FORCELLA, 1988), pur dislocato da faglie; RAVAGNANI & RODEGHIERO (1989) assegnano il ruolo principale di tale dislocazione alla Faglia Polzone-Vareno, le cui evidenze di terreno sono però spesso sfuggenti (es.: versante N della Presolana). Le subunità di Pizzo Olone e Pizzo Corzene rappresentano parti dell'UP, o degli *splay* sommitali di essa, ribassate verso S dalla Faglia della Valle dell'Ombra; esse risultano tettonicamente sovrapposte alle Formazioni di S. Giovanni Bianco e di Castro Sebino che affiorano saltuariamente sotto piastroni conglomeratici neogenico-quadernari sul versante meridionale delle cime citate. Nell'alta Valle dei Mulini, tali unità rappresentano la naturale prosecuzione della successione affiorante a N di Passo Olone (Unità CV₂ Cresta di Valzurio di FORCELLA, 1988); viene ipotizzato quindi che essa si estenda anche a S dell'attuale decorso della Faglia di Clusone, dalla quale verrebbe tardivamente intersecata.

La successione stratigrafica che costituisce la CV₂ è quindi rappresentata dalla Formazione di Breno, affiorante sul versante meridionale di M. Visolo e alla Cresta di Valzurio, dalla formazione di San Giovanni Bianco, affiorante a N e a S di Passo Olone e a S di Pizzo Corzene, da intercalazioni tra litofacies 'basali' a clasti dolomitici e litofacies a clasti carbonatici della Formazione di Castro Sebino, affioranti a S di passo Olone.

Nel paragrafo III.4.20 (Formazione di Castro Sebino) è stato accennato al problema dell'interpretazione delle dolomie laminate intercalate tra le litofacies 'basali' a clasti dolomitici: se vengono correlate alla Dolomia Principale basale, ne deriva la necessità di ammettere duplicazioni tettoniche (BERRA *et alii*, 1991) di cui non si hanno evidenze dirette

(limitatamente all'area di Bratto - M. Cornetto); se vengono inserite come intercalazioni od olistoliti nella litofacies tipica del Castro Sebino, tale necessità non sussiste. Gli estensori di queste note, limitatamente all'area indicata, propendono per questa seconda possibilità.

La prosecuzione della Faglia di Clusone entro la formazione di San Giovanni Bianco sul versante settentrionale e orientale del M. Scanapà (SW del Giogo della Presolana) rappresenta la superficie più adatta per rappresentare il *flat* della faglia listrica che induce lo *split-apart-system*; la sua effettiva presenza è suggerita dal ritrovamento, in più punti del tratto indicato, di clasti porfiritici entro le carniolate della formazione di San Giovanni Bianco o alla base del Castro Sebino.

L'Unità Pizzo Camino conserva una sua individualità in quanto separata dalle precedenti dal profondo inciso del T. Dezzo, per la natura di rampa laterale del suo margine occidentale e per l'evidente natura di sovrascorrimento della rampa frontale in località Corna Rossa, Ossimo, Malegno (zona meridionale).

2.6 - RICOSTRUZIONE PALINSPASTICA DELLA COPERTURA SEDIMENTARIA TRIASSICA

Restaurando la posizione delle unità alloctone nella loro presunta posizione originaria, risulta confermata la posizione più settentrionale delle Unità Carbonatiche più elevate, rispetto a quelle più basse. Il margine settentrionale del Bacino di Lozio, espresso nell'Unità Pizzo Camino, ricopriva un'area che era sovrastante l'attuale Basamento Metamorfico orobico, o ancor più settentrionale; l'attuale fronte meridionale dell'Unità PC (caratterizzato da sequenze bacinali) doveva rimanere alcuni chilometri a N dell'attuale inciso dell'alta valle del T. Dezzo, zona di Schilpario, in quanto la successione che forma la parte inferiore del fianco orografico sinistro della valle è caratterizzata dalla successione bacinale coronata da una cornice di calcari del membro di Monte Arano (facies di transizione alle piattaforme carbonatiche meridionali). Nelle Unità Carbonatiche inferiori, alcuni frammenti di margine sono conservati sul versante E e N della Corna Mozza mentre più ad occidente sono documentate solo litofacies di piattaforma (calcare di Esino direttamente ricoperto dalla Formazione di Breno).

L'area circostante la Corna Mozza poteva quindi rappresentare la prosecuzione del margine occidentale del Bacino di Lozio, il quale si estendeva verso E ed era delimitato verso W e verso S dalla piattaforma peritidalia della Formazione di Breno, presente sia nell'Unità Vigna-Vaga che nella Successione Camuna. Al tetto della Formazione di Breno della Successione Camuna e del Parautoctono Bergamasco, sono presenti litozone terrigene fini che possono costituire l'espressione distale degli apporti

terrigeni intercalati verso la sommità e al tetto della piattaforma meridionale.

3. - SUCCESSIONI DEL PARAUTOCTONO BERGAMASCO E DELLA CULMINAZIONE CAMUNA (COPERTURA SEDIMENTARIA)

3.1 - PARAUTOCTONO BERGAMASCO

Nel settore W del foglio, il Parautoctono Bergamasco forma la successione posta a S delle unità carbonatiche alloctone. Si estende dalle pieghe della zona di Dosso, nelle quali è coinvolta la Formazione di Breno, troncate a S dalla faglia che interseca il T. Dezzo alla quota 709 m, fino alla bassa Val di Scalve (area di Angolo), dove ricopre, in discordanza, unità della Culminazione Camuna, a partire dalle unità vulcaniche e terrigene del Permiano Inferiore.

Ad W del Giogo della Presolana, la giacitura delle formazioni che sovrastano la formazione di San Giovanni Bianco si immerge verso S a causa del basculamento della parte superiore dello *split-apart-system* prodotto dall'incuneamento dei *thrust* settentrionali. La formazione di San Giovanni Bianco (carniole) rappresenta l'orizzonte stratigrafico nel quale si è prodotto lo *split-apart*.

3.2 - CULMINAZIONE CAMUNA

Nel settore SE del Foglio 078-Breno, la successione camuna ed il relativo Basamento Metamorfico sono troncati dalla faglia della Val Trompia in corrispondenza dell'angolo SE del foglio stesso. Essa è stata ascritta ad una fase deformativa neogenica da CASTELLARIN *et alii* (1988) conseguente al propagarsi del sistema di *thrust* verso l'avampaese padano; l'esplicitarsi di questo *thrust* è stata la causa del basculamento verso NE della successione sedimentaria presente sul suo dorso.

L'assetto strutturale dell'area compresa tra la Val Camonica e la Val Trompia è tratteggiato, nelle sue linee principali all'interno dello schema tettonico del Foglio 078-Breno alla scala 1:200.000 (CASSINIS & FORCELLA, 1981).

Le deformazioni che hanno interessato l'area compresa tra la Val Camonica e la Val Trompia sono prevalentemente di tipo fragile; più rare deformazioni duttili, collegate di norma alla messa in posto delle porfiriti medio-triassiche, sono presenti nel Servino e rappresentate da pieghe a grande e piccola scala, visibili ad esempio, poco ad E della località Colmèt. Inoltre, quest'ultima formazione risulta anche verticalizzata in corrispondenza di alcune linee tettoniche.

In generale, l'immersione degli strati delle rocce sedimentarie e delle vulcaniti permiane è verso NW o NNW con inclinazioni inferiori a 30° e non di rado suborizzontali. Le faglie principali individuate nell'area considerata sono generalmente strutture distensive permiane, in parte riattivate dall'orogenesi alpina, con fenomeni di inversione tettonica. Esse mostrano direzione prevalente NNW-SSE o NW-SE e tra queste si possono ricordare la faglia di M. Rosello, la faglia di Foppa del Mercato, la faglia Alta Valle di Vesgheno - Castelletto di Cimosco e la faglia di Stabil Fiorito. La faglia di M. Rosello, posta a NE del M. Muffetto è la più importante (si veda anche oltre); a settentrione, essa presenta un andamento NW-SE, mentre a oriente del monte omonimo assume una direzione E-W, propagandosi verso il limite del foglio. A queste linee tettoniche principali sono associate varie strutture minori con andamento generalmente sub-parallelo alle stesse o comunque compreso tra NNW-SSE ed E-W. In linea generale, l'area può essere suddivisa in due zone strutturalmente omogenee.

3.2.1. - Area a SW della faglia di M. Rosello

In quest'area, il Basamento Metamorfoico è ricoperto direttamente dal Verrucano Lombardo; mancano pertanto tutte le unità permiane precedenti. La tettonica si caratterizza soprattutto per l'azione meccanica esercitata dalla messa in posto delle masse porfiritiche e dai fenomeni di successivo irrigidimento che queste rocce hanno provocato nei sedimenti incassanti, nonché dalle fasi deformative della tettonica alpina.

Nell'area M. Muffetto – M. Rosello – Dosso Sparviero, la giacitura degli strati si è mantenuta suborizzontale, senza deformazioni tettoniche di rilievo. I fagliamenti più significativi dell'area mostrano un andamento parallelo alla faglia di M. Rosello; uno fra questi percorre l'alta Val Vesgheno e, attraversando il passo sito a SW del Corno Mura (M. Rosello), si estende sino a q. 1890 presso Malga Rondeneto, tuffandosi nel vallone che costeggia a NW il Castelletto di Cimosco. Presso il Dosso Sparviero tale faglia è accompagnata da fratture minori più o meno parallele ad essa. Più ad E, una faglia a direzione N-S correlata alla stessa tettonica compare tra il Corno Mura e la citata q. 1890, dove disloca la successione Servino – Verrucano Lombardo. Sempre nell'alta Val Vesgheno, ad essa si unisce un'altra faglia diretta E-W, passante per Baita Vesgheno e il passo q. 1897 sito a NE di M. Muffetto; questa faglia interrompe a SW un potente affioramento di porfirite intruso entro il Verrucano Lombardo. La genesi di queste dislocazioni viene ascritta alla messa in posto dei corpi subvulcanici.

3.2.2. - Area del Margine Occidentale del Bacino di Collio Triumplino

Tale comparto, posto a NE della faglia di M. Rosello, è caratterizzato dalla presenza delle unità sedimentarie e vulcaniche del Bacino di Collio,

non presenti nel precedente settore. La discontinuità più importante di quest'area è sicuramente la sopracitata faglia di M. Rosello. A oriente del M. Rosello, essa presenta un andamento E-W, con immersione a NE di circa 40°, estendendosi fino al limite del foglio. A NW del M. Rosello presenta invece direzione NW-SE ed una giacitura verticale, passando nella sella tra le cime Torricella e Rosello, ed arrivando almeno fino all'altezza della strada che porta a Malga Luca. In questa zona, secondo alcuni Autori potrebbe proseguire nella faglia che, lungo le propaggini settentrionali del Dosso dello Sparviero, limiterebbe verso E gli affioramenti delle porfiriti medio-triassiche. In effetti, tale struttura potrebbe proseguire lungo il contatto tettonico tra le ignimbriti basali permiane e il Verrucano Lombardo. In tal modo, questa faglia, troncando verso occidente il primo episodio vulcanico alla base della Formazione di Collio, potrebbe rappresentare un'eredità della tettonica tardo-paleozoica che, nel Permiano Inferiore, impedì l'espandimento di questi prodotti vulcanici verso un alto strutturale posto ad W. Inoltre, l'alimentazione magmatica delle suddette ignimbriti potrebbe essere stata favorita dalla debolezza strutturale lungo tale faglia.

Un'altra possibilità vede la faglia di M. Rosello congiungersi a NW con la faglia affiorante a S di Dosso Blussega, la quale punta verso Darfo.

Un'altra discontinuità rilevante del settore nord-orientale considerato è la faglia che passa alla Foppa del Mercato. Sia sul versante SW del passo che su quello opposto, essa limita affioramenti di conglomerato del Dosso dei Galli che presentano spessori diversi ai due lati della faglia. Inoltre, a E di tale struttura sembra mancare totalmente il conglomerato basale, e lo spessore delle ignimbriti è inferiore rispetto a quello osservato ad occidente. Ciò suggerisce la presenza di fenomeni di inversione tettonica verificatisi già in età permiana. Tale faglia avrebbe ribassato il blocco occidentale durante la deposizione del conglomerato basale, disattivandosi durante l'emissione delle vulcaniti basali. Durante la deposizione del conglomerato del Dosso dei Galli, essa avrebbe manifestato un senso di movimento opposto, ribassando il settore orientale, analogamente alle altre faglie di questa porzione di bacino aventi la stessa direzione.

Nell'ampio settore camuno, compreso tra la valle del T. Re (Gianico) e la Valle della Grigna (Bienno–Prestine) si osserva la presenza di numerose superfici tettoniche, raggruppabili in due famiglie principali: la più rappresentata, mostra direzione compresa tra NW-SE (o WNW-ESE) e E-W; la seconda, presenta direzione all'incirca NE-SO. Entrambe si sono probabilmente impostate durante la fase estensionale alla fine dell'orogenesi varisca e successivamente riattivate, in senso inverso, in età alpina.

La prima famiglia ha orientazioni simili a quelle delle importanti strutture tettoniche che contraddistinguono il Bacino di Collio (Faglia di

Rosello, di Pofferatte, di Vaia, di Persole) e la cui origine è quasi sicuramente legata alla tettonica transtensiva ercinica (CASSINIS & PEROTTI, 1994, 1997). I *trend* di questa famiglia sono riscontrabili, con entrambe le direzioni citate, anche nel Monticolo, e ciò rafforza l'ipotesi di un collegamento tra il cosiddetto Bacino di Boario e quello, ben più vasto, di Collio (Fig. 40).

L'orientazione tettonica della seconda famiglia (NE-SW), è quella cosiddetta 'giudicariense'; in particolare, essa è parallela ad una ipotizzata grande faglia trascorrente sita ad E del foglio, suggerita dal modello geometrico che vede il Bacino di Collio come un bacino di *strike-slip*, e che sarebbe posizionata lungo la Val Camonica. Nella zona di Breno, non si hanno tuttavia indizi di questa faglia, e per tale motivo anche nella sezione geologica A-A' a margine della carta geologica, la correlazione tra la successione permiana ad E e ad W della bassa Val Camonica rimane ipotetica.

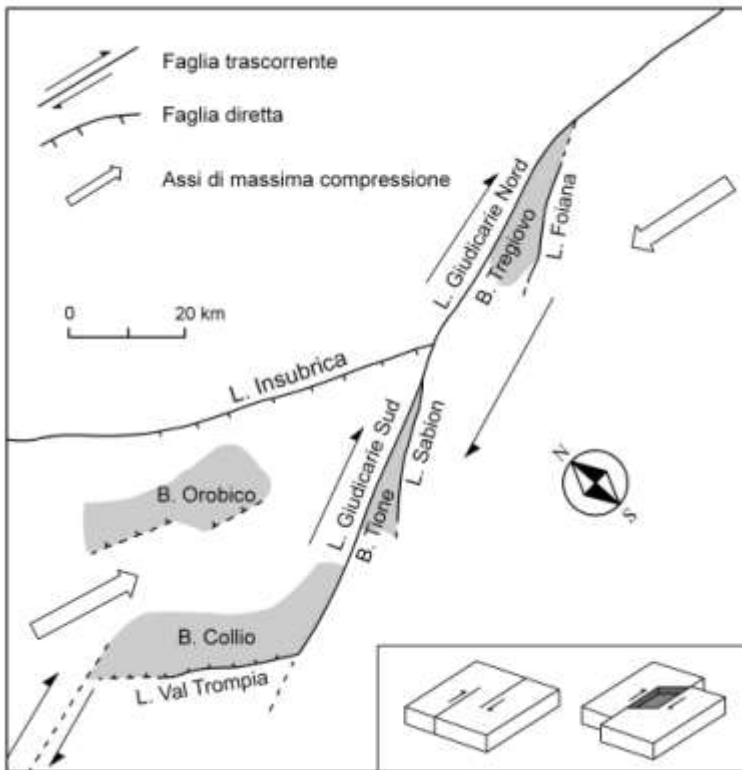


Fig. 40 - Modello interpretativo schematico delle strutture tettoniche durante il Permiano Inferiore nel settore centrale del Sudalpino, prima della deposizione dei red bed del Verrucano Lombardo - Arenaria di Val Gardena (Permiano superiore p.p.). Nella figura è inoltre mostrata l'orientazione N-S durante l'intervallo di tempo considerato (CASSINIS & PEROTTI, 1994, modificato).

BOZZA

V. ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - SISMICITÀ

(a cura di M. Pagani)

1.1 - ZONAZIONE SISMOTETTONICA

L'area del Foglio 078-Breno è sul limite settentrionale della zona sismogenetica 907 (MELETTI *et alii*, 2008). La zona 907 comprende la parte meridionale delle Provincie di Bergamo e Brescia.



Fig. 41 - Grafico della storia sismica di Lovere, da DBMI04 (STUCCHI *et alii*, 2007).

1.2 - SISMICITÀ STORICA

Pressoché assente all'interno del foglio (Fig. 41). Si nota (Fig. 42) una concentrazione di epicentri a contatto con il bordo sud-occidentale. L'energia di tali eventi è modesta. Va comunque segnalato che la storia sismica disponibile mostra una limitata estensione temporale.

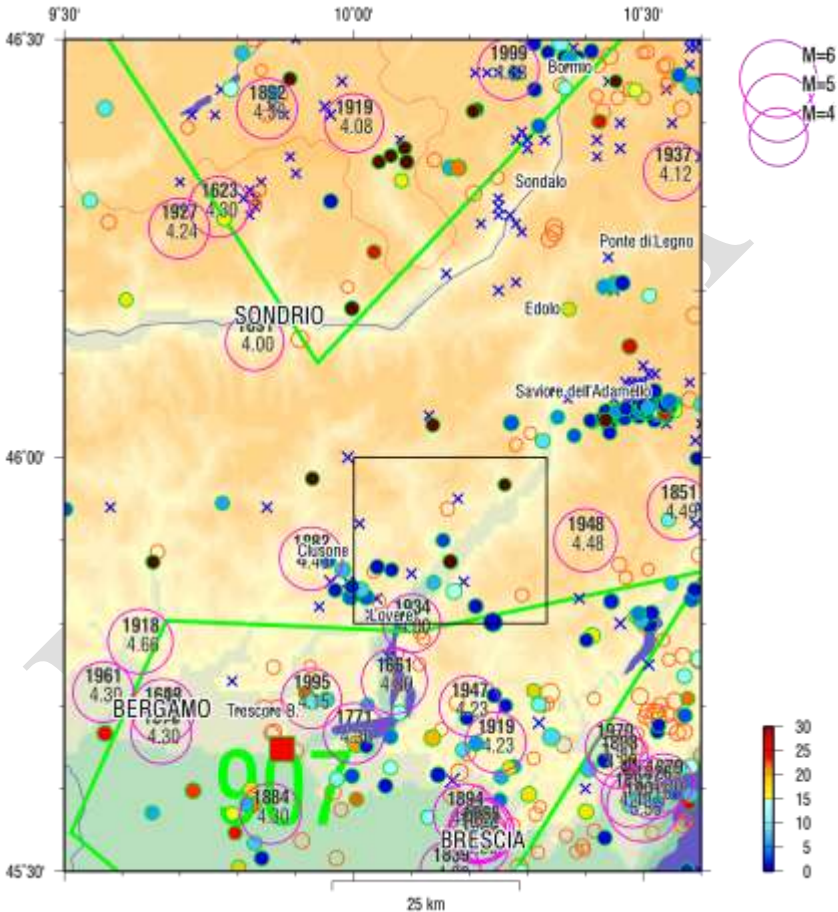


Fig. 42 – Schema della distribuzione dei terremoti. Circonferenze di colore ciclamino: terremoti storici contenuti nel catalogo parametrico dei terremoti italiani CPTI04 (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004). Circonferenze di colore verde (campite): terremoti strumentali contenuti nel Catalogo della Sismicità Italiana CSII.1 (CASTELLO et alii, 2006), il colore della campitura rappresenta la profondità ipocentrale espressa in Km (si veda la legenda sul lato destro in basso della figura). Circonferenze di colore arancione: terremoti strumentali contenuti nel Bollettino della sismicità strumentale INGV. Croci di colore blu: epicentri dei

terremoti contenuti nel catalogo ECOS (SWISS SEISMOLOGICAL SERVICE, 2002). Il rettangolo di colore nero mostra il perimetro del Foglio 078-Breno.

1.3 - SISMICITÀ STRUMENTALE

I dati contenuti nel catalogo CSI evidenziano una moderata attività sismica nel periodo 1981-2002. La profondità degli ipocentri è confinata ai primi 15 Km, l'energia degli eventi registrati è bassa. La disposizione degli epicentri della sismicità strumentale segue, apparentemente, un *trend* disposto in direzione NW-SE (si noti ad esempio l'imbocco della Val Borlezza). In contrapposizione con tale osservazione si pone il *cluster* di sismicità collocato in Val Saviore (a contatto con l'estremità nord-orientale del foglio) con una ben definita orientazione E-W.

2. - IDROGEOLOGIA

(a cura di G. Pilla)

2.1 - GENERALITÀ

Il territorio cartografato nel Foglio 078-Breno può essere suddiviso in tre settori connotati da una modalità di circolazione idrica assai differente:

(1) il settore che si sviluppa a NW tra la Val Camonica fino alla Val di Scalve, contraddistinto dal prevalente affioramento di rocce appartenenti alla successione sedimentaria carbonatica triassica;

(2) il solco alluvionale camuno, caratterizzato da depositi poroso-permeabili pleistocenici-olocenici;

(3) il settore che si estende a SE dalla Val Camonica, dove predominano i terreni del basamento cristallino e della successione silico-clastica e vulcano-clastica pre-triassica.

Per quanto riguarda il settore nord-occidentale, l'evoluzione paleogeografica della zona durante il Triassico ha avuto un riflesso notevole sulle caratteristiche idrogeologiche e di conseguenza, anche sulle connotazioni idrochimiche delle acque circolanti all'interno delle varie unità litostratigrafiche affioranti. Il susseguirsi di una sedimentazione bacinale e in piattaforme carbonatiche ha, infatti, conferito alle formazioni triassiche peculiari caratteristiche idrogeologiche. Il modello idrogeologico applicabile a tutto il settore triassico nord-occidentale del Foglio 078-Breno vede la presenza di potenti unità carbonatiche (calcare di Esino, Dolomia Principale, *etc.*) in cui la circolazione idrica sotterranea è ben sviluppata grazie all'elevata conducibilità idraulica per fratturazione e carsismo, delimitate alla base da unità idrogeologiche a media o a bassa conducibilità

idraulica per il locale predominio della componente argillosa e argilloso-marnosa (calcere di Prezzo, formazione di San Giovanni Bianco, *etc.*).

L'evoluzione strutturale della successione triassica, che ha visto l'accavallamento di più unità tettoniche lungo importanti piani di *thrust* S-vergenti, impostati in corrispondenza delle formazioni più "plastiche" e di scarsa permeabilità, quali i gessi, argilliti e marne della formazione di San Giovanni Bianco e della carniola di Bòvegno, ha fortemente condizionato l'assetto idrogeologico del settore nord-occidentale del Foglio 078-Breno. Si riconoscono potenti acquiferi carbonatici "sospesi" delle Unità Carbonatiche Alloctone, coincidenti con i principali massicci della zona (Pizzo Camino, Presolana) sostenuti alla base, in corrispondenza con le principali superfici di sovrascorrimento, da unità idrogeologiche a bassa conducibilità idraulica.

Verso il solco camuno si riconoscono, invece, alcuni acquiferi di base come quelli dei massicci del M. Pora e del M. Altissimo.

L'elevata potenzialità idrica degli acquiferi carbonatici è suffragata dalle numerose sorgenti individuabili principalmente lungo i margini dei principali massicci della zona o lungo le incisioni operate dai principali corsi d'acqua. In particolare il T. Dezzo e il T. Borlezza esplicano una vistosa azione drenante nei confronti della circolazione idrica più profonda. Gli incrementi di portata idrica in alveo, dovuti ad apporti di acque sotterranee, sono molto elevati, dell'ordine di 40–50 l/s per 100 m di alveo per il T. Dezzo lungo la Via Mala e di 13-17 l/s per 100 m di alveo per il T. Borlezza (CIANCETTI & PILLA, 2001; PILLA *et alii* 2003; PILLA *et alii* 2004; CIANCETTI *et alii*, 2004).

Il solco alluvionale della Val Camonica rappresenta il sistema idrogeologico in depositi quaternari più importante del Foglio 078-Breno. Il fondovalle vallivo si presenta generalmente ampio e pianeggiante. Nella fascia di raccordo con i versanti adiacenti (in particolar modo quello sinistro) sono presenti, in genere, estese coperture detritiche (falde di detrito, conoidi di deiezione, con di frana) sia sciolte, che cementate, caratterizzate da elevata permeabilità, come testimoniato dal brusco calo di portata (talora sino all'esaurimento completo) dei corsi d'acqua che li solcano.

Da un punto di vista idrogeologico il materasso alluvionale, costituito nella sua porzione superiore prevalentemente da ghiaie e sabbie, è sede di una falda freatica con una soggiacenza media dal piano campagna dell'ordine di alcuni metri.

Il letto di tale falda è rappresentato da depositi argillosi e argilloso-limosi di probabile origine lacustre. Tali depositi nella zona di Boario Terme si rinvencono in genere a profondità dell'ordine di 30÷50 m circa, mentre tendono ad approfondirsi verso S a profondità superiori a 50÷60 m.

L'alimentazione della falda del materasso alluvionale camuno va ricercata oltre che nelle da precipitazioni, negli apporti diretti del fiume Oglio, negli apporti legati ai collettori idrici che drenano gli adiacenti versanti vallivi, nonché nei cospicui apporti occulti provenienti dai circuiti idrici sotterranei localizzati nelle strutture idrogeologiche laterali (CIANCETTI *et alii*, 1995; PILLA, 1996). Gli apporti sotterranei maggiori provengono dagli acquiferi di base dei massicci del M. Altissimo (tra Boario Terme e Cividate Camuno) e del M. Pora (tra Castelfranco e Costa Volpino).

Minore per estensione ma non per importanza l'acquifero della valle Borlezza ove sono presenti numerosi pozzi di approvvigionamento idropotabile.

Per quanto riguarda, infine, il settore sud-orientale del Foglio 078-Breno, l'aspetto che maggiormente condiziona la circolazione idrica sotterranea è rappresentato dall'estesa presenza di formazioni pre-triassiche di natura silico-clastica. Le rocce di natura silicatica costituiscono generalmente un sistema idrogeologico di tipo "bistrato" dove la coltre più superficiale di suolo poroso-permeabile ricopre l'ammasso roccioso parzialmente fessurato. La possibilità di accumulare acque sotterranee tende a decrescere rapidamente con la profondità fino ad esaurirsi praticamente a profondità dell'ordine di alcune decina di metri, a causa del "serraggio" delle fratture e/o del riempimento delle stesse da parte dei prodotti di alterazione dell'ammasso roccioso. Per tale motivo i terreni appartenenti alla successione pre-triassica possono essere considerati, specialmente in profondità, complessivamente, a bassa conducibilità idraulica.

Ciò non toglie la possibilità di accumulare discreti quantitativi di acque in corrispondenza di zone particolarmente fratturate normalmente localizzate in corrispondenza di discontinuità tettoniche, dove spesso si possono individuare anche le principali emergenze di acque sotterranee (sorgenti).

2.2 - CARATTERISTICHE IDROCHIMICHE DELLE ACQUE SOTTERRANEE E ACQUE TERMO-MINERALI

L'impronta idrochimica delle acque sotterranee del Foglio 078-Breno riflette chiaramente le facies mineralogiche degli acquiferi che le hanno veicolate: acque bicarbonato-calciche a media mineralizzazione (T.D.S. di 200÷500 mg/l) della successione triassica, acque solfato-calciche ad elevata mineralizzazione (T.D.S di 1500÷3000 mg/l) permeanti i depositi evaporitici triassici delle formazioni di S. Giovanni Bianco e della carniola di Bòvegno e acque bicarbonato-calciche a bassa mineralizzazione (T.D.S di 100÷150 mg/l) della successione pre-triassica.

Tuttavia la distinzione tra le due facies idrochimiche che caratterizzano la successione triassica non tiene purtroppo conto della complessità dei circuiti idrogeologici e di conseguenza dei diversi gradi di mescolamento delle acque in essi veicolate.

Gli esempi più evidenti sono per lo più individuati nei comprensori termo-minerali di Boario Terme e di Angolo Terme, dove si riscontrano le principali emergenze delle acque a maggior mineralizzazione del Foglio 078-Breno.

In queste località si assiste ad un mescolamento naturale tra le acque bicarbonato-calciche della falda di base del massiccio del M. Atissimo e le acque ad elevata mineralizzazione di tipo solfato-calcica emergenti dalle anidriti della carniola di Bòvegno, che caratterizzano il sottosuolo delle due località. Tali mescolamenti che si sviluppano con percentuali variabili, determinano la formazione delle rinomate acque termo-minerali di Boario Terme (Fausta, Antica Fonte, Igea, Boario e Vitas) e di Angolo Terme (S. Silvestro e Fonte Nuova), che sono da tempo conosciute e sfruttate da un punto di vista idropinico. Originariamente tali acque venivano a giorno spontaneamente con portate idriche molto modeste, spesso inferiori al litro al secondo. Attualmente, sia a Boario Terme sia ad Angolo Terme, i quantitativi sfruttati sono stati incrementati grazie alla realizzazione di pozzi idrici anche di alcuni litri al secondo, specialmente per quelle acque commercializzate come acque minerali in bottiglia (Boario, Vitas e S. Silvestro).

Le acque maggiormente mineralizzate dei due comprensori termo-minerali (Fausta, Antica Fonte e Fonte Nuova) mostrano contenuti in solfati e in calcio rispettivamente di circa 1550÷1850 mg/l e di circa 400÷600 mg/l. Mentre i bicarbonati ed il magnesio si mantengono rispettivamente con concentrazioni dell'ordine di 200÷300 mg/l e di 90÷190 mg/l (D'AMELIO & PILLA, 1995; PILLA, 1996).

Nel Foglio 078-Breno sono inoltre presenti anche altre acque ad elevata mineralizzazione sempre con connotazione di tipo solfato-calcica e con portate idriche molto modeste, inferiori al litro al secondo. All'inizio del secolo scorso era attivo, ad esempio, un ulteriore stabilimento termale, ubicato in località Salice nella Valle delle Valli, in prossimità della strada che da Breno porta al passo di Crocedomini. Altre acque ad elevata mineralizzazione sono individuabili presso le località di Esine, di Ossimo e di Castelfranco. La sorgente di Esine, come quella di Salice è alimentata da circuiti ubicati all'interno della successione pre-triassica che hanno successivamente permeato terreni della carniola di Bòvegno, quella di Ossimo acquisisce la propria mineralizzazione da lenti e livelli evaporitici della formazione di San Giovanni Bianco mentre la sorgente di Castelfranco emerge ai piedi della grossa lente di gesso della carniola di Bòvegno.

Altre acque con una modesta impronta solfato-calcica, ma con portate mediamente maggiori (1-5 l/s), si rinvergono ad occidente e a meridione della Corna Mozza, lungo il T. Trobiolo, subito a S di Borno, ed in generale in corrispondenza dei principali *thrust* che si sono impostati spesso in corrispondenza delle formazioni di S. Giovanni Bianco e della carniola di Bòvegno lungo il versante S della Presolana e il versante N del Pizzo Camino.

3. - FRANE E DISSESTI

(a cura di C. Ferliga)

Nell'ambito dell'intero foglio, l'azione della gravità rappresenta uno dei principali fattori di modellamento del territorio dall'emersione della catena ad oggi.

Gran parte dei versanti delle valli principali e delle valli laterali mostrano diffuse deformazioni gravitative profonde (DGPV), con piani di movimento impostati lungo le principali direttrici di fratturazione della compagine rocciosa quando esse coincidano con la direzione del tratto vallivo considerato. Selle, contropendenze, trincee sono più o meno evidenti in relazione al litotipo su cui i fenomeni si impostano, ed evidenziano un assetamento verso il basso delle masse rocciose in relazione alle successive fasi di approfondimento delle valli.

Movimenti di entità minore interessano sia i depositi quaternari incoerenti, sia, in minor misura, la compagine rocciosa coerente, comprendendo entro essa tutti i sedimenti continentali cementati.

Nel primo caso si tratta prevalentemente di fenomeni di frana tipo scivolamento e colata che si producono in depositi glaciali, fluvioglaciali o detritici posti su versanti vallivi a medio-alta inclinazione. Nel caso di rocce coerenti, frequenti sono i fenomeni franosi che mobilitano porzioni di versante compatte o poco disarticolate, mantenendone integra la stratigrafia; nelle aree a maggiore fratturazione prevalgono invece crolli e distacchi di blocchi dalle pareti.

Vengono di seguito evidenziati i fenomeni di maggiore estensione e/o significatività fra i numerosi presenti nel foglio, esaminando nel dettaglio i bacini idrografici in cui essi appaiono più vistosi.

3.1 - BACINO DELL'OGGIO: VAL CAMONICA

Gran parte del versante destro della valle è caratterizzato dalla potente successione permio-mesozoica, in giacitura omoclinale blandamente a reggipoggio e localmente pervasivamente fratturata. Tale assetto condiziona

l'acclività dei versanti, con frequenti pareti verticali in corrispondenza degli intervalli carbonatici massicci o delle bancate conglomeratiche permiane. Queste aree sono soggette a crolli localizzati di blocchi (Castro, Costa Volpino, Darfo).

Nel settore meridionale, fra Lovere e Costa Volpino, sono diffusi i dissesti legati alla presenza di lenti di anidriti; la complessa situazione stratigrafica e strutturale è altresì responsabile delle due grandi frane entro l'abitato di Lovere, il cui piede è ben riconoscibile nei rilievi batimetrici del fondo del Lago d'Iseo; quella più meridionale delle due ha mostrato segni di riattivazione negli scorsi anni, con lesioni alle infrastrutture presenti.

Maggiore complessità mostra, dal punto di vista della stabilità dei versanti, il fianco sinistro della valle, costituito da rocce del basamento cristallino e della successione permiana, spesso molto fratturate.

Esso si presenta modellato da estese deformazioni gravitative profonde (DGPV), che ne dislocano interi settori.

Un fitto reticolo di trincee diseca il settore fra la Valle dell'Inferno e la valle della Grigna, isolando a volte singoli ammassi rocciosi. Più a S, l'intero versante sinistro della valle del Re appare ribassato, con numerose contropendenze (Pra di Roncazzo), grosse frane accessorie, spettacolari trincee in corrispondenza della cresta che dal Dosso Beccheria di Bassinale scende sino al Corno Torricella (Fig. 43). Situazione analoga si osserva per il versante settentrionale del Monte Rotondo, fra Gianico e la valle di Artogne, con numerose porzioni scese per gravità mantenendo complessivamente una coerenza interna.



Fig. 43 - Cresta a W di Dosso Becchera di Bassinale: gradino legato alla DGPV del versante settentrionale (foto C. Ferliga).

Lungo tutto il versante compreso fra Artogne e Fucine sono presenti grandi corpi sedimentari polifasici costituiti da diamicton caotici a blocchi, con forma grossolanamente a cono, messi in posto nel corso di singoli eventi catastrofici; fra questi il cono della Rovinazza, sopra Montecchio di Darfo, in parte legato alla frana del 1472 che ha sepolto l'abitato vecchio. Attualmente la superficie di questi ammassi, ove non antropizzata, appare soggetta a rimodellamento ad opera di *debris flow* localizzati.

Da segnalare infine l'intera area fra Esine e Prestine, soggetta anche negli ultimi decenni alle ripetute alluvioni della Grigna, accompagnate da colate di fango e fenomeni di trasporto in massa di materiali.

3.2 - BACINO DELL'OGLIO: VALLE DEL GERA-VALEGGIA-BORLEZZA

Il bacino del Gera riflette, nella distribuzione delle tipologie di dissesto, l'asimmetria caratteristica dei due versanti.

Il fianco destro si presenta infatti modellato da estesi fenomeni di deformazione gravitativa profonda, sottolineati da valloni paralleli al versante controllati dall'apertura di sistemi di fratture (Valle dell'Ombra), esemplari sdoppiamenti di cresta quali quelli presso Passo Olone (Fig. 44),

corpi conglomeratici neogenico-quadernari dislocati (dosso fra Poerza e San Bernardo).



Fig. 44 (sinistra) - Cresta ad W di Passo Olone: trincea nei calcari fratturati della Formazione di Breno (foto C. Ferliga)

Fig. 45 (destra) - Fenomeni di erosione accelerata nella Dolomia Principale tettonizzata a N di Castione (foto C. Ferliga, volo elicottero 2007, per CAMOZZI et alii, 2007)

I fenomeni in atto si concentrano alla base delle ripide pareti fra Castione della Presolana e Bratto, con fenomeni di crollo localizzati e accumulo di detrito lungo il versante; crolli di minore entità si verificano anche lungo le alte pareti che delimitano il sistema di terrazzi conglomeratici su cui sorgono i centri abitati. Subordinati sono i fenomeni di erosione accelerata (Fig. 45), concentrati in corrispondenza della fascia di dolomie noriche tettonizzate lungo la Faglia di Clusone (Aprico, Romentareck), con sviluppo di aree solcate da un fitto reticolato di canali separati da ripide creste (pseudo-calanchi, in CASATI, 1971).

La dinamica di versante del fianco sinistro della valle è invece nettamente condizionata dalla pervasiva fratturazione delle dolomie noriche presenti nell'area dei monti Colombina, Varro e Cima di Campo. Lungo tutti i versanti sono diffusi fenomeni di erosione accelerata; la cospicua massa di detriti prodotta nei settori più interni si accumula nei profondi valloni controllati strutturalmente che solcano la compagine rocciosa, per poi essere

mobilitati durante eventi a carattere catastrofico. La parte terminale delle valli principali - del Righenzolo, di Tede, del monte Varro - appare colmata da depositi da trasporto in massa, che costituiscono ampie superfici piatte, sovente terrazzate (Fig.46). Tale dinamica appare tutt'oggi attiva, come testimoniano i frequenti episodi localizzati, con carattere di colata detritica, che arrivano talvolta a danneggiare gli insediamenti agro-pastorali isolati.



Fig. 46 - Valli del monte Varro (sinistra) e del Righenzolo (destra); si notano le dolomie in erosione accelerata di Punta Vallevrina e Monte Cornet, e le grandi superfici piatte costituite da debris-flow che hanno riempito i fondovalle; la freccia evidenzia la colata detritica, tutt'ora attiva, della Valle dei Dadi (foto D. Marsetti, volo elicottero 2007, per CAMOZZI et alii, 2007).

Da segnalare inoltre le DGPV che interessano la successione carnica fra il Colle di Vareso e il Pora: l'intero versante appare dislocato, con ripercussioni anche sulle infrastrutture presenti.

Anche i depositi continentali quaternari più antichi, sospesi sull'alveo e caratterizzati da una complessa successione di conglomerati e ghiaie poggianti su argille lacustri, hanno dato luogo nel passato recente a fenomeni di dissesto, con colate di materiali incoerenti a seguito di eventi di massima piovosità (Onore, inverno 2002).

Fra Rovetta e Cerete Basso, il corso d'acqua principale - denominato Valeggia - è soggetto ad episodi di piena a carattere catastrofico, che hanno costretto al periodico rifacimento delle opere di regimazione. Emblematico in questo tratto è il caso dell'attraversamento del fiume fra Songavazzo e Rovetta, ove l'attuale ponte costruito nel 1910 sostituisce i manufatti precedenti, ripetutamente spazzati dalle piene (FAUSTI, 2004). La forra del

Valeggia è altresì caratterizzata da fenomeni di erosione al piede della alte scarpate incise in sedimenti alluvionali a vario grado di cementazione.

Lungo la valle del Borlezza sono da segnalare i fenomeni di erosione accelerata del versante di Monte Cuca, con produzione di abbondante detrito soggetto a rimobilizzazione; singoli episodi localizzati di trasporto in massa hanno, nel passato recente, danneggiato le infrastrutture produttive presenti.

Nella parte bassa della valle, l'alveo profondamente inciso e con andamento meandriforme erode al piede le alte scarpate che troncano la superficie su cui sorgono gli abitati di Sovere e Piànico, determinando crolli e instabilità di alcuni settori degli insediamenti.

Lo sbocco a lago è caratterizzato infine dalle estese DGPV del Clemo e del Monte Cala, che ribassano a gradinata tutta la successione rocciosa - compresi piastroni di depositi continentali quaternari cementati - originando l'angusta forra del Tinazzo; quest'ultima è soggetta ad ostruzione da parte dei materiali litici ed organici trasportati dal corso d'acqua durante eventi di piena, e ciò si ripercuote sui paesi a monte.

3.3 - BACINO DELL'OGGIO: VAL DI SCALVE

La porzione di alta valle presente nel foglio è soggetta a diffusi fenomeni di mobilizzazione di materiali lungo le scarpate dei terrazzi su cui sorgono i centri abitati. Fenomeni franosi veri e propri si sviluppano inoltre entro la carniola di Bòvegno lungo la valle del Nembo a monte di Teveno: tale litotipo si presenta fortemente fratturato e allentato sia per cause tettoniche che tessiturali e si può pertanto ascrivere alle rocce deboli (*weak rock*).

La media valle appare come un *canyon* ("Via Mala"), soggetto a fenomeni di crollo, che rendevano pericoloso il transito veicolare sino alla recente messa in sicurezza attraverso la costruzione di un nuovo percorso in galleria.

4. - QUADRO DELLE ATTIVITÀ ESTRATTIVE

(a cura di F. Rodeghiero e C. Bigoni)

Si tratta per la quasi totalità di attività pregresse, che hanno rivestito una certa importanza nel XVIII e XIX secolo ad eccezione di sporadiche attività di cava per estrazione di rocce ornamentali e da costruzione che sono ancora attualmente attive e/o inserite in piani cava vigenti presso le province di Bergamo e Brescia.

4.1 - MINERALI METALLICI

FERRO - Si tratta prevalentemente di mineralizzazioni strato concordanti (*strata-bound*) a siderite presenti in varie posizioni stratigrafiche nel Servino della Val Trobiolo presso Pisogne (DE DONATIS *et alii* 1991; CASSINIS *et alii*, 1997).

Minerali accessori sono barite, ematite e solfuri in traccia. *Strata-bound* entro il Servino è pure la mineralizzazione a siderite delle miniere di Memmo Val Trompia e della Val Navazze (Bòvegno), a quest'ultima è associata una mineralizzazione filoniana a barite. Quelle a ferro nel Servino hanno avuto nel passato notevole importanza e sono state tutte intensamente ed estesamente coltivate. E' nota anche una mineralizzazione filoniana costituita da goethite, ematite e quarzo entro il Verrucano Lombardo, ubicata in località Piazzalunga (q.1550) in Val Bonina. Essa ha dato luogo a coltivazioni minerarie soprattutto in epoca medioevale (CUCINI & M. TIZZONI, 1999).

Le mineralizzazioni *strata-bound* del Servino si localizzano in corrispondenza di zone di margine di alto strutturale (sia Permiano che Triassico inferiore-medio) tettonicamente riattivati anche in età alpina; l'ipotesi genetica più accreditata è quella epigenetica connessa ad azioni metasomatiche indotte da soluzioni ferrifere risalite lungo fratture nel Trias inferiore-medio (DE DONATIS *et alii*, 1991; CASSINIS *et alii*, 1997); L'evento mineralizzante risulta più tardivo della diagenesi e le soluzioni ferrifere sono riferibili a fluidi idrotermali che hanno lisciviato il Fe (e Sr) dalle rocce attraversate.

Si segnalano antichi e limitati scavi minerari in materiali ocrei (idrossidi di ferro?) nel Calcare di Camorelli in Val di Supine.

SOLFURI MISTI - Mineralizzazioni *strata-bound* a blenda, smithsonite e galena con ganga fluoritica sono presenti al tetto della Formazione di Breno nella miniera Presolana E (q. 1900) in Val di Scalve (RODEGHIERO, 1977). Manifestazioni di tipo *strata-bound* a blenda e galena associate a fluorite e quarzo sono presenti entro la Formazione di Breno in alta Val Gola (q. 1550) presso il Monte Alto (Rogno) e in località Case Facchinetti (q. 1346) dove si osserva anche barite aciculare. Per ora rivestono il carattere di indizi e hanno solo un significato giacimentologico scientifico.

La loro messa in posto è da assimilare all'evento mineralizzante che ha interessato in Lombardia la sommità della piattaforma carbonatica medio triassica e triassica sup. al passaggio con le coperture silicoclastiche marnoso-arenacee superiori. Le ipotesi genetiche formulate, sovente contrastanti, si possono ricondurre da fenomeni esalativo-sedimentari fino a arricchimenti da sin- a post-diagenetici legati a migrazione di fluidi lungo

strato, in posizione di margini piattaforma–bacino. Non sono da escludere anche fenomeni di concentrazione paleocarsica.

Mineralizzazioni filoniane a siderite, quarzo (barite), blenda, galena, calcopirite, arsenopirite, pirite, bournonite, marcasite, tetraedrite, pirrotina, tellururi di Ag, solfosali di Pb-Bi-Ag, Au sono presenti nel Basamento Metamorfico in Val di Rango (Bòvegno) nella miniera Costa Ricca (q.1300 - 1480) e nella miniera Regina vicino a Pezzaze; la mineralizzazione è legata ad un'intrusione tardo-ercinica nota come 'Quarzodiorite della Val di Rango'. Anche nella molto più estesa miniera Torgola (Bòvegno) la mineralizzazione filoniana è legata ad un'intrusione tardo ercinica nota come 'Granodiorite di Val Navazze' (DE CAPITANI *et alii* 1994), ma in essa siderite, blenda, galena e calcopirite (anche se i solfuri metallici hanno dato luogo al recupero di concentrati) sono nettamente subordinati rispetto alla fluorite che rappresenta il principale minerale che è stato estratto.

4.2 - MINERALI INDUSTRIALI

BARITE – Una mineralizzazione a barite *strata-bound*, che ha dato luogo a qualche coltivazione mineraria in sottosuolo, si rinviene nella parte medio alta della Formazione di Breno della miniera Pagherola in alta Valzurio (q.1700);

Per queste mineralizzazioni le ipotesi genetiche sono da inquadrare in modo analogo a quelle dei solfuri misti nelle piattaforme carbonatiche triassiche (si veda prima).

Mineralizzazioni filoniane si rinvencono entro il Verrucano Lombardo e il Servino nella Valle delle Longhe presso il Dosso della Regina (Pisogne) tra le quote 800 e 1150 e nelle valli di San Pietro e dell'Albereto tra le quote 800 e 1250 a E del Dosso Camussonne. Anche per queste mineralizzazioni vale l'ipotesi epigenetica formulata per le adiacenti mineralizzazioni *strata-bound* a Fe nel Servino, con rimobilizzazioni e arricchimenti della barite lungo lineamenti tettonici di tipo estensionale.

FLUORITE – Estese mineralizzazioni *strata-bound* a fluorite, in associazione a quarzo massiccio, blenda e galena sono presenti al tetto della Formazione di Breno nella miniera della Presolana in Val di Scalve (q.1700 – 2000); le mineralizzazioni costituiscono corpi allungati in direzione N-S noti come 'colonne' e sono state intensamente coltivate fino ad una recente passato. Le riserve non sono esaurite.

Per queste mineralizzazioni le ipotesi genetiche sono da inquadrare in modo analogo a quelle dei solfuri misti nelle piattaforme carbonatiche triassiche (si veda prima).

Numerosi filoni fluoritici sono presenti in Val Trompia (Bòvegno) impostati lungo fratture che intersecano il Basamento Metamorfico, la granodiorite tardo ercinica di Navazze e il Verrucano Lombardo, solo

localmente il Servino; la paragenesi dei solfuri associati è più ricca e complessa nei filoni più profondi. Nella miniera di fluorite della Torgola (la più importante in assoluto e attualmente inattiva) si associano quarzo, siderite, blenda galena e calcopirite. La genesi viene riferita comunemente all'intrusione della granodiorite tardo-ercinica, anche se sono presenti filoni che tagliano il Verrucano Lombardo.

Fluorite filoniana priva di solfuri è presente in località Case Camorelli in Val Camonica (Rogno) al tetto del Calcare di Camorelli: è stata oggetto solo di assaggi minerari.

GESSO E ANIDRITE – Le cave di gesso e anidrite sono concentrate nell'alto Sebino e interessano principalmente la carniola di Bòvegno (Pisogne, Costa Volpino e Rogno) e la formazione di San Giovanni Bianco (Lovere). L'anidrite di Costa Vopino è anche nota come 'Volpinite' o 'Bardiglio di Bergamo' ed è stata cavata in passato come pietra ornamentale da interni.

Una piccola cava di gesso entro la formazione di San Giovanni Bianco è presente anche sull'altipiano di Borno in località Sanatori. In tutti i casi la genesi delle mineralizzazioni è sedimentaria legata ad ambienti evaporitici.

4.3 - ROCCE ORNAMENTALI

Pietra Simona – arenarie e siltiti violacee bioturbate, appartenenti al membro della Pietra Simona del conglomerato del Dosso dei Galli; le cave storiche sono ubicate presso Darfo Boario Terme; il polo estrattivo è inserito nel nuovo piano cave della provincia di Brescia.

Volpinite o Bardiglio di Bergamo – anidrite grigio biancastra, molto 'luminosa', appartiene alla formazione della carniola di Bòvegno e veniva cavata presso Costa Volpino per uso statuario e per rivestimenti interni.

Nero Venato – banco calcareo marnoso nerastro con vene di calcite bianca, di una trentina di metri di spessore entro la formazione del calcare di Pratotondo; le cave sono disseminate lungo il banco calcareo in località Pratotondo in valle di Lozio. Anche questo polo estrattivo è inserito nel nuovo piano cave della provincia di Brescia.

Con tale denominazione si sono cavati in passato anche calcari grigio-nerastri con vene di calcite bianca appartenenti alle formazioni del Calcare di Angolo e di Prezzo (cave a Dezzo di Scalve e in valle di Lozio poco sopra Malegno)

Ceppo di Poltragno – conglomerati ben cementati a clasti spigolosi dolomitici; le cave non più attive sono ubicate allo sbocco della Val Borlezza nel Lago di Iseo in località Poltragno. Attualmente si coltiva intensamente (anche in sotterraneo) una varietà nota come 'Ceppo di Gre' nella omonima località in comune di Castro, qualche chilometro a S delle vecchie cave di Poltragno.

4.4 - CALCARI E DOLOMIE DA CALCE, CEMENTO E PIETRISCO

Nel calcare di Esino sono presenti cave non più attive presso Borgo Olcese (Civate Camuno) e Bienno; una piccola cava da cui venivano ricavati blocchi da taglio è ancora visibile sul versante sinistro della valle del Dezzo in località Fornaci (Angolo Terme).

Il calcare di Zorzino presente in Val Cavallina (Fig. 47) a Endine Gaiano e Sovere viene tuttora utilizzato per la produzione di granulati neri e pietrame.



Fig. 47 - Cave nel Calcare di Zorzino presso Endine Gaiano (foto D. Marsetti, volo elicottero 2007, per CAMOZZI et alii, 2007).

4.1 - GHIAIE E SABBIE

Una cava di ghiaia dolomitica, tuttora attiva, sfrutta i depositi di *debris flow* della Valle Righenzolo (Onore); numerose cave di ghiaia e sabbia hanno sfruttato i depositi alluvionali del fondovalle camuno; attualmente risultano inserite nel piano cave di Brescia una cava in località Bessimo (Rogno) e una a Losine. Attive sono anche alcune cave nei pressi di Costa Volpino.

Piccole cave di prestito sono ubicate entro i depositi di versante nei pressi del passo della Presolana e entro i depositi glaciali in località Pescarzo di Breno: si tratta di piccoli prelievi utilizzati per l'edificazione locale.

VI. ABSTRACT

Tectonic structure and permo-triassic stratigraphy

078-Breno geological sheet area can be divided into three main structural domains, Allochthonous Carbonatic Units (UCA in the tectonic 1:200.000 sketch, Fig. 38), Bergamasc Parautochthonous (Parautoctono Bergamasco) and "Culminazione Camuna", from NW to SE.

Allochthonous Carbonatic Units constitute a belt characterized by thrusting and faulting with complex deformation history, and by different deformation styles, due to stratigraphic and consequently reological variability of the sedimentary succession. The belt in the whole is limited to the N by Orobic Thrust and rest on Cedegolo Orobic Anticline, which southern side is present, under neogenic-quaternary deposits, at the northern margin of the sheet.

UCA appear as a succession of duplex systems of embricated foreland dipping thrust sheets, with main tectonic transport to the S, locally affected by back-thrusting. Among them, Lower and Upper UCA are distinguished.

Lower UCA (Vigna Vaga = VV, Costa di Valnottte = CV, upper Val di Scalve = AVS, Units) are made of mainly carbonatic Anisian-Carnian succession, and were deformed by thrusting of Upper UCA, during presumably eo-alpine phases (paleogenic or before Paleogene). Western to Dezzo valley, their southern margin is wedging under Upper UCA, while to the E (Croce di Salven) it outcrops, owing to successive erosion.

Upper UCA (Timogno = UT, Presolana = UP, Pizzo Camino = PC, Units) - made also by Anisian-Carnian stratigraphic units - are characterized

by southern regional dipping; toward S, thrust planes cut progressively younger stratigraphic units. The outstanding feature of western portion of Upper UCA belt is blind-thrusting under Dolomia Principale of Parautochthonous, along Clusone Fault, a southern dipping complex tectonic feature with many possible interpretations ; eastern to Dezzo valley, on the contrary, duplex system leading edge is generally outcropping as primary feature (PC Unit).

All the Allochthonous is cut by later faults, both normal NNE-SSW trending and revers E-W trending faults, which break up the continuity of main structures, and hamper field data interpretation.

Bergamasc Parautochthonous is delimited to the N by Clusone Fault in the western portion of the sheet, and by outcropping of UCA thrusts in the eastern one (Corna Mozza - Borno - Ossimo - Breno). It is characterized by more simple tectonic features than Allochthonous, regionally resulting as a monoclinic, mainly NW dipping, structure involving Permian-Triassic succession, and gently folded to SE dip in Clusone - Pizzo della Presolana sector, owing to UCA wedging.

Parautochthonous western part is affected by a thrust (Sovere-Gandino thrust) separating a large body of Carnian-Norian carbonatic stratigraphic units (Castro Sebino Fm., Dolomia Principale and Aralalta Gr.) from a footwall were almost the same units crop out; linked to the E to Val Supine Fault, its interpretation is disputed, owing also to lack of data in the Lovere area, extensively displaced by DGPV.

Eastern of Val Supine Fault, stratigraphic succession appears quite undisturbed, with continuous lateral outcrops which allowed to describe many formalized or informal "classic" litostratigraphic units.

In this area, new light is spread on the complex Ladinian-Carnian succession, ridefining both stratigraphic boundaries and dating of some stratigraphic units; also stratigraphic relationships between carbonatic platform units and terrigenous bacinal units of Ladinian (Esino Limestone vs. Wengen Fm.) and Carnian (Breno Fm. and Sommaprada Limestone vs. Lozio Shale) are revised.

"Culminazione Camuna" zone is the easternmost structural area matching with Bergamasc Parautochthonous. Extended between Val Camonica to NW and Val Trompia to SE, it is delimited to the S by Val Trompia Thrust (Linea della Val Trompia), outcropping in the SE corner of present sheet; this structural NNW dipping feature is connected to thrust spreading towards Po Plain foreland, during neogenic deformation phases. All the sector is characterized by outcropping of a quite undisturbed succession, made of Permian - Lower Triassic litostratigraphic units lying in discordance over Metamorphic Basement. Sedimentary and volcanic units are subhorizontal or slightly NW dipping, and are dissected by NNW-SSE,

NW-SE or W-E extensional Permian structures reactivated during Alpine Orogenesis as normal or inverse faults. The most important of them is Monte Rosello Fault (Faglia di Monte Rosello), NW dipping feature dividing a southern area where Verrucano Lombardo lies directly on Metamorphic Basement, from a northern area where Lower Permian volcano-sedimentary succession (Tre Valli Bresciane Gr.) develops into Collio Basin.

In the northern area, new data allow to update the lithostratigraphic subdivision of Lower Permian succession, according to the new scheme proposed by CARG Commission. Tre Valli Bresciane Group is divided into a basal coarse clastic unit (Conglomerato Basale), followed by volcanites of Lower Quartz Porphyry, and then in succession by Collio Fm., in turn divided into two informal members, one characterized by fine alluvial deposits (Pian delle Baste mb.), the other by coarser sediments (Val Dorizzo mb.). The succession is closed by partially epeiric Dosso dei Galli conglomerate and Auccia volcanite, rhyolitic ignimbrites representing the final activity of Permian subsident Collio Basin.

Neogenic-quaternary continental stratigraphy

Three major basins are distinguished (Serio, Oglio and Mella river), each with peculiar evolution. Only a little part of mapped area belongs to Serio or Mella basins; both of them are characterized by glacial deposits of the last glacial maximum (LGM), related to little local glaciers.

In the main Oglio valley - Val Camonica - evidences of pre-LGM glacial advances are preserved mainly on left slope; thick glacial polyphasic infillings - covered on top by mass-flow deposits (Parto Grande or Culmine group) - are also present in minor lateral valleys such those of Lanico and Trobiolo rivers, and at the mouth of Dezzo valley; all of them are described into the Colma del Piano supersynthem. Glacial deposits with slightly evolved weathering profile (Cantù sinthème), lateral moraines and erratic boulders allow to reconstruct an hypothetical LGM glacier extension, well fitting with southern geological sheet data (099-Iseo), but no absolute dating are available to confirm it.

Two minor basins are distinguished into Oglio catchment area, in order to describe their complex sedimentary successions.

Gera-Valeggia-Borlezza minor basin evolution is determined by a lateral tongue of Oglio glacier, which built an elongated amphitheatre, damming up local flows. Most of the units in this area maintain the name used in FERLIGA & BINI, 2007, with an extended description. LGM tongue of Oglio-Borlezza glacier stopped near Borlezza mouth into Iseo Lake, while eight older glacial units - with increasingly thick alteration profiles and decreasing morphology preservation - are recognized in the lower valley and described as UBSU; alluvial and mass-flow local deposits, related to

each glacial advance are also recognized in the upper valley, and distinguished as facies in each glacial unit.

Dezzo minor basin (Val di Scalve basin) is characterized by thick pre-glacial sedimentary succession (Dezzo group) infilling a deeply cut E-W upper valley; it is made of alluvial sediments, with significant clasts petrography variations through time, due to a different paleogeography. The succession is in turn cut and infilled by glacial units attributed to Colma del Piano supersynthem; both of them are covered by local LGM glacial deposits, which never joint to main Oglio glacier, and are deeply terraced by current valley.

Units unrelated to present physiography. New light is spread on isolated conglomeratic lithosomes - both slope, glacial and alluvial deposits - related to paleogeographic patterns completely different from current one. They are mapped as single lithostratigraphic units, grouped as "units unrelated to present physiography". In the Gera-Valeggia-Borlezza area, this group comprises two kind of conglomerates: a) huge bodies preserved on carbonatic ridges or slopes, deeply cut by present hydrographic pattern (Passo Olone, Valle Pernedio, Colle della Sfessa, San Bernardo conglomerates), sometimes made of glacial deposits (tillite di S. Antonio, Corno Ceresa sinthema); b) terraced lithosomes infilling a Gera paleovalley parallel to present one, but belonging to unknown catchment area (Serio or Oglio basin?). Due to glacial deposits presence, in this area excavation of present pattern is inferred to start in lower Pleistocene, perhaps after a neotectonic phase.

VII. LEGEND**NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS****UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM
PO SYNTHÈME (POI)**

Diamicton and gravels with angular clasts (slope, landslide and debris-flow deposits). Stratified gravels and sands (alluvial deposits). Laminated silt, clay, peat (lacustrine and peat bog deposits). Upper boundary surface unweathered, well preserved morphologies often still evolving.

UPPER PLEISTOCENE – HOLOCENE.

PRATO GRANDE GROUP (GR)

Massive diamicton, matrix supported, with etherometric angular clasts; 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)

Clinostratified conglomerates and diamictites, clast supported, with arenaceous matrix, angular clasts poorly selected (slope and mass-flow deposits). Clasts fed by overlooking slopes. From very well cemented to lithified deposits, morphologically continue up slope, hanging on the present valley floor. PLEISTOCENE.

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHÈME (CM)

Pebbly and cobbly diamictons and diamictites (glacial deposits). Conglomerates, stratified gravels and sands (alluvial deposits). Laminated silt and shale (lacustrine deposits). Erosional, polygenic and polyphasic upper boundary; well developed, very variable weathering profile. PLEISTOCENE.

ALTERITES (b₆)

Massive clay and silty clay with residual clasts derived from weathering of local bedrock (paleosoils evolved on bedrock). MIOCENE-PLEISTOCENE.

SERIO CATCHMENT SYSTEM

SELVA DI CLUSONE SUPERSYNTHEM (SU)

Matrix supported diamicton, with sandy matrix and etherometric subrounded clasts (ablation till); matrix supported massive diamicton with siltitic matrix, shaped and streaked-out clasts (lodgment till). Clasts from local valley. Slightly evolved weathering profile, colour 10YR; well preserved morphologies. UPPER PLEISTOCENE.

MELLA CATCHMENT SYSTEM

MELLA RIVER SUPERSYNTHEM (VC)

Massive, mostly matrix supported diamicton, often reworked by gravity (glacial deposits). Sandy silt and sands with sparse clasts (slope deposits). Well preserved morphology. UPPER PLEISTOCENE.

ADDA-OGGIO CATCHMENT SYSTEM

LAGHI SUPERSYNTHEM (LA)

Matrix supported diamicton, with sandy matrix, etherometric subangular to subrounded clasts (ablation till); matrix supported massive diamicton with siltitic matrix and shaped and streaked-out clasts (lodgment till); clast supported gravel with sandy matrix and rounded pebbles, intercalated laminate sands (fluvial and ice-contact deposits); massive matrix supported diamictons with local clasts (debris-flow deposits). Siliceous and calcareous clasts from the whole basin. Slightly evolved weathering profile, matrix colour 10YR; well preserved morphologies.

CANTÙ SYNTHEME (LCN)

Upper boundary with well preserved morphologies, no loess cover, weathering profile less than 1.2 m, matrix color 7.5-10YR, influenced by parent material, calcareous clasts with cortex, siliceous clasts without alteration or with very thin cortex.

UPPER PLEISTOCENE.

OGLIO CATCHMENT SYSTEM

DEZZO CATCHMENT SYSTEM

VAL DI SCALVE SUPERSYNTHEM (VS)

Massive matrix supported diamictons, with etherometric ssbrounded clasts (glacial deposits); clast supported gravel, with rounded clasts from local succession (alluvial deposits). Laminated silt alternating to fine sand (lacustrine and palustrine deposits). Slightly evolved weathering profile, well preserved morphologies. UPPER PLEISTOCENE.

PALLINE FORMATION (PAX)

Clinostratified or massive conglomerates, with *grèzes litées* texture (slope deposits); subhorizontal bedded gravels (alluvial deposits). Good to very good cementation. MIDDLE PLEISTOCENE.

VILLA CESARINA FORMATION (VCS)

Well stratified conglomerates and diamictites, clast to matrix supported, with siltitic matrix, subangular to angular clasts of local limestones, rare siliceous exotic clasts in the lower part (mass flow deposits). Very well cemented, karstified and hanging for 350 m on present valley floor. GELASIAN? – CALABRIAN?

SERTA FORMATION (ETA)

Massive clast supported conglomerates with angular clasts and sometimes rounded boulders; clast supported conglomerates with arenaceous matrix, centimetric rounded polygenic clasts; clinostratified clast supported beds and lens of conglomerates, with well rounded and selected centimetric polygenic clasts (alluvial deposits). Well cemented. GELASIAN? – CALABRIAN?

VAL VALLALA FORMATION (VVA)

Roughly subhorizontally stratified matrix supported conglomerates and diamictites, with siltitic matrix and polygenic subangular clasts from local succession (mass flow deposits). Well cemented; carbonatic clasts core often dissolved; case hardening. PLIOCENE.

DEZZO GROUP

AGULA CONGLOMERATE (DAG)

Massive clast supported conglomerates with arenaceous matrix and rounded calcareous clasts; lenticular bodies of sands (alluvial deposits). Very well cemented. PLIOCENE.

DEZZOLO SAND (DDE)

Laminated sand alternated to massive clast supported very well cemented conglomerate (alluvial deposits). PLIOCENE.

S. ANDREA CONGLOMERATE (DAN)

Roughly horizontally bedded to massive in the lower part, clast supported conglomerates, with arenaceous matrix, rounded clasts of prevailing

Verrucano Lombardo, subordinated limestones and rare micaschists (alluvial deposits). Very well cemented. **PLIOCENE**.

FUCINE CONGLOMERATE (DEF)

Horizontally stratified (upper part of the unit) to concave cross stratified (lower part) conglomerates and sandstones, with rounded clasts from permo-ladinic succession and sometimes from basement (alluvial deposits). Well cemented.

PLIOCENE.

SANTUARIO DI COLERE CONGLOMERATE (DEC)

Horizontally bedded, clast supported conglomerates, with subrounded clasts (fluvial deposits). Well cemented. **PLIOCENE**.

OGLIO-BORLEZZA ANPHITHEATRE AND GERA-VALEGGIA CATCHMENT SYSTEM

SOVERE SYNTHÈME (VEE)

Massive matrix supported diamictons with subrounded carbonatic and siliceous clasts (glacial deposits); stratified gravel and fine to medium sands, with local carbonatic clasts (alluvial deposits); massive diamictons with subangular clasts (debris flow deposits). Slightly weathered, decarbonation up to 1.5 m depth, matrix colour between 10YR and 7.5YR. Well preserved morphologies.

UPPER PLEISTOCENE.

PIAZZA DI SOVERE SYNTHÈME (PSO)

Massive matrix supported diamictons with subrounded carbonatic and siliceous clasts (glacial deposits); matrix supported gravels with subangular local clasts (debris-flow deposits); stratified gravel and fine to medium sand, with local carbonatic clasts (alluvial deposits). Cut-off weathering profile, decarbonation up to 2 m depth, colour 7.5YR. Well preserved morphologies, in erosion.

MIDDLE PLEISTOCENE.

MORTI DEL CONTAGIO SYNTHÈME (ORM)

Massive pedogenized matrix supported diamictons with etherometric rounded carbonatic and siliceous clasts (glacial deposits); massive matrix supported diamictons, conglomerates and gravels with fine carbonatic matrix and local etherometric angular clasts (slope deposits). Slightly weathered, decarbonation depth up to 2 m, matrix colour 7.5YR. Well preserved morphologies, in erosion.

MIDDLE PLEISTOCENE.

FONTENO SYNTHÈME (FOE)

Massive matrix supported diamicton and gravels with carbonatic and siliceous clasts from Val Camonica (glacial deposits); massive matrix supported diamictons with etherometric angular clasts, up to boulders, of local succession (mass flow deposits). Cut-off weathering profiles, thickness over 3,5 m, colour 7.5YR. Well preserved morphologies, in erosion. **MIDDLE PLEISTOCENE**.

CEDRINI SYNTHÈME (EDR)

Massive matrix supported diamictons with etherometric silicatic and carbonatic rounded clasts (ablation till). Irregularly cemented. Cut-off weathering profile, with no carbonates, arenized siliciclasts, matrix colour 7.5YR – 5YR. Well preserved morphologies, in erosion. MIDDLE PLEISTOCENE.

BOSSICO SYNTHÈME (BOI)

Massive pedogenized matrix supported diamictons with etherometric silicatic and carbonatic rounded clasts (ablation till); overconsolidated massive matrix supported diamicton with silty matrix and streaked-out clasts (lodgment till). Cut-off weathering profile, arenized siliciclasts, matrix colour 7.5YR – 5YR. Well preserved morphologies, in erosion. MIDDLE PLEISTOCENE.

PRATI DI STA SYNTHÈME (PTT)

Massive matrix supported diamictites and pedogenized diamictons, with arenaceous matrix and carbonatic and siliceous clasts (glacial deposits); conglomerates with rounded clasts (alluvial deposits); very well cemented, cut-off weathering profile, with geological organ on conglomerates, decarbonation depth up to 2 m with arenized clasts, matrix colour 7.5-5YR. Clast supported gravels with sandy matrix and rounded carbonatic clasts, massive matrix-supported diamictons with etherometric subangular carbonatic clasts (local alluvial and debris-flow deposits); weathering profile up to 2 m with arenized clasts, matrix colour 7.5-YR. Well preserved morphologies, in erosion. MIDDLE PLEISTOCENE.

STALLE D'ONITO SYNTHÈME (SON)

Massive, weathered diamictons with brittle to arenized siliceous clasts from Camonica Valley, matrix colour 5YR, no carbonatic clasts, badly preserved morphology (glacial deposits). Massive diamictons and gravels with subangular-subrounded carbonatic clasts, plurimetric weathering profile with brittle to argillificati clasts, matrix colour 7.5YR, partially preserved morphologies. MIDDLE PLEISTOCENE.

PIANICO FORMATION (NAI)

Laminated blue clay and silty clay, carbonatic silt and sands, varved biochemical-organic carbonates, gray carbonatic silt and sandy silt (lacustrine deposits); laminated and graded sands and silt (torbiditic deposits); clast supported, very well cemented diamictites in lenticular bodies, with etherometric angular clasts and fine matrix (slope deposits); layers of volcanic ashes (tephra). Vegetal and mammal macrofossils in the varved carbonates (cf. *Bos primigenius*) and in the sandy silt at the top (*Cervus elaphus* subsp. *acoronatus*, *Microtus* cf. *arvalidensis*). MIDDLE PLEISTOCENE.

CEPPO DI POLTRAGNO (PLR)

Massive matrix supported diamictites with plurimetric angular boulders; clinostratified clast or matrix supported conglomerates, with etherometric angular

clasts of Norian dolomites and sporadic weathered silicoclasts (slope and landslide deposits). Lithified; carbonatic clasts sometimes with argillified core and unaltered cortex. Isolated bodies with unpreserved alimentation slope. GELASIAN? – CALABRIAN?

CAMONICA VALLEY

CERVENO CONGLOMERATE (CVK)

Matrix supported massive diamictite with locally fed angular clasts and boulders up to hectometric in size (landslide deposits). Very well cemented up to lithified.

LOWER PLOIOCENE? - MIDDLE PLEISTOCENE?

VALBURNEGA CONGLOMERATE (VBN)

Clinostratified conglomerates with alternated clast or matrix supported layers; angular clasts from local slopes (slope deposits). Well cemented up to completely lithified. Unpreserved morphologies; plates hanging up to 500 m from present valley floor and with unpreserved alimentation slope. NEOGENE?

DOSSO DI VALLE CALA CONGLOMERATE (VCL)

Clinostratified clast supported conglomerates without matrix, with intercalated layers with abundant matrix; angular locally fed clasts (slope deposits). Lithified deposits, covered by carbonatic crusts. Isolated plates, hanging on present valley floor up to hundreds of meters; locally karstified. NEOGENE?

LAGO LOVA CONGLOMERATE (LOV)

Clinostratified clast supported conglomerates with arenaceous matrix, subrounded poorly selected clasts (versant deposits). Well cemented up to completely lithified. Isolated plates with no relation with present physiography. NEOGENE?

UNITS UNRELATED TO THE PRESENT PHYSIOGRAPHY

FINO DEL MONTE CONGLOMERATE (FIM)

Conglomerates, sands and sandstones in planar and lenticular beds (fluvial and fan deposits). Bedded clinostatified matrix supported diamictites with angular clasts (slope deposits). Carbonatic clasts; very well cemented and karstified. Well preserved morphologies, in erosion. CALABRIAN?

CASTIONE DELLA PRESOLANA CONGLOMERATE (NEP)

Well stratified subhorizontal clast supported conglomerates, with arenaceous matrix and well selected and rounded clasts (alluvial deposits); matrix supported diamictites with poorly selected subrounded-subangular clasts (mass-flow deposits). Carbonatic clasts mostly from northern slope. Very well cemented, weathering profile not observed, well preserved morphology, but in erosion. CALABRIAN?

BRATTO CONGLOMERATE (BAO)

Well stratified subhorizontal clast supported conglomerates, with rounded clasts, sometimes well selected and with scarce fine matrix, sometimes poorly selected and with abundant matrix (alluvial deposits); clinostratified clast supported conglomerates with abundant matrix and matrix supported massive diamictites, with angular poorly selected clasts (slope deposits). Very well cemented, deeply cased; weathering profile partially preserved, matrix color 7.5 YR, geological organ lower boundary. Well preserved morphology, in erosion. CALABRIAN?

LANTANA CONGLOMERATE (NLT)

Well stratified subhorizontal clast supported conglomerates, with arenaceous matrix and well selected rounded clasts; stratified laminated sandstones and siltites (alluvial deposits). Massive or roughly clinostratified conglomerates with angular badly selected clasts (slope deposits). Local carbonatic clasts. Very well cemented, up to completely lithified. Preserved weathering profile up to 2 m, matrix color 5YR, geological organ lower boundary. Well preserved morphology, in erosion. CALABRIAN?

MALGA CORZENE CONGLOMERATE (ORZ)

Clinostratified clast supported conglomerates in metric beds, with subangular-subrounded clasts and scarce or no matrix; massive, fine pink matrix supported diamictites with abundant subrounded clasts (slope and mass-flow deposits, sometimes reworked by currents). Clasts of Esino Limestone, with rare weathered marls and dark marly limestones. Very well cemented up to lithified. Karstified. Morphology partially in erosion. Truncated weathering profile, matrix color 7.5 YR. GELASIAN? - CALABRIAN?

CORNO CERESA SYNTHÈME (ERE)

Weathered diamicton with residual siliciclasts; lithified matrix supported diamictites with sparse rounded clasts; sparse erratic boulders (glacial deposits). Weathering profile with geological organs developed on

diamictites or extended down to Norian dolomites, matrix color 5YR, no carbonatic clasts, silicatic clasts with pluricentimetric cortex. Morphology not preserved. GELASIAN.

SAN BERNARDO CONGLOMERATE (SBD)

Stratified clast or arenaceous matrix supported conglomerates with well selected rounded clasts, sometimes obliquely stratified; sandstones with parallel or oblique lamination (alluvial deposits). Stratified arenaceous matrix supported conglomerates with angular clasts; fine matrix supported diamictites (slope deposits). Well cemented up to completely lithified. Morphology not preserved, unrelated to present physiography. PLIOCENE?

COLLE DELLA SFESSA GROUP (CD)

Horizontally bedded clast supported conglomerate with mostly carbonatic rounded clasts and sparse siliciclasts; intercalated stratified sandstones (alluvial deposits); massive diamictons and diamictites with etherometric carbonatic, siliciclastic and metamorphic clasts, up to boulders (till and tillites); laminated silts and clay (lacustrine deposits). Well cemented, up to lithified. Isolated lithosomes, cut off by present physiography.

S.ANTONIO TILLITE (TSI)

Silty brownish matrix supported diamictons and diamictites, with sparse rounded streaked-out clasts; stratified sandy-silty matrix supported diamictons with rounded clasts (lodgement and flow till). Carbonatic and siliceous exotic clasts. Well cemented - if cemented - up to completely lithified.

NEOGENE – GELASIAN?

VALLE PERNEDIO CONGLOMERATE (VPR)

Stratified clast supported conglomerates with arenaceous matrix, carbonatic and siliceous rounded clasts (alluvial deposits). Lithified; clasts with dissolved core. Residual isolated plates on top of crests. NEOGENE.

PASSO OLONE CONGLOMERATE (OLN)

Clastic or fine matrix supported diamictites with angular carbonatic and porphiritic etherometric clasts, up to boulders. Lithified. Remnants on crest tops cut off by the present topography, feeding area not preserved; locally tectonized and involved in thrusting.

UPPER PALEOGENE? – NEOGENE?

PRAVE CONGLOMERATE (PRW)

Clinostratified clast supported conglomerates, with alternating layers with or without matrix, and badly selected subangular clasts (slope deposits); massive diamictites with angular etherometric clasts up to plurimetric boulders (landslide deposits). Local dolomitic clasts. Well cemented, up to completely lithified. Plate unrelated with present physiography, hanging up to 600 m on present valley floor. UPPER PALEOGENE? – NEOGENE?

CORNA BUSA CONGLOMERATE (OBU)

Stratified clast or matrix supported diamictites and massive diamictites, with angular calcareous clasts up to metric boulders (slope and landslide deposits). Lithified and deeply karstified. Isolated plate over a crest top. UPPER PALEOGENE? – NEOGENE?

MALGA BOLZONE CONGLOMERATE (BOZ)

Clinostratified clast or matrix supported conglomerates, alternated to massive clast supported diamictites, with etherometric angular clasts from Esino limestone. Well cemented, up to completely lithified. Cut off by present physiography, unpreserved feeding slope. UPPER PALEOGENE? – NEOGENE?

ROCCOLO ROMILE CONGLOMERATE (OCL)

Massive to roughly bedded conglomerates, chaotic, with subrounded heterometric local clasts (slope deposits). Very well cemented. Isolated plates on top of crest, unrelated to present physiography. UPPER PALEOGENE? – NEOGENE?

DOSSO ISIGA CONGLOMERATE (ISI)

Massive lithified matrix supported diamictites, with angular boulders up to plurimetric, locally fed (landslide deposits). Isolated plate on top of crest, unrelated to present physiography. UPPER PALEOGENE? – NEOGENE?

RIFUGIO LAENG CONGLOMERATE (RLE)

Roughly metric bedded clast supported chaotic conglomerates, with etherometric subangular clasts; decimetric layers with finer granulometry, locally open work (slope deposits); monogenic calcareous clasts from local succession. Lithified. Isolated plates on crest top, unrelated to present physiography. UPPER PALEOGENE? – NEOGENE?

DYKES NETWORK

INTERMEDIATE AND BASIC DYKE (fm)

Greenish amphibolic-plagioclasic andesites in discordant decimetric to metric dykes and sills ('Porfiriti' *Auct.*), with usually evident hornblend, feldspar and more rarely rounded quartz phenocrystals in gray-greenish groundmass; in some sills, higher concentration of crystals near the core of the dyke.

TERTIARY

ADAMELLO TERTIARY BATHOLITH**RE DI CASTELLO INTRUSIVE: MONTE ALTA GUARDIA TONALITE (TMG)**

Granodiorites characterized by rounded phenocrystals of biotite in a white-pink feldspathic and grayish quarziferous groundmass; tonalites characterized by massive granular texture, from ipidiomorphic to porphyric (hornblend phenocrysts), medium to fine grained, with plagioclase, quartz, minor K-feldspar and, among femics, hornblend and biotite. Frequent mafic inclusions. UPPER EOCENE.

SOUTHERN ALPS TRIASSIC VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION**RIVA DI SOLTO SHALE (ARS)**

Laminated or foliated shales and clayey marls, with interlayered or cyclically alternating black thin bedded calcutites, sometimes slumped. Locally biocalcarenes rich in small lamellibranches (tempestites), with 'bactrilli'. Distal carbonate ramp with mostly shaly sedimentation. Observed thickness 50 m. UPPER NORIAN.

ARARALTA GROUP**ZORZINO LIMESTONE (ZOR)**

Blackish or dark-grey micritic limestones, in thin to medium planar beds organized in turbiditic sequences, and intercalated quite coarse facies, with graded intervals of massive dolorudites and doloarenites, followed upward by plane-parallel laminated doloarenites and cross-laminated dolomicrites. Maximum thickness 1100m. MIDDLE NORIAN.

DOLOMIE ZONATE (DZN)

Often laminated and graded blackish doloarenites in thin to medium planar bed organized in turbiditic sequences; locally intraformational breccias (debris flow) with angular centimetric to metric clasts. Marginal

portion of intraplatform basins. Thickness varies from few tens up to over 100 m. MIDDLE NORIAN.

DOLOMIA PRINCIPALE

Platform marginal facies (**DPR_a**): planar to dome shaped dolomitized build-ups of metric size, with serpulids, porostromata, gastropods, bivalves, small bivalves and bioclasts wrapped by algal laminae. Platform margin. Maximum thickness 280-300 m. NORIAN.

Peritidal stratified dolomite (**DPR_b**): grey and brownish dolomites and calcareous dolomites with microcrystalline to saccaroidal texture, in thick beds and banks, locally organized in peritidal metric shallowing upward cycles; sometimes grained beds with clasts and bioclasts. Dasycladacean, lamellibranches (*Isognomon exilis*) and gastropods (*Worthenia sp.*) are present. Inner platform facies. Maximum thickness 900-1000 m. NORIAN.

Lower Member (**DPR_c**): mostly bedded marly dolomites and dolomicrites, organized in plurimetric cycles marly at the base, with bituminous dolomicrites upward and stromatolithic laminae at the top; bivalves, gastropods and local clumps of tubular shaped organism (serpulids) are present. Maximum thickness: 200–300 m. UPPER CARNIAN – LOWER NORIAN.

CASTRO SEBINO FORMATION (CSO)

Calcareous and dolomitic breccias, in the upper part massive; inner platform synsedimentary heterometric and chaotic carbonatic breccias, gray to brownish with typical speckling, brownish those calcareous and dark grey the dolomitic ones, and common pockets of laminated calcarenitic and calcsiltitic cements. Dolomitic braccias with locally centimetric-decimetric grey dolomitic clasts, rare calcareous recrystallized clasts and some whitish weathered clasts with prismatic habitus (gypsum?); clasts in evidence on the brownish-grey calcareous matrix. In the lower part, "earthy" evaporitic dolomites with interlayered breccias; locally dark grey, laminated dolocarenites, passing to breccia with mostly dolomitic clasts. Maximum thickness 380 m UPPER CARNIAN – LOWER NORIAN.

SAN GIOVANNI BIANCO FORMATION (SGB)

Sandstones and siltstones, dolomites with marly-pelitic interlayers, evaporitic levels, with high lateral and vertical variability.

Evaporites (**SGB_c**): millimetric-centimetric laminated dusty gypsum with interlayered brownish-reddish siltstone and grey gypsy dolomite with undulating laminae. Yellowish *camiola* with clasts of brownish, grey and green massive siltstones, unbedded or roughly layered. Progressive

calcareous clasts enrichment and siltstone clasts decreasing at the Castro Sebino Fm. boundary.

Dolomitic-pelitic lithofacies (**SGB_b**): dusty grey to brownish dolomite in decimetric layers, with typical vugs wrapped by calcite crystals; mostly near the bottom, brownish to green pelitic-marly interlayers.

Arenaceous lithofacies (**SGB_a**): grey to green alternating sandstones and siltstones, locally pyrite bearing; fine to coarse sandstones in centimetric to decimetric beds, locally laminated; the coarsest are weathered with ferruginous colours. Near Monte Pora thin bedded and laminated, grey-greenish, beige if weathered, marls with plani-parallel laminae and lenses of ferruginous bioturbated sands.

Subtidal lagoonal environment, evolving into intertidal and supratidal, up to sabkha.

Thickness from 100 up to 200 m. MIDDLE-UPPER CARNIAN.

GORNO FORMATION (GOR)

Blackish grey on fracture, yellowish grey on weathered surface limestones, marly limestones and marls, in centimetric to pluridecimetric layers, alternated to marl and black shale levels; marly beds are rich in lamellibranches. Interlayered in the lower part, light grey, greenish pyrite bearing sandstones, with parallel lamination and diffused calcareous cement, belonging to distal part of Valsabbia Sandstone fan delta. Shallow terrigenous-carbonatic sedimentation lagoon. Maximum thickness 400 m. LOWER-MIDDLE CARNIAN.

VALSABBIA SANDSTONE (SAB)

Grey-greenish thick bedded siltstones and volcanoclastic sandstones with slightly calcareous cement, with usually not evident planar and cross laminae. Litharenites with volcanic lithoclasts, feldspar and minor quartz. Gradual boundary with Gorno formation, characterized by alternating arenaceous and marly calcareous levels; locally nodular calcite concretions. Fan delta environment. Maximum thickness 200 m. LOWER-MIDDLE CARNIAN.

BRENO FORMATION

Campolungo member (**BRE₂**): light-grey to whitish microcrystalline dolomite, decimetric to pluridecimetric layered with thin marly or clayey green-yellowish interlayers. Frequent algal laminae, tepee structures, fenestrae, breccia levels; bivalves, gastropods and algae are present. Locally levels with lenses of black cherts. Uper boundary often outlined by black shale metric level, linked to quick sinking of the carbonatic platform. Maximum thickness 250 m.

LOWER–MIDDLE CARNIAN

Annunciata member (**BRE**₁): grey to light-grey limestones and dolomitic limestones, in pluridecimetric to metric layers, with frequent algal laminae, oncoliths, bivalves, gastropods and algae. At the top local mineralization of quartz, calcite and iron bearing ores. Maximum thickness 170 m.

LOWER–MIDDLE CARNIAN

Mount Arano member (**BRE**₃): grey micritic limestones, often recrystallized, in pluridecimetric to massive layers; grey–yellowish micritic to calcarenitic limestones and marly limestones in centimetric to decimetric layers, often rich in remnants of small bivalves, alternated to marls and/or shales in typical cyclic sequences. Thickness of the massive calcareous facies from 0 to 200 m, from 0 to 300 m the marly–calcareous one.

LOWER–MIDDLE CARNIAN.**CALCARE METALLIFERO BERGAMASCO (CMB)**

Grey to dark grey limestones and dolomitic limestones, in decimetric up to pluridecimetric sometimes amalgamated layers, with common algal stromatolites, fenestrae and oncolites. Chert is typical, in stripes or sometimes laminated layers; locally there are thin marly and shaly interlayers. Locally at the base, quartz, calcite, iron and barite ores bearing levels. Coastal lagoon and tidal flat. Thickness from 0 to 70 m. **LOWER CARNIAN.**

LOZIO SHALE (LOZ)

Black, dark grey to yellowish if weathered, shales, marly shales and fine siltstones; shaly layers are divided into small prisms by a thin cleavage (pencil cleavage); in prevailing marls, centimetric to decimetric slumps evidenced by thin deformed lamination. Shales pass upward to siltstones and locally pyrite bearing sandstones. Gradual boundary with Pratotondo and Sommaprada Limestone; clear-cut boundary with the above Mount Arano member, often outlined by carniola levels. Intraplatform basin with slight carbonate production and poorly oxygenated sea-floor. Maximum thickness 200 m. **LOWER CARNIAN.**

SOMMAPRADA LIMESTONE (SOM)

Dark grey thin laminated and typically zoned marly limestones in planiparallel centimetric to decimetric beds, with small nodules and ferruginous spots due to weathering of diffuse sulphides. Locally, close to the underlying boundary with Esino Limestone, thin levels of calcarenites with oolithe and sulphures. Transitional environment between the carbonate platform of Esino Limestone and the Lozio Shale basin. 70 to 150 m in thickness. **LOWER CARNIAN.**

PRATOTONDO LIMESTONE (PRO)

Decimetric to pluridecimetric bedded black laminated limestones and marly limestones with marly interlayers, locally pyrite bearing, with more evident lamination passing to the above Lozio Shale and frequent centimetric to metric slumpings.

Calcareous bodies lithofacies (**PRO_a**): near to the middle of the unit, black micritic, slightly marly limestone bed, well to indistinctly stratified, cut by a thin net of veins filled by white calcite (quarried as "nero venato"). Distal carbonatic turbidites flowing into a pelitic sedimentation basin. 0 to 166 m in thickness. UPPER LADINIAN - LOWER CARNIAN.

CALCARE ROSSO (KLR)

Grey, whitish grey up to pink level of calcareous laminated, often concentric cements, more rarely rayed, which partially or completely substituted the original sediment. Locally (Corna Gemelle in Presolana) over limestones with stromatolitic laminae, fenestrae and giant gastropods, breccias with ochraceous cement and erosional base (not mapped). Peritidal carbonatic platform, with repeated and prolonged emersions. Maximum thickness 50 m. UPPER LADINIAN.

ESINO LIMESTONE

Margin and slope lithofacies (**ESI_a**): massive built-up limestones and dolomitic limestones, with corals, Tubiphytes, bivalves, gastropods, ammonites, algae and common cements ('evinosponge'), passing to intraformational carbonatic breccias.

Inner platform lithofacies (**ESI_b**): massive to pluridecimetric to metric bedded laminated limestones and dolomitic limestones; locally lenses of yellowish doloarenites.

Maximum thickness 500 m.

UPPER LADINIAN – LOWER CARNIAN.

VAL D'ANGOLO INTRUSIVES AND VOLCANITES (VVG)

Subvolcanic to volcanic statiform body of greenish quartz, biotite and feldspar bearing volcanites, with frequent calcareous and subordered siliceous xenolithes from the host rocks; volcanic breccias with limestone and darker volcanite or porphyrite xenolithes. Calcareous clasts show lobated boundary and are wrapped by a felt of whitish sferulae. At Buchenstein Fm. boundary, hosting rock is folded and cut by a thin network of small dykes and porphyric masses. Maximum thickness 100 m. LADINIAN.

M. MUFFETTO INTRUSIVES AND VOLCANITES

Slightly alkaline rocks: trachyandesites, trachydacites, trachytes bodies as sills, laccolites, lopolites, etmolites, mostly hosted by permotriassic formations such as Verrucano Lombardo and Servino. It includes the following bodies:

M.MUFFETTO SUBVOLCANIC BODY (MFF): red-purple columnar jointing porphyric trachyandesites and trachytes with quartz, feldspar, amphibole, biotite and mafic purple inclusions. Two minor bodies are linked to the main mass (Beccheria di Bassinale and Alpiaz sills).

CORNE DI REGOIA SUBVOLCANIC BODY (MFI): pink-purple columnar jointing porphyric trachydacites and trachytes with phenocrysts of pink feldspar, amphibole, quartz and weathered biotite.

LA PAGLIA DYKES (MFL): dark green sub-aphiric trachyandesites with biotite phenocrysts and occasional glassy patches. Radiometric age calculated through Rb/Sr method on total rock and biotite: 226 ±4 My (Dosso Sparviero) and 231 ±5 My (M. Muffetto).

DOSSO SPARVIERO SUBVOLCANIC BODY (MFV): purple-dark grey columnar jointing porphyric trachydacites and trachytes with white feldspar phenocrysts, abundant poorly weathered biotite, rare amphibole and amigdaloidal zeolites.

DYKES (ft) related to the triassic volcanites.
LADINIAN.

WENGEN FORMATION (WEN)

Greenish grey, decimetric to indistinctly bedded sandstones with calcitic cement, alternating to laminated siltstones with slumpings (Annunciata downhill slope), and minor calcareous shales; locally conglomeratic sandstones with dark clay chips or, close to Esino Limestone boundary, clasts of Esino Limestone itself. Sandstones show planiparallel lamination and, most rarely, oblique lamination (slopes under Colere, up hill of Rifugio San Ferm and at Sendine, N of Losine). Basin with terrigenous sediments from volcanic areas. 0-200 m in thickness.

UPPER LADINIAN – LOWER CARNIAN.

BUCHENSTEIN FORMATION (BUC)

Centimetric to pluridecimetric bedded grey cherty limestones, sometimes dolomitized, with diffuse or nodular chert, and often intercalated laminated cherty fine sandstones and siltstones; planiparallel thinly stratified limestones and decimetric to pluricentimetric bedded nodular limestones with thin black clayey interlayers; sometimes interlayered yellow-greenish thin laminated crumbly tuffstones. At the Prezzo Limestone boundary,

levels with ammonoids and *Daonella sp.* Interbedded with limestones or close to Wengen Fm. boundary, metric levels of pyroclastites and volcanoclastic siltstone: decimetric to pluridecimetric bedded grey-greenish, medium to coarse sandstones with silty-marly interlayers. At the transitional boundary with Esino Limestone, centimetric to decimetric bedded dolomites, dolomitic limestones and cherty calcarenites. Open basin. Mean thickness 50-60m, maximum 100 m.

UPPER ANISIAN – LOWER LADINIAN.

PREZZO LIMESTONE (PRZ)

Decimetric to pluridecimetric bedded black marly limestones rich in ammonoids alternated to soft, fissil carbonaceous black marls. Always present at the top, near Buchenstein Fm. boundary.

Prevailingly marly facies (**PRZ_c**), in the lower part of the unit - when present - close to Angolo Limestone boundary: soft, fissile carbonaceous black marls. Lagoon or external platform with terrigenous-carbonatic feeding, sometimes anoxic. 50 to 100 m in thickness.

UPPER ANISIAN.

CAMORELLI LIMESTONE (CMR)

Pale, massive limestones with subordinated algal laminated layers with *Tubiphytes* and rare dasycladacean; corals, crinoid columnals, algae and fenestral levels also present. Gradual transition to Angolo Limestone characterized by planar to slightly undulating bedding; ferruginous crusts at Prezzo Limestone boundary, subject to mining. Peritidal carbonate platform. Thickness from few meters up to 400 m.

MIDDLE ANISIAN.

ANGOLO LIMESTONE (ANG)

Well stratified black limestones and dolomitic limestones, with interlayered carniola in the lower part (not mapped). Two litofacies are recognized:

Thin bedded and/or nodular limestones (**ANG_a**): grey to blackish, sometimes laminated, micritic limestones in centimetric planar or nodular beds, and interlayered thin, locally micaceous, marly-shales, with slumpings, parallel and oblique lamination and graded levels. Pervasively bioturbated nodular ("bernocoluto") beds, up to amalgamated.

Dark limestones in medium to thick beds (**ANG_c**): grey to dark grey, locally micaceous, micritic limestones in decimetric to metric planar to undulated beds, often cross-cut by white calcite veins; massive or sometimes brecciated dolomitized levels.

Interlayered carniola (not mapped): beige-yellowish marls or chaotic breccias with vuggy marly matrix, including elements of grey limestones or

brown dolomite. Shallow water bay with carbonatic sedimentation and fine terrigenous sediments supply. Thickness up to 700 m.

LOWER–MIDDLE ANISIAN.

CARNIOLA DI BÒVEGNO (BOV)

Massive or slightly bedded light grey to yellowish dolomites and dolomitic limestones, sometimes vuggy and powdery, with irregular angular vugs from few millimetres to 2-3 cm, often filled by yellowish marly sediment; breccias with prevailing calcareous clasts; marls, shaly marls and varicoloured siltstone. Local evaporitic lenses (**BOV_a**), very thick near Costa Volpino (anhydrites) and Castelfranco (gypsum). Littoral to shallow water environment up to isolated lagoon (sabkha). Maximum thickness 80 m.

UPPERLOWER TRIASSIC – LOWER ANISIAN.

SERVINO (SRV)

Well bedded, often micaceous, laminated, varicoloured pelites, sandstones and marls, with frequent granulometric lateral and vertical variations; terrigenous-carbonatic dolomitized levels. Quartzarenites close to the lower boundary; in the middle part thick bedded oolitic and bioclastic calcarenites rich in bivalves and gastropods ('Oolite a gasteropodi' *Auct.*); in the upper part calcarenites, marls and siltstones with bivalves ('Strati a *Miophorya*' *Auct.*). Rich fossil fauna with *Claraia clarai*, *Claraia aurita*, *Natiria costata*, *Neoschizodus ovatus*. Barite and manganeseiferous siderite ore bearing levels.

Littoral or shallow water marine environment. Maximum thickness 150 m.

INDUAN – UPPER ? OLENEKIAN.

PERMIAN VOLCANO-SEDIMENTARY SUCCESSION

VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Normal graded and cross laminated reddish sandstones and conglomerates, conglomeratic sandstones and siltstones, with clasts of quartz, quartziferous porphyrite and rarely metamorphic basement, in plurimetric beds with erosional base. Fluvial environment. Up to 600 m in thickness.

UPPER PERMIAN *p.p.*

'TRE VALLI BRESCIANE' GROUP

AUCCIA VOLCANITE (AUC)

Purple to grey massive quartziferous ignimbrites and crystal tuffstones with plagioclase, quartz and biotite phenocrysts and micro to

cryptocrystalline groundmass. Radiometric age (206Pb/238U) 280.5 ± 2 My. Thickness from 0 to 70 m. LOWER PERMIAN.

DOSSO DEI GALLI CONGLOMERATE (CDG)

Reddish or greenish, usually coarse conglomerates, with clasts of volcanites, crystalline schists and quartz, passing to sometimes marly, sometimes micaceous sandstones and siltstones in often amalgamated beds and banks. Lower lithofacies (**CDG_a**) characterized by sequences with basal arenaceous levels passing topward to coarse conglomerates; over that, unorganized conglomerates and interlayered coarse sandstones.

Pietra Simona Member (**CDG₁**): fine, often micaceous and intensely bioturbated, dark red sandstones and siltstones, evenly bedded and frequently parallel and cross laminated. Medium depth lacustrine environment. Thickness from 0 to 120 m.

Prevailing sandstones lithofacies (**CDG_a**): in the lower part normal graded and laminated arenaceous levels (fluvial plain); in the middle, fine conglomerates passing to coarse, cross laminated sandstones (channel deposits); in the upper part, unorganized and poorly bedded grey-reddish or greenish polygenic, coarse paraconglomerates with angular, highly heterometric (centimetric-pluridecimetric) clasts (proximal fan, heteropic with lacustrine deposits of Collio Fm). Total thickness up to over 500 m.

LOWER PERMIAN.

COLLIO FORMATION (COL)

Val Dorizzo member (Collio sup. *Auct.*) (**COL₂**): fine sandstones passing to graded conglomeratic sandstone with volcanic clasts, and green siltstones in metric lenticular beds; blackish laminated shales at the top.

Pian delle Baste member (Collio Inf. *Auct.*) (**COL₁**): grey-green to red-brown up to black shales, siltstones and medium to fine sandstones, with basal load casts and undulated laminae or cross laminated. Locally, volcanic bank close to the upper boundary. Maximum thickness 200 m

LOWER PERMIAN.

LOWER QUARTZ PORPHYRY (PQI)

Bedded tuffstones and volcanoclastic conglomerates (**PQI_b**): alternating red-purple and greenish vitreous tuffstones with phenocrysts, and varicoloured tuffstones, with inclusions of porphyrite, ignimbrite, pumice and rare micaschists fragments. Interbedded plurimetric arenaceous conglomeratic bodies, with high percentage of lithic volcanic clasts (fluvial environment). At the top accretionary lapilli levels (subaerial environment). 30 to 90 m thick.

Basal rhyolites and rhyodacites (**PQI_a**): red-purple to white-greyish massive ignimbrites with porphyric structure, quartz, K-feldspar and minor biotite phenocrysts, pumices recrystallized into sericitic aggregates; aplitic-granitic chemism. Radiometric age (206Pb/238U) 283 ± 1 My. 20-50 to 130 m thick.

LOWER PERMIAN.

BASAL CONGLOMERATE (CGB)

Mostly dark red, thick bedded or massive breccias and conglomerates with quartz and metamorphic clasts, and fine to coarse arenaceous matrix locally bioturbated. Discontinuous discordant level on the Metamorphic Basement. Alluvial fan. Thickness 0 to 20 m.

LOWER PERMIAN.

LOWER PERMIAN INTRUSIVE BODIES

VAL NAVAZZE, VAL TORGOLA AND VAL DI RANGO GRANITOIDS (NTG)

Granitic-granodioritic (Navazze, Val Torgola) and tonalitic (Val di Rango) bodies hosted by Verrucano Lombardo. Radiometric age $271-274 \pm 4$ My (Val Navazze body). Chemical data suggest magmatic affinity with VAG (Volcanic Arc Granites). LOWER PERMIAN.

SOUTHERN ALPS METAMORPHIC BASAMENT MANIVA TECTONOMETAMORPHIC UNIT

MICASCHISTS (MVX)

Silver-greenish to lead-grey prevailing phylladic metapelites, sometimes with albitic metablastesis, passing sometimes to micaschistic phyllades or to paragneisses, with white mica, quartz, chlorite and garnet and rare biotite; often with small albitic metablasts. Amphibole sometimes present in the levels close to the cover. The following lithofacies have been distinguished: Chloritoid micaschists (**MVX_a**), characterized by chloritoid occurrence as main component; paragneiss (**MVX_d**): paragneiss horizons corresponding to micaceous levels affected by strong albitic metablastesis, which absorbed white mica; albite-epidote gneiss (**MVX_f**): gneiss with albite phenocrysts and albite in the groundmass too, with quartz, epidote, white mica, fine-grained garnet and chlorite, rare amphibole, K-feldspar never observed.

PRE-PERMIAN.

BIBLIOGRAFIA

- 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 Orobian 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 fra il Sebino e l'Eridio. IV. La porzione N-occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **5** (1951): 65-82.
- ARDIGÒ G. & BONI A. (1952) – *Sulla stratigrafia del Massiccio delle Tre Valli Bresciane*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **74**: 2, 321-334.
- ARDUINI M. (1982) – *Contributi alle conoscenze del magmatismo triassico delle Alpi Meridionali: indagini geologiche e petrologiche sulle vulcaniti carniche dei distretti triumplino*. Tesi di Laurea, Univ. Studi di Milano, Sez. Mineralogia, TL **376**: 1-14.
- ARGAND E. (1909) – *L'exploration géologique des Alpes pennines centrales*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **45**: 217-276.
- ARGAND E. (1911a) – *Le nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte Géol. Suisse, **31**: 1-26.
- ARGAND E. (1911b) – *Le nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environants. Essai de Carte Structurale*. Mat. Carte Géol. Suisse, Carte Spec., **64**.
- ARGAND E. (1916) – *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Ecl. geol. Helv., **14**: 146-204.
- ARMIENTI P., CORAZZATO C., GROPELLI G., NATOLI E. & PASQUARÉ G. (2001) – *I corpi subvulcanici triassici del Sudalpino centrale (Val Camonica- Val Trompia)*. Relazione finale, Accordo di Programma tra CNR e SGN- Progetto di Cartografia Prototipale, 1-17.
- ARMIENTI P., CORAZZATO C., GROPELLI G., NATOLI E. & PASQUARÉ G. (2003) – *Geological and petrographical study of Montecampione Triassic subvolcanic bodies (Southern Alps, Italy): preliminary geodynamic results*. Boll. Soc. Geol. It., vol. speciale **2**: 67-78.
- ARTINI E. & MARIANI E. (1898) – *Appunti geologici e petrografici sull'alta Val Trompia*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **37**: 321-334.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) – *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. Ital. Paleont., **71**: 999-1097.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968a) – *Calcarea di Angolo*. Studi III. Carta Geol. It., Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 11-18, Roma.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968b) – *Argillite di Lozio*. Studi III. Carta Geol. It., Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 35-40, Roma.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968c) – *Formazione di Breno*. Studi III. Carta Geol. It., Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 57-64, Roma.
- 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., GERMANI D., NICORA A. & RIZZI E. (2000) – *Ladinian/Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario-Pizzo Camino area (Lombardy): reevaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **106**: 19-58.
- BARGOSSO G.M. & D'AMICO C. (1988) – *Significance of the volcanic rocks of Monte Luco (Trentino Alto-Adige, Northern Italy) in the Permian volcanism of the Southern Alps*. Min. Petrogr. Acta, **31**: 131-157.
- BARGOSSO G.M., D'AMICO C., SCIPIONI P. (1982) – *Posizione degli strati di Tregiovo nella successione vulcanica atesina in Trentino-Alto Adige*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 131-137.
- 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.

- BARGOSSÌ G.M., DI BATTISTINI G., GASPAROTTO G., VERCESI P.L., & GUALTIERI S. (1993) - *The Permian volcano-sedimentary sequence of the Tione Basin (Val Rendena, Trento, N Italy)*. Miner. Petrogr. Acta, **36**: 19-33.
- BARGOSSÌ G.M., DI BATTISTINI G. & MONTANINI A. (1993) - *The andesitic ignimbrites from the Lower Permian volcanic sequence in the Val di Cavè and Val di Fregio area (Trento, N Italy)*. Min. Petr. Acta, **36**: 1-17.
- BECCALUVA L., BIGIÖGGERO B., CHIESA S., COLOMBO A., FANTI G., GASTTO 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.
- BECHSTÄDT T., BRANDNER R., MOSTLER H. & SCHMIDT K. (1978) - *Aborted rifting in the Triassic of Eastern and Southern Alps*. N. Jb. Geol. Paleont. abh., **156**: 157-178.
- BERGOMI M.A. & BORIANI A. (2009) - *Sedimentary and magmatic protoliths of the Southalpine and Austroalpine Basements of Central Alps (Italy); their role in the origins of the European continental crust*. Epitome, **3**: 212-213.
- BERGOMI M.A. & BORIANI A. (2010) - *Sedimentary and magmatic protoliths of the Southern Alps and Austroalpine nappes of Central Alps (Italy) and their role in the origins of the European continental crust*. Geol. Soc. of London.
- BERNOULLI D., CARON C., HOMEWOOD P., KÁLIN O. & VAN STUIJVENBERG J. (1979) - *Evolution of continental margins in the Alps*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., **59**: 165-175.
- 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., GROPPPELLI 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 L. & POINTON M. (2007) - *Dolomia Principale*. In CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M, CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPPPELLI 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.
- BERRA F. & JADOUL F. (2002) - *Sedimentological and paleontological evidences of a «Mid Carnian transgression in the Western Southern Alps (S. Giovanni B. Fm. Lombardy, Italy): stratigraphic and paleogeographic implications*. Riv. It. Pal. Strat., **108**: 119-131.
- BERRA F., NOVELLINI M. & JADOUL F. (1991) - *Structural framework of the Bergamasco Prealps south of the Clusone fault*. Atti Ticinesi Sc. Terra, **34**: 107-120.
- 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.
- 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.
- BERUTTI G. (1998) - *Levandosi i Fiumi Sopra le Rive. Per una Mappa Storica del Rischio Idrogeologico nel Bresciano*. Grafo edizioni: Brescia.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1988) - *Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza Cenomaniana nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 425-454.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1994) - *Syntectonic Upper Cretaceous deep water sequences in the Lombardy Basin (Southern Alps, Northern Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **87**: 833-862.
- BERSEZIO R., FANTONI R. & PESSINA C. (2001) - *L'assetto strutturale del margine sudalpino padano: contributo alla conoscenza del sottosuolo nel settore bergamasco*. Geol. Insubr., Lugano, **6**: 81-93.

- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) – *From riftin to drifting-tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the EarlyCretaceous*. Sediment. Geol., **86** : 53-76.
- BERTRAND M. (1884) – *Rapports de structure des Alpes de Glarus et du bassin houllier du N.* Bull. Soc. géol. de France, **12** : 318-330.
- BIANCHI A., BONI A., CALLEGARI E., CASATI P., CASSINIS G., COMIZZOLI G., DAL PIAZ G. B., DESIO A., GIUSEPPETTI G., MARTINA E., PASSERI L. D., SASSI F. P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1971) – *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 34-Breno*. Ministero Industria, Roma, 1-134.
- BINI A. (2007) – *Gli altopiani carsici in destra idrografica della Val Borlezza*. In: "Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo", a cura di: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C., Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., 162-164
- BINI A., CORBARI D., FALLETTI P., FASSINA M., PEROTTI C.R. & PICCIN A. (2007) – *Morphology and geological setting of Iseo lake (Lombardy) through multibeam bathymetry and high-resolution seismic profiles*. Swiss J. Geosci., **100** (2007), 23-40.
- 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., Wien, **31/3**: 219-370.
- BONI A. (1943) – *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio: introduzione. Bibliografia tettonica. Parte prima: la porzione centrale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **1**, 1-141.
- BONI A. (1955) - *Geologia della regione fra il Sebino e l'Eridio. III. Il margine orientale. a) Stratigrafia*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **5** (1951): 13-64.
- 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**:119-159.
- 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).
- BOSELLINI A. (1973) – *Modello geodinamico e paleotettonico delle Alpi Meridionalidurante 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.
- BRANDNER R. (1984) – *Meespiegelschwankungen und Tektonik in der Trias der NW-Tethys*. Jb. Geol. B. A., 126, 435-475.
- BRAUER A., WULF S., MANGILI C., APPELT O. & MOSCARIELLO A. (2007) - *Reply: Tephrochronological Dating of Varved Interglacial Lake Deposits from Piànico-Sèllere (Southern Alps, Italy) to around 400 ka*. Journ. Quat. Sci., **22**, 4: 415-418.
- BRAUER A., WULF S., MANGILI C. & MOSCARIELLO A. (2007) - *Tephrochronological Dating of Varved Interglacial Lake Deposits from Piànico-Sèllere (Southern Alps, Italy) to around 400 ka*. Journ. Quat. Sci., **22**, 1: 85-96.
- BREGOLI S. (1977) – *Ricerche geologico-petrografiche sui Micascisti del Maniva tra la Val Camonica e la Val Trompia*. Tesi di Laurea, Univ. Studi di Milano.
- 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, v. **1 e 2**, 1-196, 1-352.
- BRONDI A. & MITTEMPERGER M. (1974) – *Complesso vulcanico atesino*. In "Note esplicative F° 027 Bolzano", Serv. Geol. d'Italia.

- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C.A. & SABATINI G. (1970) – *Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo Atesino; Nota I, Successione stratigrafica, assetto strutturale e vulcanologico nella Val Sarentino*. Atti Soc. Toscana Sci. Nat., Mem. Ser. A, **77**: 157-200.
- BONALUMI G. (1983) – *Geologia dell'alta Val Trompia tra Bovegno e Collio: Studio chimico-petrografico delle rocce del Basamento*. Tesi di Laurea, Univ. Studi di Milano.
- BRIGNOLI G. (1984) – *Studio geologico e petrografico del settore occidentale del Massiccio delle Tre Valli Bresciane (bassa Val Camonica – BS)*. Tesi di Laurea, Univ. Studi di Milano, 1-225.
- CACCIAMALI G.B. (1906) – *Rilievi geotettonici tra il Lago d'Iseo e la Val Trompia*. Comm. Ateneo Brescia per il 1906, 44-64.
- CACCIAMALI G.B. (1913a) – *Fratture nella bassa Val Camonica*. Boll. Soc. Geol. Ital., **32**: 465-470.
- CACCIAMALI G.B. (1913b) – *Struttura geologica del Gruppo del Guglielmo*. Comm. Ateneo di Brescia per l'anno 1912, 84-104.
- CACCIAMALI G.B. (1930) – *Morfogenesi delle prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della Provincia di Brescia*. Tip. Geroldi, Brescia, 12-308.
- CAFFI E. (1923) – *Cronologia geologica delle Valli bergamasche*. Tip. Conti, Bergamo, 1-123.
- CADEL G., COSI M., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I. (1996) – *A new map of the Permo-Carboniferous cover and Variscan metamorphic basement in the Central Orobic Alps, Southern Alps - Italy: structural and stratigraphical data*. Mem. Sci. Geol., **48**: 1-53, geol. map 1:25.000, Padova.
- CALLEGARI E. (1985) – *Geological and petrological aspects of the magmatic activity at Adamello (Northern Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 83-103.
- CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C. (2007) – *Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo*. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., 207.
- CARMINATI E., SILETTO G.B. & BATTAGLIA D. (1997) – *Thrust kinematics and internal deformation in basement involved fold and thrust belts: the eastern Orobic Alps case (Central Southern Alps, Northern Italy)*. Tectonics, **16**: 259-271.
- CASATI P. (1964) – *Il Trias in lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. VI. *Osservazioni stratigrafiche sull'Infraretico delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **70**: 447-465.
- CASATI P. (1968a) – *Calcere di Zorzino*. Studi Ill. Carta Geol. It., Formazioni Geologiche – Fascicolo I, 83-88, Roma
- CASATI P. (1968b) – *Alcune osservazioni sul bacino lacustre pleistocenico di Pianico (Lombardia)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Sc., **102**: 575-595, Milano.
- CASATI P., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1976) – *Età (K/Ar) di intrusioni porfirittiche e leucogabbriche nelle Prealpi Bergamasche (Alpi Meridionali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **32**: 215-226.
- CASSINIS G. (1964) – *Una faglia saaliana nelle Prealpi bresciane e la sua importanza nei riguardi della stratigrafia permiana*. Boll. Soc. Geol. It., **83**: 273-283.
- CASSINIS G. (1966a) – *La Formazione di Collio nell'area-tipo dell'alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **72**: 507-590.
- CASSINIS G. (1966b) – *Rassegna delle Formazioni permiane dell'Alta Val Trompia (Brescia)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**: 50-66.
- CASSINIS G. (1967) – *Lapilli accrezionari nei tufi Paleozoici della Val Trompia (Prealpi Bresciane)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**: 155-166.
- CASSINIS G. (1968a) – *La sezione-tipo delle Vulcaniti di Auccia (Permico bresciano)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**: 40-49.

- CASSINIS G. (1968b) – *Studio stratigrafico del “Servino” di Passo Valdi (Trias inferiore dell’Alta Val Caffaro)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **19**: 15-39.
- CASSINIS G. (1969a) - *Conglomerato del Dosso dei Galli*. St. Ill. Carta Geol. Italia, **2**: 13-22.
- CASSINIS G. (1969b) - *Vulcaniti di Auccia*. St. Ill. Carta Geol. Italia, **2**: 23-30.
- CASSINIS G. (1988) – *Carta geologica dei depositi continentali permiani a sud dell’Adamello*. Atti Ticinesi Sc. Terra, **31**, Pavia.
- CASSINIS G. (1990) – *The Alpine Structure: the geophysical answer to the geological questions*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 9-23.
- CASSINIS G. (2000) - *Permian stratigraphy in the Western Collio basin*. 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, 47-59.
- CASSINIS G. (2007) – *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. (2007a) – *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., CORBARI D., FALLETTI P. & PEROTTI C. (2011) - *Note illustrative della Carta geologica d’Italia alla scala 1:50.000: Foglio 099-Iseo*. Regione Lombardia. ISPRA - Servizio Geologico d’Italia. pp. 248.
- 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.
- 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 & 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. & PEROTTI C.R. (1994) - *Interazione strutturale permiana tra la Faglia delle Giudicarie ed i Bacini di Collio, Tione e Tregiovo (Sudalpino centrale, N Italia)*. Boll. Soc. Geol. Ital., **112** (1993): 1021-1036.
- 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 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.
- CASSINIS G. & SANTI G. (2001) – *Hanns Bruno Geinitz: a pioneer of the Permian stratigraphy of eastern Lombardy (Southern Alps, Italy)*. Geologica Saxonica. **46/47**: 73–82.

- CASSINIS G. & SCHIROLLO P. (2008) – *Su Alcuni nomi tradizionali della geologia bresciana e sul loro impiego stratigrafico nella nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000*. Commentari dell'Ateneo di Brescia per l'anno 2005: 35-89.
- CASSINIS G. & ZEZZA U. (1982) - *Dati geologici e petrografici sui prodotti del magmatismo triassico nelle Prealpi Bresciane*. In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI (Eds): *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide Geol. Reg. S.G.I., 97-102.
- 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., CORTESOGNO L., GAGGERO L., PEROTTI C.R. & BUZZI L. (2008) - *Permian to Triassic geodynamic and magmatic evolution of the Brescian Prealps (eastern Lombardy, Italy)*. *Boll.Soc.Geol.It. (Ital. J. Geosci.)*, **127**: 501-518
- 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: Castellarin A. «Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1:200.000)», *Prog. Fin. Geod. (S.P. 5) CNR - Bologna*, **441**: 166-173.
- CASSINIS G., FRIZZO P., MORONI M., RODEGHIERO F. (1997) - *Le mineralizzazioni delle Alpi Bresciane: aspetti geologico-minerari e metallogenici*. Vol. Atti "Giornata di studio: Le vene delle montagne", Brescia, 1995, 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**: 1-13.
- CASSINIS G., ORIGONI GIOBBI E., PEYRONEL PAGLIANI G. (1975-76) – *Osservazioni geologiche e petrografiche sul Permiano della bassa Val Caffaro (Lombardia orientale)* – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **25**: 17-71.
- CASSINIS G., PEROTTI C.R. & VENTURINI C. (1997) - *Examples of late Hercynian transtensional tectonics in the Southern Alps (Italy)*. In Dickens J.M., Yang Z., Yin H., Lucas S.G. & Acharyya S.K. (Eds): *Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and Their Global Correlation*, Cambridge Univ. Press, 41-50.
- CASTELLARIN A. (Ed) (1981) – *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R. – Prog. Finalizz. Geodinamica, sottoprogramma "Modello Strutturale". Pubbl. n. 441 del Prog. Finalizz. Geodinamica.
- CASTELLARIN A. & PICOTTI V. (1990) – *Jurassic tectonic framework of the eastern border of the Lombardian Basi*. *Eclogae Geol. Helv.*, **83**: 683-700.
- CASTELLARIN A. & VAI G.B. (1986) – *Southalpine versus Po Plain Apenninic arcs*. In: "The Origin of Arcs" (a cura di F.C. Wezel), Elsevier Sc. Publishers B.V.: 253-280.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER J., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) – *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relations with the N-Apennines*. *Ann. Tecton.*, **6**: 62-94
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R. (1988) – *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie deformation belt. Implications for compressional tectonics of the Southern Alps*. *Min. Petr. Acta, Bologna*, **30**: 287-310.
- CASTELLARIN A., FESCE A.M., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G., SARTORI R., SELLI L., CANTELLI L. & RICCI R. (1988) – *Structural and kinematic analysis of the Giudicarie*

- deformation belt: Implications for compressional tectonics of Southern Alps.* Min. Petr. Acta, **30**: 287-310.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. & SOMMAVILLA E. (1980) – *Middle magmatism in Southern Alps. II: a geodynamic model.* Riv. It. Paleont., Strat., **85**: 1111-1124.
- CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SELLI L. & SIMBOLI G. (1988) – *The middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the southern Alps.* Tectonophysics, **146**, 79-89.
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006a) – *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect).* Tectonophysics, **414**: 259-282.
- CASTELLARIN A., SELLI L., PICOTTI V & CANTELLI L. (1988) – *La tettonica delle Dolomiti nel quadro delle Alpi Meridionali Orientali.* Mem. Soc. Geol. It., **53**: 133-143.
- CASTELLARIN A., VAI G.B. & CANTELLI L. (2006b) – *The Alpine evolution of the Southern Alps around the Giudicarie faults: a Late Cretaceous to Early Eocene transfer zone.* Tectonophysics, **414**: 203-223.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C. & AMATO A. (2006). *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1.* INGV-CNT, Roma. <http://www.ingv.it/CSI/>.
- CEOLONI P., CONTI M.A., MARIOTTI N., MIETTO P. & NICOSIA U. (1987) - *Tetrapod footprints from Collio Formation (Lombardy, Northern Italy).* Mem. Sci. Geol., Padova, **39**: 213-233.
- CHARDON M. (1969) - *Les formations quaternaires du bassin de Clusone.* Gap., Ed. Orphys, Etudes et travaux de Méditerranée **8**: 93-108.
- CHARDON M. (1975) – *Les Préalpes lombardes et leurs bordures.* Libraire Champion, Paris, 1-655.
- CIANCETTI G. & PILLA G. (2001) - *Indagini per la valutazione delle risorse idriche sotterranee del massiccio del M. Altissimo (Valle Camonica, Alpi meridionali)* Mem. Soc. Geol. Ita, **56**: 171-180
- CIANCETTI G., D'AMELIO L. & PILLA G. (1995) - *Prime valutazioni degli apporti idrici profondi alla falda di subalveo nella bassa Val Camonica (Brescia - Italia).* Atti del Convegno: "II Incontro Internazionale dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata", 290-295, Peveragno (Cuneo), 11-13 ottobre 1995.
- CIANCETTI G., GHIZZARDI L & PILLA G. (2004) – *Emergenze sorgentizie di rilevante valenza scientifica, didattica e ambientale: l'esempio delle sorgenti della Valle del T. Dezzo (Alpi Meridionali).* Geologia dell'Ambiente, **3**: 47-50.
- 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.
- CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI A.M., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007b) – *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.
- CLEMENT-WESTERHOLF J.A., VAN DER EEM J.G.L.A., VAN ERVE A.W., KLASSEN J.J., SCHURMAN W.M.L. & VISSCHER H. (1974) – *Aspects of Permian, Triassic and Early Jurassic palynology of Western Europe- A research project.* Geol. En Mijnbouw, **53**: 329-341.
- CONFORTINI F., MALZANNI M., MANGILI C., PAGANONI A., 2003 – *Ritrovamento di un cervide nei sedimenti del Bacino pleistocenico di Pianico-Sellere (Italia Settentrionale).* Riv. Del Mus. Civ. Sc. Nat. E. Caffi, Bergamo, **21** (2001): 87-94 Bergamo.

- CONTI M.A., MARIOTTI N., MANNI R. & NICOSIA U. (2000) – *Tetrapod footprints in the Southern Alps: an overview*. In: CASSINIS G., CORTESOGNO F., 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, 137-138.
- CONTI M.A., MARIOTTI N., MIETTO P. & NICOSIA U. (1991) - *Nuove ricerche sugli icnofossili della Formazione di Collio in Val Trompia (Brescia)*. Natura Bresciana. Ann. Mus. Civ. St. Nat., Brescia, **26**: 109-119.
- CONTI M.A., MARIOTTI N., NICOSIA U. & PITTAU P. (1997) - *Succession of selected bioevents in the continental Permian of the Southern Alps (Italy): improvements in intrabasinal and interregional correlations*. in J.M. DICKINS (Chief-Ed), *Late Palaeozoic and Early Mesozoic Circum-Pacific Events and Their Global Correlation*, 51–65, Cambridge Univ. Press.
- CORAZZATO C. & GROPELLI G. (2004) - *Depth, geometry and emplacement of sills to laccoliths and their host-rock relationships: Montecampione group, Southern Alps, Italy*. In: BREITKREUZ C. & PETFORD N. (Eds.), *Physical Geology of High-Level Magmatic Systems*, Geological Society, London, Special Publication, **234**: 175-194.
- CORAZZATO C., GROPELLI G., NATOLI E. & PASQUARÈ G. (2001) – *Il Gruppo di Montecampione: stratigrafia dei corpi subvulcanici triassici tra la Val Camonica e la Val Trompia*. Atti Ticin. Sci. Terra, **42**: 141-152, con carta geologica alla scala 1:25.000.
- COSSALI (1989) – *Analisi chimiche delle «porfiriti» triassiche del Monte Guglielmo (Brescia)*. Natura Bresciana Ann. Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, **26**, (1989) 1991, 101-108.
- COSSALI C. (1991) – *Analisi chimiche delle "porfiriti" triassiche del Monte Guglielmo (Brescia)*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, **26**: 101-108.
- COZZAGLIO A. (1892) – *Concarena, Bagozza, Camino: note di geologia*. Boll. Mens. C.A.I., Torino, **26**: 150-166.
- COZZAGLIO A. (1894) – *Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Val Camonica (Lombardia)*. Giorn. Min. Crist. Petr., **5**: 21-43.
- COZZAGLIO A. (1927) - *Rocce eruttive delle Prealpi bresciane e loro influenza sulla struttura e sul meccanismo delle montagne*. Comment. Ateneo Brescia, 139-172.
- COZZAGLIO A. (1937) – *L'origine post-pliocenica della Val Canonica inferiore*. Boll. Comit. Glaciol. It., **17**: 125-140.
- CRISCI C.M., FERRARA G., MAZZUOLI R. & ROSSI P.M. (1984) – *Geochemical and geochronological data on Triassic volcanism in the Southern Alps of Lombardy (Italy): genetic implications*. Geol. Rundschau, **73**: 279-292.
- CROSTA G.B. & FRATTINI P. (2000) - *Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flows*. Proceedings of the 2nd EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms, ottobre 2000, Siena: 463-487.
- CUCINI TIZZONI C. & TIZZONI M. (1999) – Volume Pre-Congresso “La Miniera Perduta – Cinque anni di ricerche archeo-metallurgiche nel territorio di Bienno”
- CURIONI G. (1870) - *Osservazioni geologiche sulla Val Trompia*. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. Arti, Mem., Milano, **3**, 2: 1-60.
- CURIONI G. (1877) – *Geologia applicata delle provincie lombarde*. Hoepli, Milano, 1-714.
- D'AMELIO L. & PILLA G. (1995) - *Studi per la caratterizzazione dei circuiti delle acque solfato-calciche della bassa Val Camonica (Prov. Brescia)*. Atti del: "IV Convegno dei Giovani Ricercatori in Geologia Applicata, Riccione 18-21 ottobre 1994". Quad. Geol. Appl., **2**: 335-342.
- D'AMICO C. (1979) – *General picture of Hercynian magmatism in the Alps, Calabria-Peloritani and Sardinia-Corsica*. In: SASSI F.P. (Ed), IGCP n. 5 Newsletter, 1, 33-68.

- D'AMICO C. & GHEZZO C. (1963) – *La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Min. Petr. Acta, **9**: 279-306
- D'AMICO C. & DEL MORO A. (1988) - *Permian and Triassic Rb-Sr dating in the Permian rhyodacitic ignimbrites of Trentino (Southern Apls)*. 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
- D'AMICO C., NARDIN M. & SACERDOTI M. (1969) – *Vulaniti Atesine*. In " *Note Ill. Carta Geol. d'Italia, F° 021 – Trento*", Serv. Geol. d'Italia, 19-25.
- DAL PIAZ GB. (1937) – *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austro-alpino delle Alpi Orientali*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, **25**, 392-398.
- DAL PIAZ GB. (1942) – *Geologia della bassa Val d'Ultimo e del Massiccio granitico del Monte Croce*. Mem. Mus. Stor. Nat. Venezia Tridentina, **5**: 275-310.
- DE CAPITANI L., DELITALA M.C., LIBORIO G., MOTTANA A., RODEGHIERO F. & THONI M. (1994) – *The granitoid rocks of Val Navazze, Val Torgola and Val di Rango (Val Trompia, Lombardy)*. Mem. Sci Geol., Padova, **46**: 329-343.
- DE DONATIS S. & FALLETTI P. (1997) – *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.
- DE DONATIS S., RIGANTI A., RODEGHIERO F. (1991) - *Mineralizzazioni a siderite-barite nella Val Camonica meridionale*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sci. Nat. Brescia, **26**: 87-100.
- DE FRANCO R., BERRA F., BIELLA G., BONIOLO G., CAIELLI G., CORSI A., FORCELLA F. , LAZZATI F. , LOZEJ A., MORRONE A. & TONDI R. (2004) – *Late Neogene–Quaternary evolution of the intermontane Clusone Basin (Southern Alps, Italy): integration of seismic and geological data*. Journal of Quaternary Science, **19/4**: 409-421
- DE JONG K.A. (1967) – *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 749-776.
- DE JONG K.A. (1979) – *Overthrusts in the central Bergamasc Alps, Italy*. Geologie en Mijnbouw, **58** (2): 277-288.
- 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.
- DELFRATI L., FALORNI P., 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.
- DEL MORO A., FERRARA G., TONARINI S. & CALLEGARI E. (1985a) - *Rb/Sr Systematics on Rock from the Adamello Batholith (Southern Alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 261-284.
- DEL MORO A., PARDINI G.C., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E. (1985b) - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 285-299.
- DEL MORO A., PRANDINI G., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E. (1983) – *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Geol. Soc. It., **26**: 285-299.
- DESIO A. (1929) – *Studi geologici sulla regione dell'Albenza (prov. Bergamo)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., **10**: 1-156.
- DESIO A. & VENZO S. (1954) – *Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000 – Foglio Bergamo*. Servizio Geologico d'Italia.
- DE SITTER (1963) – *La structure des Alpes Lombardes*. In: Livre à la mémoire du Prof. P. Fallot, consacré à l'évolution paléogéographique et structurale des domaines méditerranéens et alpin d'Europe. Soc. Gèol. France, **2**: 243-256.
- 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.

- 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.
- DIETRICH V.J. (1976a) - *Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese*. Geotekt. Forsch., **50**:1-84.
- DIETRICH V.J. (1976b) *Evolution of Eastern Alps: a plate tectonics working hypothesis*. Geology, **4**:147-152.
- DOGLIONI C. (1987) - *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*. Journ. Struct. Geol., **9**: 181-193.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., **76**: 735-754.
- DOZY J.J. (1935) - *Einige Tierfehrten aus dem unteren Perm der Bergamasker Alpen*. Paleont. Zeit., **17**: 45-55, Berlin.
- EMMERT-STRAUBINGER (1991) - *Die Interglazial Flora vonPianico (Prov. Bergamo, Italien)*. in: Proceedings of the Pan-European Palaeobotanical conference, a cura di J. Kovar-Eder, Mus. Nat. Hist., Vienna, pp. 15-18.
- FANTONI R., BERSEZIO R. & FORCELLA F. (2004) - *Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps - Po Border, in Lombardy*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 463-476.
- FANTONI R., BERSEZIO R., FORCELLA F., GORLA L., MOSCONI A. & PICOTTI V. (1999) - *New dating of the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearing on the interpretation of the Alpine tectonic history*. Mem. Sc. Geol., **51**: 47-61.
- FERLIGA C. (2004) - *Dall'emersione della catena orobica alla dinamica attuale: storia del modellamento "postorogenico" del territorio* in: *Qui si fa il ponte!*. A cura di: DEL BELLO S. & GUALA G.. Comune di Songavazzo.
- FERLIGA C. & BINI A. (2007) - *Carta geologica dei depositi continentali neogenico-quadernari dell'anfiteatro della val Borlezza (bacino del Fiume Oglio)*. Allegato a: FERLIGA C., *La diffluenza del ghiacciaio camuno*, in: "Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo", a cura di: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C., Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l.
- FERLIGA C. & CORBARI D. (2000) - *Bacino del Serio* in: "Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative", a cura di JADOU F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 140-179.
- FERLIGA C., RIGAMONTI I. & CORBARI D. (2000) - *Bacino dell'Oglio*. In: "Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative", a cura di JADOU F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 83-113.
- FERRARA G. & INNOCENTI F. (1974) - *Radiometric age evidences of a thermal event in the Southern Alps*. Geol. Rund., **63**: 572-581.
- FINNEY (2011) - *Formal definition of the quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch*. Episodes, **33** (3), 159-163.
- FORCELLA F. (1988) - *Assetto strutturale delle Orobic orientali tra la Val Seriana e la Val Camonica*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 269-278.
- FORCELLA F. & JADOU F. (1988) - *Le brecce sintettoniche della Presolana (Orobic Orientali)*. Rend. Geol. Soc. It., **11**: 205-212.
- FORCELLA F. & JADOU F. (2000) - *Carta geologica della Provincia di Bergamo*. 6 Tavole Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo.
- FORCELLA F. & SILETTO G.B. (2001) - *Structure and stratigraphy of the Permo-Carboniferous cover and variscan metamorphic basement in the northern Serio Valley (Orobic Alps, Southern-Alps, Italy): recognition of Permian faults*. Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Brescia, **25**: 59-64.

- FUCHS, (1868) – *Étude sur les gisements métallifères des Vallées Trompia, Sabbia et Sassina dans la Lombardie septentrionale*. Ann. Mines, **13**: 411-460, Paris.
- GAETANI M. (1969)- *Calcarea di Prezzo*. "Studi ill. Carta Geol. d'It., Formazioni Geologiche, Fascicolo IV,33-42 - Serv. Geol. d'Italia., **4**: 33-42.
- GAETANI M. (1985) – *Il Triassico dell'Adamello meridionale*. Mem. Soc. Geol. It. 26, 105-118.
- GAETANI M., GIANOTTI R., JADOUL F., CIARAPICA G., CIRILLI S., LUALDI A., PASSERI L., PELLEGRINI M. & TANNOIA G. (1987) - *Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell'area lariana*. Mem. Soc. Geol. It., **32** (1986): 5-48.
- GAETANI M. & 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.
- GANSER A. & PANTIĆ (1988) – *Prealpine events along the eastern Insubric line (Tonale Line, northern Italy)*. Eclogae geol. Helv., **81**: 567-577.
- GARZANTI M., GNACCOLINI M. & JADOUL F. (1995) – *Anatomy of a semiaridcoastal system: the Upper Carnian of Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **101**, 17-36.
- GEINITZ H.B. (1869) - *Über fossile Pflanzenreste aus der Dyas von Val Trompia*. N. Jb. Mineral. Geol. Palaeont., 456-461.
- GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1988) – *La "Gonfolite Lombarda": stratigrafia e significato nella evoluzione del margine sudalpino*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 285-332.
- GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1992) – *Results of studies on the Mesozoic succession in the Monte Olimpino 2 tunnel. The tectono-sedimentary significance of the "Gonfolite Lombarda"*. Riv. It. Paleont. Strat., **97**: 565-598.
- GHEZZO C. (1967) – *Le vulcaniti paleozoiche nell'area centro-orientale del complesso effusivo atesino*. Min. Petr. Acta, **13**: 339-408.
- GERMANI D. & ANGIOLINI A. (2003) – *Guida italiana alla classificazione e alla terminologia stratigrafica*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 9: pp.155 Roma.
- GIANOLLA P. & NERI C. (2007) – *Formazione di Wengen*. In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P.,GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M.: *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni – Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, 7(VII): 111-124, Roma.
- 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.
- GIUSEPPETTI G. (1959) – *Ricerche petrografiche sull'alta Val Trompia. La formazione eruttiva di Val Navazze e di Val Torgola*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **9-10**: 3-214.
- GNACCOLINI M. (1965) – *Il Calcarea di Zu e le Argilliti di Riva di Sotto: due formazioni del Retico Lombardo*. Riv. It. Pal. Strat., **70** (1964): 1099-1121, Milano.
- GNACCOLINI M. (1968) – *Argilliti di Riva di Sotto* - Studi Ill. Carta Geol. .It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 97-103, Roma.
- GNACCOLINI M. & JADOUL F. (1988) - *Un sistema deposizionale delta-laguna-piattaforma carbonatica nel Carnico Lombardo (Triassico sup., Alpi Meridionali, Italia)* - Riv. It. Pal. Strat., **93**:447-468.
- GNACCOLINI M. & JADOUL F. (1990) - *Carbonate Platform, lagoon and delta "high-frequency" cycles from the Carnian of Lombardy (Southern Alps, Italy)* - Sedimentary Geology, **67**: 143-159.
- GOVONI L., PAGANONI A. & SALA B. (2006) - *The mammal Fauna of the Piànico-Sèllere Basin*. in: INQUA-SEQS Conference Quaternary Stetigraphy and Evolution of the Alpine Region in the European and Global Framework. Field Trip Guide, a cura di Donegana M. & Ravazzi C., pp. 63-71, Milano.

- GREGNANIN A. & SASSI F.P. (1967) – *Sulla presenza di cloritoide nelle filladi sudalpine delle Alpi Sarentine (BZ)*. Mem. Acc. Patav. SS.LL.AA., Cl. Sc. Mat. Nat., **74**: 267-281.
- GREGNANIN A. & VALLE M. (1995) – *Deformation and metamorphism in the Austroalpine Ötztal-Stubai Complex (Part I): Early-Alpine evolution in Basement and Cover*. Boll. Soc. Geol. It., **114**: 393-409.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004). *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>
- HAUER F. R. (1858) – *Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei*. Jahrb. K. K. Geol. R. Anst., **9**: 445 – 496.
- HAUBOLD H. & KATZUNG G. (1975) – *Die Position der Autun/Saxon-Grenze (Unteres Perm) in Europa und Namerika*. Schr. Geol. Wiss., Berlin, **3**: 87-138.
- HEINIGER C. (1979) – *Paleomagnetic and rock magnetic properties of the Permian volcanics in the western Southern Alps*. J. Geophys., **46**: 397–411.
- 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.
- JADOU 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.
- JADOU F. (1986) – *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 479-512.
- JADOU F. & DE BONIS A. (1981) – *Paleogeografia e assetto strutturale delle mineralizzazioni a fluorite della Dolomia Principale delle Prealpi Bergamasche*. L'industria Mineraria, **1**: 19–34, Roma.
- JADOU F. & FRISIA S. (1988) – *Le evinosponge: ipotesi genetiche di cementi calcitici di cavità nella piattaforma iadonica delle Prealpi Lombarde (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 81-104.
- JADOU F. & GNACCOLINI M. (1991) – *Sedimentazione ciclica nel Trias lombardo: osservazioni e prospettive*. Riv. It. Paleont. Strat., **97** (3-4): 307-328.
- JADOU F. & ROSSI P.M. (1982) – *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanesimo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In: “Guida alla Geologia del Subalpino centro-occidentale” (a cura di A. CASTELLARIN E G.B. VAI). Guide geol. reg. S.G.I., Tecnoprint Bologna, 143-155.
- JADOU F., BERRA F. & FRISIA S. (1992b) – *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.
- JADOU F., BERRA F., FRISIA S., RICCHIUTO T. & RONCHI P. (1991) – *Stratigraphy, paleogeography and genetic model of Late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Lombardy, Italy)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **97**: 355-392.
- JADOU F., BERRA F., FRISIA S., RICCHIUTO T. & RONCHI P. (1992a) – *Stratigraphy, paleogeography and genetic model of Late Carnian carbonate breccias (Castro Formation, Southern Alps of Lombardy, Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **97** (1991): 355-392.
- JADOU F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C. (a cura di) (2000) – *Carta geologica della Provincia di Bergamo alla scala 1:50.000: note illustrative*. pp. 313. Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo.
- JADOU 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*, 3-38, De Frede, Napoli.

- KALVACHEVA R., SASSI F.P. & ZANFERRARI A. (1986) – *Acritarch evidence of the Cambrian age of phyllites in the Agordo area (Soth-Alpine basement of the Eastern Alps, Italy)*. Rev. Paleobot. Plynol., **48**: 311- 326.
- KIPFLER R. & HELLER F. (1988) – *Palaeomagnetism of Permian red beds in the contact aureole of the tertiary Adamello intrusion (northern Italy)*. Phys. Earth Planet. Inter. **52** (1988:365–375).
- LAUBSCHER H.P. (1985) – *Large-scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models*. Geol. Soc. Am. Bull., **96**: 710-718.
- LAUBSCHER H.P. (1988) – *Decollement in the Alpine system; an overview*. Geol. Rundschau, **77**: 1-9.
- LEPSIUS R. (1878) – *Das westliche Sud Tirol geologisch dargestellt*. Berlino, 1-365.
- LIBORIO & MOTTANA (1969) – *Lineamenti geologico-petrografici del complesso metamorfico sudalpino nelle Alpi Orobiche Orientali*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 475-519.
- LONA F. & VENZO S. (1957) - *La station interglaciaire de Pianico - Sellere: sediments a microvarves avec phyllites et pollens en province de Bergamo (interglacial Riss - Würm)*. In: "Guide itineraire de la onzieme Excursion Phytogeographique Internationale, Alpes Orientales". pp. 39, Firenze.
- LUCCHINI F., ROSSI P.M.L., SIMBOLI G. & CRISTOFOLINI R. (1982) – *Confronto geochimico fra i prodotti magmatici basici del Trias-Giura nell'area Tetidea*. In Castellarin A. & Vai G.G. Eds: Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide Geol. Reg. S.G.I., 133-141.
- LUGEON M. (1901) – *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. Géol. France, **1**: 723-825.
- LUGEON M. (1902) – *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes suisses*. Bull. Soc. Géol. France, **2**: 80-81.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) – *Sur le grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. Cr. Acad. Sc. Paris, **140**: 1364-1367.
- MACERA P., FERRARA G., PESCIA A., CALLEGARI E. (1985) - *A geochemical study on the acid and basic rocks of the Adamello batholith*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 223-259.
- MARINELLI M., VIEL G. & FARABEGOLI E. (1980) – *Il Permo-Trias delle Alpi Meridionali: evoluzione tardo ercinica di un bacino marginale di retroarco ensialico*. L'Industria Mineraria, **1**:1-14.
- MAROCCHI, M., MORELLI, C., MAIR, V., KLÖTZLI, U. & BARGOSSO, 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.
- 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.
- MARTINA E. (1966) – *La granodiorite di Val Torgola e di Val Navazze e la Linea della Val Trompia*. Rend. Ist. Lomb. Sci. e Lett., **99**: 94-103.
- MARTINETTO E. (2006) - *New Observation on the Plant Macro- and Mesofossils of the Pianico Formation, Middle Pleistocene of Lombardy, N Italy*. In: INQUA-SEQS Conference Quaternary Stetigraphy and Evolution of the Alpine Region in the European and Global Framework. Field Trip Guide, a cura di Donegana M. & Ravazzi C., pp. 50-60, Milano
- MARTIRE L., CLARI P., LOZAR F. & PAVIA G. (2006) - *The Rosso Ammonitico Veronese (Middle-Upper Jurassic of the Trento Plateau): a proposal of lithostratigraphic ordering and formalization*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **112**: 227-250.
- MARSETTI D. (2007) - *I flussi sotterranei del bacino medio-alto della val Borlezza*. In : CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C. (a cura di): *Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo*, Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., 120-123.

- MARSETTI D. & RAVAZZI C. (2007) - *I sedimenti che riempiono la media Val Borlezza*. In: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C. (a cura di): *Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo*, Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., 132-135.
- MELETTI C., GALADINI F., VALENSISE G., STUCCHI M., BASILI R., BARBA S., VANNUCCI G., BOSCHI E. (2008) - *A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of the Italian territory*. Tectonophysics, **450**(1-4): 85-108.
- 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.
- MITTEMPERGHER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. Studi e Ricerche Div. Geom., **I**: 61-146.
- MITTEMPERGHER M. (1962) - *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat., Mem. Ser. A, **69**: 482-530.
- MOSCARIELLO A., RAVAZZI C., BRAUER A., MANGILI C., CHIESA S., ROSSI S., DE BEAULIEU J.L. & REILLE M. (2000) - *A long lacustrine record from the Piànico-Sèllere Basin (Middle-Late Pleistocene, Northern Italy)*. Quat. Int. 73/74: 47-68, Elsevier.
- MOTTANA A. & SCHIAVINATO G. (1973) - *Metamorfismo regionale e di contatto nel settore Nord-Occidentale del Massiccio dell'Adamello*. Mem. Sci. Geol., Padova, 1-173.
- MUTTONI G. & KENT D.V. (1994) - *Paleomagnetism of latest Anisian (Middle Triassic) sections of the Prezzo Limestone and the Buchenstein Formation, Southern Alps, Italy*. Earth Planet. Sc. Letters, **122**: 1-18.
- MUTTONI G., GAETANI M., BUDUROV K., ZAGORCHEV I., TRIFONOVA E. IVANOVA D., PETROUNOVA L. & LOWRIE W. (2000) - *Middle Triassic palaeomagnetic data from Northern Bulgaria: Constraints on Tethyan magnetostratigraphy and palaeogeography*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Paleoecology, **160**,3: 223-237.
- ORI G.G. (1988) - *The nature of Permian rivers in Southern Alps*. In: CASSINIS G. (Ed): *Proceedings of the Field Conference on "Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports. (Brescia, 4-12 July 1986)*. Soc. Geol. It. - IGCP Proj. no. 203, Mem. Soc. Geol. Ital., **34** (1986): 155-160.
- ORI G.G., DALLA S. & CASSINIS G. (1988) - *Depositional history of the Permian continental sequence in the Val Trompia - Passo Croce Domini area (Brescian Alps, Italy)*. In: CASSINIS G. (Ed): *Proceedings of the Field Conference on "Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, and additional regional reports. (Brescia, 4-12 July 1986)*. Società Geologica Italiana - IGCP Project no. 203, Mem. Soc. Geol. Ital., **34** (1986): 141-154.
- OROMBELLI (1987) - *Nuove datazioni 14C per il Quaternario superiore delle Alpi Centrali*. Natura Bresciana, 23: 343-346
- PAGANI M. (2007) - *La sismicità della Val Borlezza*. In Camozzi N., Ferliga C., Marsetti D., Perego R., Ravazzi C. (a cura di): *Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo*. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., pp.51-52.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bd. **3**: 772-789, Leipzig.
- PEYRONEL-PAGLIANI G. & CLERICI RISARI E. (1973) - *Le ignimbriti paleozoiche costituenti la formazione "Vulcaniti di Auccia" (Permico bresciano)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**: 160-169.
- PEYRONEL-PAGLIANI G. (1965) - *Studio petrografico delle vulcaniti della "Formazione di Collio" in alta V. Trompia (Brescia)*. Rend. Ist. Lomb. Sci. Lett., Cl. Mat. Fis. Chim. Geol., **99**: 148-174.

- PEROTTI C.R. & SILETTO G.B. (1996) - *Le caratteristiche geometriche dei bacini permiani tra la Val Camonica e la Val Giudicarie (Sudalpino Centrale)*. Atti Tic. Sci. Terra, ser. spec., **4**: 77-86.
- PICCIN A. & COREN F. (2002) - *Acquisizione e trattamento di dati morfobatimetrici ad alta risoluzione nel bacino del Lago Sebino (Lombardia)* - Atti VI Conf. Naz. ASITA, pp. 1733-1738, Perugia.
- PICOTTI V., PROSSER G. & CASTELLIN 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.
- PICOZZI A. (1859) - *Sulla scoperta di alcune ossa fossili nella marna bianca farinacea di Piànico presso Sovere*. Atti Soc. Geol. **1**: 78-80, Milano
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po plain, Italy*. Prog. Finalizzato Geodinamica C.N.R., pubbl. **414**: 1-13.
- PILLA G. (1996) - *Contributi idrochimici e geochimici isotopici allo studio idrogeologico delle acque minerali della bassa Val Camonica (Alpi Meridionali)*. Tesi di dottorato di ricerca in Scienze della Terra, Università degli Studi di Pavia.
- PILLA G., CIANCETTI G., DOLZA A., POLONI A. & SACCHI E. (2003) - *Hydrogeological and geochemical mapping of groundwater from the eastern orobie between Seriana and Camonica valleys (Southern Alps - Italy)*. Atti del: "4th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information System", Bologna, 17-20 giugno 2003, **2**: 577-578.
- PILLA G., CIANCETTI G., SACCHI E. & ZUPPI GM. (2004) - *Groundwater flow in mountainous limestone aquifers deduced from hydrochemical and isotopic data (Orobic Alps, Italy)*. Congress XXXIII IAH - 7° ALHSUD "Groundwater flow understanding from local to regional scales". Zacatecas City, Mexico. 11th to 15th October, 2004.
- PINTI D. L., QUIDELLEUR X., LAHITTE P., AZNAR C., CHIESA S. & GILLOT P.Y. (2003) - *The Piànico Tephra: an Early Middle Pleistocene Record of Intraplate Volcanism in the Mediterranean*. Terra Nova, **15**: 176-186.
- PINTI D. L., QUIDELLEUR X., CHIESA S., RAVAZZI C. & GILLOT P.Y. (2001) - *K-Ar dating of an early Middle Pleistocene distal tephra in the interglacial varved succession of Piànico-Sèllere (Southern Alps, Italy)*. Earth Plan. Sci. Lett. **188**: 1-7. Elsevier
- PINTI D. L., ROUCHON V., QUIDELLEUR X., GILLOT P. Y., CHIESA S., RAVAZZI C., 2007 - *Comment: Tephrochronological Dating of Varved Interglacial Lake Deposits from Piànico-Sèllere (Southern Alps, Italy) to around 400 ka*. Journ. Quat. Sci., **22**, 4: 411-414.
- PISA G., CASTELLARIN A., LUCCHINI F., ROSSI P.L., SIMBOLI G., BOSELLINI A. & SOMMAVILLA E. (1980) *Middle Triassic magmatism in Southern Alps. I: A review of general data in the Dolomites*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **85**: 1039-1110.
- PROSSER G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Northern Giudicarie line (Insubric line, Northern Italy)*. Tectonics, **17**: 921-937.
- PROSSER G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, Northern Italy)*. Journ. Geodyn., **30**: 229-250.
- RAU A. & TONGIORGI M. (1982) - *Alcune ipotesi sulla storia pre-giurassica del futuro margine continentale Nord-Appenninico*. Mem. Soc. Geol. Ital., **21** (1980): 23-31.
- RAVAGNANI D. & RODEGHIERO F. (1989) - *Alcuni dati stratigrafici e strutturali riguardanti il versante meridionale della Presolana (Orobic Orientali)*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. Bergamo, **14**: 25-38.
- RAVAZZI C. (2003) - *Gli antichi bacini lacustri e i fossili di Lefte, Ranica e Pianico-Sèllere*. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., 227 pp.. C.N.R. - I.D.P.A., Milano pp. 158-171.
- RAVAZZI C. (2006) - *The Stratigraphic Setting of the Piànico-Sèllere Basin*. in: INQUA-SEQS Conference Quaternary Stratigraphy and Evolution of the Alpine Region in the European

- and Global Framework. Field Trip Guide, a cura di Donegana M. & Ravazzi C., pp. 14-21, Milano.
- RAVAZZI C., 2007 - *La storia del bacino di Piànico-Sèllere*. In: *Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo*, a cura di: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C., Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., pp. 148-161.
- RAVAZZI C. & MARINONI S. (2007) - *La torbiera di Cerete e la storia dell'ambiente della valle dopo l'ultima glaciazione*. In: CAMOZZI N., FERLIGA C., MARSETTI D., PEREGO R., RAVAZZI C. (a cura di): *Val Borlezza: un viaggio dalla genesi del territorio ai primi insediamenti dell'Uomo*. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., CNR-IDPA e Moma s.r.l., 136-142.
- REMY W. & REMY R. (1978) - *Die Flora des Perms im Trompia-Tal und die Grenze Saxon/Thuring in den Alpen*. Argumenta Palaeobot., Muenster, 5: 57-90.
- RODEGHIERO F. (1977) - *Le mineralizzazioni a Pb-Zn, fluorite, barite nel Carnico della zona del Pizzo della Presolana (Prealpi Bergamasche)*. Boll. Ass. Min. Subalp., 14: 453-474.
- ROEDER D. (1992) - *Thrusting and wedge growth, Southern Alps of Lombardia (Italy)*. Tectonophysics, 207: 199-243.
- RONCHI A. (2008) - *Use of ichnology in basin environment reconstruction: an example from the Lower Permian Pietra Simona Mb (Southern Alps, Italy)*. Studi Trent. Sci. Nat. Acta Geol., 83: 139-145.
- 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.
- ROSSETTI R. (1966b) - *Rapporti strutturali tra il Pizzo Camino e la Concarena (Bresciano N-occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 17: 143-154.
- ROSSETTI R. (1967) - *Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e della Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 17: 124-142, Pavia.
- ROSSI S. & DE BEAULIEU J. L. (2006) - *Pollen Analysis of the Piànico-Sèllere lacustrine Succession: Vegetation History during a Complex Climatic Period*. in: INQUA-SEQS Conference Quaternary Stetigraphy and Evolution of the Alpine Region in the European and Global Framework. Field Trip Guide, a cura di DONEGANA M. & RAVAZZI C., pp. 45-49, Milano.
- ROSSI S. (2003) - *Analisi pollinica della sequenza lacustre di Piànico-Sèllere (Italia)*. Tesi di Dottorato in cotutela in Scienze naturalistiche e Ambientali, Un. Stat. Milano e Un. d'Aix-Marseille III.
- ROSSI S., REILLE M., MOSCARIELLO A., RAVAZZI C., BEAULIEU J. L. DE, BRAUER A., CHIESA S. & MANGILI C. (2000) - *The Annually Laminated Record of Piànico-Sèllere (Northern Italy): an Overview*. 1st ALDP/ELDP Joint Meeting Environmental Change in Eurasia; Kioto and mikata, Japan, 20-25 March 2000, Abstract, pp. 80-82.
- ROSSI S., FERLIGA C., RIGAMONTI I. & CORBARI D. (2000) - *Unità ubiquitarie*. In Jadoul F., Forcella F., Bini A., Ferliga C. (a cura di): *Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative*. Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, 74-83.
- 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. (1901) - *Über neue Geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe*. Sitzungsh. K. Preus. Akad. Wiss., Berlin, I: 170-185.
- SALOMON W. (1908) - *L'origine degli scisti sericitici in Valle Camonica*. Comm. At. Brescia per l'anno 1907, 199-212.

- SALOMON W. (1928) – *Neue geologische Beobachtungen im Baitonegebiet des Adamello*. Sitzungsber. Heidelberg, Akad. Wiss., Aidelberga 1928: 3-10.
- SCARDIA G., MUTTONI G. & RAVAZZI C. (2006) - *Preliminary Palaeomagnetic Investigation on the Piànico-Sèllere Lacustrine Sequence (Northern Italy)*. in: INQUA-SEQS Conference Quaternary Stetigraphy and Evolution of the Alpine Region in the European and Global Framework. Field Trip Guide, a cura di Donegana M. & Ravazzi C., pp. 41-44, Milano.
- SCARDIA G. & MUTTONI G. (2008) - *Paleomagnetic investigations on the Pleistocene lacustrine sequence of Piànico-Sèllere (northern Italy)*. Quat. Int.
- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (1999a) - *Short-lived events of extension and vulcanism in the Lower Permian of the Southern Alps (Northern Italy, Southern Switzerland)*. Terra Nova, 11 (Suppl. 1), 296 pp..
- SCHALTEGGER U. & BRACK P. (1999b) - *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, , Earth Sci. Dept., Pavia Univ. , 71.
- 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.
- SCHARDT H. (1884) – *Etude géologique sur le pays d'Enhaut vaudois*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., **20**: 1-183.
- SCHARDT H. (1904) – *Note sur le profile géologique et la tectonique du Simplon*. Ecl. géol. Helv., **8**: 173-200.
- SCHARDT H. (1907) – *Les vues modernes sur la teconique et l'origine de la chaine des Alpes*. Arch. Sc. Phis. Nat., **23**: 356-385, 483-496.
- SCHÖNBORN G. (1992) – *Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps*. Mem. Sc. Geologiche, **44**: 229-393.
- SCIUNNACH D. (2007) – *Servino*. 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
- 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.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954) - *Carta Geologica d'Italia: scala 1:100.000 - Foglio "33 – Bergamo" e relative Note Illustrative*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) – *Carta geologica alla scala 1:100.000, Foglio 34 – "Breno" e relative Note illustrative (1971)*.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1992) - *Quaderni Serie III, 1 - Carta Geologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento*, Roma, 1-203.
- SILETTO G.B. (1990) – *Polyphase tectonics in the Oroibic basement of Passo S. Marco (Upper Val Brembana, Southern Alps, Italy)*. Mem. Soc. Geol. I., **45**: 101-105.
- SPALLA M.I., GOSSO G., SILETTO G. & ZANONI D. (2009) – *L'evoluzione tettonica del Basamento Sudalpino Oroibico dalla convergenza Varisica a quella Alpina*. Atti del Convegno : Una nuova geologia per la Lombardia., Istituto Lombardo – Regione Lombardia, Milano, 6-7 novembre 2008, 1-21.
- STAMPFLI G.M. (1996) – *The Intra-Alpine Terrane: a Paleo-tethyan remnant in the Alpine Variscides*. Eclogae Geol. Helv., **89**: 13-42.

- STAMPFLI G.M. (2000) – *Tethyan ocean*. In BOZKURT E., WINCHESTER J.A. & PIPER J.D.A. (Eds): *Tectonics and Magmatism in Turkey and surrounding area*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **173**: 1-23.
- STOPPANI A. (1859) – *Rivista geologica della Lombardia in rapporto alla carta geologica di questo paese pubblicata da F. Hauer. Appendice: Documenti in prova della tesi sostenuta nella presente memoria ed in aggiunta agli studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. Atti Soc. Geol. Residente in Milano, 1/3, 190-316.
- SUCESS E. (1869) - *Über das Rothliegende im Val Trompia*. Sitz. Ber. K. Ak. Wiss. Math.-Nat. Kl., **59**: 107-119.
- TARAMELLI T. (1890) – *Carta geologica della Lombardia, alla scala 1:250.000 con 'Spiegazione' (pp. 1-58)*, Ed. Artaria di F. Sacchi, Milano.
- TARAMELLI T. (1896) – *Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Clusone e Schilpario*. Rend. R. Ist. Lomb. S.L.A., **29**: 1-12.
- TERMIER, P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **137**, 939-941.
- TERMIER, P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtellina*. Bull. Soc. Geol. France, **5**: 209-289.
- TERMIER P. (1922) - *Sur la structure des Alpes orientales: rapport des Dinarides et des Alpes*. Comp. R. Acad. Sc. Paris, **175**: 1173-1178.
- TREMOLADA F., GUASTI E., SCARDIA G., CARCANO C., ROGLEDI S., SCIUNNACH D. (2010) - *Reassessing the biostratigraphy and the paleobathymetry of the Gonfolite Lombarda Group in the Como area (northern Italy)*. *Rivista Ital. Paleont. Strat.*, **116/1**.
- TREVISAN L. (1939) – *Il Gruppo di Brenta (Trentino occidentale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **13**: 1-128.
- VECCHIA O. (1954) – *I terreni glaciali pleistocenici dei dintorni del Lago di Iseo*. Atto Soc. It. Sci. Nat., **93**: 235-362.
- VECOLI M., DIENI I., SASSI F. & SRVAIS T. (2008) – *Cambrian Acritarchs from the Col di Foglia (Agordo)southalpine metamorphic basemente, Italian Eastern Alps: the oldest biostratigraphic record in the Alps*. Rend. Lincei, **19**: 45-55.
- VENZO S. (1955) - *Le attuali conoscenze sul Pleistocene lombardo con particolare riguardo al Bergamasco*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **94**: 155-200, Milano.
- VISSCHER H., KERP H., CLEMENT-WESTERHOF J.A. & LOOY C.V. (2000) - *Permian Floras of the Southern Alps*. 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, 139-147.
- VON BÜLOW (1918) – *Die Val Trompia linie von Collio bis zum M. Guglielmo*. Zeit. Deutch. Geol. Ges., Bd. **42**: 287-303.
- VON RICHTOFEN F.F. (1860) - *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und Seiser Alpe in Süd-Tyrol*. Perthes, Gotha, 1-327.
- WINTERER E.L. & BOSELLINI A. (1981) – *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continentalmargin (Southern Alps, Italy)*. Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull., **65**: 394-421.
- WISSMANN H.L. & MÜNSTER G.G. (1841) - *Beiträge zur Geognosie und Petrefactenkunde des südtirolischen Tirols, vorzüglich der Schichten von St. Cassian*. Beitr. z. Petrefactenk., **4**: 1-152.
- WOPFNER H. (1984) - *Permian deposits of the Southern Alps as products of initial alpidic taphrogenesis*. Geol. Rundsch., **73**: 259-77.

- 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.
- ZANCHI A. (2006) - *The Deformational Megastructures of the Piènico-Sèllere Basin: which Evidence for their Origin?*. In: *INQUA-SEQS Conference Quaternary Stratigraphy and Evolution of the Alpine Region in the European and Global Framework. Field Trip Guide*, a cura di DONEGANA M. & RAVAZZI C., pp. 22-28, Milano.
- ZIEGLER P.A. & STAMPFLI G.M. (2001) – *Late Palaeozoic-Early Mesozoic plate boundary reorganization: collapse of the Variscan orogen and opening of Neotethys*. In Cassinis G. (Ed.): *Permian continental deposits of Europe and other areas. Regional reports and correlations*. Natura Bresciana, Annali Mus. Civ. Sc. Nat. Brescia, **25**: 17-34.