



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 077

CLUSONE

A cura di:

F. Jadoul(1), F. Berra(1), A. Bini(1), C. Ferliga(2), D. Mazzoccola(2), L. Papani(3), A. Piccin(2), R. Rossi(3), S. Rossi(3), G.L. Trombetta(3)

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

(2) Regione Lombardia

(3) Consulente di Regione Lombardia

Ente realizzatore:



Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia: L.Serva, A. Todisco

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

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

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

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

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

C. Cipolloni, M.P. Congi, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

M. Cosci (coord.), S. Falcetti

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G. B. Siletto, M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

coordinamento e direzione lavori: **F. Berra, G.B. Siletto**

informatizzazione: **F. Berra, G.L. Trombetta, S. Racchetti, S. Rossi, M. Cetti**

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

Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati

a cura di Lombardia Informatica S.P.A.

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri (Dipartimento Difesa del Suolo – Servizio Geologico d'Italia)

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

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

I. INTRODUZIONE.....9

II. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO. 11

1. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO 11

1.1 - BACINO DEL FIUME BREMBO (S. C. A. ROSSI) 11

1.2 - BACINO DEL FIUME SERIO (C. FERLIGA)..... 13

1.3 - L'AREA DI CLUSONE-CERETE ALTO E LA VAL BORLEZZA (C. FERLIGA) 16

1.4 - INDIZI DI TETTONICA RECENTE (C. FERLIGA)..... 18

2. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA (F. BERRA E F. JADOUL)20

2.1 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE PRE-TRIASSICA 20

2.2 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE INDUANO-CARNICA .. 21

2.3 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE NORICO-GIURASSICA INFERIORE 22

3. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA..... 23

4 - AREA DI CLUSONE: ANALISI SPECIFICHE (F. BERRA)..... 29

4.1 STUDIO SISMOMETRICO 29

4.2 - STUDIO GEOFISICO (F. BERRA, R. DE FRANCO, G. BIELLA, G. CAIELLI, F. LAZZATI) 30

III. STUDI PRECEDENTI.....33

1. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA (F. BERRA E F. JADOUL)33

2. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI35

2.1 - BACINO DEL FIUME BREMBO (S. ROSSI) 35

2.2 - BACINO DEL FIUME SERIO (C. FERLIGA)..... 35

2.3 - AREA DI CLUSONE - CERETE E VAL BORLEZZA (C. FERLIGA).....	37
---	----

IV. STRATIGRAFIA.....39

1. - BASAMENTO E SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA (F. BERRA, F. JADOUL, G.L. TROMBETTA).....	39
---	----

1.1 - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI.....	39
---	----

1.1.1 Scisti di Edolo – Filloniti (Filladi di Ambria Auct.) (EDO_f).....	39
---	----

1.2 - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-MESOZOICA DELLE ALPI MERIDIONALI	40
---	----

1.2.1 - Gruppo dei Laghi Gemelli	40
--	----

1.2.1.1. - Conglomerato Basale (CGB).....	40
--	----

1.2.1.2. - Vulcanite del Monte Cabbianca.....	41
---	----

1.2.1.3. - Formazione del Pizzo del Diavolo	43
---	----

1.2.2 - Verrucano Lombardo (VER).....	45
--	----

1.2.3 - Servino (SRV).....	46
-------------------------------------	----

1.2.4 - Carniola di Bovegno (BOV).....	48
---	----

1.2.5 - Calcare di Angolo – Litofacies calcarea (ANGa).....	50
--	----

1.2.6 - Calcare di Camorelli.....	52
-----------------------------------	----

1.2.7 - Calcare di Prezzo (PRZ).....	54
---	----

1.2.8 – Formazione di Buchenstein (BUC).....	56
---	----

1.2.9 - Formazione di Wengen (WEN).....	59
--	----

1.2.10 - Calcare di Perledo-Varenna (CPV).....	60
---	----

1.2.11 - Calcare di Esino	63
---------------------------------	----

1.2.12 - Calcare Rosso (KLR).....	68
--	----

1.2.13 - Formazione di Breno (BRE).....	71
--	----

1.2.14 - Argillite di Lozio (LOZ)	73
--	----

1.2.15 - Calcare Metallifero Bergamasco (CMB).....	73
---	----

1.2.16 - Arenaria di Val Sabbia (SAB).....	75
---	----

1.2.17 - Formazione di Gorno (GOR).....	76
--	----

1.2.18 - Formazione di S. Giovanni Bianco (SGB).....	79
---	----

1.2.19 - Formazione di Castro Sebino (CSO).....	81
--	----

1.2.20 - Dolomia Principale (DPR).....	83
---	----

1.2.21 - Gruppo dell'Aralalta.....	86
------------------------------------	----

1.2.21.1 - Dolomie Zonate (DZN).....	87
---	----

1.2.21.2 - Calcare di Zorzino (ZOR).....	89
---	----

1.2.22 - Argillite di Riva di Solto (ARS).....	90
---	----

1.2.23 - Calcare di Zu (ZUU)	93
---	----

1.2.24 - Formazione dell'Albenza (ALZ).....	96
--	----

1.2.25 - Calcare di Sedrina (SED).....	97
---	----

1.2.26 - Calcare di Moltrasio (MOT).....	98
---	----

1.3 - FILONI PORFIRITICI E PICCOLI CORPI IPOABISSALI	99
1.3.1. - Filoni andesitici (fn).....	99
2. - SIGNIFICATO GEODINAMICO DELL'EVOLUZIONE STRATIGRAFICA DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA (F. BERRA, F. JADOUL).....	100
3. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE CONTINENTALI NEOGENICO- QUATERNARIE	102
3.1 - CRITERI ADOTTATI (A. BINI, C. FERLIGA, D. CORBARI).....	102
3.1.1 – Unità distinte in base al bacino di appartenenza	102
3.1.2 - Unità non distinte in base al bacino di appartenenza	104
3.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA (C. FERLIGA, S. ROSSI)	107
3.2.1 – Alteriti (b6)	107
3.2.2 - Gruppo del Culmine (CU)	108
3.2.3 - Supersintema della Colma del Piano (CM)	108
3.2.4 - Gruppo di Prato Grande (GR).....	109
3.2.5 - Gruppo della Valle dei Tetti (TE)	113
3.2.6 - Sintema del Po (POI)	113
3.3 - BACINO DEL FIUME BREMBO (S. ROSSI)	116
3.3.1 - Conglomerato di Val Vedra (VVD).....	116
3.3.2 - Conglomerato della Corna Buca (BUA)	117
3.3.3 - Conglomerato di Zorzone (ZOZ)	118
3.3.4 - Conglomerato di Val delle Fontane (VFO)	119
3.3.5 - Sintema di Endenna (END)	119
3.3.6 - Gruppo di Camerata Cornello (LL).....	121
3.3.7 - Supersintema di Lenna (LE).....	125
3.4 - BACINO DEL FIUME SERIO (C. FERLIGA)	129
3.4.1 - Conglomerato di Baita della Forcella (BAF)	129
3.4.2 - Conglomerato del Dosso (OSO)	129
3.4.3 - Conglomerato di Semonte (EIM).....	131
3.4.4 - Conglomerato del Vendulo (VED).....	133
3.4.5 - Conglomerato della Corna di Lader (DER)	134
3.4.6 - Conglomerato di Babes (CUB).....	135
3.4.7 - Formazione di Leffe (LEF)	136
3.4.8 - Gruppo di Cazzano S. Andrea (AZ)	138
3.4.9 - Conglomerato del Castello di Casnigo (NIG).....	139
3.4.10 - Conglomerato di Val Bronesca (ONE).....	140
3.4.11 - Formazione di Masserini (INR)	140

3.4.12 - Sintema di Piodera (PID).....	141
3.4.13 - Formazione di Tribulina del Castello (TBC)	142
3.4.14 - Conglomerato di Villa d'Ogna (VOG).....	143
3.4.15 - Gruppo di Vertova (VV).....	144
3.4.16 - Supersintema di Fiorano (FR).....	145
3.4.17 - Sintema di Torre Boldone (TBO).....	146
3.4.18 - Supersintema della Selva di Clusone (SU).....	146
3.5 - ANFITEATRO SERIO (C. FERLIGA)	150
3.5.1 - Conglomerato della Corna de Par e tillite inferiore di Parre (DPA)	151
3.5.2 - Till di Fornace (TFC).....	152
3.5.3 - Conglomerato di Villa Perelli (VPE)	153
3.5.4 - Formazione di Val Flex (VFL)	154
3.5.5 - Sintema della Trinità di Parre (TPR).....	154
3.5.6 - Conglomerato del Campeggio di Clusone (GCL).....	155
3.5.7 - Conglomerato del Dosso di Fiorine (DOF)	156
3.5.8 - Sintema di Vac (VAC)	156
3.5.9 - Sintema di Ceradello (CEO).....	158
3.5.10 - Formazione del Fontagnone (FOG)	159
3.5.11 - Conglomerato di Ponte Nossa (ONA)	159
3.5.12 - Sintema di Groppino (ROP)	160
3.5.13 - Conglomerati di Ponte della Selva (OSE)	162
3.5.14 - Sintema di Prati Mini (PII)	162
3.5.15 - Sintema dei Morti Vecchi (MVH).....	163
3.5.16 - Sintema della Pineta (INE)	163
3.6 - ANFITEATRO OGlio-BORLEZZA (C. FERLIGA)	164
3.6.1 - Sintema di Corno Ceresa (ERE)	166
3.6.2 - Conglomerato di Fino del Monte (FIM).....	166
3.6.3 - Sintema di Stalle d'Onito (SON)	168
3.6.4 - Sintema di Prati di Sta (PTT)	168
3.6.5 - Sintema di Bossico (BOI).....	169
3.6.6 - Sintema di Cedrini (EDR)	170
3.6.7 - Sintema di Fonteno (FOE)	171
3.6.8 - Sintema dei Morti del Contagio (ORM).....	173
3.6.9 - Sintema di Piazza di Sovere (PSO).....	174
3.6.10 - Sintema di Sovere (VEE)	174
V. TETTONICA	177
1. - TETTONICA REGIONALE (F. BERRA, F. JADOUL, G.B. SILETTO)	
.....	177

1.1 - UNITÀ STRUTTURALI INFERIORI	179
1.2 - UNITÀ STRUTTURALI INTERMEDIE	179
1.3 - UNITÀ STRUTTURALI SUPERIORI.....	182
2 - RICOSTRUZIONE TRIDIMENSIONALE DEL SETTORE PIZZO ARERA-CIMA DEL FOP (F. BERRA, A. AVARO, M. BONAVERA, F. SALVI, S. STERLACCHINI E A. ZANCHI)	184
VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA.....	187
1. - ASSETTO IDROGEOLOGICO E DISSESTI.....	187
1.1 - VALLE BREMBANA (S. ROSSI)	187
1.2 - VALLE SERIANA (C. FERLIGA)	187
2. - RISORSE IDRICHE (F. BERRA)	191
2.1 - RISORSE IDRICHE PER USO POTABILE	191
2.2 - RISORSE IDRICHE PER USO IDROELETTRICO.....	192
3. - RISORSE MINERARIE (F. BERRA)	193
3.1 - FERRO	193
3.2 - PIOMBO, ZINCO E ARGENTO.....	193
3.3 - FLUORITE E BARITE.....	194
3.4 - URANIO	195
3.5 - CAVE DI PIETRE ORNAMENTALI	195
3.6 - SABBIA, GHIAIA, PIETRISCO E ALTRI MATERIALI.....	196
BIBLIOGRAFIA.....	197
VII. ABSTRACT	209
VIII. ENGLISH LEGEND	211

I. INTRODUZIONE

Il Foglio 77- Clusone della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (l. n. 67/88) attraverso una convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e la 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 1:50.000 Clusone appartiene interamente al territorio della Provincia di Bergamo, ed è compreso nei fogli 33 - Bergamo e 34 - Breno della cartografia geologica nazionale a scala 1:100.000. Esso si estende dall'alveo del fiume Brembo a Ovest sino a Rovetta verso Est, e dall'allineamento Isola di Fondra (Valle Brembana) - Gandellino (Valle Seriana) a Nord sino agli abitati di Zogno in Valle Brembana e di Gandino in Valle Seriana.

Il territorio in esame appartiene nel settore occidentale al bacino idrografico del fiume Brembo, mentre in quello orientale è compreso il medio tratto del bacino del fiume Serio e una ridotta porzione del bacino idrografico dell'Oglio (Valle Borlezza). Il valico che separa attualmente questi due bacini si presenta come un ampio settore a debole pendenza esteso fra gli abitati di Clusone e Rovetta, ed è a sua volta una depressione colmata da sedimenti continentali neogenico-quadernari, indicata nella letteratura geologica (CHARDON, 1972; FERLIGA, 2000) come "bacino di Clusone".

L'area del Foglio Clusone appartiene al dominio paleogeografico-strutturale della Alpi Meridionali, ed è caratterizzata da una successione sedimentaria di età permo-mesozoica, su cui 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 realtivo ai depositi neogenico-quadernari dei bacini Serio ed Oglio è stato invece realizzato - analogamente a quanto già fatto per la Carta Geologica della Provincia di Bergamo (JADOU *et alii*, 2000) - alla scala 1:5.000, usando come base topografica le carte delle Comunità Montane della Valle Seriana Superiore, della Media Valle Seriana e dell'Alto Sebino, e sono poi stati sintetizzati alla scala 1:10.000. Tutti i dati ricavati sono confluiti nella Carta Geologica Regionale alla scala 1:10.000, dalla quale è stato derivato per generalizzazione il Foglio Clusone.

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 a limiti inconformi).

Le attività di rilevamento geologico sono state svolte negli anni 1996-2004, col coordinamento scientifico del Prof. Arrigo Gregnanin e sotto la direzione del Prof. Flavio Jadoul. Del gruppo di lavoro preposto al rilevamento hanno fatto parte:

- il prof. Flavio Jadoul e i dott. Fabrizio Berra, Daria Mazzoccola e Gian Luigi Trombetta, per le unità permo-mesozoiche;
- il prof. Alfredo Bini, coordinatore per le unità continentali neogenico-quadernarie
- i dott. Stefano Rossi, Andrea Piccin, Riccardo Rossi (Bacino del Fiume Brembo), e il dott. Carla Ferliga (bacini dei fiumi Serio e Oglio), per le unità continentali neogenico-quadernarie.

Per le unità permo-mesozoiche sono state inoltre consultate le tesi di laurea inedite di Carlo Toffaloni, di Enrica Pagnoncelli (relatore prof. F. Jadoul, Università degli Studi di Milano) e di Paolo D'Adda (relatore prof. A. Zanchi, Università degli Studi di Milano-Bicocca); per l'anfiteatro del Serio e l'area di Clusone sono stati utilizzati anche i dati rilevati da C. Ferliga negli anni 1989-1995 e la tesi di laurea inedita di Daniela Motta (1996; relatore prof. G. Orombelli, Università degli Studi di Milano).

L'informatizzazione dei dati è stata eseguita da Regione Lombardia (F. Berra, G.L. Trombetta, F. Torri, S. Rossi, S. Racchetti) con la supervisione di F. Berra.

II. INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

1. - SUCCESSIONI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE: QUADRO GEOMORFOLOGICO E GEOLOGICO

Il Foglio è caratterizzato da aree di media e alta montagna, con quote che tendono a decrescere da Nord verso Sud a partire dai 2600 m circa nel settore settentrionale sino ai 1000 m circa nella fascia meridionale. Due grandi assi vallivi a andamento meridiano drenano il territorio: il fiume Brembo a Ovest e il Serio a Est, incidendo vallate relativamente strette e con andamento peculiare. Il settore sud-orientale inoltre comprende un tratto del bacino del Valeggia-Borlezza, attualmente affluente del fiume Oglio. Dato che gli eventi che hanno modellato il territorio fanno parte integrante dei complessi cicli di deposizione delle unità continentali neogenico-quadernarie, ben definibili a scala di singolo bacino, i lineamenti morfologici principali saranno di seguito esaminati in riferimento al più ampio quadro dei lineamenti geologici, e separatamente per ogni bacino.

1.1 - BACINO DEL FIUME BREMBO (S. C. A. ROSSI)

Nell'ambito del Foglio Clusone, il bacino del fiume Brembo comprende parte della Valle Brembana, soprattutto in sponda sinistra dato che il margine occidentale del foglio coincide con il corso del fiume Brembo, e numerose valli affluenti di sinistra che, da Nord a Sud, sono la Valsecca, la Val Parina e, nel tratto a Sud di San Pellegrino, la valle del T. Ambria.

Queste valli hanno orientamento compreso tra ENE-WSW e NE-SW, parallelo al ramo del Brembo tra Lenna e Fondra, così come alcune valli laterali minori. Al vertice NW il foglio comprende parte del vallone di Piazzatorre, vallone laterale al ramo di Mezzoldo del Fiume Brembo.

Queste valli presentano tratti morfologici differenti a causa della marcata influenza della litologia sulla morfologia. La Valsecca è una valle strutturale impostata sul fianco meridionale dell'Anticlinale Orobica; presenta il versante settentrionale con morfologie molto arrotondate, impostato sui litotipi del basamento e della serie permo-triassica dell'Anticlinale Orobica, mentre il versante meridionale è impostato sulla serie dei carbonati triassici del Pizzo Arera, con morfologie più aspre e dirupate; a questa impronta sono sovrapposte le forme legate ai ghiacciai locali. La Val Parina è anch'essa controllata strutturalmente, ma da un sistema di fratturazione entro il medesimo piastrone di calcare di Esino, ed è quindi stretta, profondamente incisa e si apre solo verso oriente dove intercetta termini litologici differenti. La valle del torrente Ambria presenta morfologia più articolata e complessa innanzitutto perché è impostata su litotipi maggiormente erodibili (Argilliti di Riva di Solto, Calcare di Zorzino) a contatto con unità competenti (Dolomia Principale).

Alcuni versanti della Valle Brembana sono interessati da frane di scivolamento (Ambria) che coinvolgono litotipi competenti (essenzialmente Dolomia Principale) che poggiano, per contatto tettonico, su litotipi plastici come le Argilliti di Riva di Solto. Forme ruinformi con torrioni, pinnacoli, pareti e versanti ripidi caratterizzano invece il paesaggio della Dolomia.

La Valsecca di Roncobello è stata interessata da un ghiacciaio locale di entità ridotta e da una serie di ghiacciai minori attestati in ognuno dei valloni laterali. Questi ghiacciai non erano generalmente coalescenti con la lingua principale della Valsecca, e di alcuni restano apparati morenici ben delineati, come a valle del Passo della Marogella. Il ghiacciaio più grande proveniva dalla Valle del Brembo di Valleve e durante l'ultima avanzata glaciale (LGM) terminava con le morene frontali all'altezza di Lenna. Sia in Valsecca sia nella Valle Brembana sono presenti forme definibili come pseudomorene, modellate dai ghiacciai in litotipi teneri (Servino, Calcare di Angolo) e ammantati da una sottilissima coltre di till di ablazione.

La Valle Brembana, con andamento N-S, è anch'essa una valle strutturale poiché è localizzata in corrispondenza di una *transverse zone* (SCHÖNBORN, 1994; LAUBSCHER, 1985; GHISELLI, 2007) che divide un settore orientale dove affiora la successione medio triassica da un settore occidentale dove il Triassico medio è assente e la Dolomia Principale del Triassico superiore appoggia direttamente sulla copertura permiana. La Valle Brembana era già ben formata prima della crisi di salinità del Messiniano, quando il suo fondovalle presso San Pellegrino si trovava tra i 500 e i 600 m di quota attuali (sintema di Endenna e alteriti).

I depositi conglomeratici più antichi (conglomerato della Corna Buca, conglomerato di Zorzone e conglomerato di Val Vedra, unità distinte in base al bacino di appartenenza) testimoniano la forte erosione che ha avuto luogo al termine del ciclo di deposizione, cementazione e carsificazione (Miocene medio e superiore). La valle è stata approfondita durante il Messiniano e occupata dal mare durante il Pliocene inferiore, quando il mare è risalito sino a Camerata Cornello, nel limitrofo Foglio 076 - Lecco (BINI & ZUCCOLI, 2005). Durante il Pliocene medio e superiore la valle è stata riempita da sedimenti dapprima deltizi, poi fluviali e, probabilmente, nella parte alta della valle, anche da sedimenti glaciali; nel Pliocene superiore infatti il Brembo sfociava in mare costruendo un delta nella zona di Almenno S. Salvatore, a SW del Foglio Clusone (conglomerato di Madonna del Castello) (CORSELLI *et alii*, 1985).

1.2 - BACINO DEL FIUME SERIO (C. FERLIGA)

Nell'ambito del foglio l'asse della Valle Seriana presenta decorso N-S sino a Villa d'Ogna, per poi assumere a S di tale abitato un andamento NNE-SSW, parallelo alla direzione dei principali lineamenti tettonici presenti.

Il bacino idrografico del Serio è compreso in questo tratto tra i 400 m di quota del fondovalle a Sud e i 2600 delle cime a settentrione (M. Pradella, 2619 m s.l.m.). La valle principale presenta tratti ampi e con versanti a media acclività alternati a restringimenti, sino a vere e proprie forre con versanti strapiombanti, in relazione ai litotipi affioranti e al successivo modellamento a opera della gravità. Numerose sono le valli tributarie, spesso impostate lungo lineamenti tettonici trasversali rispetto all'asse principale e con morfologia fortemente condizionata dall'erodibilità dei litotipi presenti. Tra queste spicca a Sud la vallata del torrente Re – meglio nota nella letteratura geologica come “bacino di Leffe” - caratterizzata da ampie superfici pianeggianti e terrazzate, modellate su di un potente riempimento sedimentario polifasico costituito da depositi lacustri, di colata e alluvionali (RAVAZZI, 1992).

Il fondovalle principale da Ardesio verso Sud è caratterizzato dalla presenza di ampi terrazzi alluvionali costituiti da conglomerati, a cui si raccordano corpi conglomeratici originati da frane o da trasporto in massa provenienti dalle valli laterali; tali terrazzi sono legati al contesto geologico locale caratterizzato da rocce prevalentemente carbonatiche, dalla cui dissoluzione deriva il cemento che ha reso coerenti i depositi, permettendone la conservazione.

Tra Villa d'Ogna, Clusone e lo sbocco della valle del T. Riso, la valle del Serio si amplia (Fig. 1), aprendosi verso Est sulla depressione nota nella letteratura geologica come “bacino di Clusone” (CHARDON, 1969).

Tale ampliamento coincide con la massima avanzata della fronte del

ghiacciaio del Serio nel corso di gran parte delle glaciazioni pleistoceniche, rendendo quindi possibile l'articolazione di un vero e proprio anfiteatro (Fig. 2). Entro esso è riconoscibile una successione complessa, costituita da depositi glaciali relativi a più avanzate e da depositi alluvionali e lacustri interglaciali, alla cui stratigrafia viene dedicato un capitolo specifico. I depositi glaciali pleistocenici assumono forme ben espresse: archi morenici via via meno conservati dall'interno verso l'esterno modellano infatti la superficie del terrazzo de La Selva di Clusone (toponimo IGMI 1:25.000, 33IINE, 1976).



Fig. 1 - Valle Seriana e conca di Clusone dalla zona dell'altipiano di Falcocchio, vista verso Ovest (Foto D. Marsetti, volo elicottero ottobre 2007; per CAMOZZI et alii, 2007)

Segue verso Sud la stretta di Ponte del Costone, racchiusa entro le bastionate della Dolomia Principale, oltre la quale la valle si allarga nuovamente, assumendo le caratteristiche delle aree non glacializzate, con versanti coperti da estese discontinue coltri di alterazione soggette a rimobilizzazione, e ordini successivi di terrazzi alluvionali nel fondovalle. Questi ultimi non hanno alcuna continuità morfologica con i corpi individuati a monte della forra; la scarsità di profili di alterazione integri inoltre rende impossibile la correlazione fra la successione affiorante da Ponte del Costone sino alla pianura (Foglio Bergamo) e quella della media e alta valle Seriana.

L'impostazione dell'intero asse seriano è di età miocenica (BINI, 2007), con un fondovalle inciso sino a q. 565 m s.l.m. presso Ponte Nossa (conglomerati della Corna di Lader); durante il Messiniano la valle si

approfondisce, per poi essere nel Pliocene occupata dal mare, che entrava in essa sino quasi al margine meridionale del foglio (dati biostratigrafici in: MARTINIS, 1948, 1951; SIDI *et alii.*, 1988). Viene successivamente riempita nel corso del Pliocene da depositi alluvionali, caratterizzati dalla presenza di clasti della successione permiana e del basamento affioranti nell'alta valle (conglomerati di Semonte; bacino di Leffe, Pliocene sup., in RAVAZZI, 1992; POMICINO *et alii.*, 2001).

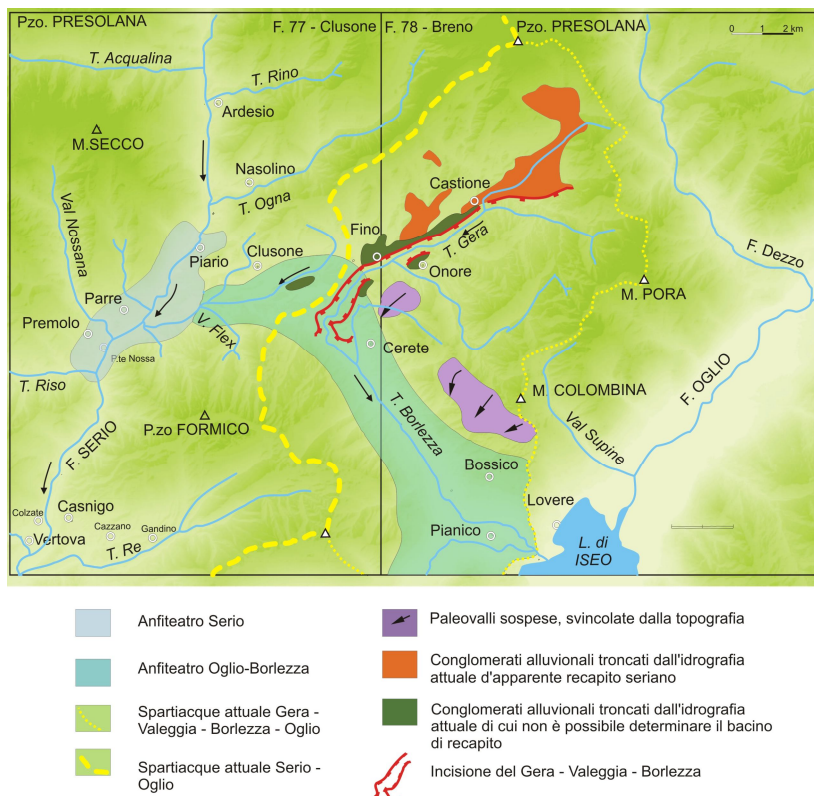


Fig. 2 - Schema paleogeografico del settore compreso tra la valle del Serio e la valle dell'Oglio.

Nella media e alta valle, contrariamente a quanto ritenuto in passato, il successivo modellamento dei versanti a opera del ghiacciaio è estremamente ridotto, come mostra la presenza di morfologie interglaciali perfettamente conservate; l'escavazione della valle è da considerarsi di origine fluviale, con un marcato rimodellamento a opera della gravità (Fig. 3). Molti dei versanti infatti mostrano scarpate di frana, trincee e contropendenze in corrispondenza delle quali la porzione inferiore degli stessi assume profilo

convesso; si tratta di deformazioni gravitative profonde e scivolamenti in blocco che interessano porzioni di versante estese sino a parecchi km (es: Monte Secco – Cima Vaccaro tra Cacciamali e Ludrigno, versante destro a N di Gromo, in FORCELLA, 2000; forra di Ponte del Costone). Entro questi corpi sono poi individuabili frane di minori dimensioni caratterizzate da collasso di porzioni di versante, accumulo di grossi blocchi o scivolamento di materiali prevalentemente fini. Il movimento di questi corpi si presenta quasi sempre polifasico, e in molti casi le relazioni con i terrazzi alluvionali (es: *sackung* del M. Secco – Cima Vaccaro, suturato da conglomerati attribuiti al Pleistocene medio) o con i depositi glaciali che li ammantano e che risultano coinvolti nella dislocazione (es: ambedue i versanti a Nord di Gromo) mostrano che essa inizia anteriormente all'ultimo massimo glaciale e spesso si protrae successivamente a questo.



Fig. 3 - Val Seriana, destra idrografica: porzioni di versante ribassato per gravità in corrispondenza di Ludrigno (foto C. Ferliga)

1.3 - L'AREA DI CLUSONE-CERETE ALTO E LA VAL BORLEZZA (C. FERLIGA)

L'anfiteatro del Serio si apre ad Est, verso il bacino del Gera-Valeggia-Borlezza - attualmente tributario dell'Oglio - nel cosiddetto "bacino di Clusone" (CHARDON, 1966). Compreso tra il Passo della Presolana (Foglio 078 - Breno), Clusone e Cerete Alto, esso è un'ampia depressione intramontana allungata in senso E-W e controllata da lineamenti tettonici, che - successivamente all'emersione della catena - ha rivestito il ruolo di bacino sinorogenico con sedimentazione di tipo continentale.

Il suo fondo in roccia ha morfologia estremamente articolata, con dossi conici che emergono nettamente dalla piana, accanto a tratti scavati per oltre 120 m sotto il piano campagna attuale: si tratta di una superficie erosionale composita e polifasica, che tronca nettamente depositi conglomeratici alluvionali e glaciali più antichi (superfici di Castione e Bratto, altopiano del Falecchio, al margine occidentale del Foglio 078 - Breno) terrazzati e sospesi per parecchie centinaia di metri (Fig. 2).

Attualmente la zona fra Dosso Foppe e Maninetti è un vero e proprio valico tra il bacino del Serio e quello dell'Oglio, posto a quote relativamente basse (attorno ai 600 m) e modellato su di una complessa successione di depositi alluvionali, lacustri e glaciali in gran parte sepolti, di potenza in alcuni punti superiore al centinaio di metri.

La superficie subpianeggiante, terrazzata, lievemente pendente verso Ovest, è interrotta da dossi allungati modellati in dolomie noriche o in conglomerati alluvionali depositi da un antico corso d'acqua tributario del Serio. Su di essi si ammantano i depositi glaciali di una diffluenza del ghiacciaio camuno penetrata nell'area attraverso la Valle Borlezza nel Pleistocene medio, dando luogo a cordoni morenici molto arrotondati e smembrati dall'erosione. Il Gera-Valeggia attuale incide profondamente tali depositi, prima di cambiare bruscamente direzione da NE-SW a NW-SE, catturato dal Borlezza (Fig. 4).

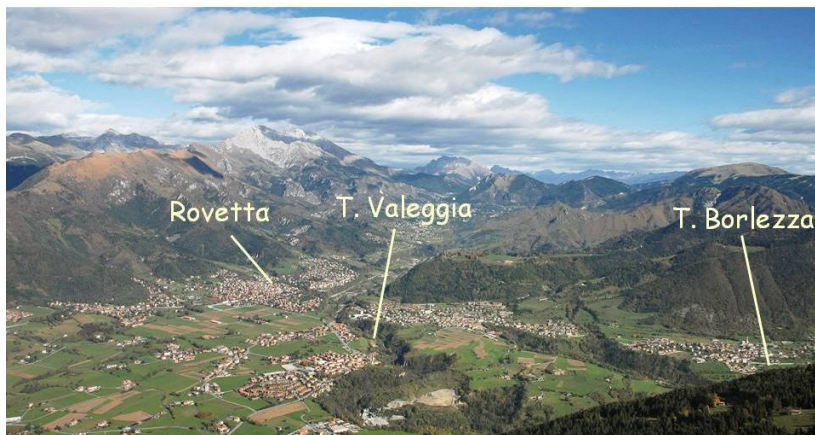


Fig. 4 - Area di Clusone – Cerete Alto, vista verso oriente da località S. Lucio. In primo piano la grande ansa incassata generata dalla cattura del T.Valeggia da parte del T. Borlezza (Foto D. Marsetti, volo elicottero ottobre 2007; per CAMOZZI et alii., 2007)

All'estremo orientale, la Val Borlezza si approfondisce rapidamente verso il Lago d'Iseo. L'ampia sezione trasversale è caratterizzata da versanti a profilo concavo-convesso, legato a diffusi fenomeni di rilascio per gravità.

Il fondovalle presenta un complesso sistema di terrazzi di sbarramento glaciale incassati gli uni negli altri ed estesi via via maggiormente verso valle, dove si raccordano a morene laterofrontali (FERLIGA & BINI, 2007). Il fondo in roccia della Val Borlezza si incide profondamente, troncando una serie di paleovalli (Foglio 078 - Breno) sospese sino a oltre 900 m rispetto ad esso e riempite da sedimenti glaciali ed alluvionali (FERLIGA, 2000; 2007) (Fig. 2). Tale elemento porta a ritenere l'apertura della valle del Borlezza attuale come successiva all'inizio delle avanzate glaciali, quindi di età non anteriore al Pliocene. In accordo con tale interpretazione, i primi sedimenti che poggiano sul fondo in roccia risultano essere megabrecce derivate dal rapido smantellamento dei versanti, forse legato ad una fase di attività tettonica (MARSETTI & RAVAZZI, 2007), a cui segue una successione di argille lacustri correlabili secondo gli autori alla Formazione di Pianico (MOSCARIELLO *et alii*, 2000), affiorante più a valle, e datata agli inizi del Pleistocene medio (0.8 - 0.7 Ma)

In tutta quest'area i depositi affioranti vengono distinti quindi in (Fig. 2):

- a) depositi legati al bacino del Serio e al suo anfiteatro
- b) depositi del ghiacciaio dell'Oglio, compresi i fluvio-glaciali drenanti verso il Serio;
- c) depositi legati ad una paleogeografia e ad un assetto fisiografico diverso dall'attuale, troncati dall'odierna idrografia, e dei quali è difficile sia la correlazione sia l'attribuzione ad uno specifico bacino. Tali depositi affiorano estesamente nel limitrofo Foglio Breno.

1.4 - INDIZI DI TETTONICA RECENTE (C. FERLIGA)

Nel modellamento di tutto il settore considerato, particolare rilievo sembra assumere l'attività tettonica recente: l'area infatti presenta una serie di evidenze fra loro discordanti e che presuppongono l'esistenza di movimenti tettonici sinsedimentari.

L'andamento del fondo in roccia della valle del Serio e delle grandi valli tributarie, per quanto desumibile, è estremamente irregolare. Mentre a Leffe il sondaggio Fornace Martinelli (RAVAZZI, 1992) raggiunge la roccia a 294 m s.l.m., nell'asse della valle principale la roccia affiora con continuità nell'alveo del fiume, posto a quota 390 m s.l.m., e in numerosi scavi edilizi sui terrazzi più bassi; a valle, presso Cene (Foglio 98 - Bergamo) l'intera sezione della valle è in roccia, con fondo a q. 360 m s.l.m. Nell'assetto attuale quindi il fondo dell'ampia depressione di Leffe appare non avere deflusso verso l'esterno. Analogamente presso Piario (Fig. 5, a) i pozzi raggiungono la roccia attorno a q. 380 m s.l.m., mentre nella stretta di Ponte del Costone l'attuale alveo in roccia è a 430 m s.l.m.

Verso Est, oltre il Colle Crosio, il fondo in roccia è attorno a q. 220 m s.l.m. (Fig. 5, b; DE FRANCO *et alii*, 2004), mentre si innalza nuovamente

sino a affiorare all'altezza di Dosso Foppe - San Francesco (Fig. 5, c: q. 610 m s.l.m.); si tratta in questo caso della culminazione di un *plateau* evidenziato dalla sismica (DE FRANCO *et alii*, 2004), che continua lateralmente nella cosiddetta "dorsale Maninetti-Songavazzo" (Fig. 5, d: MARSETTI, 2004; 2007).

A ridosso di quest'ultima, verso Nord, il profilo sismico (Fig. 5, e) mostra, sotto l'abitato di Rovetta, una paleovalle con fondo attorno a 420 m s.l.m.; appena entro il Foglio 078 - Breno, presso Onore, il fondo in roccia è raggiunto a 559 m s.l.m. (Fig. 5, f: pozzo *Stradunsel*; in MARSETTI, 2007), in corrispondenza di un asse di drenaggio sepolto che si prolunga verso la paleovalle di Rovetta (MARSETTI, 2004).

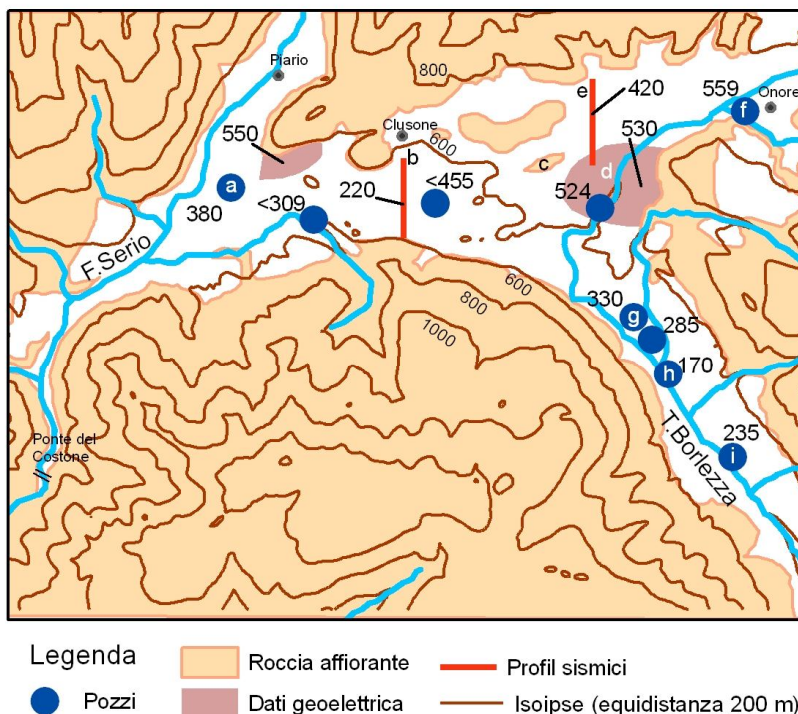


Fig. 5 - Quota del fondo in roccia (m s.l.m.) nell'area Valle Seriana - Val Borlezza: dati da profili sismici (cfr Fig. 6), pozzi e sondaggi geoelettrici. Le lettere si riferiscono agli elementi (pozzi, profili sismici, affioramenti e alti in roccia) specificatamente citati nel testo.

Spostandosi verso SE invece - nell'incisione dell'attuale Val Borlezza - il fondo in roccia, posto attorno a q. 330 m s.l.m. presso Cerete (Fig. 5, g), sprofonda bruscamente sino a q. 170 m s.l.m. presso Fonteno (Fig. 5, h), per poi risalire più a S a q. 235 m s.l.m. (Fig. 5, i: MARSETTI & RAVAZZI, 2007).

Si è quindi in presenza di più superfici erosionali in roccia, di cui la più profonda, non databile direttamente in quanto sepolta, tronca verso Est (Foglio 078 - Breno) tutta la successione conglomeratica che costituisce le superfici sospese di Castione e Bratto, nonché la successione interglaciale della paleovalle del Falecchio (FERLIGA, 2000, 2007). Sempre nel limitrofo Foglio Breno, l'intera Val Borlezza mostra relazioni analoghe con successioni pre e interglaciali conservate in lembi isolati completamente svincolati dalla topografia attuale. I dislivelli registrati fra paleovalli sospese e fondo attuale, sino al migliaio di metri, non possono essere attribuiti esclusivamente a escavazione fluviale, senza alcun movimento differenziale fra comparti limitrofi.

I sedimenti registrano a loro volta dislocazioni anomale. Nel centro della piana, in corrispondenza del Dosso di Fiorine, affiorano conglomerati alluvionali di incerta correlazione in giacitura secondaria, immergenti verso SW con inclinazione di 30°. Una giacitura secondaria anomala è presentata anche dalla base della successione affiorante nella forra del Valeggia (FERLIGA, 2000).

Tutti questi elementi indicano l'esistenza, in epoche relativamente recenti, di configurazioni del territorio e del drenaggio diverse da quella attuale, e suggeriscono un riassetto dell'intera area successivo alla prima avanzata glaciale plio-pleistocenica. Mancano tuttavia studi strutturali organici e dettagliati che tengano conto di tali evidenze, e che permettano quindi di correlare fra loro i singoli dati di terreno.

2. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA (F. BERRA E F. JADOUL)

L'area compresa nel Foglio Clusone può essere suddivisa in tre porzioni con diverso significato stratigrafico-strutturale, sulla base degli affioramenti delle unità permo-mesozoiche (si veda capitolo V. TETTONICA). Tali zone sono separate da faglie che attraversano con andamento prevalente E-W tutto il foglio. Le aree di affioramento di basamento metamorfico sono limitate al settore della Valle Seriana, nell'estremo nord-orientale del foglio.

2.1 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE PRE-TRIASSICA

Costituisce la zona settentrionale del foglio ed è rappresentata principalmente dalle successioni permiane del conglomerato Basale, della vulcanite del Monte Cabbianca, della formazione del Pizzo del Diavolo (questa ultime unità corrispondono alla Formazione di Collio *Auct.*) e del Verrucano Lombardo. L'inizio della sedimentazione successiva all'evento orogenico varisco è rappresentato dai conglomerati ed arenarie aporfiriche del conglomerato Basale, che precede l'intensa fase vulcanica costituita dai depositi eterogenei di origine mista, prevalentemente vulcanici alla base

(vulcanite del Monte Cabianca) e sedimentari di ambiente continentale al tetto (formazione del Pizzo del Diavolo). Queste due unità sono state distinte in questo Foglio in differenti litofacies, che documentano una notevole variabilità ambientale controllata da un'intensa attività tettonica sindeposizionale. La fine dell'attività tettonica è marcata da una discontinuità sottolineata dalla evidente discordanza angolare al passaggio tra la successione del Permiano inferiore ed il Verrucano Lombardo. Il Verrucano Lombardo, depostosi in un regime fluviale tipo *braided*, è ricoperto da sedimenti riferiti al Servino (Induano) che documentano l'ingressione marina alla base del Triassico.

Dal punto di vista strutturale, l'area è riferibile al settore dell'Anticlinale Trabuchello-Cabianca, che rappresenta la culminazione centrale delle cosiddette Anticlinali Orobiche. Questa zona è separata da quella immediatamente a meridione da un'importante linea tettonica (Linea Valtorta-Valcanale), interpretabile come uno scollamento regionale impostatosi lungo un intervallo stratigrafico con caratteristiche geomeccaniche scadenti, rappresentato dalla carniola di Bovegno. Questa faglia (ripida nel settore di affioramento, ma probabilmente con un andamento a basso angolo verso Sud) separa due domini distinguibili per l'età delle rocce che li costituiscono. Di conseguenza, la ricostruzione stratigrafica al passaggio tra il Triassico inferiore e medio presenta problemi a causa dell'assenza di successioni stratigraficamente continue.

2.2 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE INDUANO-CARNICA

È costituita da più ripetizioni tettoniche di scaglie variamente impilate, costituite prevalentemente da corpi carbonatici di età anisico-ladinica. Tale zona è limitata a Sud dalla Faglia di Clusone.

Le successioni presenti in questa fascia sono rappresentate prevalentemente da unità di piattaforma carbonatica di mare basso, localmente separate da unità di mare più profondo (es. calcare di Prezzo). La successione anisica è caratterizzata da un'evoluzione differente nel settore occidentale del Foglio (facies neritiche del Calcare di Angolo ricoperte da facies di mare più basso sino a peritidali, Calcare di Camorelli) ed in quello orientale (facies esclusivamente neritiche del Calcare di Angolo). Al passaggio tra i due settori è stata identificata una porzione di margine biocostruito con coralli (BERRA *et alii*, 2005). Dopo l'annegamento regionale documentato dalle facies calcareo-argillose del calcare di Prezzo, si sviluppa una potente piattaforma ladinica (calcare di Esino) che tende a progradare, nei settori orientali del foglio, su facies bacinali (calcare di Prezzo, Formazione di Buchenstein, Formazione di Wengen). All'interno della piattaforma del calcare di Esino sono presenti solchi intrapiattaforma (bordati da facies di margine talora progradanti) caratterizzati dalla deposizione di calcari scuri stratificati (calcare di Perledo-Varenna).

Al di sopra della piattaforma ladinica (calcare di Esino) è registrato un importante evento di emersione regionale (rappresentato da paleosuoli con terra rossa e brecce residuali) documentato dal calcare Rosso, oggetto in media Valle Brembana di una importante attività estrattiva (pietra ornamentale nota come “Arabescato Orobico”). La successione carbonatica del Triassico medio è ricoperta prima da carbonati peritidali (Formazione di Breno e Calcare Metallifero Bergamasco), poi da depositi terrigeno-carbonatici del Carnico inferiore (Arenaria di Val Sabbia e formazione di Gorno) tra di loro parzialmente eteropici, e infine dalla successione carnica superiore, eterogenea e d’ambiente costiero-evaporitico, della formazione di S. Giovanni Bianco.

All’interno di questa fascia centrale del foglio, vengono riconosciute diverse unità strutturali: alla base è presente un’estesa unità (Parautoctono; GAETANI & JADOUL, 1979) che è continua, al di sotto delle unità più alte, dalla zona della faglia Valtorta-Valcanale sino alla Faglia di Clusone, dove s’immerge al di sotto della successione post-carnica. Superiormente sono presenti diverse unità alloctone (talora non continue lateralmente) che costituiscono le parti più alte dei massicci Menna-Arera-Presolana. Alcune di queste unità (es. Unità Timogno) mostrano una notevole continuità laterale e sono correlabili su ampie distanze. Queste unità costituiscono una struttura più complessa di quanto ritenuto in precedenza, costituita prevalentemente da successioni anisico-ladiniche che compongono nel loro insieme un classico *antiformal stack*, all’interno del quale sono comuni anticlinali di rampa e sinclinali nel *footwall*, soprattutto quando quest’ultimo è costituito dalla successione a comportamento più plastico del Carnico. Verso Sud si passa ad una struttura monoclinale, lungo la quale affiorano prevalentemente successioni carniche, mentre le unità più alte dell’edificio strutturale presenti a Nord tendono a chiudersi.

Un significato di importante scollamento viene riconosciuto per la Faglia di Clusone, che divide la successione stratigrafica a livello della formazione di S. Giovanni Bianco: in questo caso, la superficie di scollamento corre costantemente lungo la formazione di S. Giovanni Bianco e si mantiene parallela alla giacitura sia della successione posta a Sud sia di quella posta a Nord della faglia.

2.3 - FASCIA DI AFFIORAMENTO DELLA SUCCESSIONE NORICO-GIURASSICA INFERIORE

Costituisce la parte meridionale del foglio ed è dominata dalla potente successione norica della Dolomia Principale con il suo “Membro Basale” e le facies eteropiche, che permettono di riconoscere zone di alto stratigrafico-strutturale, sede di deposizione di facies di piattaforma carbonatica peritidale e di margine (Pizzo Formico, zona di San Pellegrino), distinte da aree più subsidenti, sede di accumulo di successioni carbonatiche stratificate

di pendio e bacino intrapiattaforma (Brecce di Pendio delle Dolomie Zonate, Dolomie Zonate e Calcare di Zorzino), che documentano una tettonica transtensiva norica nel Bacino Lombardo. Al di sotto della Dolomia Principale sono presenti, in maniera discontinua per motivi tettonici, le brecce calcaree intraformazionali della Formazione di Castro Sebino, mentre superiormente compaiono le facies argilloso-calcaree di età norico sup. - retiche dell'Argillite di Riva di Solto e del Calcare di Zu, che colmano le depressioni preesistenti portando ad una uniformità di sedimentazione in un contesto di piattaforma carbonatica al passaggio Triassico-Giurassico (formazione dell'Albenza, corrispondente alla Dolomia a Conchodon *Auct.*). Le successioni giurassiche affiorano solo in limitati settori del foglio (parte sud-occidentale, Cima di Cavlera).

Nel settore a meridione della Faglia di Clusone, dove affiora la successione norico-giurassica, il raccorciamento legato alla compressione alpina è stato meno intenso di quello verificatosi più a settentrione. In questa fascia è riconoscibile un numero minore di unità strutturali sovrapposte all'interno della successione post-carnica: tali raddoppi sono chiaramente osservabili nelle parti più meridionali del foglio (valle di Gandino, valle del T. Ambria, San Pellegrino), dove gli accavallamenti sono generalmente responsabili del raddoppio della successione della Dolomia Principale.

3. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA DELLA SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA

Il basamento cristallino metamorfico delle Alpi Orobie prodotto dal ciclo tettono-metamorfico varisico subì dal Permiano un processo d'estensione crostale i cui effetti si fecero risentire sia nell'ambito del basamento cristallino, sia a livello della superficie topografica. Si delinearono depressioni tettoniche e bacini di *pull-apart* più volte riattivati entro i quali si raccoglievano i prodotti vulcanici, vulcanoclastici e terrigeni delle varie unità del Gruppo dei Laghi Gemelli che caratterizzano la successione del Permiano inferiore delle Prealpi Bergamasche (bacino brembano). La direzione dei lineamenti paleogeografici e paleotettonici permiani nel Foglio Clusone non è riconoscibile per le limitate aree d'affioramento e per la comune ripresa di tali lineamenti durante le successive fasi alpine (es. BLOM & PASSCHIER, 1997).

Nell'area immediatamente a Nord del Foglio Clusone, osservazioni di dettaglio lungo gallerie minerarie tra la Val Vedello e la valle del F. Fiumenero (Foglio 56 - Sondrio) hanno mostrato faglie permiane associate a livelli di miloniti e cataclasiti sedi della mineralizzazione uranifera (CADEL *et alii*, 1996). Nelle zone prossimali alle paleoscarpate si rinvencono

intercalazioni conglomeratiche, costituite in massima parte da clasti di vulcaniti e quarzo, che testimoniano il ringiovanimento del rilievo e la presenza di vulcaniti nelle aree circostanti. Una dettagliata ricostruzione paleogeografica è proposta da CADEL *et alii* (1996).

Le direzioni di questi lineamenti estensionali tardo-paleozoici sono confrontabili con quelle registrate nelle successive fasi di *rifting* tardo triassico (Carnico sup. e Norico medio-sup., JADOUL *et alii*, 1992a, b).

La successione triassica affiorante nel Foglio Clusone è costituita da una potente (4-6 km di spessore) e differenziata successione di litofacies in prevalenza carbonatiche e di mare basso ma con significative intercalazioni d'unità terrigene o miste. L'evoluzione sedimentaria della successione triassica affiorante nel Foglio Clusone appare, alla luce delle più recenti sintesi stratigrafiche locali e regionali (ASSERETO & CASATI, 1965; JADOUL & ROSSI, 1982; JADOUL *et alii*, 1992b; GAETANI *et alii*, 1996), essere stata controllata da numerosi fattori (tettonismo sinsedimentario, subsidenza, vulcanismo, variazioni eustatiche del livello del mare e cambiamenti climatici), in buona parte esterni ai sistemi deposizionali locali e connessi all'evoluzione geodinamica della Tetide occidentale.

La base della successione triassica è ovunque rappresentata da quarzareniti, argilliti e marne dolomitico-siltose (Servino inferiore) che documentano la progressiva ed eterocrona trasgressione marina da Ovest ad est su aree emerse durante il Permiano superiore. Ciò ha comportato una lacuna stratigrafica, non ben quantificabile temporalmente, che ha interessato parte del Permiano sommitale e la base del Triassico inferiore. La successione del membro superiore del Servino evidenzia sempre ambienti marini costieri a sedimentazione fine terrigeno-carbonatica ma localmente più aperti. Nell'Olenekiano superiore una progressiva diminuzione degli apporti terrigeni ed un *trend* regressivo permette l'instaurarsi quasi ovunque d'ambienti lagunari e di *sabkha* a sedimentazione carbonatico-pelitica (carniola di Bovegno). Nell'insieme la successione del Triassico inferiore rappresenta un ciclo sedimentario trasgressivo-regressivo entro il quale GAETANI *et alii*, (1996) hanno riconosciuto due sequenze deposizionali (S1, S2).

Al limite Olenekiano-Anisico, la sedimentazione diventò francamente marina carbonatica con prevalenti ambienti subtidali nel Calcare di Angolo che evolvono ad ambienti intertidali con il Calcare di Camorelli che, verso occidente, presenta alla base sporadiche intercalazioni terrigene quarzoso-micacee che documentano una loro contiguità con gli ambienti costieri a sedimentazione terrigena del Gruppo delle Grigne (GAETANI *et alii*, 1987). L'organizzazione delle facies della successione dell'Anisico inferiore-medio (Calcare di Angolo, Calcare di Camorelli) affioranti nel foglio evidenzia un *trend* regressivo che ben s'inquadra con la regressione regionale (fine dell'Anisico medio) che provocò locali emersioni e possibili lacune nella

successione (fine della prima sequenza anisica, A1 in GAETANI *et alii*, 1996). La base dell'Anisico superiore si caratterizza per un evento trasgressivo regionale evidenziato dai calcari e marne bacinali del calcare di Prezzo.

Al limite Anisico-Ladinico si verificò una prima consistente differenziazione paleogeografica con sviluppo di localizzate depressioni bacinali verso settentrione (Formazione di Buchenstein, calcare di Perledo-Varenna) delimitate da articolate piattaforme carbonatiche (calcare di Esino) sviluppate soprattutto nel settore centrale del Foglio Clusone (Cima di Menna – Pizzo Arera). Le prime piattaforme carbonatiche del calcare di Esino inferiore si svilupparono in aree ristrette già nell'Anisico superiore (Cima di Menna, Pizzo Arera); durante il Ladinico inferiore esse progradarono sui bacini adiacenti (BRUSCA *et alii*, 1981; JADOUL *et alii*, 1992d). Le aree bacinali a sedimentazione prevalentemente carbonatica (F. di Buchenstein) erano presenti nei settori più orientali dell'attuale Valle Seriana e delimitavano, a settentrione e meridione, le prime enucleazioni della "dorsale carbonatica centrale bergamasca" (BRUSCA *et alii*, 1981). Durante il Ladinico le piattaforme progradarono progressivamente colonizzando la maggior parte dei bacini con sedimentazione carbonatica (calcare di Perledo-Varenna) o mista con vulcanoclastiti (F. di Wengen). La presenza nelle successioni ladiniche bacinali di orizzonti tufitici testimonia l'attività vulcano-tettonica prossimale al bordo meridionale prealpino e la prima attivazione della "Fascia Mobile Meridionale" lombarda (BRUSCA *et alii*, 1981). I bacini più persistenti erano verosimilmente ubicati nei settori a Sud della Val Parina - Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco) e nord-orientali (serie alloctone della valle del torrente Ogna). Lo sviluppo della piattaforma carbonatica ladinica (calcare di Esino) si presenta articolato, con ambienti comprensivi anche delle facies di margine biocostruito con coralli, spugne, *Tubiphytes* e molte cavità primarie o diagenetiche precoci riempite da cementi (evinosponge). La conservazione delle successioni di margine/pendio è attualmente limitata a causa della tettonica alpina che si è imposta preferenzialmente in corrispondenza di questi passaggi laterali di facies.

Durante il Ladinico superiore si realizzò la massima diffusione delle piattaforme carbonatiche interne con cicli peritidali e consistenti accumuli di Dasycladacee. Il *trend* regressivo riscontrato nel calcare di Esino superiore si concluse con una generalizzata emersione della piattaforma documentata dalle tasche di brecce carbonatiche e paleosuoli a "terra rossa", *caliche*, filoni e cavità carsiche (calcare rosso, M. Vaccaregio-Val Parina, Ardesio). In Valle Brembana e Valle Seriana affiora la successione del calcare rosso tipico (Ladinico sommitale) con carbonati di piana tidale e ricorrenti esposizioni subaeree documentate da *tepee*, paleosuoli a "terra rossa" e varie generazioni di sedimenti e cementi di cavità-fratture che

documentano la complessa storia diagenetica di quest'unità (ASSERETO & KENDALL, 1971; 1977; ASSERETO & FOLK, 1977, 1980; MUTTI, 1992, 1994). Gli altri settori dove il calcare rosso non è rappresentato dovrebbero evidenziare le aree meno subsidenti e lungamente emerse durante il Ladinico sommitale. La presenza di argilliti tufacee nelle facies connesse alle emersioni può documentare anche una concomitante attività vulcanotettonica. Questo vulcanismo, inizialmente solo di tipo esplosivo, troverà testimonianze nella soprastante successione del Carnico inferiore (Arenaria di Val Sabbia). In corrispondenza del tetto del calcare di Esino si chiude il principale ciclo sedimentario ladinico (sequenza maggiore A2-L, GAETANI *et alii*, 1996).

Il Carnico è un periodo di drastici mutamenti ambientali e probabilmente climatici (BERRA & JADOUL, 2002) connessi al particolare assetto geodinamico che si realizza in corrispondenza della "Fascia Mobile Meridionale" (Sudalpino meridionale). La rapida messa in posto e l'altrettanto consistente smantellamento di un sistema di edifici vulcanici in questo dominio a meridione delle Prealpi Lombarde (BRUSCA *et alii*, 1981; GARZANTI, 1985b; GARZANTI & JADOUL, 1985) condizionò l'evoluzione dei sistemi deposizionali carnici delle Prealpi Bergamasche. Nei settori più meridionali ed occidentali si instaurò un sistema fluvio-deltizio (Valle Brembana) con distribuzione verso Nord dei sedimenti vulcanoclastici di chimismo calcalcalino (GARZANTI, 1985a,b; GARZANTI & JADOUL, 1985). Le facies fluviali e deltizie progradarono e regredirono più volte entro ambienti lagunari e di baia poco profonda a sedimentazione mista carbonatico-marnoso-siltosa (f. di Gorno). Verso NE continuò invece la crescita delle piattaforme carbonatiche peritidali (F. di Breno della alta Valle Seriana - Valle del torrente Ogha – Val Camonica) che facevano transizione laterale alle lagune/baie epicontinentali della f. di Gorno (GNACCOLINI, 1988; GNACCOLINI & JADOUL, 1988, 1990). Una temporanea ritirata verso meridione degli apparati clastici determinò nel Carnico, probabilmente Julico, un'estensione delle lagune-baia epicontinentali a sedimentazione calcareo-marnosa (parte superiore della f. di Gorno). Una seconda e più generalizzata diffusione delle piane alluvionali-deltizie continentali e marino-transizionali progradanti verso settentrione si verificò nel Carnico superiore (facies basali arenacee della f. di S. Giovanni Bianco della Valle Brembana). Durante il Carnico superiore questo *trend* regressivo della successione si accentuò con la diffusione generalizzata di ambienti marini di bassa profondità, con ambienti vari comprensivi di piane tidali, *sabkha* a sedimentazione mista carbonatico-argillosa e comprensive di piccoli bacini evaporitici. Nella successione carnica delle Prealpi Bergamasche sono stati riconosciuti 4 *trend* trasgressivo - regressivi interpretati come sequenze deposizionali (GNACCOLINI & JADOUL, 1990; GAETANI *et alii*, 1996).

Con la deposizione della F. di Castro Sebino avvenne un ulteriore cambiamento paleogeografico-climatico caratterizzato da una generalizzata sedimentazione carbonatica di mare basso che interessò la parte sommitale del Carnico e il Norico inferiore e medio. Il settore orientale del Foglio Clusone, in questo nuovo contesto geodinamico, viene a costituire uno dei settori lombardi caratterizzato dai più alti valori di subsidenza e di velocità di sedimentazione (3-3.5 km di sedimenti non decompattati deposti in circa 10 Ma). In particolare l'unità basale di questa successione, ricca in brecce intraformazionali carbonatiche (F. di Castro Sebino), evidenzia la presenza di ambienti marino-transizionali a salinità fluttuante da ipo- a ipersalino e attività tettonica sinsedimentaria. La potente successione della Dolomia Principale è caratterizzata alla base da ambienti lagunari ristretti e di piana tidale (Membro basale) e superiormente da più tipici carbonati di piattaforma interna. Le litofacies che caratterizzano la parte medio-sommitale di questa formazione documentano anche una maggiore differenziazione degli ambienti con vari margini biocostruiti (prevalenti *patch reef* a Porostromata, Serpulidi, *mounds* microbialitici del M. Alben e del Pizzo Formico) che delimitavano solchi intrapiattaforma, con fondali in prevalenza anossici dove si depositavano fanghi, torbiditi e *debris flow* carbonatici (Dolomie Zonate e Calcare di Zorzino). L'abbondanza di brecce e megabrecce (Brecce sommitali della Dolomia Principale: S. Pellegrino, Casnigo) documenta inoltre la presenza di margini della piattaforma controllati da tettonica distensiva-transtensiva (JADOUL, 1986; JADOUL *et alii*, 1992 b). Durante il Norico superiore la produttività carbonatica della Dolomia Principale subì una crisi messa in relazione da JADOUL *et alii* (1992 b) ad un importante cambiamento dell'assetto geodinamico del Sudalpino occidentale, connesso ad una fase precoce del *rifting* della Tetide alpina.

Questa particolare situazione geodinamica, unitamente ad un possibile cambiamento climatico e a una trasgressione regionale, con dispersione nel Bacino Lombardo di terrigeni fini, determinò la definitiva crisi della Dolomia Principale. La successione composta dalla Formazione di Castro Sebino, dalla Dolomia Principale e dal Gruppo dell'Aralalta costituisce un lungo ciclo trasgressivo-regressivo (sequenza N1, GAETANI *et alii*, 1996).

Nel Norico superiore-Retico la sedimentazione fu caratterizzata da una successione calcareo-pelitica (Argillite di Riva di Solto, Calcare di Zu). Le ricorrenti alternanze di argilliti-marne e calcari evidenziano processi sedimentari ripetitivi che determinarono nella successione una ciclicità ad alta frequenza che è stata interpretata come connessa a variazioni periodiche del livello del mare per cause orbitali (MASETTI *et alii*, 1989) o subsidenza tettonica (LAKEW, 1990). L'organizzazione della successione Norico sup. - Hettangiano (Argillite di Riva di Solto, Calcare di Zu e formazione dell'Albenza) ha permesso di riconoscere più cicli *shallowing upward* di

terzo ordine (LAKEW, 1990; GNACCOLINI & JADOUL, 1992; JADOUL *et alii*, 1994) aventi la medesima organizzazione delle facies dei cicli minori ad alta frequenza. I cicli maggiori sono stati interpretati come sequenze deposizionali (N2-R1,R2,R3-H) da JADOUL *et alii*, (1994) e GAETANI *et alii* (1996). L'ambiente deposizionale dell'Argillite di Riva di Solto inferiore doveva corrispondere con una serie di bacini poco profondi con fondali anossici-disossici, i livelli di paraconglomerati in questa successione evidenziano ancora il controllo della tettonica sinsedimentaria. Le soprastanti facies dell'Argillite di Riva di Solto superiore e Calcare di Zu rappresentano ambienti subtidali a sedimentazione mista di rampa carbonatica intermedia-esterna caratterizzata da fondali progressivamente più ossigenati e dominati dalle tempeste. Le potenti intercalazioni carbonatiche contenenti piccole biocostruzioni (LAKEW, 1990) presenti nel Calcare di Zu medio e superiore evidenziano due episodi di progradazione regionale della rampa interna ben evidenti nel settore meridionale del Foglio Clusone (cima quotata 1092 m, fra San Salvatore e San Marco di Zogno: M. Castello).

Il limite tra il Triassico ed il Giurassico è stato recentemente rivisto (CIRILLI *et alii*, 2000; GALLI *et alii*, 2005) e ubicato in corrispondenza del *trend* trasgressivo documentato dai calcari scuri sottilmente stratificati e di ambiente subtidale aperto tipici del Calcare di Zu sommitale (Zu 4 di JADOUL *et alii*, 1994, serie Cima di Cavlera, GALLI, 2002). La soprastante formazione dell'Albenza rappresenta quindi - nel Foglio Clusone - l'ultima progradazione (Hettangiano inferiore) di una piattaforma carbonatica, con ambienti in prevalenza subtidali e di bassa energia nel settore seriano, e più prossimali, con calcareniti oolitiche, nel settore Brembano (M. Castello). I soprastanti calcari micritici con noduli di selce (Calcare di Sedrina del M. Castello e Cima di Cavlera) documentano un progressivo cambiamento ambientale verso ambienti subtidali più aperti e profondi.

La complessa articolazione stratigrafico-paleogeografica e paleostrutturale della successione sinemuriana dell'area bergamasca nel Foglio Clusone risulta poco documentabile a causa dei limitati affioramenti. Il Calcare di Moltrasio della media Valle Seriana risulta mediamente poco potente e caratterizzato dalla presenza di lenti di brecce poligeniche ("Brecce Liassiche", BERSEZIO *et alii*, 1997) che documentano la prossimalità ad un alto strutturale (M. Poieto - Cima di Cavlera) sovrimposto ad un preesistente paleoalto norico-retico (ZANCHI *et alii*, 1990b).

4 - AREA DI CLUSONE: ANALISI SPECIFICHE (F. BERRA)

Nell'ambito delle attività svolte nel corso del rilevamento del Foglio Clusone, sono state eseguite dalla Regione Lombardia, con il supporto del C.N.R. Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali di Milano, analisi geofisiche e sismometriche nel bacino intramontano di Clusone. Tali analisi sono state finalizzate alla ricostruzione dei possibili meccanismi responsabili di una sismicità di basso grado documentata da tempo nell'area e alla ricostruzione delle geometrie dei corpi recenti che colmano la depressione di Clusone.

4.1 STUDIO SISMOMETRICO

Da anni è nota nel settore orientale del “bacino di Clusone” (area di Rovetta) una attività sismica di bassa intensità documentata da lievi scosse percepibili dagli abitanti talora accompagnate da fenomeni sonori (boati). Per monitorare questi fenomeni è stata realizzata una rete di sismografi (cinque stazioni) che per un anno ha registrato in continuo l'attività sismica della zona. L'analisi delle registrazioni ha permesso di identificare due eventi sismogenetici verificatisi nella zona (dei quali uno accompagnato da un boato) che hanno avuto come epicentro il settore immediatamente a Nord dell'abitato di Rovetta. I fenomeni hanno mostrato una bassa intensità: il fenomeno accompagnato da boato (23/5/01) ha avuto una magnitudo di 0,7-1,0, anche se tali valori potrebbero essere fortemente influenzati dalla vicinanza dell'evento alle stazioni.

Va segnalato che la massima frequenza di fenomeni sismici nella zona è stata registrata, in tempi recenti, durante l'inverno 2000-2001, in associazione a intense precipitazioni. Considerando la superficialità degli ipocentri e la loro ubicazione, è probabile ritenere che la attività sismica del settore di Rovetta possa essere attribuita alla Faglia di Clusone, che costituisce un importante elemento di scollamento all'interno della successione triassica. L'attività lungo questa faglia (dove sono presenti lenti di gesso e di altre litologie con proprietà meccaniche scadenti) potrebbe essere innescata dalla presenza di notevoli quantità di acqua che avrebbero favorito lo sviluppo di piccoli movimenti lungo la faglia stessa. Non si tratterebbe pertanto di una sismicità legata a tettonica attiva (cosa che potrebbe aumentare gli scenari di rischio) ma di una sismicità legata a fattori particolari di origine locale, che non farebbero propendere per un possibile sviluppo catastrofico della situazione.

Uno dei fattori che più caratterizza la sismicità della zona di Rovetta è però la presenza di boati che spesso accompagnano i fenomeni sismici e che in molti casi vengono registrati dalla popolazione anche non associati a

scosse sismiche: il fatto che i boati vengano sentiti sia associati sia non associati alle scosse, porta a ritenere che la loro origine sia da attribuire a fenomeni sismici di bassa intensità che non sempre sono avvertiti dalla popolazione. La trasformazione delle onde sismiche in onde sonore resta un fenomeno ancora da chiarire: una delle ipotesi emerse durante questi studi è che corpi geologici recenti a bassissima velocità presenti nel settore a monte di Rovetta (documentati dal profilo sismico effettuato nel settore di Rovetta, vedi 4.2) possano aver favorito la trasformazione delle onde sismiche in onde sonore.

4.2 - STUDIO GEOFISICO (F. BERRA, R. DE FRANCO, G. BIELLA, G. CAIELLI, F. LAZZATI)

Con lo scopo di ricostruire la morfologia del substrato roccioso e le geometrie dei depositi di colmamento della depressione intramontana del "bacino di Clusone" (CHARDON, 1969), sono stati realizzati tre profili sismici per un totale di circa 2500 metri, con spaziatura geofonica di 10 metri, e spaziatura di energizzazione di 5 metri (DE FRANCO *et alii*, 2004). Nel settore del "bacino di Clusone" (che ricopre un'area di oltre 10 km²) lo spessore dei depositi recenti supera i 200 metri, come documentato dai dati di pozzo disponibili.

L'analisi dei dati è stata effettuata sia a riflessione sia a rifrazione. I dati ottenuti hanno permesso sia di ricostruire la geometria del substrato sia di riconoscere i riflettori principali all'interno dei depositi che colmano il "bacino di Clusone" (Fig. 6). Le analisi effettuate consentono di ricostruire rispettivamente per il profilo di Rovetta (a in Fig. 6 - che però non attraversa tutto il "bacino di Clusone") e per quello di Fiorine (b in Fig. 6), una profondità massima di circa 250 e 350 metri rispettivamente (corrispondenti a circa 380 e 220 m s.l.m.).

Le geometrie dei riflettori principali indicano un riempimento polifasico del bacino stesso, con sedimenti caratterizzati da differenti facies sismiche che probabilmente indicano diversi ambienti deposizionali e tipologie di depositi. Il terzo profilo è stato realizzato lungo il Fiume Serio a valle della stretta del Ponte del Costone: in prossimità di questa stretta il substrato costituito da Dolomia Principale affiora ad una quota (fondovalle) di circa 430 metri s.l.m. Il profilo in questione (ubicato circa 1550 metri a valle del Ponte del Costone) ha evidenziato il substrato a profondità attorno ai 400 m s.l.m., mentre il profilo di Fiorine documenta una profondità attorno a quota 210 metri, testimoniando l'esistenza di una depressione in corrispondenza del "bacino di Clusone".

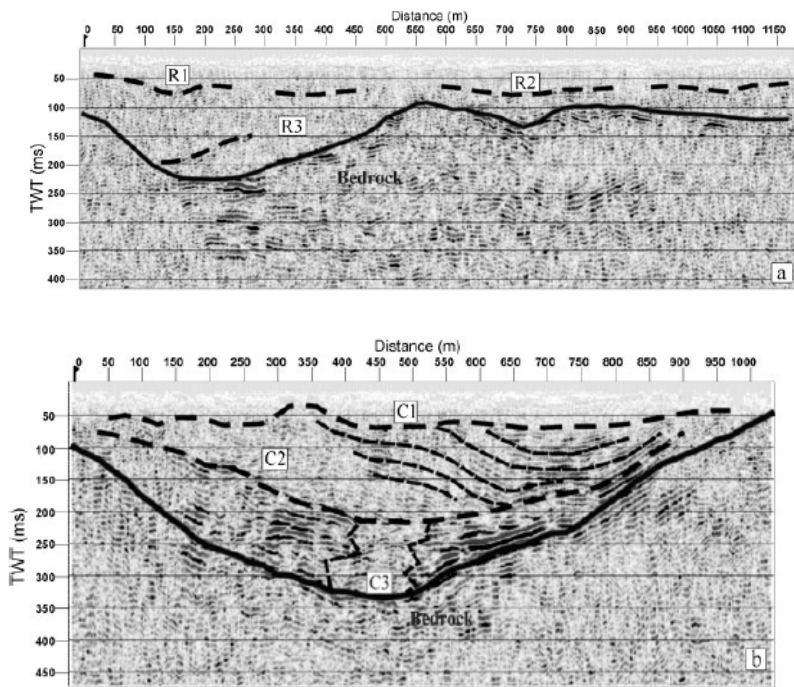


Fig. 6 - Profili sismici e loro interpretazione a - in alto - profilo di Rovetta (elemento e in Fig. 5), b - in basso - profilo di Fiorine (elemento b in Fig. 5). In entrambi i profili il Nord è a sinistra (da DE FRANCO et alii, 2004)

III. STUDI PRECEDENTI

1. - SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA (F. BERRA E F. JADOUL)

Nell'area del Foglio Clusone affiora una successione che dal basamento metamorfico varisico arriva sino al Giurassico inferiore. Per quanto riguarda il settore più settentrionale del foglio, zona di affioramento delle unità pre-triassiche e di piccoli lembi di basamento metamorfico, la conoscenza delle problematiche geologiche è piuttosto scarsa, soprattutto a causa della incompleta ricostruzione della stratigrafia della successione permiana. I principali lavori di riferimento per questo settore sono: CASATI & GNACCOLINI (1967) e SCIUNNACH (2001) per il settore occidentale del foglio; CASSINIS *et alii* (1986) ed il più recente CADEL *et alii* (1996) per il settore orientale (alta Valle Seriana). I lavori di CASATI & GNACCOLINI (1967) e CADEL *et alii* (1996) sono corredati da carte geologiche a scala 1:25.000 che ricadono però solo in piccolissima parte nel Foglio Clusone. Questi lavori hanno prevalentemente analizzato e suddiviso la successione del Permiano inferiore in unità sia formali (CASATI & GNACCOLINI, 1967) sia in facies a significato stratigrafico-paleogeografico (CADEL *et alii*, 1996) inquadrare in un contesto di evoluzione ambientale di un bacino continentale con importante controllo tettonico sindeposizionale legato a episodi vulcanici in un regime distensivo-transtensivo.

Per il settore centro-meridionale del Foglio Clusone, i riferimenti bibliografici sono numerosi, comprendendo sia lavori di carattere locale sia sintesi più ampie. Tra le sintesi si ricordano i lavori della scuola olandese (riassunti in DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS, 1949, lavoro monografico

a carattere stratigrafico e strutturale corredato da una carta geologica a scala 1:50.000 e numerose carte tematiche), DE JONG (1979), incentrato sulla tettonica del settore centro-settentrionale della Valle Seriana e SCHÖNBORN (1992), che propone una sintesi strutturale delle Prealpi Lombarde centrali e di parte del settore Sudalpino. Numerosi lavori di ampio respiro riferiti ad aree adiacenti sono comunque utili, soprattutto per l'aspetto stratigrafico: un riferimento classico è ASSERETO & CASATI (1965), lavoro nel quale vengono istituite numerose delle unità litostratigrafiche permo-triassiche del Bacino Lombardo, formalizzate successivamente nel 1968 negli Studi Illustrativi della Carta Geologica d'Italia. I lavori più dettagliati sono numerosi e riguardano sia aspetti stratigrafico-sedimentologici della successione triassica (JADOUL *et alii*, 1992b, 1992d, 1994; GARZANTI *et alii* 1995; MUTTI, 1994; BERRA & JADOUL, 1996, 2002, etc.) sia aspetti tettonico-strutturali (GAETANI *et alii*, 1981; GAETANI & JADOUL, 1987; FORCELLA, 1998; FORCELLA & JADOUL, 1990; FORCELLA *et alii*, 1996; ZANCHI *et alii*, 1990b, etc.). Una parte della porzione più meridionale del Foglio Clusone è compresa nella recente carta a scala 1:25.000 di BERSEZIO *et alii* (1997), incentrata sulla successione giurassica del Bacino Lombardo. Il settore del Foglio Clusone è attraversato da un profilo sismico CROP (MONTRASIO *et alii*, 1994).

Il territorio del Foglio Clusone ricade interamente nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo a scala 1:50.000 (JADOUL *et alii*, 2000), corredata da un volume monografico contenente una descrizione delle unità. Questa opera è stata prodotta compilando, per i dati relativi al substrato, materiale edito ed inedito del Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" dell'Università degli Studi di Milano, integrata con dettagliate verifiche di terreno. Questo lavoro contiene anche una accurata analisi della bibliografia precedente. Nel testo delle presenti note illustrative il riferimento a questa opera è da considerarsi sempre implicito.

La cartografia geologica disponibile comprende anche i Fogli della Carta Geologica d'Italia 33 Bergamo (DESIO & VENZO, 1954) e 34 Breno (BIANCHI *et alii*, 1971) e la carta geologica di PARODI (1936) relativa al versante Nord della Valle del Riso.

I risultati delle indagini riportate nelle fonti bibliografiche forniscono un quadro litostratigrafico e biostratigrafico ben definito ed affidabile per la successione sedimentaria permo-mesozoica.

2. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

2.1 - BACINO DEL FIUME BREMBO (S. ROSSI)

Cenni ai depositi quaternari del bacino del Brembo sono presenti saltuariamente tra gli autori del XIX secolo e della prima metà del XX, ma il primo lavoro esplicitamente dedicato all'evoluzine neogenico-quaternaria del territorio è quello di DESIO (1944) dove viene riconosciuta l'esistenza di fasi glaciali e vengono correttamente identificati alcuni depositi. Dopo questo lavoro gli aspetti di geologia del Quaternario sono ripresi solamente in JADOUL *et alii* (2000) dove, sulla base di un rilevamento nuovo su basi allostratigrafiche, viene per la prima volta tentativamente avanzata una stratigrafia relativa dei depositi superficiali.

2.2 - BACINO DEL FIUME SERIO (C. FERLIGA)

I primi studi sui depositi continentali post-emersione della catena presenti nella valle del Serio datano al diciannovesimo secolo: già Taramelli (1896) infatti segnala le "morene della Selva" appoggiate su "l'alluvione del *diluvium*", riconoscendo quindi l'esistenza di una fronte glaciale nella valle del Serio. Successivamente (LEVY, 1915; HAUPT, 1938) è stata data grande importanza alla presenza di tale ghiacciaio, la cui fronte durante le glaciazioni "classiche" (Würm, Riss, Mindell *Auctorum*) si attestava nella zona di Clusone; e alla presenza di una diffluenza del ghiacciaio dell'Oglio attraverso la Val Borlezza, la cui fronte sarebbe giunta in contatto con quella seriana. Importanza nettamente minore assumono invece i depositi conglomeratici di origine alluvionale e di versante presenti lungo l'asse vallivo principale e nelle valli tributarie, tanto da non essere spesso né riconosciuti né cartografati.

A Sud di Ponte del Costone, altra area di "interesse geologico precoce" è stata, sin dal 1800, il bacino di Leffe, a causa dei ritrovamenti paleontologici nel corso dello sfruttamento delle miniere di torba e lignite. La successione lacustre ivi conservata è stata per tale motivo oggetto di numerosissimi studi stratigrafici o paleontologici per oltre un secolo (per una bibliografia esaustiva, v. RAVAZZI, 1992).

Studi più organici risalgono agli anni '50 del secolo scorso, quando DESIO (1945, 1952) descrive le successioni affioranti presso Parre e nell'area tra Ponte della Selva e Fiorine (La Selva di Clusone, Val Flex, Villa Perelli: toponimi in Tav. 33 II NE, IGMI, 1976)

CHARDON (1975) considera i terrazzi alluvionali della valle come forme erosionali; interpreta quindi i depositi affioranti lungo la scarpata del

terrazzo di Parre superiore (q. 520 – 590: Conglomerato della Corna de Par, Tillite di Fornaci, Conglomerati di Villa Perelli) come stratigraficamente sovrapposti - cioè più recenti - rispetto a quelli che affiorano lungo la scarpata del terrazzo più basso (Conglomerati di Groppino). Sostiene quindi che i conglomerati fagliati che affiorano a Villa d'Ogna sotto i Conglomerati di Groppino siano un fluvioglaciale del Donau, e attribuisce i Conglomerati di Groppino stessi alla glaciazione Gunz II; sopra essi colloca i depositi glaciali della rampa di Parre, attribuendoli al Gunz III; la successione sarebbe infine chiusa da alluvioni locali attribuite all'interglaciale Gunz-Mindel, e dai depositi glaciali "ferrettizzati" del Mindell.

Alla fine degli anni '80 l'intero territorio in esame diviene oggetto del rilevamento geologico per la Carta Geologica della Provincia di Bergamo in scala 1:50.000 (JADOUL *et alii*, 2000); l'approccio, per quanto riguarda i depositi continentali neogenico-quadernari, è radicalmente nuovo, di tipo stratigrafico anziché geomorfologico.

Nella zona di anfiteatro del Fiume Serio viene così distinta (FERLIGA *et alii*, 2000) una successione di corpi conglomeratici - raggruppati informalmente in Unità e Complessi che rivestono in gran parte un significato litostratigrafico (Complesso di Parre, Complesso di Casnigo) - affiorante fra Parre, Clusone e Ponte Nossà; essi sono caratterizzati da cementazione ottima, diffusa carsificazione, morfologie in gran parte non conservate, e risultano sospesi e troncati dall'alveo attuale del Serio. Al loro interno sono presenti cospicue intercalazioni di depositi glaciali; la loro deposizione viene collocata perciò in un intervallo di tempo esteso dal Pliocene superiore sino al Pleistocene inferiore. Una successione di unità conglomeratiche più recenti riempiono il solco vallivo (complesso di Oltressenda, complesso di Piario), costituendo i terrazzi deposizionali su cui sorgono i principali centri abitati.

Entro i depositi glaciali viene distinta un'unità con il rango di allogruppo (complesso del Monte Trevasco), comprendente una serie di lembi non correlabili di till pedogenizzati, tilliti e singoli massi erratici, segnalati sino a quota 820 m sopra Ponte Nossà, di cui non viene più rilevata traccia a Sud. Nel tratto fra Ardesio e Ponte della Selva viene cartografata una seconda unità, con il significato di alloformazione (Unità di Prati Mini), comprendente depositi glaciali con morfologia ancora riconoscibile, legati a un'avanzata glaciale pleistocenica durante la quale la fronte del ghiacciaio seriano si attestava nei dintorni di Clusone (località Prati Mini). Una terza unità con il significato di allogruppo (Complesso del Serio), comprende invece i depositi glaciali e di contatto glaciale più recenti, con morfologia ben conservata, formanti un evidente anfiteatro morenico fra Ponte della Selva e Prati Mini; ritenuti dagli Autori precedenti come espressione dell'ultima avanzata glaciale, essi vengono considerati nella Carta della

Provincia di Bergamo come prodotto di più avanzate glaciali distinte, comprendenti anche l'ultima, sulla base di considerazioni geometriche e di conservazione delle forme.

Negli ultimi vent'anni, l'area del bacino lacustre di Leffe è stata oggetto di nuove analisi sedimentologiche, palinologiche e paleomagnetiche - purtroppo non agganciate alla pubblicazione di alcun rilevamento geologico di dettaglio - condotte da un'*equipe* facente capo al CNR- IDPA (RAVAZZI, 2003, a cui si rimanda per gli aggiornamenti bibliografici). Entro la successione di Leffe, RAVAZZI (2003) distingue un'unità conglomeratica di alimentazione seriana (Conglomerati di Casnigo) costituente l'omonimo terrazzo, che sutura in discordanza la successione del bacino, costituendone lo sbarramento solo nelle fasi finali della sua evoluzione; tale unità è interpretata come il terrazzo più alto presente nella valle (MUTTONI *et alii*, 2007), ben riconoscibile sino allo sbocco in pianura, e viene collegata alla prima grande avanzata glaciale del Pleistocene medio. Sulla base dei dati dei sondaggi delle miniere e del sondaggio condotto appositamente dal CNR in località Fornace Martinelli, descrive inoltre una "unità inferiore", sepolta, che costituisce il primo riempimento del bacino da parte di depositi provenienti dai versanti; l'"unità biogenica" caratterizzata da sedimenti carbonatici a cui sono intercalati i banchi di lignite coltivati nel secolo scorso, e affiorante nell'alveo del torrente Re; e l'"unità sommitale" caratterizzata da sedimentazione fine terrigena. La successione del bacino risulta chiusa da argille grige ("Argille di Ca Manot") interpretate come eteropiche ai conglomerati del terrazzo di Casnigo.

2.3 - AREA DI CLUSONE - CERETE E VAL BORLEZZA (C. FERLIGA)

Nel settore a Est di Clusone, sino agli anni '90 del secolo scorso, tutti gli autori citati nel precedente paragrafo concordano nel riconoscere fra San Lorenzo e Songavazzo un anfiteatro morenico costruito da una diffidenza del ghiacciaio dell'Oglio, attribuendone le morene più evidenti all'ultima glaciazione. Nella cartografia successiva viene avanzata l'ipotesi che l'anfiteatro di San Lorenzo sia invece riferibile a glaciazioni del Pleistocene medio (FERLIGA *et alii*, 2000); viene quindi attribuito al Complesso dell'Oglio, unità del rango di allogruppo che comprende depositi di più avanzate glaciali del Pleistocene, compresa l'ultima. In FERLIGA & BINI, 2007, infine, nell'area di San Lorenzo vengono riconosciute tre alloformazioni, tutte del Pleistocene medio, equivalenti ai sintemi di Bossico, di Stalle d'Onito e di Prati di Sta della presente carta.

L'area di Clusone è stata oggetto di uno studio specifico (DE FRANCO *et alii*, 2004) condotto dal CNR nell'ambito del Progetto CARG, attraverso l'analisi di profili sismici a riflessione e rifrazione. Un profilo N-S completo attraverso il bacino, appena a Est di Colle Crosio, mostra una superficie in roccia che si approfondisce sino a 220 m s.l.m. Un secondo profilo N-S,

purtroppo incompleto, si estende da Rovetta sino all'alto in roccia di Maninetti, evidenziando una paleovalle con fondo in roccia attorno a q. 420 m s.l.m.; esso viene prolungato in direzione NW-SE, attraverso dati di pozzi idropotabili, sino alla limitrofa valle del Borlezza, evidenziando la profonda superficie erosionale della valle attuale. Questi dati, uniti a quelli derivati da un terzo profilo realizzato lungo il Fiume Serio a valle di Ponte del Costone, portano gli Autori a ipotizzare che - probabilmente nel Messiniano - il paleo-Serio drenasse verso la Val Borlezza, mentre il corso attuale si sarebbe impostato solo in una fase successiva.

Per quanto riguarda la Val Borlezza, numerosi lavori (RAVAZZI & MARINONI, 2007, a cui si rimanda per la bibliografia completa) analizzano in dettaglio i banchi di torba intercalati entro depositi ghiaiosi terrazzati presenti lungo l'alveo principale in corrispondenza di Cerete; le analisi radiometriche hanno dato per essi un intervallo di deposizione compreso tra 13000 e 3000 anni BP (OROMBELLI & RAVAZZI, 1995; RAVAZZI *et alii*, 1996).

Una sintesi di tutti i dati di sottosuolo noti - ricavati dalle stratigrafie di pozzi idropotabili e dalle indagini geoelettriche - è stata recentemente pubblicata da MARSETTI & RAVAZZI (2007): nelle sezioni idrogeologiche tracciate fra Rovetta e Fonteno di Cerete (Foglio 078 - Breno), gli autori evidenziano il brusco abbassamento del *bedrock* fra San Lorenzo di Rovetta (q. 524 m s.l.m.), Cerete (q. 327 m s.l.m.) e Piazza di Cerete (q. 170 m s.l.m.), sottolineando altresì la risalita della roccia sino a q. 250 m s.l.m. in corrispondenza di Fonteno; la depressione risulta colmata alla base da un corpo di brecce a clasti carbonatici potente oltre 100 m, su cui appoggiano verso SE (Fonteno) argille bianche, correlate a quelle del bacino lacustre di Pianico (MOSCARIELLO *et alii*, 2000; PINTI *et alii*, 2001), posto allo sbocco della valle del T. Borlezza (Foglio 078 - Breno).

Da segnalare infine - nel medesimo volume - 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 Breno.

IV. STRATIGRAFIA

1. - BASAMENTO E SUCCESSIONE PERMO-MESOZOICA (F. BERRA, F. JADOUL, G.L. TROMBETTA)

1.1 - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI

1.1.1 Scisti di Edolo – Filloniti (Filladi di Ambria Auct) (EDO_f)

Gli affioramenti di basamento metamorfico presenti nel Foglio Clusone sono estremamente limitati e si riducono alla zona di fondovalle dell'alta Valle Seriana, nel settore di Gromo-Valgoglio, alla base della successione permiana. Questi affioramenti erano stati riferiti nelle carte precedenti (BIANCHI *et alii*, 1971; CADEL *et alii*, 1996) agli Scisti di Edolo, metasedimenti metamorfosati durante l'orogenesi varisica.

Degli Scisti di Edolo affiora esclusivamente la litofacies fillonitica (EDO_f) costituita da rocce a grana fine di colore verde-grigio, caratterizzate da una fitta scistosità intensamente crenulata. Sono presenti alternanze di *film* fillosilicatici (clorite e sericite) e *lithon* quarzoso-feldspatici, distinguibili ad occhio nudo solo negli orizzonti più grossolani. Molto abbondanti le lenti di quarzo. Sono presenti numerose intercalazioni di quarziti. I costituenti fondamentali sono quarzo, muscovite, clorite e plagioclasio; spesso sono presenti granato e abbondanti minerali opachi.

L'unità è direttamente ricoperta dal conglomerato Basale, primo termine della successione sedimentaria sudalpina.

Età: pre-Varisico

1.2 - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA PERMO-MESOZOICA DELLE ALPI MERIDIONALI

1.2.1 - Gruppo dei Laghi Gemelli

La successione del Permiano inferiore del settore centrale lombardo presenta notevoli problematiche nomenclaturali, soprattutto legate all'utilizzo del termine "Formazione di Collio", da parte degli autori precedenti, con una accezione litostratigrafica differente da quella utilizzata nell'area tipo di questa unità (settore della Val Trompia). Mentre in Val Trompia il termine descrive una successione prevalentemente costituita da sedimenti fini (Membro di Pian delle Baste) ricoperti da materiale arenaceo e flussi piroclastici (Membro della Val Dorizzo), nel settore orobico questo termine è stato utilizzato per distinguere litologie estremamente differenti (facies arenacee, pelitiche, ignimbriti, flussi piroclastici, etc.) generando confusione sul significato del termine. Alla luce di queste considerazioni, nell'ambito del progetto CARG della regione Lombardia ed in accordo con il Comitato di Coordinamento delle Alpi, si è provveduta ad una profonda revisione nomenclaturale della successione del Permiano inferiore. In particolare si propone l'abbandono del termine "Formazione di Collio" per il settore orobico e l'introduzione di nuove unità che descrivano in maniera più corretta l'intera successione. Tali unità rientrano nel Gruppo dei Laghi Gemelli, che definisce l'intera successione vulcanica e sedimentaria compresa tra l'*unconformity* tra il basamento ercinico e la copertura sedimentaria alpina e la superficie di discordanza/paraconcordanza che separa queste unità dal soprastante Verrucano Lombardo. In altri termini, il Gruppo dei Laghi Gemelli rappresenta una porzione locale, con una sua peculiare evoluzione stratigrafica, di una più estesa UBSU riconoscibile in tutte le Alpi Meridionali.

1.2.1.1. - Conglomerato Basale (CGB)

L'unità è stata individuata per la prima volta da PORRO (1899, 1903) che la definì con il nome di "Conglomerati aporfirici", per sottolineare l'assenza di clasti d'origine vulcanica all'interno di questa unità. DOZY & TIMMERMANS (1935) la denominarono "*Basalkonglomerate*", termine che tradotto letteralmente in "Conglomerato Basale" fu da allora utilizzato per definire questa unità. Dal punto di vista regionale, per posizione e significato stratigrafico (conglomerati prevalentemente aporfirici presenti alla base della successione post-ercinica) può essere considerato un equivalente occidentale del Conglomerato di Ponte Gardena.

Il conglomerato Basale affiora principalmente nel settore nord-orientale del Foglio Clusone (Val Sanguigno e Val Sedornia), dove è esposto in

affioramenti discontinui. L'unità è rappresentata da conglomerati a clasti di quarzo e di basamento metamorfico ercinico; sono assenti clasti vulcanici che caratterizzeranno i conglomerati presenti nella soprastante formazione del Pizzo del Diavolo. Solo nella parte più alta dell'unità è localmente segnalata (JADOUL *et alii*, 2000) la presenza di subordinati clasti di vulcaniti. Il fatto che in molti casi la soprastante vulcanite del Monte Cабianca giaccia direttamente sul basamento metamorfico ercinico rende talora problematica l'attribuzione di facies conglomeratiche, tipicamente alla base della successione permiana inferiore, alla vulcanite del Monte Cабianca piuttosto che al conglomerato Basale. Nel Foglio Clusone si è privilegiata l'accezione di PORRO (1899, 1903), definendo come conglomerato Basale un'unità priva di clasti vulcanitici sottostante alla vulcanite del Monte Cабianca. Lo spessore dell'unità, probabilmente soggetto a notevoli variazioni locali, è difficilmente valutabile a causa delle condizioni di copertura; in Val Sanguigno lo spessore del conglomerato Basale arriva ad almeno 35-40 metri.

Il conglomerato Basale è separato da una superficie di non conformità (*unconformity*) dal sottostante basamento metamorfico ercinico. Il limite superiore del conglomerato Basale è con la vulcanite del Monte Cабianca: questo limite è stato osservato in dettaglio in Val Sanguigno, dove i conglomerati sono direttamente ricoperti da livelli piroclastici con subordinate lenti di arenarie e conglomerati con prevalente componente vulcanica.

All'interno dell'unità non sono stati rinvenuti fossili. Sulla base della posizione stratigrafica, viene riportata per questa unità un'età Carbonifero superiore – Permiano inferiore; considerate le caratteristiche deposizionali di questa unità è da ritenersi probabile un'eterocronia nella deposizione. Le caratteristiche litologico-petrografiche, la presenza discontinua di questa unità e la sua variazione notevole di spessore portano a ritenere che il conglomerato Basale si sia verosimilmente depositato in condizioni continentali, ammantellando una topografia peneplanata ma irregolare, con accumulo maggiore nelle aree più depresse. Il trasporto del materiale era probabilmente legato ad una dinamica di tipo fluviale a media energia. Età: Carbonifero superiore? - Permiano inferiore?

1.2.1.2. - Vulcanite del Monte Cабianca

Questa nuova unità litostratigrafica corrisponde al “Membro Vulcanico della Formazione di Collio” *Auct.* (JADOUL *et alii*, 2000). L'unità affiora nella fascia settentrionale del Foglio Clusone. Le successioni più complete si hanno nelle aree più incise, come in alta Valle Brembana (settore di Isola di Fondra) e alta Valle Seriana (Novazza-Valgoglio). L'unità, presente nella zona a Nord della Linea Valtorta-Valcanale (Anticlinale Trabuchello-

Cabianca), è caratterizzata da una notevole variazione laterale e pertanto non esistono settori in cui essa possa essere considerata più rappresentativa.

La vulcanite del Monte Cabianca è prevalentemente costituita da ignimbriti di colore da grigio biancastro a rossovinato - meno comune - spesso verdastre per riduzione dei minerali di ferro; la struttura porfirica è frequente, ma spesso si osservano strutture afiriche povere o prive di fenocristalli. Nella parte bassa dell'unità, affiorante in Valle Seriana, sono frequenti le intercalazioni di livelli arenacei e più raramente pelitici, frequentemente associati a cineriti.

I livelli ignimbritici - soprattutto quelli di colore chiaro - localmente arrivano a raggiungere spessori di qualche decina di metri, costituendo bancate massicce con evidenza morfologica, che caratterizzano la parte alta dell'unità.

A livello cartografico sono stati distinti i livelli riolitico-riodacitici ignimbritici massivi (**VUC_{ig}**), le alternanze di facies epiclastiche e vulcanoclastiche spesso costituite in gran parte da cineriti (**VUC_b**), le facies alluvionali arenaceo-pelitiche intercalate (**VUC_d**) e i rari corpi andesitici (**VUC_c**) che sono stati osservati nelle aree rilevate. È possibile riconoscere notevoli variazioni di spessore della vulcanite del Monte Cabianca, che può raggiungere spessori massimi valutati attorno agli 800 metri (Isola di Fondra). Nella parte alta dell'unità si intercalano nel settore occidentale del Foglio delle colate di lave vacuolari in genere molto alterate, con un chimismo probabilmente basico (andesiti). Lo spessore dei depositi di questo tipo si aggira attorno ai 10-20 metri.

Il limite superiore della vulcanite del Monte Cabianca è con la formazione del Pizzo del Diavolo: si tratta di un limite generalmente di tipo transizionale, anche se di tipo piuttosto rapido: la transizione avviene in genere nel giro di pochi metri. Localmente (Lago Nero-Monte Pradella) il limite è netto e al di sopra di facies riolitiche della vulcanite del Monte Cabianca compaiono arenarie fini e peliti riferibili all'unità soprastante, con sottili intercalazioni di tufiti e livelli ignimbritici centimetrici. Analisi preliminari su zirconi contenuti in un livello cineritico alla base dell'unità, immediatamente al di sopra del conglomerato Basale, in bassa Val Sanguigno hanno fornito una età di $279,5 \pm 1,1$ Ma per l'inizio dell'attività vulcanica. L'età di tetto si aggira attorno ai 270 Ma. Le datazioni sono state ottenute tramite analisi con microsonda laser su zirconi presso i laboratori CNR di Pavia dal Dott. M. Tiepolo.

Dal punto di vista ambientale, la deposizione della vulcanite del Monte Cabianca è avvenuta in condizioni continentali in prossimità di centri eruttivi, in un contesto geodinamico caratterizzato da intensa attività vulcanica e da attività tettonica responsabile della formazione di aree più o meno depresse, all'interno delle quali si accumulavano, con velocità di

sedimentazione verosimilmente elevate, i prodotti diretti ed indiretti dell'attività vulcanica.

Età: Permiano inferiore.

1.2.1.3. - Formazione del Pizzo del Diavolo

Corrisponde al “Membro sedimentario della Formazione di Collio” *Auct.* L'unità affiora per pochi chilometri quadri esclusivamente nella parte settentrionale del foglio, costituendo una fascia discontinua particolarmente evidente nel settore dello spartiacque tra Valle Seriana e Valle Brembana e nel settore dei Laghi Gemelli.

È costituita prevalentemente da conglomerati, arenarie e peliti alimentate dallo smantellamento dei prodotti vulcanici sottostanti. A queste facies detritiche, soprattutto nella parte inferiore e media dell'unità, possono essere associati sottili livelli vulcanitici (prevalentemente piroclastici, **FPZ_c**) ed orizzonti ricchi in pomici. Le arenarie sono in strati da decimetrici a plurimetrici, presentano generalmente colore grigio-verde e frequenti strutture sedimentarie (laminazioni parallele, incrociate, *ripple mark*, *clay chip*, gradazioni). Localmente sono presenti corpi conglomeratici (**FPZ_c**) arealmente estesi e di spessore significativo, di colore generalmente verdastro e contenenti prevalentemente clasti provenienti dallo smantellamento di corpi vulcanici (Val Sanguigno). Talora livelli conglomeratici sono intercalati alle facies arenacee, in quantità generalmente subordinate. Le facies pelitiche (**FPZ_b**) sono generalmente di colore scuro, presentano localmente livelli più grossolani con laminazioni e *ripple mark*, sono talora lastroidi e fittamente laminate. Nella parte intermedia dell'unità (zona del Monte Pradella) è riconoscibile un livello pelitico molto continuo lateralmente caratterizzato dalla presenza di facies carbonatiche (dolomie ankeritiche, ocracee all'alterazione, di colore grigio scuro su frattura fresca) in strati e noduli, talora con abbondanti laminazioni microbialitiche. La parte alta della Formazione del Pizzo del Diavolo è prevalentemente costituita da facies fini (peliti prevalenti con subordinate arenarie fini, spesso con abbondanti impronte di tetrapodi) con livelli continui, di spessore da pochi fino a 40 cm, di carbonati ankeritici con abbondanti grossi oncoidi, di diametro fino a 4 cm (**FPZ_f**).

Dal punto di vista cartografico sono state distinte le intercalazioni prevalentemente vulcanitiche (**FPZ_c**), le litofacies prevalentemente arenacee con subordinate peliti e conglomerati (**FPZ_a**), i corpi conglomeratici (**FPZ_c**) e le facies prevalentemente pelitiche localmente con intercalazioni di carbonati (dolomie ankeritiche) talora microbialitici (**FPZ_b**) e con oncoliti (**FPZ_f**).

La formazione del Pizzo del Diavolo presenta notevoli variazioni di facies e di spessore, in parte imputabili ad un'originaria paleogeografia articolata. L'unità è localmente assente a causa della importante superficie

di erosione, accompagnata da una discordanza angolare di pochi gradi, alla base del Verrucano Lombardo, che in alcune località (alta Valle del T. Acqualina) poggia direttamente sulla vulcanite del Monte Cbianca. Lo spessore massimo raggiunto da quest'unità nel Foglio Clusone si aggira attorno ai 1000 metri (versante orientale del Monte Pradella).

La formazione del Pizzo del Diavolo è sempre ricoperta dal Verrucano Lombardo: il limite è netto e documentato dal passaggio dalle differenti facies della formazione del Pizzo del Diavolo alle arenarie e conglomerati rossi quarzosi del Verrucano Lombardo. Il limite è stato osservato in dettaglio presso il Monte Pradella ed i Laghi Gemelli, dove le alternanze d'arenarie e peliti della "Formazione di Collio" sono ricoperte direttamente da arenarie e conglomerati del Verrucano Lombardo. Nel settore del Pizzo dell'Orto (versante sinistro della Valle Brembana) al passaggio tra le due unità si sono sviluppate, nelle facies pelitiche conservate al tetto della formazione del Pizzo del Diavolo, noduli e concrezioni carbonatiche, interpretate come il risultato di pedogenesi sviluppatasi durante le fasi precedenti la deposizione del Verrucano Lombardo. Il Verrucano Lombardo e la formazione del Pizzo del Diavolo sono in evidente discordanza angolare (valutata in 10-15°, Fig. 7), che registra una fase tettonica documentata in tutto il Bacino Lombardo. Si segnala come la discordanza angolare tra le due unità porti ad una maggiore erosione della successione del Permiano inferiore verso meridione, indicando un generale basculamento con sollevamento dei settori meridionali e loro erosione prima della deposizione della successione del Permiano superiore.

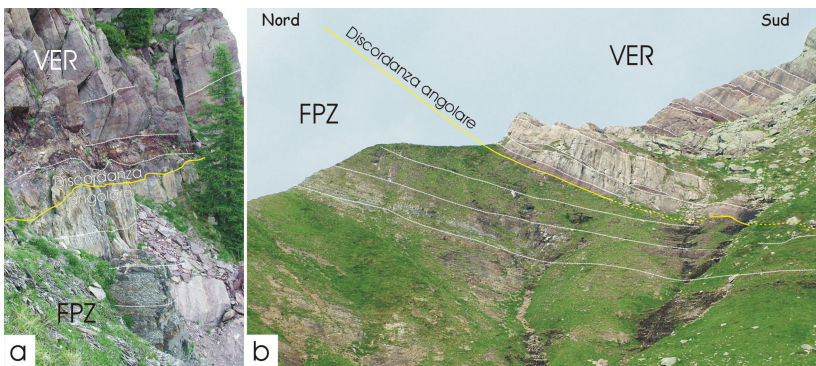


Fig. 7 - a) Siltiti rosse del Verrucano Lombardo (VER) giacciono con una debole discordanza angolare sulle peliti e arenarie fini della formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ) al Pizzo dell'Orto; b) Panorama della discordanza angolare tra le due unità al Passo di Val Sanguigno, versante Nord del M. Corte: verso Sud VER poggia su porzioni sempre più antiche di FPZ.

Nell'area rilevata sono state rinvenute impronte di tetrapodi (rettili ed anfibi; SANTI, 2003). In altre località sono segnalati resti vegetali (*Walchia* sp., *Cassinisia orobica*) che indicano un'età Permiano inferiore. Sulla base della posizione stratigrafica, l'unità è riferita alla parte alta del Permiano inferiore.

La deposizione di quest'unità è avvenuta in condizioni continentali, in facies di conoide alluvionale prossimale (corpi conglomeratici), facies di conoide distale (caratterizzate da dominanti processi fluviali di *sheet flow*) e di piana distale documentate dalle peliti con carbonati.

Età: Permiano inferiore.

1.2.2 - Verrucano Lombardo (VER)

Il Verrucano Lombardo è stato istituito da ASSERETO & CASATI (1965); la scelta del nome si rifà al più recente (Triassico) Verrucano toscano per analogia litologica; l'aggettivazione "Lombardo" ne identifica in maniera univoca la distinzione da quest'unità appenninica. Il Verrucano Lombardo costituisce la facies più prossimale dei depositi terrigeni del Permiano superiore, che nel settore dolomitico ed in Alpi orientali prendono il nome di Arenaria di Val Gardena. Il Verrucano Lombardo è riportato tra le Unità tradizionali nel fascicolo VII del Quaderno 7, serie III, SGN-APAT (CITA *et alii*, 2007b).

Il Verrucano Lombardo affiora estesamente nella parte settentrionale del Foglio Clusone, a Nord della Linea Valtorta-Valcanale, nell'ambito dell'Anticlinale Orobica. La successione è esposta dalla base al tetto nel settore del Monte Vigna Soliva (alta Valle Seriana) e nella zona del Monte Torcola (alta Valle Brembana) dove presenta spessori ridotti; affioramenti estesi di quest'unità sono anche presenti nel settore dei Laghi Gemelli - Monte Pradella.

L'unità è prevalentemente costituita da conglomerati a clasti di rocce vulcaniche di colore rosso-violaceo (prevalentemente porfidi quarziferi) e di quarzo latteo di vena, più raramente a clasti di rocce metamorfiche scistose, con selezione moderata e grado d'arrotondamento da medio per i ciottoli di quarzite a buono per i ciottoli vulcanici. La massa di fondo è costituita da litareniti rossastre di composizione analoga a quella dei conglomerati. Nei conglomerati s'intercalano frequentemente livelli di arenarie rosso-violacee grossolane, a ciottoli sparsi, talora con laminazioni incrociate ad alto angolo. Più rare sono le intercalazioni di siltiti micacee di colore rosso cupo, talora con bioturbazioni. I depositi presentano frequentemente laminazioni incrociate da corrente, spesso i livelli sono troncati superiormente da superfici erosionali. Le facies sono spesso organizzate in cicli *fining upward* di spessore da metrico a plurimetrico.

Lo spessore dell'unità tende a crescere dal settore occidentale (Monte Pradella), dove sono presenti circa 150 m di Verrucano Lombardo, ed il settore orientale (Val Sedornia), dove l'unità supera i 400 metri.

Il limite superiore del Verrucano Lombardo è sempre in paraconcordanza con il Servino. Al di sopra delle facies sommitali prevalentemente arenacee o siltose del Verrucano Lombardo compaiono arenarie ricche in quarzo (spesso quarzareniti) a cemento quarzoso o, più raramente, carbonatico, che costituiscono la base del Servino (Membro di Prato Solaro, SCIUNNACH *et alii*, 1996).

Il Verrucano Lombardo è privo di fossili. Al di fuori dell'area di studio si segnalano orme di tetrapodi che indicano un'età Permiano superiore.

L'insieme di questi litotipi, sovente organizzati in ciclotemi metrici a gradazione normale, indica un ambiente di deposizione continentale, con evoluzione verticale da conoidi alluvionali prossimali ad una piana alluvionale solcata da corsi d'acqua di tipo intrecciato. Il passaggio frequente da episodi a bassa ad episodi ad alta energia sembra suggerire l'alternanza di fasi a piovosità ridotta e momenti di piogge intense.

Età: Permiano superiore.

1.2.3 - Servino (SRV)

Questa unità ancora oggi utilizza lo storico nome usato in Val Trompia sin dagli inizi del secolo scorso (BROCCHI, 1808). Recentemente alcuni autori (FARABEGOLI & DE ZANCHE, 1984; DE ZANCHE & FARABEGOLI, 1988) hanno proposto di utilizzare anche in Lombardia il nome di Formazione di Werfen invece di Servino per le molte analogie litologiche e d'evoluzione stratigrafica che presentano queste unità. Nell'ambito del progetto CARG si è mantenuta la denominazione Servino ad Ovest delle Giudicarie. Il Servino è stato riportato tra le Unità tradizionali nel fascicolo VI del Quaderno 7, serie III, SGN-APAT (CITA *et alii*, 2007a).

Questa formazione affiora alla sommità del M. Torcola - dove, sul versante orientale, tra quota 1750 e 1600 m, è presente la sezione più rappresentativa, potente circa 200 m - ed in modo discontinuo dal fondovalle della Valle Brembana - Val Secca sino al versante settentrionale della valle del T. Acqualina, immediatamente a Nord della Linea Valtorta-Valcanale.

Nel settore brembano occidentale sono state riconosciute due principali associazioni di litofacies, interpretate come membri secondo CASATI & GNACCOLINI (1967). Quella inferiore (**SRV_a**) è prevalentemente costituita da arenarie quarzose a cemento dolomitico giallastro, ben stratificate, con laminazioni parallele od oblique da *ripple* d'onda e di corrente; ad esse si intercalano siltiti, marne, argilliti giallastre o verdastre e localmente sottili orizzonti-lenti di calcareniti oolitiche e bioclastiche. La litofacies superiore (**SRV_b**) è invece caratterizzata da alternanze di siltiti, siltiti marnose spesso

micacee, arenarie, marne dolomitiche e dolomie marnoso-siltose in strati decimetrici. Tra le due litofacies è spesso riconoscibile un livello di calcari fini ed associate calcareniti oolitico-bioclastiche ricche in gasteropodi e lamellibranchi, di colore da grigie a rossastre, in banchi di 40-80 cm. Questo livello corrisponde all'"Oolite a Gasteropodi" *Auct.* La suddivisione in due litozone del Servino si mantiene verso oriente, anche se più sfumata, mentre aumentano in tutta la successione le intercalazioni di dolomie arenacee o marnoso-arenacee giallastre. Recentemente SCIUNNACH *et alii* (1999) hanno ulteriormente dettagliato la successione del Servino delle Prealpi Lombarde riconoscendo sei membri: a) conglomerati ed arenarie del Membro di Prato Solaro, b) arenarie quarzose del Membro Ca' S. Marco, c) calcari oolitici e bioclastici del Membro Oolite a Gasteropodi, d) arenarie arcosiche del Membro Acquaseria, e) calcari, dolomie e marne degli "Strati a *Myophoria*", f) siltiti e marne variegate del Membro Superiore. Tale suddivisione non è comunque applicabile a livello cartografico nell'area del Foglio Clusone.

Le microfacies di quest'unità sono molto eterogenee: si associano quarzareniti, areniti arcosiche, *grainstone* oolitici con gasteropodi, lamellibranchi e foraminiferi, *mudstone-wackestone* dolomitici microspatizzati.

Lo spessore del Servino è di difficile valutazione a causa dei frequenti disturbi tettonici; sulla base delle osservazioni di campagna varia da 90 a 200 m in alta Valle Brembana - valle del T. Acqualina.

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

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

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

Età: Induano-Olenekiano.

1.2.4 - Carniola di Bovegno (BOV)

L'unità, descritta inizialmente da CURIONI (1855) come unità "calcarea farinacea", è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Valle Camonica e cartografata in Bianchi *et alii* (1971). È compresa tra le formazioni del Servino e del Calcare di Angolo. L'area di riferimento è l'alta Val Trompia presso la località omonima; non esiste una sezione stratigrafica di riferimento per mancanza di successioni ben esposte, complete o poco tettonizzate a causa delle intense deformazioni tettoniche d'età alpina e per gli scollamenti e sovrascorrimenti regionali che s'impongono preferenzialmente in questa successione a sedimentazione mista terrigeno-carbonatico-evaporitica.

La carniola di Bovegno affiora in modo discontinuo, a causa della copertura superficiale e per elisioni tettoniche, alla base dei versanti dei massicci carbonatici medio triassici compresi tra i monti Valbona - Cima di Menna e la Valle del T. Acqualina, mentre ad oriente affiora alla base dei monti Avert e Corru. L'unità è spesso conservata sottoforma di lenti tettoniche lungo la Linea Valtorta-Valcanale. In particolare, la parte inferiore dell'unità è pressoché sempre tettonizzata. A S di Bordogna (Valle del Drago), tra le quote 700 e 750 m, e nel settore a Nord del Pizzo Arera affiora la parte superiore dell'unità con conservato il limite transizionale con il Calcare di Angolo.

La carniola di Bovegno è costituita da calcari dolomitici e dolomie marnose, ocracee sulla superficie d'alterazione e da grigio biancastro a grigio scuro alla frattura fresca, con sottili intercalazioni argillose da ocre a grigio verdi ed alla base localmente rosse (M. Corru), localmente finemente laminate in strati da centimetrici a pluridecimetrici. La stratificazione in grossi banchi metrici o indistinta è tipica delle intercalazioni di dolomie-calcaree vacuolari (carniole). I carbonati vacuolari sono permeati da un fitto reticolato di fratture calcitiche e localmente (Passo della Marogella - Corno Branchino) presentano intercalazioni da decimetriche sino a plurimetriche, lenticolari strato-concordanti, ma anche in tasche-filoni discordanti con la stratificazione, di brecce in prevalenza intraformazionali costituite da clasti angolosi centimetrici di calcari dolomitici, dolomie marnose e subordinate argilliti e marne ocre, verdi e rossovinat. Queste brecce possono essere interessate da più recenti tasche e filoncelli sedimentari con riempimenti

interni carbonatico-marnosi ocracei, caratterizzati da strutture sedimentarie (granoclassazione e laminazioni nella Valle del Drago, infiltrazione di sedimenti pleistocenici?). Queste particolari litologie e tessiture della carniola di Bovegno sono ritenute solo in parte di origine primaria o diagenetica, buona parte delle carniole e delle breccie associate sono imputabili a successive deformazioni in profondità connesse alla dinamica ed alla circolazione di fluidi associati ai sovrascorrimenti alpini. Queste carniole o “*rauhwacke*” sono state descritte ed interpretate come breccie autoclastiche di possibile origine tettonica da METZELTIN & VEZZOLI, (1977). L'unità considerata, infatti, costituisce il primo degli orizzonti plastici di distacco del Triassico, in corrispondenza dei quali si sono impostate preferenzialmente le estese superfici di scollamento tettonico d'età alpina. Localmente (Valle del T. Acqualina) sono riconoscibili porzioni di spessore decametrico di dolomie stratificate con laminazioni e stromatoliti, che documentano l'esistenza d'ambienti peritidali confrontabili con la Dolomia del Serla Inferiore del Sudalpino orientale.

L'analisi delle poche microfacies rappresentative ha evidenziato un'elevata ricristallizzazione, con prevalenti microspariti e pseudospariti debolmente argillose con diffusi piccoli romboedri di dolomite e molte generazioni di fratture cementate da cemento calcitico spatico (sparite *equant*). Le osservazioni in catodoluminescenza hanno evidenziato molte fratture con cementi luminescenti e zonati; le fratture tettoniche tardive invece risultano costituite da calcite non luminescente. In alcuni campioni sono stati osservati ostracodi e pseudomorfi carbonatici di minerali evaporitici.

Lo spessore dell'unità non è determinabile a causa della tettonizzazione e per gli affioramenti discontinui; lo spessore massimo valutato si aggira sui 50 m nella valle del T. Acqualina.

Il limite inferiore con il Servino è definito da una transizione rapida (alta valle del T. Acqualina) da siltiti verdi e rossastre con intercalazioni di marne e dolomie marnose grigio ocracee (membro superiore del Servino SCHIUNNACH *et alii*, 1999) ad alternanze di dolomie calcaree e marnose, di colore ocraceo ed argilliti e marne dolomitiche. Il limite superiore con il Calcare di Angolo è generalmente transizionale (Valle Brembana), evidenziato dalla progressiva ma rapida scomparsa delle intercalazioni delle marne e dolomie marnose sottilmente stratificate sostituite da calcari e calcari dolomitici grigi o grigio-scuri in strati medi, a volte sottili, un poco nodulari ed amalgamati ma contenenti ancora qualche intercalazione decimetrico-metrica di calcari dolomitici vacuolari e carniole ocracee (parte inferiore del Calcare di Angolo). CASATI & GNACCOLINI (1967) propongono, per la successione delle Orobie occidentali, una parziale eteropia tra la carniola di Bovegno ed il Calcare di Angolo basale.

Nel Foglio Clusone non si hanno evidenze di variazioni laterali delle litofacies della carniola di Bovegno e risultano mancanti o non affioranti le lenti evaporitiche (es. Anidrite di Costa Volpino, ASSERETO & CASATI, 1965).

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

L'ambiente deposizionale della carniola di Bovegno è attribuibile a piane costiere in prevalenza sopratidali (*sabkha*) e di laguna a sedimentazione mista carbonatico-pelitica in condizioni climatiche aride, confrontabili con le attuali coste del Golfo Persico settentrionale. Nella parte superiore della successione erano presenti, localmente verso SE, saline evaporitiche. Verso occidente probabilmente questi ambienti costieri passavano ad aree emerse (conglomerati della F. di Bellano in Valsassina, f. 076 - Lecco).

La genesi delle breccie intraformazionali / carnirole è ancora controversa: possono derivare dalla dissoluzione delle evaporiti con collassamenti degli strati carbonatici intercalati, oppure dalla fratturazione idraulica della roccia sotto forti pressioni di fluidi derivanti dalla disidratazione delle evaporiti stesse (METZELTIN & VEZZOLI, 1977) e/o dalla circolazione di fluidi tardivi lungo le superfici dei sovrascorrimenti alpini (JEANBOURQUIN & LUALDI, 1994).

Età: Olenekiano superiore - Anisico inferiore.

1.2.5 - *Calcare di Angolo* – *Litofacies calcarea* (**ANGa**)

L'unità è stata riconosciuta e descritta in passato da numerosi Autori con varie terminologie lito-cronostratigrafiche, comprendendo a volte anche il soprastante calcaresi di Prezzo ("Scisti a *gracilis*", "Gruppo di Valsecca, "dolomie grigio scure in strati sottili", *etc.*). Il Calcare di Angolo è stato formalizzato da ASSERETO & CASATI (1968a) in Valle Camonica e cartografato in BIANCHI *et alii* (1971). L'area di riferimento interessa tutta la bassa Valle Camonica, in particolare la confluenza con la Valle di Scalve.

Il Calcare di Angolo affiora lungo una fascia ristretta ma continua nella porzione settentrionale del Foglio Clusone, dalla Valle Brembana sino al margine orientale del foglio.

Le sezioni più rappresentative, meglio esposte e complete sono ubicate:

- lungo l'incisione della Valle del Drago, a valle del paese di Bordogna, tra le quote 730 e 1000 m (sezione di difficile accesso);
- sul versante orientale del Cima di Menna (Valle Pizzadelle) a quote comprese tra 1450 e 1700 m.;

- sul versante meridionale della valle del T. Acqualina, alla base della successione alloctona del Pizzo Arera: la sezione affiora lungo lo sperone NE che scende dalla vetta, a quote comprese tra 1600 e 1900 m.

Al Calcare di Angolo sono state in passato riferite, in accordo con le più recenti ricerche stratigrafiche sul Triassico medio della V. Brembana (JADOUL *et alii*, 1992d), anche facies in parte dolomitiche (“Membro delle Dolomie Peritidali”, JADOUL & ROSSI, 1982) che occupano una posizione stratigrafica in genere superiore al Calcare di Angolo, e ora riferite al Calcare di Camorelli (BERRA *et alii*, 2005).

Il Calcare di Angolo è rappresentato da calcari grigio-scuri localmente in strati pluridecimetrici planari, localmente con intercalazioni di orizzonti costituiti da strati più sottili, amalgamati, debolmente nodulari, bioturbati e con interstrati millimetrico-centimetrici marnosi (Litofacies calcarea ANG a). Nel Foglio Clusone non affiora la Litofacies siltosa (Angb) presente in Valsassina nel limitrofo (Foglio 076 Lecco). I calcari sono in prevalenza fini, con locali intercalazioni calcarenitiche con dispersi crinoidi e laminazioni parallele. Lo spessore di questa litozona, in genere non ben affiorante, varia da 60 m a circa 120 m nel settore ad occidente della Valle Seriana, mentre ad oriente questa facies costituisce interamente l'unità, raggiungendo uno spessore di circa 400 metri. Nella porzione più occidentale del Foglio Clusone questa litofacies contiene una piccola porzione terrigena fine, sottolineata dalla presenza di lamelle di muscovite. Alla base dell'unità sono anche intercalati dei livelli di spessore da decimetrico a plurimetrico di dolomie calcaree vacuolari, simili a quelle della carniola di Bovegno.

L'analisi in sezione sottile ha evidenziato la presenza di prevalenti microfacies date da *wackestone-packstone* bioturbati con echinodermi e lamellibranchi in gran parte ricristallizzati.

Il limite inferiore con la carniola di Bovegno è transizionale; il limite superiore è con il Calcare di Camorelli nel settore occidentale del foglio (limite transizionale) o con il calcare di Prezzo nel settore ad oriente della Valle Seriana (limite netto).

Il contenuto paleontologico del Calcare di Angolo è piuttosto ricco e variato. Sono stati segnalati infatti lamellibranchi e gasteropodi non determinabili; ammoniti; crinoidi fra cui *Dadocrinus gracilis* (Buch) ed *Encrinus liliiformis* (Lamarck) e foraminiferi. In base al contenuto paleontologico ed alla posizione stratigrafica, sottostante al ben datato calcare di Prezzo, l'età del Calcare di Angolo è attribuita all'Anisico inferiore - medio; le faune presenti nel “Banco a Brachiopodi” (unità riferita al calcare di Prezzo) documentano un'età Pelsonico terminale. Dove è presente il Calcare di Camorelli, l'unità interrompe il suo sviluppo a partire dal Bitinico (BERRA *et alii*, 2005).

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

Età: Anisico inferiore – medio.

1.2.6 - *Calcare di Camorelli*

Nel settore del Foglio Clusone questa unità è per la prima volta distinta cartograficamente dal Calcare di Angolo. Il Calcare di Camorelli raccoglie le successioni di mare prevalentemente basso che caratterizzano la successione anisica del Bacino Lombardo. Il Calcare di Camorelli è stato formalizzato in DELFRATI *et alii* (2000). All'interno del Calcare di Camorelli sono distinte, nel Foglio Clusone, le facies con rari coralli (CMR₂) e le facies prevalentemente dolomitiche (CMR_a). Queste ultime corrispondono alle “Dolomie peritidali” di JADOUL & ROSSI (1982). L'unità affiora nel settore ad occidente della Valle Seriana, raggiungendo in Valle Brembana spessori superiori ai 200 m; non è invece presente ad oriente della Valle Seriana.

La parte inferiore del CMR_a è costituita da calcareniti bio-intraclastiche, localmente oolitiche o ricche in crinoidi che passano superiormente a calcari con cicli da subtidali a peritidali con diffuse alghe Dasycladaceae e laminazioni stromatolitiche planari. Un'intercalazione metrica di calcari neri micritici, sottilmente stratificati, nodulari e bioturbati, con intercalazioni di marne argillose nere evidenzia localmente (gruppo della Cima di Menna) l'inizio della successione calcareo-dolomitica più ricca in cicli peritidali che caratterizza l'unità. Litologicamente l'unità CMR_a è costituita prevalentemente da carbonati peritidali in strati planari di spessore pluricentimetrico-metrico che presentano dolomitizzazioni precoci degli intervalli inter-sopratidali. La dolomitizzazione diventa più pervasiva in prossimità del tetto dell'unità. I carbonati subtidali contengono alghe dasycladacee e sono spesso bioturbati; quelli inter-sopratidali presentano laminazioni stromatolitiche e brecciole a clasti piatti dolomitizzati precocemente. Si intercalano sporadici orizzonti di spessore centimetrico di marne e marne siltose ricche in mica e quarzo; queste intercalazioni diventano più frequenti, più potenti (sino a qualche decimetro) e più arenacee (clasti di quarzo e mica bianca) nel settore più occidentale (Lenna - Piazza Brembana, facies di transizione al “Calcare di Angolo” della Valsassina, Foglio 076 - Lecco).

Sono distinte cartograficamente facies di margine (CMR₂) costituite da calcari massivi ricchi in crinoidi e con coralli in posizione di vita (BERRA *et alii*, 2005), che costituiscono la vetta del Monte Corru. Queste facies limitavano verosimilmente verso oriente il settore con facies peritidali ad

Ovest dal settore subtidale ad Est. Le microfacies della litofacies superiore contengono prevalenti *wackestone* bioturbati, *packstone* e *grainstone* intraclastico-bioclastici con oncoidi, peloidi, diffuse dasycladacee e piccoli foraminiferi bentonici (*Meandrospira dinarica*, *Trochammina almtalensis*, *Nodosaria* sp., *Endotriadella* sp., *Diplostromina astrofimbriata*, *Duostomina* sp.).

Il Calcare di Camorelli può raggiungere i 200-220 m nel settore centro-occidentale, mentre passa lateralmente al Calcare di Angolo in maniera piuttosto rapida in direzione orientale, a causa della transizione ai calcari subtidali sottilmente stratificati del Calcare di Angolo superiore ("Facies Camuna" di ASSERETO e CASATI, 1965). Il passaggio avviene in corrispondenza della Valle Seriana, dove sono presenti facies bioclastiche con organismi di margine (BERRA *et alii*, 2005). Verso occidente, nel Foglio 076 - Lecco, (Valsassina – Grigne, GAETANI *et alii*, 1987) la litofacies superiore del Calcare di Angolo passa a facies miste più costiere e dolomitizzate.

Il limite superiore con il calcare di Prezzo è ovunque netto, evidenziato dalla comparsa di calcari e calcari marnosi neri bioclastici con crinoidi, brachiopodi ed ammonoidi ("Banco a Brachiopodi" *Auct.*) che ricoprono le dolomie ed i calcari stratificati del Calcare di Camorelli. Al tetto del Calcare di Camorelli sono spesso presenti evidenze di emersione (breccie, livelli argillosi rossastri). Il limite inferiore con il Calcare di Angolo è transizionale, posto in corrispondenza delle prime intercalazioni di calcari dolomitici con laminazioni stromatolitiche e *fenestrae*.

Nel Calcare di Camorelli si osservano variazioni laterali di facies nel settore brembano a seguito dei frequenti cambiamenti nella percentuale tra le facies subtidali rispetto alle intertidali, all'intensità dei processi di dolomitizzazione selettiva di alcuni orizzonti ed alle intercalazioni silicoclastiche (siltiti e litareniti quarzoso-micacee).

Le facies dolomitiche peritidali sono in genere povere di fossili, tuttavia la presenza di ricche faune a foraminiferi nel settore marginale (Monte Corru, BERRA *et alii*, 2005) consentono di attribuire un'età bitinico-pelsonica a questa unità. Il limite con il soprastante "Banco a Brachiopodi" indica come l'unità non superi il limite Pelsonico-Illirico.

Il Calcare di Camorelli documenta lo sviluppo di estese piane carbonatiche tidali e, più raramente, di piccoli edifici carbonatici biocostruiti che delimitano i settori occidentali, meno subsidenti, da quelli orientali caratterizzati da successioni più potenti e di mare più profondo. Verso occidente iniziano ad essere presenti anche ambienti carbonatici lagunari e di piana tidale maggiormente costieri.

Età: Anisico medio - superiore (Bitinico-Pelsonico).

1.2.7 - Calcare di Prezzo (**PRZ**)

Questa successione calcareo-marnosa ben stratificata, nota per il contenuto fossilifero, è stata oggetto sin dal XIX secolo di molte indagini paleontologiche e biostratigrafiche. Essa è stata formalizzata come unità litostratigrafica da ASSERETO & CASATI (1965). L'area di riferimento sono le Valli Giudicarie.

Il calcare di Prezzo affiora in modo discontinuo a causa del ridotto spessore e delle caratteristiche litologiche. La sua presenza è evidenziata morfologicamente da una piccola cengia tra il Calcare di Angolo ed il calcare di Esino. Gli affioramenti costituiscono una ristretta fascia, presente in Valle Brembana tra i massicci del M. Ortighera e della Cima di Menna; in valle del T. Acqualina affiora solo nelle successioni alloctone del P.zo Arera - Cima del Fop, non è presente invece nella sottostante successione medio-triassica parautoctona. Verso oriente affiora nella successione medio-triassica alloctona dell'unità tettonica Timogno (valle del torrente Ognà), dove presenta gli spessori massimi.

Nel Foglio Clusone le sezioni più rappresentative (VENZO & PELOSIO, 1968; ASSERETO *et alii*, 1977, BALINI, 1992) si trovano:

- presso Lenna, alla base del versante settentrionale del M. Ortighera, tra le quote 500-550 m;
- in Valle Pizzadelle (versante orientale della Cima di Menna) a quote comprese tra 1680 e 1720 m;

Ad Est della Valle Seriana il calcare di Prezzo è caratterizzato dall'alternanza ritmica, con spessori decimetrici, di calcilutiti nere spesso marnose e bioturbate, in strati da 10 a 40 cm da piano-paralleli a leggermente nodulari, marne e argilliti nere con mica (GAETANI *et alii*, 1987; BALINI, 1992). Ad Ovest la successione è ridotta e molto più ricca in carbonati.

In Valle Brembana sono presenti nella parte sommitale, di transizione al calcare di Esino o alla Formazione di Buchenstein, sottili intercalazioni tufacee e *packstone* bio-intraclastici. Nelle successioni più orientali della valle del torrente Ognà il calcare di Prezzo presenta una prevalenza delle marne e calcari marnosi; i calcari sono prevalenti solo nella parte superiore dell'unità.

L'analisi in sezione sottile di vari campioni rappresentativi provenienti dalle sezioni stratigrafiche della Valle Brembana ha evidenziato la presenza di prevalenti microspariti a volte argillose, *wackestone* bioturbati con dispersi bioclasti di lamellibranchi pelagici, ammonoidi, crinoidi, brachiopodi, echinodermi, ostracodi e localmente frammenti di sostanza organica e fosfati. Nella parte superiore, nei settori di passaggio alla soprastante piattaforma carbonatica del calcare di Esino, sono presenti *packstone* intra-bioclastici tra cui rare Dasycladacee ed ooliti rimaneggiate. La compattazione diagenetica è evidenziata da stiloliti.

Lo spessore complessivo dell'unità si mantiene in quasi tutto il settore occidentale del Foglio Clusone su valori compresi tra i 7-10 m (versante Nord della Cima di Menna) e 26 m (Valle Pizzadelle). Nella valle del torrente Acqualina l'unità presenta spessori compresi tra 10 e 20 m e localmente si azzerà perché sostituita da facies carbonatiche del calcare di Esino basale (successione parautoctona della Valle del T. Acqualina, settore del Passo Branchino). Nella valle del torrente Oga il calcare di Prezzo presenta spessori superiori, non sempre ben determinabili, ma che localmente possono raggiungere uno spessore di circa 100 metri.

Il limite superiore del calcare di Prezzo, nelle successioni più potenti e con *trend* bacinale, è con la Formazione di Buchenstein; nelle successioni meno potenti e con maggiore sviluppo delle piattaforme anisico-ladiniche, è con il calcare di Esino (Fig. 8), oppure tramite una facies di transizione Formazione di Buchenstein - calcare di Esino. Il limite con la F. di Buchenstein è ovunque abbastanza netto, evidenziato dalla comparsa di calcari grigio-scuri generalmente in strati planari con noduli, liste di selce nera ed intercalazioni di tufiti, e vulcanoclastiti siltoso-arenacee (Val Parina inferiore). Il limite con il calcare di Esino basale (serie parautoctona della valle del T. Acqualina, serie di Ghegna allo sbocco della Val Secca di Roncobello) o con le sue facies di transizione alla F. di Buchenstein (Valle Pizzadelle; Lenna) è in genere transizionale anche se rapido, e si realizza in corrispondenza della comparsa di calcareniti in strati alla base nodulari e con scarsi interstati marnosi, sovrastati da banchi amalgamati con *trend thickening* e *coarsening upward* e con colorazione che passa dal grigio scuro al grigio.

Il calcare di Prezzo della Valle Brembana è ricco di fossili, in particolare ammonoidi (ASSERETO, 1969; BALINI, 1992); fra queste ricordiamo: *Paraceratites brembanus*, *Paraceratites trinodosus*, *Ptychites oppeli*, *Beyrichites benekey*, *Judicrites meneghinii*, *Flexoptychites gibbus*, *Semiornites aviticus*, *Discoptychites megalodiscus*, *Lardoceras* n.sp., *Asseretoceras camunum*. Abbondanti sono i lamellibranchi pelagici, fra cui *Daonella sturi* Benecke. L'unità è caratterizzata dalla presenza di brachiopodi, fra cui *Tetractinella trigonella*, *Koeveskallina koeveskallensis*, *Mentzelia mentzelii*, *Coenothyris vulgaris*, *Piarorhynchia trinodosi* (ASSERETO & CASATI, 1965; CASATI & GNACCOLINI, 1967), soprattutto nel settore centro occidentale brembano (GAETANI *et alii*, 1987; JADOUL *et alii*, 1992d; JADOUL, 1994; "Calcare a Brachiopodi" della Val Trompia, ASSERETO & CASATI, 1965).

Sulla base del contenuto paleontologico (ammonoidi e conodonti), il calcare di Prezzo può essere riferito alla parte superiore dell'Anisico, zona a *Trinodosus* (ASSERETO, 1969; BALINI, 1992; MONNET *et alii*, 2008).

Le lito- e biofacies uniformi estese su vaste aree e le loro graduali variazioni di spessore evidenziano un sistema deposizionale bacinale con

condizioni di mare aperto ma non eccessivamente profondo, con sedimentazione mista e circolazione al fondo ristretta. I bacini in parte erano delimitati dalle facies carbonatiche di pendio delle prime biocostruzioni carbonatiche d'età anisico superiore - ladinica che rappresentavano i nuclei di sviluppo delle progradazioni delle piattaforme ladiniche (calcare di Esino). Gli apporti terrigeni fini provenivano da aree emerse situate verosimilmente a NW. Il rapporto fra organismi bentonici e forme necto-planctoniche mostra una prevalenza delle seconde verso oriente, e questo indicherebbe diminuzione delle condizioni di ossigenazione al fondo piuttosto che incremento di profondità del bacino verso Est (GAETANI *et alii*, 1987).

In questo settore la base dell'unità è caratterizzata dalla presenza di un noto orizzonte *marker*, dello spessore di 0,5-4 m, costituito da calcari grigio-scuri, bioturbati alla base, e calcareniti bioclastiche ricche in crinoidi e localmente in brachiopodi (*Tetractinella trigonella*) (Calcare di Cimego o "Banco a Brachiopodi" Auct., ASSERETO *et alii*, 1977). Il contatto inferiore tra questo orizzonte e la sottostante successione carbonatica peritidale è netto, marcato da una discontinuità (paraconcordanza) che evidenzia l'inizio della trasgressione marina che si svilupperà durante la deposizione del calcare di Prezzo. In alcuni settori (versante orientale e settentrionale della Cima di Menna) al tetto delle facies peritidali è presente una superficie di erosione sottolineata da sottili livelli di brecciole e, localmente, da veli di argille rossastre. Dal punto di vista litologico, dell'evoluzione paleoambientale e della stratigrafia sequenziale, il "Banco a Brachiopodi" trova una migliore ubicazione stratigrafica nel soprastante calcare di Prezzo. Pertanto, pur essendo stata riferita in precedenza al Calcare di Angolo, si ritiene corretto considerarlo una facies all'interno del calcare di Prezzo piuttosto che del Calcare di Camorelli (in precedenza non distinto dal Calcare di Angolo in questo settore del Sudalpino). Il "Banco a Brachiopodi" è caratterizzato da *packstone* e *rudstone* in prevalenza bioclastici con prevalenti crinoidi, valve di lamellibranchi, brachiopodi; la matrice contiene sovente peloidi, piccoli foraminiferi bentonici (*Pilammina* sp.) e rare dasycladacee. In corrispondenza del contatto inferiore con le dolomie peritidali del Calcare di Camorelli della Valle Pizzadelle sono state caratterizzate anche le facies trasgressive alla base del "Banco a Brachiopodi" costituite da *wackestone* con intraclasti, peloidi associati a molti lamellibranchi pelagici e crinoidi. Età: Anisico superiore (Illirico pp.).

1.2.8 – Formazione di Buchenstein (BUC)

Questa unità rappresenta una storica unità di estensione interregionale, inizialmente descritta e denominata in Dolomiti, il cui nome è stato utilizzato nelle ricerche crono- e litostratigrafiche e nella cartografia

geologica di tutto il Sudalpino per caratterizzare le successioni bacinali del Ladinico inferiore a sedimentazione calcareo-silicea e con importanti apporti vulcanoclastici. In Lombardia non esiste un'area di riferimento anche se esiste una successione ben studiata presso Bagolino (BRACK & RIEBER, 1993). L'unità è confrontabile con la Formazione di Livinallongo descritta in Dolomiti, sin dal secolo scorso, da vari autori (bibliografia in VIEL, 1979; "*Buchensteiner Schichten*" di VON RICHTHOFEN, 1860). La Formazione di Buchenstein è riportato tra le Unità tradizionali in CITA *et alii* (2007b).

L'unità affiora molto limitatamente nel settore occidentale del Foglio Clusone (parte centrale della Val Parina e galleria stradale di Piazza Brembana). Nel settore orientale del foglio è presente, con maggiore continuità e spessore, in corrispondenza del versante destro della valle del torrente Ogha, nell'unità strutturale Timogno, e nel settore della Val Sedornia.

Nel Foglio Clusone non esiste una sezione di riferimento ben studiata, potente e completa di tutte le sue associazioni di facies, a causa della sua marcata eteropia con il calcare di Esino.

Una sezione di riferimento, valida solo per la facies basali, è la sezione che affiora sul fondovalle della Val Parina, a valle della forra di Valpiana, a quota di circa 670 m. Una sezione più completa si trova nella valle del torrente Ogha nella valletta a monte dell'abitato di Valzurio.

Nel settore orientale del Foglio Clusone (valle del torrente Ogha, Val Sedornia) la Formazione di Buchenstein presenta la successione più tipica, caratterizzata da strati calcilutitici planari con noduli e liste di selce nera ed interstrati argilloso-tufacei. Alla sommità sono maggiormente intercalate vulcanoclastiti e tufiti ("pietra verde") in strati decimetrici, localmente di spessore sino a metrico.

Nel settore brembano la Formazione di Buchenstein è generalmente sostituita da pochi metri di facies di passaggio tra il calcare di Prezzo ed il calcare di Esino. La tipica facies "*knollenkalke*" Auct. è rara, presente alla base con qualche metro di calcari compatti micritici, nodulari grigio scuri, in Val Parina dolomitizzati. Alle calcilutiti sono frequentemente intercalate calcareniti fini, a volte in strati lenticolari sino a decimetrici, con sparsi noduli di selce e, più raramente, areniti e siltiti vulcanoclastiche (litareniti con presenza anche di molti granuli di quarzo e plagioclasio) grigio-verdi, granoclassate, con laminazioni parallele e oblique e base erosionale (un livello supera 1 m di spessore in Val Parina). Superiormente prevalgono le calcareniti medio-fini, localmente con frammenti di crinoidi, oncoidi, dasycladacee rimaneggiate, in strati decimetrici amalgamati o nodulari e con selce, che passano gradualmente a calcareniti intra-bioclastiche e calciruditi con clasti di piattaforma carbonatica grigio-chiare del calcare di Esino ("Facies di transizione Buchenstein-Esino", JADOUL *et alii* 1992d). Questa

associazione di litofacies, presente nel settore brembano, è stata cartografata come calcare di Esino.

Le microfacies carbonatiche fini di questa formazione sono costituite da *mudstone-wackestone* con peloidi, piccoli intraclasti e localmente abbondanti radiolari calcitizzati, filamenti pelagici, bioclasti di crinoidi e echinoidi spesso risedimentati da trasporti in massa. Le microfacies calcarenitiche delle facies di transizione al calcare di Esino sono *packstone* intra-bioclastici con litoclasti provenienti dalla piattaforma e intraclasti di origine bacinale. In queste microfacies si trovano frequentemente oncoidi, peloidi, *lump* algali e bioclasti di dasycladacee (*Diplopora* sp.), crinoidi, echinodermi, brachiopodi, lamellibranchi, gasteropodi, ostracodi. Le microfacies di alcune tufiti più arenitiche campionate in Val Parina evidenziano una intensa calcitizzazione diagenetica con alterazione dei minerali originari; in alcune microfacies è risultato abbondante il quarzo ed il vetro vulcanico parzialmente devetrificato (sino al 50-60%); sono riconoscibili localmente feldspati alcalini con fenomeni di smistamento al nucleo (sanidino con geminazione Karlsbad) che sembrano indicare per le vulcanoclastici della Formazione di Buchenstein una composizione riolitica.

Nel settore occidentale del Foglio Clusone questa unità non è presente o affiora con limitati spessori (19 m in Val Parina). Il limite inferiore della Formazione di Buchenstein è sempre con il calcare di Prezzo; quello superiore, nel settore brembano, si realizza in modo transizionale con il calcare di Esino, con il quale presenta anche rapporti di eteropia (facies di transizione piattaforma-bacino, JADOUL *et alii*, 1992d). Sul versante N della Cima di Menna (sezione di Baita dei Muffi) costituisce la porzione basale poco affiorante della successione di calcari scuri, ben stratificati del calcare di Perledo-Varenna.

Nel settore orientale (valle del torrente Ogna) l'unità raggiunge circa 50 m di spessore. Il limite superiore con la Formazione di Wengen è netto ed evidenziato dalla comparsa di litareniti grigie e grigio scure, con clasti in prevalenza di origine vulcanica e vulcanoclastica, in strati e banchi di spessore sino a metrico.

La Formazione di Buchenstein presenta un'evidente transizione laterale con le facies calcarenitico-ruditiche del calcare di Esino basale le quali, nel settore centro-occidentale del foglio, tendono a sostituirlo completamente.

Nell'area del Foglio Clusone non sono stati rinvenuti fossili significativi in questa unità. In aree limitrofe al settore orientale sono stati segnalati ammonoidi: *Protrachyceras curionii* (Mojsisovic), *Ptychites* sp., *Protrachyceras* sp., *Daonella* sp. (ASSERETO & CASATI, 1965). L'unità viene attribuita alla parte sommitale dell'Anisico e al Ladinico inferiore (Fassanico) sulla base della sua posizione stratigrafica e soprattutto per le correlazioni con le successioni fossilifere del Bresciano (BRACK & RIEBER, 1986, 1993). Le successioni ridotte della Valle Brembana rappresentano

verosimilmente solo la parte sommitale dell'Anisico e forse, in Val Parina inferiore, anche la porzione basale del Ladinico.

Le scarse strutture sedimentologiche presenti nella Formazione di Buchenstein, le microfacies e le relazioni stratigrafiche con il calcare di Esino indicano processi deposizionali entro bacini intrapiattaforma aperti delimitati dalla piattaforma carbonatica anisico sommitale - ladinica, con significativi, ma localizzati, apporti vulcanoclastici provenienti verosimilmente dai settori più meridionali ed occidentali del Sudalpino lombardo. Le facies di transizione al calcare di Esino della Valle Brembana rappresentano invece le facies di bacino prossimale - pendio della piattaforma del calcare di Esino.

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

1.2.9 - Formazione di Wengen (WEN)

Questa unità, descritta e denominata in Dolomiti, è costituita da successioni in prevalenza arenacee e vulcanoclastiche di bacino del Ladinico superiore ed è stata formalizzata in CITA *et alii* (2007b).

L'unità affiora unicamente nel settore orientale, lungo una fascia continua che corre lungo il versante destro della valle del torrente Oga, nell'ambito dell'unità tettonica Timogno, ed in Val Sedornia. A causa dei limitati affioramenti e per la copertura, non viene proposta, per il Foglio Clusone, una sezione di riferimento.

La F. di Wengen è rappresentata, nella successione più potente e completa, da una litozona basale costituita da prevalenti arenarie quarzoso-vulcanoclastiche, siltiti e tufiti grigio-scure/verdi, in strati e banchi planari di spessore decimetrico, sono presenti granoclassazioni, bioturbazioni, rare laminazioni parallele, clasti molli e *chip* argillosi neri. Alle arenarie si intercalano calcari micritici grigio scuri. La litozona superiore si presenta litologicamente più eterogenea, con calcari grigio scuri micritici ben stratificati con laminazioni parallele, interstrati di marne argillose ed alternanze pluridecimetriche di areniti fini, siltiti, argilliti nere e marne siltose laminate; nella parte sommitale prevalgono le calcareniti grigio scure e localmente le calciruditi (evoluzione *coarsening upward*). Localmente sono presenti livelletti conglomeratici a supporto clastico, con elementi da spigolosi a subarrotondati di dimensioni sino a 2-3 cm, costituiti da materiale vulcanico (alta valle del torrente Oga).

Le microfacies delle arenarie sono litareniti vulcanoclastiche con clasti spigolosi di quarzo (mono e policristallino), feldspati e plagioclasti, associati a biotite, muscovite e clorite come minerali accessori; la matrice è costituita da minuti frammenti di vulcaniti alterate e da calcite diagenetica che sostituisce parzialmente anche i granuli. Le microfacies carbonatiche sono *mudstone* e *wackestone*, a volte bioturbati e con crinoidi, echinoidi, bioclasti

di lamellibranchi pelagici e *packstone* in prevalenza intraclastici con extraclasti di quarzo.

L'unità nella valle del torrente Ognà presenta spessori variabili da 40-50 m verso occidente (Cima Ba) sino a oltre 100 m verso oriente (Spinelli). In Val Sedornia lo spessore si aggira attorno ai 60-70 metri.

In valle del torrente Ognà il limite inferiore è con la Formazione di Buchenstein, evidenziato dalla comparsa, al di sopra di calcari nodulari scuri con selce e con spesse intercalazioni di pietra verde, di arenarie grigio-scure/verdi stratificate. Il limite superiore è dato dalla progressiva diminuzione della stratificazione nelle calcareniti grigio scure e dalla comparsa di carbonati (calcareniti-ruditi) grigio-nocciola del calcare di Esino. Tale limite è generalmente netto, soprattutto quando il contatto è tra le arenarie e i carbonati alla base del calcare di Esino.

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

L'ambiente deposizionale della F. di Wengen è un sistema bacinale articolato, che si imposta alla sommità delle successioni bacinali anisico sup. - ladiniche lombarde. Esso richiama quello dell'eteropico calcare di Perledo-Varenna, dal quale si differenzia per la natura degli apporti sedimentari, molto più ricchi in vulcaniti risedimentate e in peliti. Gli apporti carbonatici tendono a prevalere, in genere, solo nella parte sommitale della formazione e documentano l'inizio della progradazione della piattaforma carbonatica (calcare di Esino).

Età: Ladinico superiore – Carnico inferiore?

1.2.10 - *Calcare di Perledo-Varenna (CPV)*

L'unità, proposta nel Gruppo delle Grigne da TRÜMPY (1930), è stata successivamente studiata da PASQUARÈ & ROSSI (1969) e GAETANI *et alii* (1992) che propongono anche l'istituzione di due membri: Calcare di Varenna e Membro di Perledo. Nell'area del Foglio Clusone il calcare di Perledo-Varenna, in passato cartografato come successione anisica (DESIO & VENZO, 1954), è stato riconosciuto in JADOUL & ROSSI (1982) e JADOUL *et alii* (1992d) e cartografato con l'attuale nome in JADOUL *et alii* (2000). Il calcare di Perledo-Varenna presenta molte analogie di associazioni di litofacies e aspetti sedimentologici con il Calcare di Meride della Lombardia occidentale e con il Calcare di Pratotondo del settore occidentale delle valli di Scalve e di Lozio (ROSSETTI, 1967; BERRA, 2007)

Nel Foglio Clusone questa unità affiora esclusivamente in alta Valle Brembana in corrispondenza del versante Nord della Cima di Menna, alla testata del circo glaciale di Baita dei Muffi. L'unica sezione particolarmente potente e rappresentativa della parte medio-superiore della formazione affiora da Baita dei Muffi sino al crinale che collega il Passo del Menna con

il "Passo dell'Orso" a quote comprese tra 1600 e 1900 m. Nel vallone laterale a Baita dei Muffi, tra le quote 1230 e 1500 m affiora in modo discontinuo la porzione inferiore di questa successione caratterizzata da calcari micritici neri, fetidi, in strati di 10-15 cm, con frammenti di crinoidi, interstrati calcareo marnosi bioturbati e, superiormente, anche intercalazioni di calcareniti laminate e localmente granoclassate. La porzione mediana si caratterizza per la comparsa nei calcari fini, parzialmente dolomitizzati, di selce nera in noduli o liste. Sono in essa intercalate calcareniti intra-biostatiche ricche con dasycladacee, calcari marnosi, marne argillose associate a tufiti di spessore sino a pluridecimetrico con laminazioni parallele e granoclassazione e al tetto calcari dolomitici con piccoli *slumping* e calcareniti fini laminate o bioturbate. Un orizzonte tufaceo-argilloso, lenticolare, potente anche oltre 5 m con intercalazioni tufacee arenaceo-siltose granoclassate, di colore grigio chiaro, ricco di pirite e colore di alterazione localmente rugginoso è tipico della parte centrale del calcare di Perledo-Varenna di Baita Muffi. La parte sommitale di questa unità (litozona superiore, non distinta in carta) è costituita da prevalenti calcareniti grigio scure, localmente con intercalazioni ruditiche intraformazionali, supporto di matrice e geometrie spesso lenticolari (*debris flow*). Ad esse si associano calciluti con selce stratoide, dolomie e calcari dolomitici e marnosi in strati sottili (2-30 cm) e tufiti fini e grossolani (strati lenticolari da 1 a 200 cm, alcuni contenenti lapilli accrezionari). In prossimità del tetto della successione si intercala un orizzonte lenticolare (spessore sino a 3 m) caratterizzato da intercalazioni pluridecimetriche di litareniti vulcanoclastiche medio-grossolane ricche di frammenti vulcanici e quarzo. La litozona superiore del calcare di Perledo-Varenna della sezione stratigrafica di Baita Muffi presenta spettacolari variazioni laterali delle facies e dello spessore degli strati, in relazione ad un'evidente interdigitazione con i calcari clinostratificati del soprastante e laterale calcare di Esino del Passo del Menna. Questa associazione di facies ricorda le arenarie vulcanoclastiche della F. di Wengen affiorante nei settori nord-orientali della Valle Seriana. Le microfacies provenienti dalla sezione stratigrafica di Baita dei Muffi evidenziano, nella parte inferiore e media del calcare di Perledo-Varenna, prevalenti *wackestone* e *packstone* fini microspartici, con intraclasti, peloidi, bioturbazioni e bioclasti di lamellibranchi pelagici, gasteropodi, crinoidi ed echinoidi. Nella litozona superiore sono frequenti anche i *floatstone* e *rudstone* litoclastici con locali addensamenti di lamellibranchi a guscio sottile, ostracodi, bioclasti di dasycladacee (*Diplopora annulata*, *D. cf. annulatissima*) e frammenti di *Tubiphytes* sp., *bindstone* microbialitici ed extraclasti di quarzo subangolosi. Le facies tufitiche e vulcanoclastiche sono spesso caratterizzate da granuli di quarzo con accrescimenti sintassiali, K-feldspato idiomorfo, raro plagioclasio, sferuliti carbonatate, rara muscovite e zircone come minerale

accessorio. La composizione mineralogica permette di classificare queste vulcanoclastiti nell'ambito delle rioliti (SCIUNNACH, com. pers.).

Lo spessore massimo rilevato nella sezione stratigrafica di Baita Muffi è superiore a 300 m ma lateralmente questa unità si chiude rapidamente, anche per la presenza di discontinuità tettoniche, che delimitano a Nord e Sud la successione bacinale.

Il limite stratigrafico inferiore non è ben affiorante; esso viene posto in corrispondenza della rapida transizione ai calcari grigio chiari o scuri, massivi, con accumuli bioclastici (addensamenti a prevalenti lamellibranchi del calcare di Esino (membro basale della "Lumachella di Ghegna"). Il limite superiore con il calcare di Esino sommitale è rapido, ma lateralmente evidenzia una marcata eteropia tra le due formazioni. Esso è evidenziato dalla comparsa di calcareniti grigio-nocciola e calcari bioclastici in grossi banchi clinostratificati (calcare di Esino) che si sfrangiano lateralmente nei calcari stratificati del calcare di Perledo-Varenna. Le caratteristiche geometriche di questo limite mostrano un'evidente eteropia tra le litofacies di queste due unità.

Verso meridione, oriente ed occidente il calcare di Perledo-Varenna passa rapidamente ai carbonati della piattaforma ladinica affiorante sui versanti della Val Parina (JADOUL *et alii*, 1992d). È molto probabile che la potente successione del calcare di Perledo-Varenna di Baita dei Muffi si sviluppasse più a settentrione e si collegasse con gli affioramenti della stessa formazione riconosciuti in alta Valle Brembana (M. Valgussera e versante Nord del M. Pegherolo, Foglio 076 - Lecco).

Nella successione del calcare di Perledo-Varenna di Baita di Muffi non sono stati rinvenuti fossili significativi; nella litozona centrale alcune calcareniti sono particolarmente ricche in accumuli di dasycladacee (*Diplopora annulata*, ? *D. cf. annulatissima*) e gasteropodi, mentre nelle litozone media e superiore alcuni campioni per conodonti hanno fornito un'associazione del Ladinico superiore (*Budurovignatus mungoensis*, NICORA) (com. pers.). Il calcare di Perledo-Varenna, sulla base della sua posizione stratigrafica al di sopra delle facies basali del calcare di Esino ("Lumachella di Ghegna" attribuita all'Anisico sommitale o in prossimità del limite Anisico-Ladinico, JADOUL *et alii*, 1992d) viene attribuita al Ladinico. In particolare le litozone medio-superiori sono datate Ladinico superiore per il loro contenuto in conodonti (NICORA, com. pers.). Questa datazione è in accordo con la datazione biostratigrafia di questa unità nell'area delle Grigne (GAETANI *et alii*, 1992).

L'ambiente deposizionale del calcare di Perledo-Varenna di Baita dei Muffi è un ristretto solco intrapiattaforma che rappresenta un'insenatura meridionale di un più articolato sistema di bacini intrapiattaforma sviluppati in alta Valle Brembana e connessi verosimilmente con analoghi bacini situati più a NW (GAETANI *et alii*, 1992, JADOUL, 1994). I processi

sedimentari che caratterizzano questa unità sono in prevalenza connessi a torbide e *debris flow* alimentati dai margini della coeva piattaforma carbonatica ladinica, anche le tufiti-vulcanoclastiti intercalate sono risedimentate.

Età: Ladinico superiore.

1.2.11 - Calcare di Esino

Questa nota ed estesa formazione è stata descritta per la prima volta con il significato di unità litostratigrafica da HAUER (1858). Nelle Prealpi Bergamasche occidentali VARISCO (1881) descrive questa unità con il nome di “Dolomia di Esino-Lenna”. L’unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica, ma non è mai stata proposta un’area ed una sezione di riferimento. Studi più recenti sono stati effettuati da CASATI & GNACCOLINI (1967), ASSERETO *et alii* (1977), JADOUL *et alii* (1992d) in Valle Brembana e BALINI *et alii* (2000) e BERRA (2007) verso la Val Camonica. L’unità presenta analogie litologiche e di età con la Dolomia dello Sciliar del Sudalpino orientale.

Il calcare di Esino costituisce l’unità con gli affioramenti più estesi e continui del Foglio Clusone; esso costituisce la maggior parte dei massicci carbonatici settentrionali (M. Ortighera - Cima di Menna, Pizzo Arera - M. Secco, M. Redondo - M. Vigna Vaga ed il fondovalle della valle dell’Ogna) che attraversano in senso E-W la parte centro-settentrionale del foglio.

Le sezioni più potenti e complete (700-900 m di spessore) di questa formazione sono presenti nel settore brembano (massiccio della Cima di Menna - M. Ortighera) e sono state descritte sinteticamente da ASSERETO *et alii* (1977); JADOUL *et alii* (1992d). Gli impervi versanti impostati su questa unità e la copertura vegetale rendono queste sezioni stratigrafiche pericolose, incomplete e poco percorribili.

Una sezione stratigrafica rappresentativa delle porzioni inferiore e media del calcare di Esino si trova in Val Pizzadelle (Cima di Menna), con inizio della sezione a 1730 m e fine in corrispondenza del crinale che sale alla vetta (circa 2100 m). Le litofacies superiori stratificate tipiche della piattaforma interna affiorano bene lungo la strada comunale che sale da Zorzone al Cascinetto di Menna (da 1250 a 1390 m). Le associazioni di litofacies massive più tipiche del pendio e del margine di piattaforma affiorano nell’impluvio della Val Parina inferiore e sul suo versante meridionale. Nel settore del Pizzo Arera - Monte Secco l’unità è preservata parzialmente in diverse unità tettoniche sovrapposte.

Varie associazioni di facies carbonatiche di piattaforma sono state descritte nel calcare di Esino della Valle Brembana da ASSERETO *et alii* (1977), JADOUL *et alii* (1992d), alcune presentano significato solo ambientale, altre anche stratigrafico. Per la cartografia geologica del Foglio Clusone queste associazioni di litofacies sono state ridotte, per una più

agevole distinzione sul terreno, a due sole unità cartografiche che identificano porzioni differenti della stessa piattaforma carbonatica:

ESI_a: carbonati biocostruiti, brecce, calcareniti e calciruditi in prevalenza massivi, contenenti organismi e strutture tipiche di piattaforma marginale e di pendio;

ESI_b: carbonati in strati e banchi, con strutture caratteristiche degli ambienti della piattaforma interna.

Il calcare di Esino di piattaforma marginale - pendio (**ESI_a**) presenta colorazione grigio-chiara/nocciola passante a grigio scuro ed è caratterizzato dalla presenza di calcari compatti, sovente bioclastici, localmente con biocostruzioni (prevalenti croste microbialitiche e *Tubiphytes*, coralli ed alghe) e/o intercalazioni calcarenitico-ruditiche, interessati da numerose cavità dai contorni mammellonari e riempite da cementi calcitici e microbialiti, sovente di colore grigio scuro, in croste isopache (evinosponge medio-piccole e grandi; JADOUL & FRISIA, 1988; FRISIA *et alii*, 1989). Localmente si associano e diventano prevalenti le calcareniti grossolane granoclassate e laminate, intercalate a calciruditi intraclastiche e bioclastiche spesso ricche in lamellibranchi e a brecce-megabrecce caotiche amalgamate, con clasti intraformazionali di dimensione sino a metriche, cementate e permeate da un esteso ed irregolare reticolato di cavità, fratture tensionali subverticali con croste isopache del tipo evinosponge e locali filoni sedimentari con cementi e anche localmente sedimenti interni argillosi. Una particolare e peculiare associazione di queste litofacies costituisce anche la porzione basale del calcare di Esino in alta Valle Brembana (Membro della Lumachella di Ghegna, JADOUL *et alii* 1992d), caratterizzata da calcari massivi, generalmente di colore grigio scuro, con diffuse lenti e tasche bioclastiche ricche in lamellibranchi e brachiopodi o con molti *Tubiphytes*. Anche le facies progradanti alla sommità della successione di Baita dei Muffi (Passo del Menna) presentano facies peculiari, caratterizzate dalla presenza di moltissimi bivalvi disarticolati di dimensioni centimetriche, che in alcune delle clinoforni costituiscono il sostegno del deposito. In queste litofacies sono praticamente assenti i depositi di pendio più grossolani comuni invece nel settore della Val Parina e della Val Sedornia - valle del torrente Ogna. Facies calciruditiche con brecce di pendio sono presenti alla base del calcare di Esino dell'unità strutturale che costituisce la Cima del Fop (versante meridionale della valle del T. Acqualina); le brecce sono subito ricoperte da carbonati stratificati di piattaforma interna che documentano la limitata profondità del bacino antistante la piattaforma in questo settore del Foglio Clusone (Fig. 8).

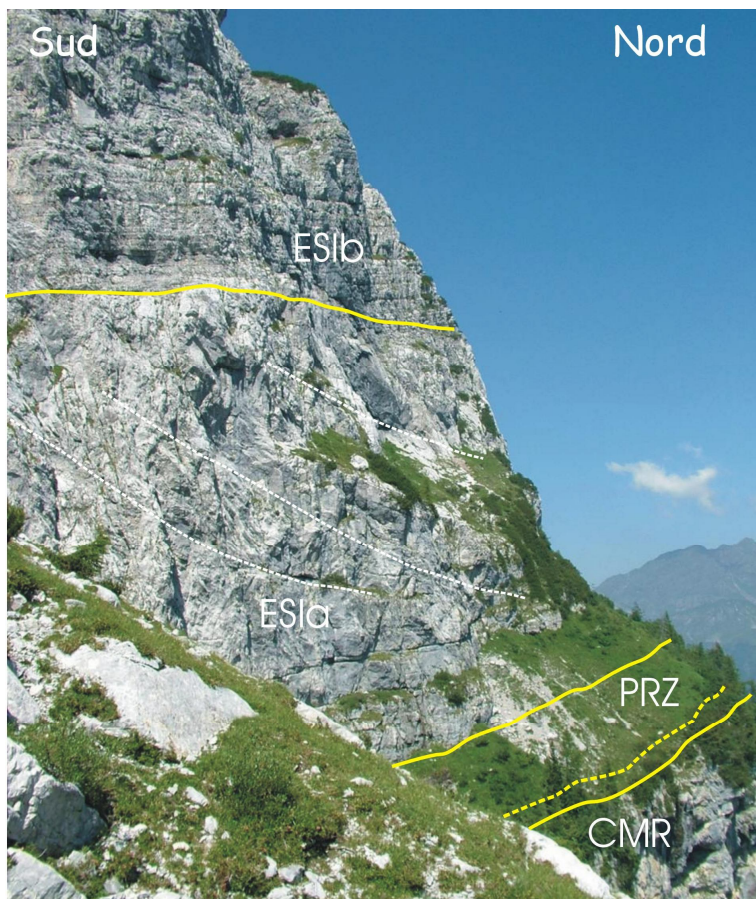


Fig. 8 - Particolare delle facies basali della piattaforma del calcare di Esino nel settore della valle del T. Acqualina (Passo del Re): al di sopra delle facies peritidali del Calcare di Camorelli è documentata la trasgressione illirica del calcare di Prezzo (caratterizzato alla base da facies bioclastiche riferibili al “Banco a Brachiopodi” Auct.). Si noti la parte massiccia del calcare di Esino (circa 50 metri, ESI_a) costituita da breccie di pendio clinostratificate sulle quali progradano facies ben stratificate di piattaforma interna (ESI_b).

Il calcare di Esino della piattaforma interna (ESI_b) è costituito da calcari grigio chiari fossiliferi con dasycladacee, oncoliti e dispersi gasteropodi e da calcareniti bioclastiche grigio-chiare/nocciola in strati o in grossi banchi di spessore sino a metrico. Alcuni orizzonti, in particolare alla base del calcare di Esino della Valle Brembana (Lenna, Valle Pizzadelle) presentano intercalazioni di calcari e calcari dolomitici peritidali con *fenestrae*, stromatoliti, tasche con pisoliti, *caliche* e piccoli *tepee*. Nella parte superiore

dell'unità - soprattutto sulla Cima di Menna, sulla Cima di Grem e sul Pizzo Arera - diventano prevalenti i calcari ciclotemici con accumuli di dasycladacee intercalati con sottili orizzonti con stromatoliti e *fenestrae*. La sommità del calcare di Esino in alcune aree della Val Parina presenta tasche con pisoliti, lenti di calcari grigio scuri, cementi in cavità stratoconcordanti o in filoncelli sedimentari, piccoli *tepee* e tasche/filoncelli sedimentari con brecciole cementate da croste isopache di calcite fibroso-radiale simile a quella delle evinosponge e localmente con "raggioni" neri (M. Valbona - Cascinetto di Menna). Localmente le tasche/filoni sedimentari sono riempiti da sedimenti argillosi e calcareo-marnosi ocra (Val Parina inferiore, Valle Seriana) provenienti da soprastanti paleosuoli a "terra rossa". Questa particolare litofacies di transizione al calcare Rosso è connessa con l'emersione regionale alla sommità del calcare di Esino ed è riconoscibile in quasi tutto il Foglio Clusone (ASSERETO *et alii*, 1977). Il calcare di Esino localmente presenta una dolomitizzazione che interessa più frequentemente i carbonati peritidali alla base della successione e i carbonati massivi dell'Esino superiore della bassa Valparina - Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco) (litofacies di margine-pendio).

Lo studio microscopico di numerosi campioni di questa unità ha evidenziato la presenza di differenziate associazioni di microfacies che permettono di riconoscere pressoché tutti gli ambienti di una piattaforma carbonatica.

Le microfacies della piattaforma marginale-pendio (**ESI_a**) sono caratterizzate da *packstone*, *wackestone* e *rudstone* intra- e bioclastici, con abbondanti frammenti di *Tubiphytes* sp., lamine incrostanti microbialitiche e subordinate spugne calcaree e coralli, a cui si associano *boundstone* microbialitici, con *Tubiphytes*, e localmente *patch reef* con coralli e più raramente spugne calcaree, ma sempre associati con incrostazioni microbialitiche e *Tubiphytes*. In queste microfacies sono molto diffuse la cavità interparticellari e di dissoluzione riempite da sedimenti interni geopetali e molte generazioni di cementi calcarei (*reef cement*, evinosponge). Nelle facies di margine-pendio di Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco) sono anche presenti nella parte superiore del calcare di Esino sistemi di grandi cavità associate a un sistema subverticale di fratture ("grandi evinosponge" di Jadoul & Frisia 1988).

Le microfacies della piattaforma interna (**ESI_b**) sono costituite da prevalenti *packstone* con bioclasti (dasycladacee, gasteropodi, lamellibranchi, Porostromata ed i seguenti foraminiferi bentonici *Trochammina* sp., *Endothyra* sp., *Ammobaculites* sp., *Erlandinita* sp., *Alpinophragmium perforatum*, *Diploremmina* sp.), oncoidi, intraclasti, peloidi, *grapestone*. Sono diffusi anche i *grainstone* a prevalenti dasycladacee (*Diplopora annulata*, *Teutloporella erculea*, *T. nodosa*, *T. echinata*). Le facies inter-sopratidali sono costituite da prevalenti

grainstone-packstone con intraclasti, *dasycladacee* e *fenestrae* associati a laminazioni stromatolitiche planari.

Gli spessori del calcare di Esino sono variabili. Nel settore occidentale del Foglio Clusone, caratterizzato da una successione medio-triassica prevalentemente di piattaforma carbonatica, la potenza si mantiene tra 700 e 1000 m; nelle aree orientali, ad evoluzione più bacinale, dove sono presenti le eteropiche unità di Buchenstein, Wengen e/o Perledo-Varenna, il calcare di Esino presenta spessori compresi tra 400 e 500 m. In particolare le facies di pendio (ESI_a) raggiungono in bassa Val Parina il maggiore sviluppo e spessore (circa 600 m) e costituiscono la maggior parte della successione del calcare di Esino; le facies di piattaforma interna (ESI_b) sono invece molto potenti (oltre 700 m) in Valle Nossana - Cima di Grem.

Le due diverse facies distinte all'interno del calcare di Esino presentano tra di loro passaggi gradualmente piuttosto rapidi, caratterizzati da un cambio granulometrico (facies più grossolane e di alta energia presso i margini, facies più fini nella piattaforma interna) e da un passaggio da aspetto massiccio (ESI_a) a stratificato (ESI_b). Il calcare di Esino presenta un limite stratigrafico inferiore con varie unità: C. di Angolo, calcare di Prezzo, F. di Buchenstein e F. di Wengen; in tutti questi casi il limite, da netto a transizionale, viene posto in corrispondenza della prevalenza delle facies calcarenitiche e calciruditiche grigio-nocciola stratificate o massive che caratterizzano la base di questa formazione. Il limite superiore con i carbonati peritidali del calcare Rosso in genere è netto, evidenziato dalla presenza di una discontinuità stratigrafica localmente evidenziata anche da un livello a "terra rossa" e/o tasche con diverse tipologie di brecce, localmente pedogenizzate, permeate da argille e con clasti carbonatici e argillosi policromi. Nei casi in cui la discontinuità non è evidente (settore orientale della valle del torrente Ogna) il limite viene posto in corrispondenza della comparsa di calcari meglio stratificati. Si segnala che il calcare di Esino poggia direttamente sul calcare di Prezzo, e talora sul Calcare di Angolo, nel settore ad occidente della Valle Seriana, mentre verso oriente sono più diffuse alla base le facies bacinali eteropiche della Formazione di Wengen e della Formazione di Buchenstein.

I calcari di pendio e del margine (ESI_a) presentano una più differenziata e ricca associazione di fossili, a volte concentrati in tasche bioclastiche costituite da lamellibranchi, brachiopodi, gasteropodi, ammonoidi, crinoidi. In particolare la litofacies basale di questa unità affiorante in Val Secca di Roncobello (Lumachella di Ghegna, JADOUL *et alii* 1992d) risulta molto ricca in bivalvi, brachiopodi e raramente in ammonoidi (TOMMASI, 1911, 1913). Nelle facies di retromargine del calcare di Esino della Val Parina inferiore sono presenti tasche (JADOUL *et alii*, 1992d) con grandi gasteropodi (prevalenti *Trachynerites* sp.), lamellibranchi (PATRINI, 1927), ammonoidi e brachiopodi (TORTI & ANGIOLINI, 1997). Le associazioni ad

ammonoidi (FANTINI SESTINI, 1994) sono costituite in particolare da: *Norites dieneri*, *Epigymnites moelleri*, *E. paronae*, *E. frequens*, *Celtites* sp., *Argolites* sp., *Protrachyceras longobardicum*, *P. steinmanni*, *P. irregulare*, *Eoprotrachyceras gervasuttii*, *Rossiceras orobicum*, *Chiesiceras perticaense*, *Detoniceras raricostatum*, *Monophyllites wengenensis*, *Aploceras* sp.

L'età delle successioni più potenti del calcare di Esino comprende la parte sommitale dell'Anisico e tutto il Ladinico. In particolare gli studi stratigrafici e paleontologici condotti sulla successione della Valle Brembana hanno documentato la presenza di biozone dell'Anisico sommitale (zona a *Nevadites*), del Ladinico inferiore (zona a *Curioni*) e della parte basale del superiore (zona ad *Archelaus*) (JADOUL *et alii*, 1992d; FANTINI SESTINI, 1994). La parte stratigraficamente più alta di questa piattaforma, spesso caratterizzata da cicli peritidali e troncata dalla soprastante discontinuità stratigrafica al passaggio con il calcare Rosso, dovrebbe presentare una età Ladinico sommitale – Carnico basale.

La potente e differenziata associazione di litofacies del calcare di Esino documenta l'evoluzione areale e temporale di un articolato sistema deposizionale di piattaforma carbonatica, comprensivo di numerosi ambienti deposizionali, dai transizionali alle successioni di bacino (facies di pendio) ai margini biocostruiti (*reef*) sino alla piattaforma interna (lagune subtidali aperte, ristrette e piane tidali). In particolare la piattaforma anisico sup.-ladinica del settore centro-occidentale del Foglio Clusone presenta un prevalente sviluppo in direzione E-W, marginata a meridione da un bacino - in parte supposto in quanto indicato dal prevalere di facies di pendio associata alla piattaforma interna esistente verso Nord (JADOUL *et alii*, 1992) - con sedimentazione più vulcanoclastica (F. di Buchenstein e F. di Wengen) rispetto ai bacini settentrionali con prevalenti carbonati (calcare di Perledo-Varenna) e presenti anche in posizioni stratigrafiche più alte. Età: Anisico sommitale – Carnico inferiore?

1.2.12 - Calcare Rosso (KLR)

L'unità è stata formalizzata da ASSERETO *et alii* (1977) come membro sommitale del calcare di Esino ed è stata cartografata nella carta geologica della Provincia di Bergamo (JADOUL *et alii*, 2000). Per le sue buone caratteristiche litologiche e le inconfondibili forti variazioni cromatiche è stata nel recente passato intensamente coltivata come pietra ornamentale ("marmo arabescato orobico" coltivato in molte cave dislocate a monte di Camerata Cornello; Foglio 076 – Lecco).

Gli affioramenti del calcare Rosso costituiscono una sottile e irregolare fascia compresa tra il calcare di Esino e la Formazione di Breno presente dalla Valle Brembana sino alla media Valle Seriana. Più ad oriente (valle del torrente Ogna) questa unità non sembra essere presente. Le sezioni

stratigrafiche più rappresentative e potenti affiorano alla confluenza della Val Parina con la Valle Brembana, in particolare la sezione della cava Remuzzi (quota 920 m, ASSERETO *et alii*, 1977) può essere ritenuta la sezione di riferimento di questa unità, un'altra sezione significativa affiora sul fondovalle seriano presso Ardesio. In molti settori settentrionali e orientali del Foglio Clusone questa unità presenta differenti associazioni di litofacies carbonatiche, meno colorate, potenti, caratterizzate dalla presenza di paleosuoli e breccie carbonatiche paleocarsiche, che sono state distinte nella cartografia geologica dalla facies tipica (Fig. 9).

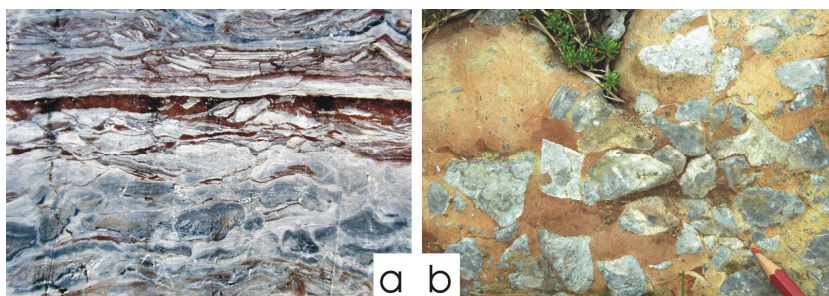


Fig. 9 - Facies differenti del calcare Rosso: a) facies tipica con tepee e paleosuoli (Cava Remuzzi, bassa Val Parina); b) facies residuale, costituita da breccie calcaree in una matrice rossastra (presso Baita di M. Leten, Valle Seriana).

Calcare Rosso in facies tipica con orizzonti a tepee: la facies tipica affiora in alcune lenti, di cui la maggiore si trova in Val Parina inferiore, mentre altre minori affiorano presso Ardesio, nell'area della valle del T. Riso e nel sottosuolo delle miniere di Gorno (VACHÈ, 1966) e sul M. Vaccaro; essa è costituita da calcari stratificati di colore da grigio chiaro a grigio scuro con orizzonti rosati e rossovinati e con alcune intercalazioni di spessore sino a pluridecimetrico di paleosuoli a "terra rossa". I livelli carbonatici sono costituiti da originari calcari peritidali, interessati da complesse e polifasiche esposizioni subaeree evidenziate dalla fratturazione e inarcamento degli strati (*tepee*, ASSERETO & KENDALL, 1977; ASSERETO *et alii*, 1977; MUTTI, 1992, 1994), dalle tasche a pisoliti e dalla presenza di cavità strato-concordanti e filoni discordanti riempiti da numerose generazioni di sedimenti interni laminati e cementi calcitici in croste isopache o in aggregati fibroso-raggiati ("raggioni", ASSERETO & FOLK, 1977, 1980). I sedimenti originari sono *packstone* e *grainstone* con intraclasti, peloidi, bioclasti di gasteropodi, oncoidi, rare dasycladacee, *mudstone-wackestone* a *fenestrae* e con ostracodi e *rudstone* a pisoliti. La percentuale di cementi rispetto al sedimento originario è talora prevalente. Localmente alcuni strati risultano dolomitizzati e sono presenti intercalazioni argillose grigio-verdi (tufiti alterate?). Nel settore tra la Cima

di Menna ed il Monte Ortighera l'unità presenta una colorazione tipicamente grigio-scura, mancando quasi completamente i termini rossastri. Le microfacies dei livelli con *tepee* mostrano un'intensa impronta diagenetica polifasica, con pronunciati e localmente distruttivi fenomeni di ricristallizzazione ed una dominanza dei sedimenti interni associati a varie generazioni di cementi calcitici di cavità e fratture sindiagenetiche.

Tasche di breccie carbonatiche, paleosuoli e vulcaniti (facies residuale): la facies residuale e le breccie sostituiscono lateralmente quella tipica fra Passo del Vindiolo e Passo Branchino (cima quotata 2057 m: M. Vetro), al M. Vaccaregio e a Parre; essa è rappresentata da tasche di spessore metrico di breccie calcaree con clasti poligenici subangolosi in matrice marnoso-calcareo, argilloso-marnoso da rossovinato a grigio-ocra. Nella zona di Zorzene le breccie carbonatiche costituiscono anche la sommità della facies tipica. In Valle Seriana la facies residuale è costituita da lenti di prevalente "terra rossa". Nel settore del Monte Alino, a monte di Parre; è presente una facies particolare caratterizzata da breccie vulcaniche (probabili ialoclastiti) di spessore fino a circa 20-30 metri.

In tutte le microfacies del calcare Rosso è diffuso il quarzo e, più raramente, i feldspati autigeni.

Gli spessori massimi della facies tipica - circa 55 m - si riscontrano nella ex cava Cadei; presso Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco); verso Nord ed Est l'unità rapidamente si riduce di spessore (ASSERETO *et alii*, 1977). In Valle Seriana la facies tipica del calcare Rosso non supera i 15-20 m di spessore. Sul versante Nord della Val Parina, al M. Vaccaregio, M. Vetro, Parre l'unità è sostituita da corpi lenticolari di spessore 2-6 m di breccie carbonatiche con intercalazioni marnoso-argilloso-tufacee da grigio-ocracee a rossovinato (facies residuale).

Il limite inferiore con il calcare di Esino è netto, evidenziato da una discontinuità stratigrafica con presenza di un paleosuolo o tasche di breccie carbonatiche, il limite superiore con la Formazione di Breno è anch'esso netto, ubicato in corrispondenza delle ultime intercalazioni di argilliti verdi e rosse e per comparsa di calcari grigio chiari, ben stratificati, con cicli peritidali. Lateralmente la facies tipica di questa unità viene sostituita da un'unica superficie di discontinuità con associate tasche di breccie e paleosuoli a "terra rossa" (facies residuale), che nelle Prealpi Bergamasche documenta un'emersione prolungata alla fine del Ladinico.

I fossili significativi in questa unità sono rari, in prevalenza dasycladacee (*Teutloporella echinata* e *Clypeina besici*) e gasteropodi. L'età del calcare Rosso, sulla base degli scarsi fossili rinvenuti (MUTTI, 1992) e per la sua posizione stratigrafica, corrisponde al Ladinico sommitale.

La deposizione dell'unità è avvenuta in ambiente di piattaforma carbonatica peritidale con periodiche e lunghe parentesi sopratidali,

delimitata - soprattutto verso oriente e settentrione - da aree carbonatiche emerse.

Età: Ladinico sommitale?- Carnico inferiore?

1.2.13 - Formazione di Breno (**BRE**)

L'unità è stata istituita in bassa Valcamonica da ASSERETO & CASATI (1965), formalizzata nel 1968 e ripresa da Del Frate *et alii* nel 2000 con la sezione tipo presso Ossimo Inferiore. Nella Bergamasca centro-occidentale è stata riconosciuta e descritta da ASSERETO *et alii* (1977) una facies di calcari peritidali grigio chiari, estesa anche nel limitrofo Foglio 076 Lecco (**BRE**). Nei lavori precedenti questa unità era considerata parte integrante del calcare di Esino o del "Metallifero", unità informale utilizzata nelle ricerche giacimentologiche (VACHÈ, 1966; OMENETTO & VAILATI, 1977; RODEGHIERO & VAILATI, 1978).

La Formazione di Breno (**BRE**) affiora estesamente in modo continuo al tetto del calcare di Esino dalla Valle Brembana sino alla valle del T. Ogna. La sezione più rappresentativa e studiata per il settore centro-occidentale si trova in Valle Brembana a Nord di Dossena, presso la miniera di Paglio Pignolino (ASSERETO *et alii*, 1977). Nel settore orientale una sezione di riferimento è presso Ardesio (*ex* cava di pietra ornamentale in sinistra idrografica presso il km 38 della S.P., a quota 600 m).

La Formazione di Breno è caratterizzata da una successione di calcari grigio-chiari, in strati e banchi di spessore sino al metro, che costituiscono ripide scarpate al tetto del calcare di Esino. Questi carbonati sono organizzati in cicli peritidali regressivi di spessore decimetrico-metrico. Le porzioni subtidali sono costituite da calcari grigio-chiari micritici e bioclastici con dasycladacee, gasteropodi, oncoidi e bioturbazioni. Gli intervalli inter-sopratidali presentano *fenestrae*, dolomitizzazioni selettive precoci, laminazioni stromatolitiche planari e clasti intraformazionali piatti al tetto dei ciclotemi. In Valle Brembana e presso Ardesio (ASSERETO *et alii*, 1977) la porzione basale dell'unità presenta alcuni orizzonti con *tepee* di colore grigio o grigio scuro. In Valle Brembana e Seriana, nei lavori minerari del "distretto minerario piombo-zincifero di Gorno" sono stati correlati alcuni livelli, di spessore sino a decimetrico, di argilliti tufacee biancastre (ASSERETO *et alii* 1977; VACHÈ, 1966). In questi settori l'unità risulta inoltre localmente interessata da mineralizzazioni strato-concordanti a fluorite, sfalerite e galena (OMENETTO, 1966; ASSERETO *et alii*, 1977; RODEGHIERO & VAILATI, 1978), localmente associate con croste e tasche di brecce silicee (M. Vaccaregio - Pedrozio, ASSERETO *et alii*, 1977). Ad Est della Val Seriana, ai margini occidentali del Massiccio della Presolana, la Formazione di Breno presenta caratteristiche stratigrafiche e facies simili a quelle dell'area tipo (Foglio 078 - Breno) dove vengono distinti i Membri dell'Annunciata (**BRE**₁) e di Campolungo (**BRE**₂). Nel Foglio Clusone il

BRE₁ è costituito da calcari peritidali in grossi banchi ed è potente sino a 200 m; il **BRE₂**, potente alcune decine di metri, affiora unicamente nella Valle di Ave; è costituito da dolomie ben stratificate ed è interposto tra le formazioni di Gorno e San Giovanni Bianco. Presso la cresta di Cima Blum il Membro dell'Annunciata presenta rapporti di eteropia con la f. di Gorno.

Nella porzione subtidale dei cicli peritidali sono prevalenti i *packstone* e *wackestone* intra-bioclastici con dasycladacee (*Clypeina besici*), gasteropodi, oncoidi e foraminiferi bentonici (*Trocholina procera*, *Involutina* sp., *Glomospira* sp.). La porzione intertidale si caratterizza per la presenza di laminazioni micritico-peloidali (*bindstone* stromatolitici planari) con diffuse cavità di contrazione e dissoluzione (*fenestrae*). Tutte le microfacies contengono cristalli di quarzo autigeno, particolarmente concentrato in prossimità delle mineralizzazioni. L'analisi delle tufiti argillose di Paglio Pignolino ha evidenziato un elevato grado di alterazione diagenetica con prevalenza di illite aperta.

Lo spessore massimo, circa 200 m, è raggiunto nel settore nord-orientale (T. Ognà) ed in media Valle Brembana (100-140 m), ma si riduce a circa 50 metri verso Nord e lungo il versante destro della Valle Seriana.

Il limite inferiore è generalmente con il calcare Rosso, solo localmente (valle del T. Ognà) con il calcare di Esino. Il limite superiore con il Calcare Metallifero Bergamasco è in genere netto, evidenziato dalla comparsa di calcari grigio-scuri e meglio stratificati. Le variazioni reciproche di spessore tra la Formazione di Breno e il C. Metallifero Bergamasco suggeriscono una loro parziale eteropia. La parte superiore della successione carnica di Cima Blum (U. tettonica Timogno) presenta invece un'evidente eteropia con la formazione di Gorno inferiore, simile alle relazioni stratigrafiche delle facies carniche della Val Camonica (ASSERETO & CASATI, 1965; GNACCOLINI & JADOUL, 1988, 1990).

I fossili più significativi sono costituiti da prevalenti alghe dasycladacee, gasteropodi e piccoli lamellibranchi. In relazione al contenuto in alghe dasycladacee (*Clypeina besici*) e alla sua posizione stratigrafica l'unità viene attribuita al Carnico inferiore.

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

Nel settore orientale del Foglio (Ave) è presente, nella parte alta dell'unità, un corpo dolomitico di spessore attorno ai 20-25 metri che tende ad aumentare verso Est. Si tratta di dolomie giallastre in alterazione e grigie su frattura fresca, con frequenti lamine stromatolitiche, *fenestrae* e piccole geodi ricoperte da cristalli di dolomite. Questa unità è riferita al Membro di Campolungo (BRE₂, istituito da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica, dove presenta il massimo spessore. Il Membro di Campolungo è ricoperto con limite netto dall'Argillite di Lozio. L'unità si è deposta in condizioni peritidali in un ambiente a forte evaporazione.

Età: Carnico inferiore.

1.2.14 - Argillite di Lozio (**LOZ**)

L'unità, introdotta da ROSSETTI (1967) e formalizzata da ASSERETO & CASATI (1968), presenta la sua area tipo nel settore immediatamente a Sud del Massiccio della Concarena (Foglio 056 - Malonno). Nel Foglio Clusone l'Argillite di Lozio affiora nel settore orientale (Ave), dove è costituita da argille e siltiti micacee estremamente povere in carbonato di calcio, con uno spessore massimo attorno ai 10-15 m. Sono spesso presenti laminazioni parallele e più raramente incrociate. Il limite inferiore dell'unità con il Membro di Campolungo della Formazione di Breno, è netto. L'unità evolve superiormente verso facies calcaree spesso bioclastiche della formazione di S. Giovanni Bianco.

Nel settore studiato non sono stati osservati fossili. Sulla base della posizione stratigrafica e delle datazioni disponibili nei settori limitrofi, l'Argillite di Lozio viene considerata di età Carnico inferiore.

La posizione stratigrafica dell'Argillite di Lozio nel Foglio Clusone è più giovane rispetto all'area tipo e si ritiene che ciò sia dovuto al graduale colmamento del bacino di Lozio ed alla successiva distribuzione delle facies argillose nei settori adiacenti dove si depositavano le facies carbonatiche di mare basso della Formazione di Breno (BERRA & JADOUL, 2002). L'unità registra un importante evento di *input* di materiale terrigeno fine nel settore settentrionale del Bacino Lombardo, depositosi su fondali scarsamente ossigenati (fenomeni di bioturbazione piuttosto rari). I settori di provenienza del materiale argilloso erano probabilmente posizionati verso N (BERRA & JADOUL, 2002).

Età: Carnico inferiore.

1.2.15 - Calcare Metallifero Bergamasco (**CMB**)

Quest'unità è stata introdotta da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica e formalizzata in DELFRATI *et alii* (2000). Il termine minerario di "Metallifero", utilizzato in passato negli studi giacimentologici, è più estensivo in quanto comprende questa unità e la sottostante Formazione di Breno (OMENETTO 1966; RODEGHIERO & VAILATI, 1978); un significato simile è stato dato alla "Dolomia Metallifera" in DESIO & VENZO (1954).

Gli affioramenti di questa unità seguono la distribuzione della sottostante F. di Breno dalla Valle Brembana sino alla valle del T. Ogna. Nel settore brembano questa formazione è stata descritta in dettaglio da ASSERETO *et alii* (1977). La sezione più rappresentativa si trova presso la miniera di Paglio Pignolino (bassa Val Parina, quota 960 m) lungo la strada privata che da Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco) sale alle cave. Una sezione di riferimento per la Valle Seriana affiora in corrispondenza della

cava di pietra in località Campello, lungo la strada provinciale per Oneta (quota 710 m).

Il Calcare Metallifero Bergamasco è costituito da calcari grigio-scuri ben stratificati (10-40 cm) micritici e da calcareniti fini, localmente con ooliti (Valle Brembana) organizzati localmente in cicli peritidali di spessore decimetrico, con livelletti stromatolitici planari parzialmente dolomitizzati, *fenestrae* e bioturbazioni particolarmente diffuse nelle facies subtidali. Nella parte sommitale dell'unità sono più frequenti sottili intercalazioni marnose e fenomeni di silicizzazione con liste di selce nera, soprattutto in corrispondenza della media Valle Brembana. Nelle zone dove il Calcare Metallifero Bergamasco risulta mineralizzato sono presenti tasche sino a pluridecametriche spesso strato-concordanti riempite da sedimenti interni carbonatici, silicei, calcite o dolomite spatiche, breccie di collasso e mineralizzazioni a fluorite, barite, blenda, galena. Le strutture sono considerate di origine paleocarsica (Paglio Pignolino, Vaccareggio-Pedrozo, ASSERETO *et alii*, 1977).

Le microfacies più diffuse sono:

- *packstone* bio-intraclastici bioturbati, con peloidi, *grapestone*, grani rivestiti, piccoli oncoidi. I bioclasti sono di lamellibranchi, gasteropodi, dasycladacee, ostracodi e localmente echinodermi;
- mudstone-wackestone fenestrati;
- *grainstone* oolitici.

Gli spessori di questa unità in Valle Brembana variano da pochi metri a circa 20 m; più a oriente (Valle del Riso – Val Seriana) la potenza media si mantiene sui 50-60 m.

Il limite inferiore è con la F. di Breno, e si realizza con passaggio da netto a transizionale ma rapido, da calcari grigio-scuri ben stratificati con stromatoliti e localmente liste di selce nera. Superiormente l'unità passa rapidamente a marne nere della “Lingua inferiore” della f. di Gorno (Valle Brembana)(ASSERETO *et alii*, 1977) o ad arenarie e siltiti verdi dell'Arenaria di Val Sabbia. In Valle Seriana il limite superiore è evidenziato dalla rapida comparsa di calcari e calcari marnosi scuri bioturbati della f. di Gorno.

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

L'ambiente deposizionale del Calcare Metallifero Bergamasco. è una piana tidale, prospiciente a lagune costiere (ASSERETO *et alii*, 1977; GARZANTI & JADOUL, 1985).

Età: Carnico inferiore.

1.2.16 - Arenaria di Val Sabbia (SAB)

Questa formazione è stata istituita nel 1965 da ASSERETO & CASATI, in DESIO & VENZO (1954) è cartografata come "Facies arenacea" del Carnico.

Questa formazione affiora estesamente nel settore occidentale tra Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco) ed Oltre il Colle; più a oriente gli affioramenti diventano discontinui e lenticolari, per la progressiva chiusura dell'unità nell'eteropica formazione di Gorno. Le sezioni stratigrafiche più rappresentative e studiate affiorano lungo il fondovalle della Valle Brembana, lungo la strada statale dismessa a valle di Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco; GNACCOLINI, 1983) e lungo la strada che da Dossena sale a Valpiana (ASSERETO *et alii*, 1977; GNACCOLINI, 1983).

L'unità è caratterizzata da siltiti ed arenarie grigio, verdi o rossovinate, molto compatte e ben stratificate in banchi di spessore anche plurimetrico (Valle Brembana) e con geometrie localmente lenticolari. Nel settore occidentale dal basso verso l'alto si può distinguere una porzione basale di colore grigio-verdastro, seguita da arenarie di colore rosso cupo ed infine un secondo intervallo di arenarie verdi (GARZANTI, 1988). La successione è organizzata in sequenze cicliche di tipo *fining-upward* di spessore decametrico, con base spesso erosionale, irregolarmente ondulata. Alla base di ciascun ciclo possono essere presenti conglomerati intraformazionali a clasti pelitici rosso cupo o grigio-nerastri; seguono areniti con laminazioni oblique a festoni e localmente laminazioni piano-parallele, passanti verso l'alto a siltiti massive spesso contenenti noduli calcareo-cloritici di origine pedogenetica (CASATI & PACE, 1968), cristalli di pirite (Camerata Cornello; Foglio 076 - Lecco) ed intercalati livelli di areniti fini (GNACCOLINI, 1983, 1986).

Il rapporto tra litareniti e siltiti è molto variabile; complessivamente la granulometria aumenta verso l'alto nella parte inferiore dell'unità (GARZANTI, 1988). Nel sondaggio presso S. Gallo, a Nord di S. Pellegrino, sono stati rinvenuti sottili intercalazioni di gessi nella parte inferiore dell'unità (GARZANTI & JADOUL, 1985).

Nel settore orientale (settor di Gorno) l'unità è caratterizzata da arenarie fini e siltiti in prevalenza grigio-verdi, intercalate con calcari marnosi e siltosi, calcari arenacei e calcareniti bioclastiche (facies di transizione alla f. di Gorno).

Lo studio petrografico ha evidenziato la prevalenza di litareniti vulcaniche plagioclasiche con scarsissimo quarzo ($Q_7/F_{38}/L_{55}$), arenarie immature o submature (CASATI & PACE, 1968; GARZANTI, 1985 a, b; GARZANTI & JADOUL, 1985) e da litareniti feldspatiche da fini a medie. Le litoareniti presentano una moderata selezione, i granuli di quarzo si presentano da subangolosi ad angolosi, più arrotondati risultano i litici vulcanici; la matrice è in genere presente in proporzioni variabili (arenarie

immature o submature, GARZANTI, 1985a, b). Il chimismo dei litici vulcanici è di tipo andesitico. Localmente sono abbondanti cristalli di pirite.

L'Arenaria di Val Sabbia raggiunge in media Valle Brembana uno spessore massimo di circa 500 m (sondaggio S. Gallo, GARZANTI & JADOUL, 1985); presso Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco) si riduce a 250-150 m e tende a chiudersi progressivamente verso Nord ed Est. Infatti da Oltre il Colle verso la Valle del T. Riso lo spessore si riduce progressivamente da 120 m a qualche decina di metri e tende ad azzerarsi verso Ardesio in quanto totalmente sostituita dall'eteropica f. di Gorno.

In Valle Brembana l'unità poggia su marne argillose e calcari marnosi neri della "Lingua inferiore" della f. di Gorno (ASSERETO *et alii*, 1977) oppure direttamente sul Calcare Metallifero Bergamasco. Questo limite è generalmente netto, posto in corrispondenza della comparsa di arenarie fini e siltiti verdastre ben stratificate. Superiormente l'unità passa in modo più graduale ed eterocrono ai calcari micritici, marnoso-siltosi grigio-scuri e facies miste calcarenitico-arenacee della f. di Gorno. Negli affioramenti di Oltre il Colle - valle del T. Riso, i limiti inferiore e superiore sono sempre con i calcari e calcari marnosi della f. di Gorno, con cui presenta rapporti di eteropia per le evidenti interdigitazioni tra le facies carbonatico-marnose e quelle silicoclastiche.

L'Arenaria di Val Sabbia non contiene fossili; solo localmente nella arenite verdi dei settori più settentrionali sono state rinvenute concrezioni contenenti al nucleo piccoli lamellibranchi. Questa unità è attribuita al Carnico, e in particolare al Cordevolico, sulla base dell'eteropia con la porzione medio-inferiore della f. di Gorno.

L'Arenaria di Val Sabbia affiorante nel Foglio Clusone rappresenta la porzione orientale di un esteso e potente cuneo clastico, con ambienti prevalentemente fluviale e di piana alluvionale a meridione e deltizio-marino verso settentrione ed oriente, delimitato da lagune costiere a sedimentazione carbonatico-pelitica della f. di Gorno (GNACCOLINI, 1983). I sedimenti silicoclastici di questa formazione derivano prevalentemente dallo smantellamento di effimeri e coevi edifici vulcanici posti a meridione (bassa Valle Brembana, Lecchese, "Fascia Mobile Meridionale" di BRUSCA *et alii*, 1981, GARZANTI, 1985a, b) e possibilmente anche dalle sottostanti unità vulcanoclastiche (F. di Wengen) (GARZANTI & JADOUL, 1985). Il chimismo andesitico dei litici vulcanici, in particolare, porta ad ipotizzare una deposizione entro un bacino di retroarco ensialico (GARZANTI, 1985b, 1986).

Età: Carnico inferiore.

1.2.17 - Formazione di Gorno (GOR)

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

cartografata come "Facies marnoso calcarea del Carnico medio" in DESIO & VENZO (1954).

Affiora ampiamente sul versante sinistro della media Valle Brembana, da Camera Cornello a Dossena, e con continuità si estende dall'alta Val Parina - conca di Oltre il Colle alla valle del T. Riso, sino alla media Valle Seriana (Ardesio - Villa d'Ogna). La sezione tipo è stata proposta da ALLASINAZ (1968b) nella valle del Riso: questa sezione è attualmente poco affiorante e priva dei limiti di tetto e di letto, per cui si propone la sezione lungo la strada tra Dossena e Valpiana come nuova sezione di riferimento (GNACCOLINI, 1986).

La f. di Gorno è costituita da una successione mista carbonatico-pelitica; le litofacies prevalenti sono costituite da alternanze di calcari grigio-scuri micritici, marnosi, marnoso-siltosi, calcarenitici, sovente ricchi in lamellibranchi e bioturbazioni, e peliti e marne grigio-nerastre raramente laminate. Gli strati hanno spessori pluridecimetrici, sono piano-paralleli, raramente nodulari o con geometrie lenticolari. Areniti e calcareniti ibride, con laminazioni parallele, *ripple* da onda e di corrente e bioturbazioni, sono localmente intercalate nella parte inferiore presso S. Giovanni Bianco, Dossena e in Val Vedra (GNACCOLINI, 1986) e al tetto dell'unità (Valle Asnera inferiore). Nella successione di Dossena l'unità è caratterizzata da una litozona mediana prevalentemente carbonatica, di spessore decametrico, in strati e banchi amalgamati con dispersi noduli di selce nera (GNACCOLINI & JADOUL, 1988). Nelle successioni alloctone più settentrionali (P.zo Arera, crinale di Cima Blum) sono presenti alcune intercalazioni metriche di calcari grigio-chiari di piattaforma carbonatica (F. di Breno). Nella valle del T. Rino, la locale successione della f. di Gorno presenta anche intercalazioni di argilliti verdi, calcari dolomitici grigi e dolomie marnose vacuolari di colore ocreo (litofacies simili a quelle della f. di S. Giovanni Bianco).

Nel settore occidentale (Camerata Cornello - Oltre il Colle) la facies tipica della "Lingua inferiore" è costituita da *black shale*, marne e siltiti grigio-scuri laminate, con intercalazioni di calcari dolomitici marnosi (ASSERETO & CASATI, 1965; ASSERETO *et alii*, 1977). Lo spessore di questa facies è di 6-10m, ma raggiunge i 22 m nel sondaggio San Gallo (GARZANTI & JADOUL, 1985). Lungo il versante Nord della Valle del Riso all'interno della Formazione di Gorno sono presenti lenti di dolomie e carniole ocracee e siltiti verdi, simili alle facies di sabkha della Formazione di San Giovanni Bianco ma in una posizione strati graficamente più bassa.

Le microfacies carbonatiche più frequenti sono *wackestone* fossiliferi e bioturbati e *packstone* a peloidi, bioclasti (prevalenti lamellibranchi) ed intraclasti, localmente sono diffusi *packstone* con autotortidi ricristallizzati (litozona mediana calcarea di Dossena), oncoidi e con noduli di quarzo calcedonioso; nettamente subordinati risultano i *grainstone* oolitico-

bioclastici, presenti essenzialmente nelle porzioni inferiore e media dell'unità.

Lo spessore della f. di Gorno è estremamente variabile, anche a causa delle eteropie presenti; varia da 70 a 140 m tra S. Giovanni Bianco e Lenna, raggiunge valori medi di 140-180 m nel settore Dossena - Oltre il Colle e supera i 250 m nella valle del Riso e presso Ardesio.

L'unità poggia in genere sul Calcare Metallifero Bergamasco nel settore orientale, o sull'Arenaria di Val Sabbia nel settore occidentale. Il limite inferiore con il C. Metallifero Bergamasco è generalmente netto, posto in corrispondenza dalla comparsa di marne e/o calcari marnosi grigio scuri. Nel settore meridionale (Valle Brembana) la f. di Gorno sovrasta l'Arenaria di Val Sabbia ed il relativo limite è più graduale, evidenziato dal progressivo incremento di calcareniti ibride e calcari marnoso-siltosi di colore grigio scuro. Superiormente l'unità passa gradualmente alle arenarie e peliti verdastre della f. di S. Giovanni Bianco. Nelle successioni alloctone del settore nord-orientale (valle del T. Rino, Cima di Blum) l'unità è invece limitata a tetto da una zona di transizione ai calcari chiari stratificati della soprastante e, lateralmente (Cima di Campo: Foglio 078 - Breno) eteropica, F. di Breno.

La f. di Gorno risulta eteropica con l'Arenaria di Val Sabbia (val brembana) ed in parte con la F. di Breno nei settori più settentrionali ed orientali.

La f. di Gorno è nota nella letteratura geologica sin dal secolo scorso per l'abbondante contenuto faunistico. Nei livelli calcareo-marnosi sono infatti frequenti le associazioni oligotipiche a lamellibranchi *Myophoria kefersteini*, *Myoconcha lombardica*, *Modiolus raiblianus*, *Amussium filus*, *Curionia curionii* e livelli con coproliti. Vari altri organismi tra cui nautiloidi, rari ammonoidi (*Trachyceras* sp.), problematica (*Hydrosclera plumosa*, GAETANI & FOIS, 1978) sono stati rinvenuti in questa unità. Nella porzione sommitale dell'unità sono state rinvenuti resti vegetali nella zona di Zambra (PAGANONI, com. pers.). L'associazione di facies della parte inferiore della f. di Gorno evidenzia un ambiente deposizionale di ampia laguna-baia a sedimentazione mista carbonatico-terrigena fine (ASSERETO & CASATI, 1965; GNACCOLINI, 1986). I silicoclasti intercalati rappresentano le porzioni distali del sistema fluvio-deltizio dell'Arenaria di Val Sabbia, mentre i *grainstone* oolitici vengono interpretati come aree marginali della laguna, più protette dagli apporti terrigeni (GNACCOLINI, 1986, 1988). Le strutture sedimentarie presenti indicano ambienti relativamente poco profondi soggetti a correnti trattive e localmente all'azione del moto ondoso, con condizioni di buona ossigenazione al fondo (livelli bioturbati); localmente potevano instaurarsi condizioni di circolazione ristretta, testimoniate dallo sviluppo di faune oligotipiche. Verso settentrione ed

oriente la laguna faceva transizione alla piattaforma carbonatica tidale della F. di Breno.

Età: sulla base delle faune a lamellibranchi e agli ammonoidi della Presolana l'unità è stata attribuita al Carnico inferiore (Cordevolico e Julico, ALLASINAZ, 1968a,b).

1.2.18 - Formazione di S. Giovanni Bianco (SGB)

L'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) con l'area tipo proposta presso la località omonima; in DESIO & VENZO (1954) è stata cartografata come "facies lagunare" del Carnico superiore.

L'unità affiora in modo discontinuo lungo il versante sinistro della media Valle Brembana da San Giovanni Bianco sino alla valle del T. Riso, alla base delle pareti rocciose della Dolomia Principale, le cui falde di detrito ricoprono la maggior parte degli affioramenti. In Valle Seriana affiora saltuariamente nella valle del T. Rino. Questa unità è priva di una sezione di riferimento per la mancanza di una successione ben affiorante, completa e non tettonizzata. Gli affioramenti più rappresentativi della porzione inferiore arenaceo-siltosa sono presenti in Valle Brembana presso S. Giovanni Bianco: lungo la vecchia sede ferroviaria e lungo la strada per la Valle Taleggio (Foglio 076 - Lecco) in prossimità del cimitero. La successione sommitale con evaporiti affiora nella cava di gesso di Dossena (vallone che scende da *Tribulina Streccia* a circa 900 m di quota). Affioramenti significativi sono anche presenti in Val Vedra e nella valle del t. Rino.

La f. di S. Giovanni Bianco si caratterizza per l'eterogeneità dei litotipi presenti. Sono riconoscibili due litofacies (ASSERETO *et alii*, 1977; GARZANTI, 1985a; GARZANTI *et alii*, 1995), più evidenti nel settore brembano e meno identificabili nel settore seriano: una è prevalentemente arenaceo-siltosa e occupa una posizione stratigrafica inferiore, l'altra è carbonatico-pelitica ed è tipica della parte alta dell'unità; nella parte superiore della formazione vi sono anche locali lenti di evaporiti. Dal punto di vista cartografico, dove possibile, sono state distinte la litofacies inferiore (SGB_a), quella superiore (SGB_b) ed i corpi di evaporitici (SGB_c). Localmente, ove questa suddivisione sia problematica o di difficile applicazione, nell'unità non sono state distinte litofacies (San Giovanni Bianco).

SGB_a – litofacies prevalentemente arenacea: nei settori occidentali e più meridionali prevalgono le arenarie medio-fini, siltiti, verdastre localmente rossastre (F. Brembo presso il ponte per Dossena), in strati planari, lenticolari, con laminazioni parallele ed oblique, ricche in clasti pelitici. Nelle areniti verdi sono diffusi i noduli e cristalli di pirite e frustoli vegetali (S. Giovanni B., Dossena), nelle peliti i noduli e le concrezioni diagenetiche (septarie). La petrografia dei silicoclastici di questa litofacies ha evidenziato

la prevalenza di areniti vulcaniche plagioclastiche ($Q_{13}/F_{27}/L_{60}$) e litareniti vulcaniche ($Q_{17}/F_{17}/L_{65}$), con incremento del contenuto in quarzo rispetto alle areniti dell'Arenaria di V. Sabbia (GARZANTI, 1985).

SGB_b – litofacies carbonatico-pelitica: la maggior parte della successione della F. di S. Giovanni Bianco del settore orientale e la porzione superiore di quello occidentale sono caratterizzati da litofacies miste, ben stratificate, pelitico-carbonatico-evaporitiche. I carbonati sono rappresentati da dolomie grigie, talora con laminazioni stromatolitiche, fenestrae, dolomie marnose, calcari dolomitici vacuolari, di colore bruno-giallastro con intercalazioni sino a decimetriche di argilliti verdi (GARZANTI *et alii*, 1995). Localmente sono presenti calcareniti bioclastiche (Valle Seriana) costituite da *packstone-rudstone* a Crinoidi, Brachiopodi, Foraminiferi (Aulotortidi), oncoidi e rari Coralli, Spugne, Idrozoi, alghe rosse, (BERRA & JADOUL, 2002).

SGB_c – la parte alta della F. di S. Giovanni Bianco è localmente costituita da lenti di gesso ed anidridi di spessore pluridecametrico, di colore bianco-grigio chiaro e caratterizzate da laminazioni parallele millimetriche spesso deformate dalla tettonica. I gessi ed anidridi sono associate a carnioli e dolomie grigie di aspetto terroso. Nel settore di Dossena (Valle Brembana) queste lenti affiorano estesamente e sono oggetto di coltivazione.

Nella valle del T. Riso ed nella Valle di Ave alla base della formazione di S. Giovanni Bianco è presente un orizzonte di spessore vario (in genere pochi metri) di calcari fossiliferi e calcareniti bioclastiche grigio scure associate con marne (JADOUL *et alii*, 1992a; GARZANTI *et alii*, 1995, BERRA & JADOUL, 2002), non cartografato a causa dell'esiguo spessore.

Lo spessore della formazione risulta difficilmente valutabile a causa delle deformazioni tettoniche alpine, i valori medi si mantengono attorno ai 120-160 m, mentre quelli massimi superano nel settore occidentale i 200 m (GARZANTI *et alii*, 1995). In particolare il membro inferiore presenta spessori massimi di 80 m presso S. Giovanni Bianco, il superiore presenta spessori compresi tra 50 e 150 m (massimi nella Valle del T. Riso), le lenti di gesso possono superare i 50 m nelle cave di Dossena.

L'unità poggia in genere sulla f. di Gorno. Nel settore brembano il limite inferiore è caratterizzato dalla graduale comparsa di strati arenacei grigio-verdi via via più frequenti entro le marne e i calcari neri dell'unità sottostante; verso Est (Val del Riso) il limite è invece segnato dalla comparsa di peliti verdine associate a dolomie calcaree grigio scure. Nel settore del Cima di Menna l'unità poggia sulla Arenaria di Val Sabbia. In questo settore il limite è di tipo transizionale ed è posto dove le arenarie grigio-verdi iniziano a contenere livelli di dolomie ocre di spessore variabile tra pochi e 30 cm. Solo nel settore nord-orientale (Unità tettonica Timogno) l'unità poggia sulla Argillite di Lozio (BERRA & JADOUL, 2002), il limite è

qui segnato dalla comparsa di dolomie grigie farinose e dolomie grigio scure, a cui fanno seguito alternanze di argilliti verdi e dolomie marnose ocracee soprastanti argilliti e siltiti nere. Il limite stratigrafico superiore non è generalmente preservato a causa di discontinuità tettoniche (la formazione di S. Giovanni Bianco rappresenta uno dei principali livelli di scollamento della successione mesozoica del bacino lombardo). Nei settori in cui gli scollamenti avvengono a livello più basso nella formazione, il limite, di tipo graduale, con la soprastante Formazione di Castro Sebino è evidenziato dall'incremento delle carnioli e dalla comparsa di brecce intraformazionali calcareo-dolomitiche. I limiti stratigrafici verticali e laterali tra le associazioni di litofacies cartografate di questa formazione sono in prevalenza transizionali.

I fossili rinvenuti in questa unità sono generalmente scarsi (lamellibranchi, gasteropodi, ostracodi) od assenti, ad eccezione del sopracitato orizzonte di calcari fossiliferi con organismi di mare aperto (crinoidi, brachiopodi, lamellibranchi, rari coralli, spugne, idrozoi) della Valle Seriana e di sporadiche segnalazioni di *Neomegalodon gornensis* Allasinaz e *Neomegalodon triquetus* (Wulfen) in Valle del Frucc (ASSERETO & CASATI, 1965; ALLASINAZ, 1968a). Tali faune confermerebbero l'attribuzione dell'unità al Carnico superiore (Tuvalico), compatibile con la sua posizione stratigrafica.

Le caratteristiche sedimentologiche della f. di S. Giovanni Bianco indicano una deposizione entro un'area costiera poco profonda, a sedimentazione mista carbonatico-terrigena (*sabkha*) delimitata a meridione da un apparato fluviale-deltizio (F. di S. Giovanni B. inferiore, settore brebano) (GARZANTI *et alii*, 1995), con una evoluzione verticale caratterizzata dalla progressiva diminuzione degli apporti terrigeni. Le arenarie presenti nella porzione inferiore della formazione nel settore brebano documentano una ripresa degli apporti silicoclastici da W e SW, legata ad un abbassamento del livello di base dell'erosione che determina in quest'area la progradazione del secondo sistema deposizionale fluviale-deltizio del Carnico lombardo. Dal punto di vista petrografico, le arenarie della formazione di S. Giovanni Bianco indicano l'inizio dell'erosione anche di porzioni di basamento cristallino (crosta continentale della "Fascia Mobile Meridionale" di BRUSCA *et alii*, 1982, GARZANTI, 1985a, b), non documentato nei depositi della sottostante Arenaria di Val Sabbia.

Età: Carnico superiore.

1.2.19 - Formazione di Castro Sebino (CSO)

Unità proposta da JADOUL *et alii* (1992a) con area tipo compresa tra il lago d'Iseo e il Passo della Presolana, in passato considerata parte integrante della Dolomia Principale e da alcuni autori denominata come "Brecce Basali della Dolomia Principale" (POLLINI, 1958; ASSERETO & CASATI,

1965; JADOUL & ROSSI, 1982). L'unità è stata formalizzata nel fascicolo I del Quaderno 7, serie III del SGN (DELFRATI *et alii*, 2000).

La F. di Castro Sebino affiora limitatamente ed in modo discontinuo alla base della Dolomia Principale nell'alta Valle di Dossena-Corone e nel settore di Lepreno-Val Serina, a monte di Clusone e, più estesamente, in alta Valle Piana sino al crinale della Corna Lunga.

Nel Foglio Clusone è presente una delle sezioni di riferimento dell'unità, affiorante in modo discontinuo lungo la strada che risale la Valle Piana (M. Cornici, q. 1370); dove è esposta soprattutto la parte inferiore (Membro inferiore, JADOUL *et alii*, 1992).

Le litofacies sono costituite in prevalenza da brecce calcaree, irregolarmente stratificate o in banchi massivi amalgamati, con clasti da grigio nocciola a grigio scuri spigolosi mediamente centimetrici, intraformazionali di calcari grigio chiari e scuri ricristallizzati, molto compattati con numerose fratture tensionali primarie e tardo-diagenetiche. Sono presenti locali intercalazioni di calcari grigio chiari e scuri in prevalenza micritici e, alla base, orizzonti di carnirole, banchi di brecce a clasti calcarei, dolomitici, calcari dolomitici con qualche sottile intercalazione marnosa (transizione alla F. di S. Giovanni B. e Membro basale della F. di Castro Sebino, JADOUL *et alii*, 1992). In questa successione sono diffuse inoltre brecce tettoniche connesse alle deformazioni alpine che hanno interessato preferenzialmente questa successione per la sua posizione stratigrafica immediatamente al di sopra uno dei principali orizzonti di scollamento tettonico delle Prealpi Lombarde (tetto della f. di S. Giovanni Bianco).

L'analisi delle microfacies delle brecce ha evidenziato la prevalenza di clasti microsparitici e pseudosparitici contenenti molte fratture tensionali di varie generazioni e contatti intergranulari stilolittizzati. Alcuni clasti contengono addensamenti di ostracodi e laminazioni microbialitiche o algali. I carbonati più fini sono *packstone* e *wackestone* intraclastici e microspariti argilloso-ferrifere.

Lo spessore dell'unità è di difficile valutazione a causa delle coperture e delle deformazioni tettoniche; mediamente è quantificabile in 50-100 m presso Corone (Serina) con massimi attorno ai 150 metri (Val Seriana).

Il limite inferiore è di difficile ubicazione, presso Corone si osserva un graduale passaggio dalle facies evaporitiche e soprastanti carbonati grigi stratificati (SGB_c) a brecce carbonatiche intraformazionali grigio-nocciola in banchi amalgamati localmente con intercalati calcari o calcari dolomitici. Anche il limite superiore è raramente osservabile e di tipo transizionale, posto in corrispondenza della comparsa di dolomie e calcari dolomitici grigio scuri, ben stratificati (Membro basale della Dolomia Principale). Localmente (Val Bolezza) al passaggio tra Formazione di Castro Sebino e Membro Basale della Dolomia Principale sono presenti alcuni metri di

calcarei scuri in strati parzialmente amalgamati di spessore medio attorno ai 20 cm.

In questa formazione sono stati riscontrati solamente rari ostracodi..

La ricostruzione paleoambientale della F. di Castro Sebino appare problematica sia per le particolari litofacies e sia per l'intensa tettonizzazione alpina subita da questa unità. JADOUL *et alii* (1992a), dopo aver preso in considerazione varie ipotesi genetiche, propendono per un ambiente marino transizionale, privo di apporti terrigeni, in un contesto tettonicamente attivo di *rifting* e con possibili interferenze ad opera di modificazioni diagenetiche precoci e tardive (compresa la dedolomitizzazione) iniziate nei sottostanti gessi-anidriti della f. di S. Giovanni Bianco.

L'età dell'unità, unicamente sulla base della sua posizione stratigrafica, è attribuita al Carnico superiore

1.2.20 - Dolomia Principale (DPR)

Questa storica formazione ha sempre mantenuto la denominazione introdotta nel Sudalpino da LEPSIUS (1876) equivalente alla Hauptdolomit della letteratura tedesca.

Gli affioramenti della Dolomia Principale caratterizzano il settore meridionale del foglio e rappresentano la successione più potente ed estesa che costituisce i gruppi montuosi del M. Zucco, M. Alben e Pizzo Formico.

La sezione stratigrafica più completa affiora sul versante E del M. Alben, lungo il vallone da quota 1000 m sino al crinale di vetta. Una sezione di riferimento per il Membro inferiore (DPR₅) affiora presso la confluenza del T. Riso con la Valle Seriana, una sezione per le facies sommitali di transizione al Gruppo dell'Aralalta affiora sul crinale SW del P.zo Formico. Gli spessori maggiori della Dolomia Principale, oltre 1100 m, vengono raggiunti nella successione del M. Alben. Il membro inferiore presenta spessori variabili da 100 a 250 m, quelli massimi si raggiungono in Valle Seriana. Le associazioni di litofacies della piattaforma carbonatica interna raggiungono i 500-700 sul versante N del P. Formico, quelli della piattaforma marginale-pendio variano da 100 ad un massimo di 350 m (Valle Seriana e versante E del M. Alben).

Il limite inferiore con la F. di Castro Sebino è raramente osservabile (sondaggi geognostici dell'ANAS eseguiti presso S. Pellegrino Terme), esso risulta transizionale, evidenziato dalla comparsa di dolomie scure, ben stratificate, entro le breccie calcaree dell'unità sottostante. Il limite superiore è transizionale con le Dolomie Zonate, evidenziato dalla comparsa di calcareniti e calcisiltiti dolomitizzate grigio scure stratificate e netto con l'Argillite di Riva di Solto (Cima di Cavlera, Bondo, Casinò di S. Pellegrino Terme), localmente con *hard ground* fosfatici. La Dolomia Principale è eteropica, nella sua parte superiore, con il Gruppo dell'Aralalta (JADOUL,

1986) che caratterizza le successioni dei solchi intrapiattaforma di S. Pellegrino Terme e delle Valli Seriana, Borlezza e Cavallina.

L'unità è dolomitizzata pervasivamente: le microfacies risultano spesso ricristallizzate, ma la dolomitizzazione precoce preserva le strutture primarie.

La Dolomia Principale, in base alla posizione stratigrafica e alle faune a Lamellibranchi e Dasycladacee, è ritenuta di età Norico inferiore e medio (JADOUL *et alii*, 1994); il suo membro basale potrebbe però essere attribuito al Carnico superiore (presenza di *Clypeina besici*). L'ambiente deposizionale della Dolomia Principale è una vasta piattaforma carbonatica, dolomitizzata precocemente (FRISIA, 1991) con prevalenti facies lagunari e di piana tidale nella porzione medio-inferiore. La parte superiore evidenzia ambienti differenziati in connessione all'individuazione di solchi intrapiattaforma e sviluppo di margini con peculiari biocostruzioni (microbialiti, serpulidi) (BERRA & JADOUL, 1996; ZAMPARELLI *et alii*, 1999).

L'unità è stata cartografata distinguendo un membro e due associazioni di litofacies principali (JADOUL, 1986; JADOUL *et alii*, 1992a, b) che presentano spesso rapporti eteropici (Fig. 10): a) dolomie scure stratificate basali, b) dolomie grigie in banchi spessi di piattaforma interna, c) brecce dolomitiche massive di piattaforma marginale-pendio associate a dolomie con biocostruzioni a serpulidi e microbialiti.

DPR₅: corrisponde al “membro Basale della Dolomia Principale” distinto in JADOUL & ROSSI (1982); è costituito da calcareniti fini e calcisiltiti dolomitizzate di colore scuro generalmente ben stratificate, laminate, con clasti pelitici, lenti di brecce intraformazionali e sottili intercalazioni marnoso-dolomitiche. Localmente (a valle di Ponte Nossa) sono intercalate dolomie con laminazioni microbialitiche, dolareniti con dasycladacee, grandi megalodontidi e *slumping*. La deposizione di questa litofacies è avvenuta in laguna poco profonda-rampa prossimale con occasionale sedimentazione da trasporto in massa.

DPR₆: raggruppa tutte le facies tipiche della Dolomia Principale rappresentate da dolomie grigie, subtidali in banchi sino a metrici e dolomie in spessi cicli peritidali *shallowing upward*, a prevalenti facies subtidali (Fig. 10). La base dei cicli presenta localmente brecciole intraformazionali mentre la sommità è caratterizzata da stromatoliti planari con fenestree o da livelli con grossi pisoidi-oncoidi di dimensioni sino a decimetriche e da brecciole loferitiche con cavità e filoncelli con sedimenti interni nerii (M. Alben). Negli intervalli subtidali sono frequenti gli accumuli di Alghe Dasycladacee, Lamellibranchi (*Isognomon exilis*) e gasteropodi (*Worthenia* sp.). Le microfacies subtidali sono costituite da *packstone* con intraclasti, peloidi, oncoidi e bioclastici di dasycladacee (*Heteroporella zankli*, *Giroporella* sp., *Uragella* cf. *supratriassica*, nella pozione basale, anche

Clypeina besici), Porostromata (*Cayuxia* sp.), Problematica (*Thaumatoporella parvovesiculifera*), lamellibranchi, gasteropodi; *bindstone* microbialitici e microspatizzati con dispersi ostracodi; più raramente *grainstone* totalmente ricristallizzati con fantasmi di ooidi, intraclasti e bioclasti. Le microfacies intertidali sono costituite da prevalenti *packstone*/*bindstone* ricristallizzati, con intraclasti e cavità di dissoluzione (*fenestrae*). Le associazioni di macro e microfacies indicano un ambiente piattaforma interna soggetta a correnti tidali e periodicamente con locali emersioni.

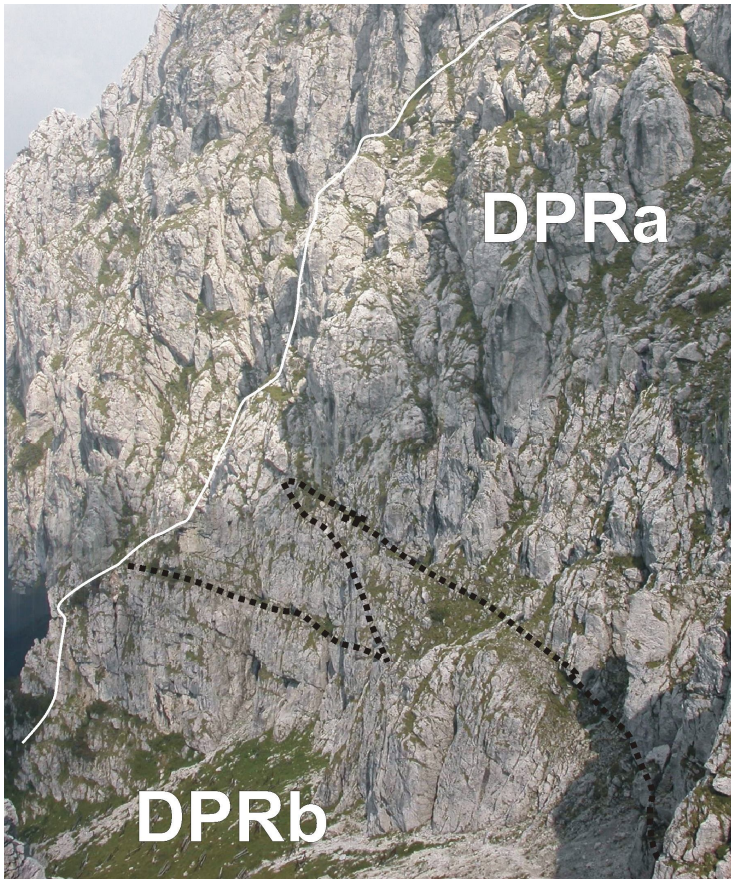


Fig. 10 - Panorama del passaggio tra le facies più stratificate (DPR_b, alla base) e le facies massicce a breccie (DPR_a) sul versante settentrionale del Massiccio dell'Alben.

DPR_a: questa litofacies affiora in diversi settori della media Valle Brembana (San Pellegrino Terme), della Val Serina, del Pizzo Formico e del Monte Alben. Le litologie sono brecce-megabrecce massive, caotiche, di spessore da metrico a plurimetrico con clasti eterometrici di Dolomia Principale (dimensioni da pochi centimetri ad oltre mezzo metro. Le microfacies dei clasti riflettono quelle delle unità di provenienza (Dolomia Principale, sia in facies di piattaforma interna, sia in facies marginale e Dolomie Zonate); la matrice delle brecce è generalmente costituita da *packstone* grossolani o da *wackestone* fangosi. Le brecce sono associate nei settori subtidali adiacenti alla piattaforma interna a *patch reefs* con serpulidi e mound microbialitici a grandi oncoidi, laminazioni planari e ondulate (JADOUL *et alii*, 1994; BERRA & JADOUL, 1996, ZAMPARELLI *et alii*, 1999), associati a lenti bioclastiche (lamellibranchi, gasteropodi e dasycladacee). Le microfacies sono costituite da *packstone-rudstone* litoclastici e bioclastici, ricristallizzati; *packstone-rudstone*, *boundstone* con microbialiti, colonie di serpulidi, alghe blu-verdi, *Problematica*, foraminiferi sessili e sedimenti interni laminati.

La litofacies DPR_a si è deposta nella zona di margine e pendio superiore, di raccordo tra piattaforma interna e bacino. La parte prossimale è caratterizzata dalle biocostruzioni a serpulidi, che compaiono come clasti nelle facies di pendio più profonde.

La litofacies DPR_a ha spessori molto variabili, compresi tra pochi metri e 200-300 m.

Questa unità passa a facies di piattaforma interna della Dolomia Principale con un limite che in genere è graduale. Dal punto di vista paleontologico, i fossili presenti sono gli stessi osservabili nella Dolomia Principale, dal cui smantellamento l'unità deriva. Sulla base della posizione stratigrafica questa litofacies è riferita al Norico medio.

L'unità si è deposta a ridosso su pendio e scarpate in prevalenza legate alla fase tettonica distensiva norica (JADOUL, 1986; JADOUL *et alii*, 1992b) ed è alimentata dal franamento di materiale dai settori di alto (Dolomia Principale), localmente in grado di coinvolgere anche depositi di pendio più fini parzialmente litificati.

Età: Carnico superiore - Norico medio

1.2.21 - Gruppo dell'*Aralalta*

Istituito da JADOUL (1985) originariamente comprendeva Dolomie Zonate, Calcare di Zorzino, "Brecce sommitali della Dolomia Principale" e Membro di Artavaggio. In queste note viene limitato alle Dolomie Zonate ed al Calcare di Zorzino, mentre le "Brecce sommitali della Dolomia Principale" vengono ridefinite come litofacies all'interno della Dolomia Principale.

1.2.21.1 - Dolomie Zonate (**DZN**)

L'unità comprende le facies carbonatiche noriche, ben stratificate e di bacino intrapiattaforma eteropiche alla Dolomia Principale. L'unità è stata introdotta da DESIO & VENZO, (1954) (Foglio 33 Bergamo a scala 1:100000) ed è stata istituita da JADOUL (1986), che ha distinto al suo interno il "Membro delle Breccie Sommitali della Dolomia Principale".

In Valle Brembana le Dolomie Zonate affiorano estesamente nelle successioni parautoctone ed alloctone di S. Pellegrino T., Spettino-M. Zucco nella Valle Bracca e sul versante occidentale del M. Alben sino a Selvino. Nel settore orientale l'unità affiora nel gruppo montuoso del Pizzo Formico - M. Grione, in Val Gandino e in Val Rossa. Le sezioni stratigrafiche più caratteristiche ed accessibili, anche se non complete, affiorano lungo la strada che sale a Spettino e lungo la strada che collega Aviatico con Costa Serina.

Le Dolomie Zonate sono costituite da alternanze di calcareniti-calcisiltiti dolomitizzate grigio scure, in strati sino a pluridecimetrici piano-paralleli, con clasti millimetrici chiari e scuri, con clasti pelitici (*clay chip*). Le facies medio-grossolane possono presentare granoclassazione, laminazioni parallele, oblique, *ripple* di corrente e superfici erosive (torbiditi). Sono intercalate anche ritmiti grigio nerastre, di spessore centimetrico caratterizzate da alternanze di laminazioni parallele chiare e scure (da cui il nome dell'unità) in cui possono essere presenti intercalazioni, sino a 10 cm di spessore, di marne dolomitiche scure finemente laminate e con ossidi di Fe colore di alterazione bruno-rossastro. Nelle litofacies più fini sono localmente presenti piccoli noduli e liste di selce nera, livelletti parzialmente silicizzati e fratture-cavità geodiche (Selvino, Valle Bracca) con cristalli di quarzo autigeno e, più raramente, di fluorite e celestina (JADOUL *et alii*, 1992c).

Localmente sono presenti lenti di paraconglomerati a clasti derivati dal pendio e da breccie di Dolomia Principale.

Le microfacies delle dolareniti sono caratterizzate da prevalenti *packstone* intraclastici a volte granoclassati, i processi di dolomitizzazione e di ricristallizzazione sono pervasivi e, nella maggior parte dei casi, distruggono i componenti e le strutture primarie. Le facies più fini sono costituite da microspariti dolomitiche laminate e debolmente argillose. Le microfacies delle breccie sono *rudstone* e *floatstone* con prevalenti clasti semiconsolidati di origine intraformazionale e subordinati litoclasti ricristallizzati e litificati provenienti principalmente dal margine della Dolomia Principale.

Lo spessore delle Dolomie Zonate è estremamente variabile: nullo in alcuni settori della Valle Brembana (S. Pellegrino Terme), aumenta rapidamente verso Est raggiungendo oltre 150 m sul versante occidentale

del M. Alben. In Valle Seriana l'unità presenta spessori variabili da 50 ad oltre 200 m (Valle Rossa, Valle Vertova).

Sono riferiti alle Dolomie Zonate corpi lentiformi di brecce di spessore plurimetrico a clasti provenienti dalla Dolomia Principale che si interdigitano con le facies più bacinali eteropiche alla Dolomia Principale (**DZN_a**). I corpi di brecce si intercalano talora con subordinate doloareniti-doloruditi fini di colore scuro generalmente in strati lenticolari. Questa litofacies corrisponde alle Brecce di pendio e "Brecce Sommitali della Dolomia Principale" (JADOUL, 1986). Superiormente e lateralmente l'unità sfuma nelle facies tipiche delle Dolomie Zonate: il limite è posto dove le facies stratificate scure iniziano a prevalere sulle brecce massicce. L'unità si è deposta lungo il pendio di raccordo tra il margine di piattaforma-pendio superiore e la piana bacinale. Lo spessore di questa facies può raggiungere alcune decine di metri.

Inferiormente le Dolomie Zonate sono in contatto transizionale con la Dolomia Principale, con la quale risultano eteropiche e localmente intercalate (versante E del M. Alben, Valle Vertova). Questo limite viene ubicato in corrispondenza della prevalenza delle dolomie grigie o grigio scure stratificate sulle dolomie grigie della Dolomia Principale. Superiormente e lateralmente l'unità passa, con limite transizionale, ai calcari neri ben stratificati del soprapendente ed eteropico Calcare di Zorzino e, più raramente, è in contatto netto con l'Argillite di Riva di Solto (fondovalle presso S. Pellegrino Terme).

Il contenuto paleontologico di questa unità, è scarso, rappresentato essenzialmente da bioclasti (gasteropodi, lamellibranchi, dasycladacee) rimaneggiati. Al Monte Alben sono stati segnalati resti di *Saurichthys* sp. e denti di rettili (BINI *et alii*, 1991). Le Dolomie Zonate vengono datate al Norico medio esclusivamente sulla base della loro posizione stratigrafica e sulla datazione con palinomorfi dell'eteropico Calcare di Zorzino (JADOUL *et alii*, 1994).

Le associazioni di litofacies delle Dolomie Zonate sono interpretate come prevalenti risedimentazioni di carbonati della piattaforma carbonatica e del suo margine, ad opera di torbiditi carbonatiche e *debris flow*. Le strutture, e le geometrie individuate testimoniano l'esistenza di blandi pendii che raccordavano la piattaforma carbonatica della Dolomia Principale a ristretti bacini intrapiattaforma con fondali prevalentemente anossici. I corpi di brecce e megabrecce (**DZN_a**), preferenzialmente distribuite sui margini occidentali di solchi intrapiattaforma, documentano l'esistenza di margini controllati dalla tettonica sinsedimentaria (*semigraben*), in un contesto distensivo-transtensivo, nonché un'attività tettono-eustatica (JADOUL *et alii*, 1992).

Età: Norico medio

1.2.21.2 - Calcare di Zorzino (**ZOR**)

Il Calcare di Zorzino è stato istituito da CASATI (1964) e formalizzato dallo stesso nel 1968 con l'area e la sezione tipo sul versante occidentale del lago d'Iseo presso la località omonima. L'autore include nel C. di Zorzino anche la successione di dolomie ben stratificate affioranti presso Selvino (Membro di Selvino). Negli studi precedenti (Foglio Bergamo, DESIO & VENZO, 1954) questa unità è stata cartografata come "calcari neri compatti in strati sottili" o compresa nelle "Dolomie zonate".

L'unità affiora estesamente e con continuità, sul versante sinistro della Valle Seriana ed in Valle Borlezza, al di sopra delle Dolomie Zonate. Una sezione rappresentativa, ma non completa della parte sommitale, affiora lungo la strada comunale che da Barzizza sale alla Cresta del Farno.

Il C. di Zorzino è costituito in prevalenza da una successione monotona di calcari micritici neri, fetidi, in strati piano-paralleli di spessore da centimetrico a pluridecimetrico, con sottili intercalazioni di marne nere, più diffuse nella parte superiore dove si associano anche ritmiti millimetrico-centimetriche di calcari marnosi e calcilutiti nere lastroidi, ricchi in sostanza organica e localmente fossiliferi. Nelle porzioni inferiori e nei settori dove si osservano interdigitazioni con le Dolomie Zonate (Pizzo Formico) l'unità presenta intercalazioni di calcareniti-calcisiltiti, sovente granoclassate, laminate, con *chip* pelitici neri isorientati e rare lenti calciruditiche a supporto di matrice, base erosiva e clasti centimetrici, in prevalenza intraformazionali (*debris flow*). Queste litofacies sono spesso associate con orizzonti che presentano piccoli *slumping*. Nel settore di Selvino sono presenti minuti cristalli di feldspati autigeni (CASATI, 1964), quarzo autigeno, piccole mineralizzazioni a fluorite e barite (JADOUL *et alii*, 1992c) e rari noduli di selce nera.

Le microfacies più tipiche sono caratterizzate da *mudstone* e *wackestone* microspartiti. Le ritmiti sono costituite da alternanze millimetriche di mudstones argillosi e di *packstone* finissimi anche granoclassati. Le litofacies più grossolane sono *packstone* fini e subordinati *rudstone* intraclastici con rari bioclasti di lamellibranchi, crinoidi, echinoidi, ostracodi e frammenti fosfatici di vertebrati. Le analisi chimiche di alcuni campioni di questa unità hanno evidenziato un elevato contenuto in sostanza organica (il TOC può raggiungere 0,1-0,2 %) ed elevate concentrazioni in Sr e Ba.

Lo spessore del C. di Zorzino presenta variazioni significative: presso S. Pellegrino T. ed in Valle Bracca gli spessori sono nulli o poche decine di metri, sul versante sinistro della Valle Seriana ed in Valle Borlezza gli spessori aumentano rapidamente sino a 400- 500 m; in Val Gandino raggiungono probabilmente i 700-800 metri.

Il C. di Zorzino poggia sulle Dolomie Zonate, con le quali presenta rapporti di eteropia, il limite è transizionale, caratterizzato dalla comparsa di

calcarei scuri in prevalenza micritici e meglio stratificati rispetto alle dolomie sottostanti. Solo nella zona fra Vertova e Fiorano l'unità è a diretto contatto con la Dolomia Principale, qui si passa direttamente da dolomie grigie in grossi banchi a calcari neri ben stratificati. Superiormente il Calcare di Zorzino passa, con limite netto, ad argilliti nere contenenti rare e sottili intercalazioni di calcari micritici (Argillite di Riva di Solto).

Il contenuto paleontologico è in genere scarso; nella parte inferiore dell'unità, nei pressi di Clusone, è stata segnalata da CASATI (1964) una fauna con *Worthenia escheri* (Stoppani), *Worthenia cf. meriani* (Stoppani), *Wortheniopsis budensis* Kutassy, *Isognomon exilis* (Stoppani). La parte sommitale della formazione risulta invece localmente riccamente fossilifera; numerose località nelle valli Brembana (Endenna, Poscante) e Seriana (Cene) hanno permesso di raccogliere e studiare una ricca, numerosa e peculiare fauna a Pesci, Pesci volanti, Vertebrati, Crostacei e rari Coralli ed Echinodermi (TINTORI, 1982, 1990, 1995; TINTORI *et alii*, 1985; PINNA, 1986; ZAMBELLI, 1986; WILD, 1989; STEFANI *et alii*, 1992). Sulla base della biostratigrafia con palinomorfi (CIRILLI in JADOUL *et alii*, 1994) e per la sua posizione stratigrafica il Calcare di Zorzino viene attribuito al Norico medio. Il limite cronostratigrafico Norico medio-superiore, in Valle Brembana, è stato ubicato in prossimità del tetto di questa formazione.

Le associazioni di lito-biofacies del C. di Zorzino documentano ambienti deposizionali di bacino intrapiattaforma non molto profondi, ma subsidenti, e con un elevato tasso di accumulo dei fanghi carbonatici esportati dalla piattaforma della Dolomia Principale (torbiditi carbonatiche diluite). Le locali lenti di brecce a supporto di matrice, le calcareniti granoclassate e gli *slumping* caratterizzano i processi deposizionali (torbiditi, *debris flow*) nelle aree più prossimali dei solchi intrapiattaforma. Nelle facies fini le sottili laminazioni, l'assenza di fauna bentonica (non rimaneggiata) e delle bioturbazioni evidenziano la presenza di fondali in prevalenza anossici. Età: Norico medio

1.2.22 - Argillite di Riva di Solto (ARS)

L'unità è stata istituita da GNACCOLINI (1965) e formalizzata dallo stesso nel 1968 con area e sezione di riferimento sul versante occidentale del Lago d'Iseo, in precedenza è stata cartografata come "scisti marnosi neri con calcari marnosi" (DESIO & VENZO, 1954) e descritta come facies del "Retico inferiore" o "facies sveva" (DESIO, 1929).

L'unità affiora presso S. Pellegrino T. e, più estesamente, nelle valli dei T. Ambra e Ambriola, Vertova e sulle pendici del Cima di Cavlera. La sezione più completa ed accessibile affiora lungo il fondovalle della Valle Ambra a monte della Fonte Bracca; serie molto più condensate sono osservabili sul versante destro della Valle Seriana (Pizzo Frol). L'Argillite di Riva di Solto è stata distinta in due unità informali (JADOUL, 1986;

JADOUL *et alii*, 1994), non cartografate separatamente nel presente lavoro: l'inferiore è prevalentemente argilloso-marnosa, la superiore è costituita da alternanze argilliti-marne e calcilutiti nerastre.

La litozona inferiore è caratterizzata da argilliti e argilliti marnose nere, molto compatte, fogliettate, organizzate in banchi planari di spessore plurimetrico. Ad esse si intercalano orizzonti marnoso-calcarei, fetidi, a volte con laminazioni parallele, deformate (*slumping*), ritmiti e patina d'alterazione ocrea, in singoli strati decimetrici a superficie ondulata, spesso lenticolari, per compattazione. La litozona inferiore è sviluppata solo nelle aree di massimo spessore dell'unità, in corrispondenza dei depocentri dei bacini di S. Pellegrino Terme, Valle Ambriola, Valle Vertova.

La litozona superiore è caratterizzata da una evidente ciclicità delle litofacies (cicli in prevalenza asimmetrici di spessore sino a decametrico, MASETTI *et alii*, 1989), evidenziata dalle intercalazioni di calcari marnosi e micritici. Ciascun ciclo è caratterizzato da una porzione inferiore argillitico-marnosa; una porzione mediana a contenuto di carbonato crescente, organizzata in strati decimetrici piano-paralleli e una superiore quasi completamente costituita da calcilutiti ben stratificate (localmente con *trend thickening upward*). La sommità dei cicli asimmetrici presenta spesso sottili croste di ossidi di Fe mentre verso la base prevalgono lumachelle di spessore sino a decimetrico con associazioni oligotipiche a piccoli bivalvi addensati per rimaneggiamento (tempestiti, MASETTI *et alii*, 1989, JADOUL *et alii*, 1994).

Le successioni di S. Pellegrino Terme della media Val Serina presentano alla base alcuni orizzonti lenticolari con *slumping* che passano a brecce intraformazionali. Presso S. Pellegrino Terme (Casinò) alla base di questa unità affiora una lente di spessore plurimetrico di calcari neri con bioclasti di dasycladacee, colonie di serpulidi con laminazioni microbialitiche (Membro d'Artavaggio, JADOUL *et alii*, 1994). Nella successione della Valle Ambra sono presenti piccole mineralizzazioni a barite entro fratture alpine (JADOUL *et alii*, 1992c),

Le microfacies carbonatiche sono costituite da prevalenti *mudstone* microspartiti e, più raramente nelle parti superiori dell'unità da *wackestone-packstone* fini a peloidi, intraclasti e bioclasti di lamellibranchi e rari echinodermi. Le argilliti presentano minuti clasti di quarzo e mica bianca. Un sondaggio geognostico (ANAS) presso S. Pellegrino Terme ha inoltre rivelato la presenza, nelle facies argillose basali di un *hard ground* con pirite, fosfati, bioclasti fosfatizzati associati con quarzo, pseudomorfi d'evaporiti e cristalli di barite e blenda. Le analisi sul contenuto organico di quest'unità hanno evidenziato valori del TOC compresi tra 0,5 e 1,5%.

Lo spessore dell'Argillite di Riva di Solto è difficilmente valutabile a causa delle frequenti deformazioni tettoniche, ma presenta consistenti variazioni areali, gli spessori massimi, circa 320 m, si trovano nella sezione

di Fonte Bracca, in altri settori delle valli Brembana e Seriana gli spessori variano da 80-100 m (N e W del Cima di Cavlera) ad oltre 200 m. Gli spessori massimi della litozona argillosa basale raggiungono i 95 m (sezione di Fonte Bracca) e localmente possono ridursi ad una decina di metri (settore della Cima Cavlera)

In tutto il settore centro-occidentale il limite inferiore è sempre netto ed evidenziato dalla comparsa di argilliti e argilliti marnose nere sopra le Dolomie Zonate; solo in ristrette aree (Casinò di S. Pellegrino T. e localmente su Cima di Cavlera si ha un contatto diretto con la Dolomia Principale. In alcuni settori (S. Pellegrino T., P.zo Formico-P.zo di Casnigo), al contatto stratigrafico sono presenti croste (*hard ground*) e/o filoncelli con fosfato di calcio (JADOUL *et alii*, 1994). Superiormente l'unità passa transizionalmente al Calcare di Zu, l'ubicazione di questo limite è di difficile individuazione (la transizione può raggiungere 50 m) per la presenza della copertura vegetale e per le associazioni di litofacies simili. Dove è osservabile esso viene caratterizzato dalla comparsa di cicli con carbonati prevalenti sulle marne-argillose e che contengono, localmente, un più ricco contenuto fossilifero e/o sottili intercalazioni di calcareniti finissime. Le facies sommitali dell'Argillite di Riva di Solto sono verosimilmente eteropiche con la parte inferiore del Calcare di Zu.

Il contenuto faunistico dell'Argillite di Riva di Solto varia in funzione del contenuto in carbonato. Gli intervalli argillosi di base si presentano in genere sterili, ma in quelli della litozona superiore, sono presenti lumachelle a piccoli lamellibranchi e alcuni strati fossiliferi con Lamellibranchi endobionti nelle marne e forme epibionti nei carbonati (*Miophoriopsis isoscele* (Stoppani), *Corbula azzarolae* (Stoppani), *Laternula rhaetica* (Gumbel), *Promathildia hemes* (D'Orbigny), *Rhaetavicula contorta* (Portlock), *Modiolus ervensis* (Stoppani). Livelli marnosi con *coproliti* (*Bactrillium* sp.) sono noti sin dal secolo scorso. Queste specie sono state descritte in vari lavori stratigrafici degli anni '50-'60 (VECCHIA, 1950; BELLONI, 1960; GNACCOLINI, 1965) e attribuite al Retico inferiore; più recentemente studi sui vertebrati (WILD, 1989, TINTORI & RENESTO, com. pers.) e la biostratigrafia a palinomorfi (CIRILLI in JADOUL *et alii*, 1994) hanno attribuito questa unità al Norico superiore.

Il sistema deposizionale è rappresentato da solchi bacinali ereditati dal Gruppo dell'Aralalta, ancora subsidenti, ma relativamente poco profondi, con elevato tasso di sedimentazione e fondali in prevalenza anossici. L'evoluzione stratigrafico-paleogeografica dell'Argillite di Riva di Solto evidenzia un graduale passaggio ad ambienti di baia subtidale a sedimentazione mista argilloso-carbonatica (facies di rampa distale). La variabilità laterale dello spessore riflette la persistenza di zone d'alto strutturale (JADOUL *et alii*, 1994).

La sedimentazione ciclica argille-marne-calcarei potrebbe risentire delle pulsazioni ad alta frequenza, correlabili a variazioni climatico-eustatiche che avrebbero condizionato gli apporti terrigeni finì da terre emerse (cicli ad alta frequenza di V e IV ordine sino al III ordine, MASETTI *et alii*, 1989; BURCHELL *et alii*, 1990; JADOUL *et alii*, 1994).

Età: Norico superiore

1.2.23 - Calcare di Zu (ZUU)

Anche quest'unità è stata formalizzata da GNACCOLINI (1968), in precedenza è stata cartografata nel Foglio 33 Bergamo a scala 1:100.000 come "calcarei madreporici grigio-azzurri con coralli e intercalazioni di marne" del Retico indistinto (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954).

Le sezioni stratigrafiche più complete di questa unità affiorano sul versanti nord del M. Castello (Valle Sparta) e da Cornalta (q. 570 m) sino a Miragolo (q. 1050 m). L'unità affiora estesamente sulla Cima di Cavlera, a Bondo e presso Gazzaniga-Orezzo.

Questa formazione è stata suddivisa in tre (LAKEW, 1990; GALLI *et alii*, 2007) o quattro unità (JADOUL *et alii*, 1994); nella presente lavoro queste unità di rango inferiore sono state accorpate e semplificate per la cartografia geologica in due litozone cartografate separatamente: Calcare di Zu - litozona inferiore (ZUU_a) e Calcare di Zu - litozona superiore (ZUU_b) (rispettivamente corrispondenti a Zu1+Zu2 e Zu3+Zu4 di JADOUL *et alii*, 1994). Si precisa che lo Zu 4 è stato nel 2008 elevato a rango formazionale da GALLI *et alii*, 2007 (Formazione Malanotte), tuttavia nel presente lavoro di cartografia geologica questa formazione è rimasta accorpata con lo Zu superiore a causa dello suo limitato spessore.

Litozona inferiore (ZUU_a) – È costituita alla base da cicli asimmetrici ad alta frequenza *thickening upward* e localmente *coarsening upward* (spessi da 3 m a 10 m), costituiti da prevalenti calcari micritici grigio scuri, raramente bioclastici e calcarenitici, calcari marnosi da grigi a nerastri, in strati decimetrici piano-paralleli o in banchi plurimetrici costituiti da strati amalgamati; alla base dei cicli vi sono intercalazioni, di spessore metrico, di marne e calcari marnosi localmente fossiliferi e, più raramente, argilliti marnose nerastre. La sommità della litozona inferiore è caratterizzata da un orizzonte pluridecametrico prevalentemente carbonatico costituito da intercalazioni di calcareniti grigie e grigio scure, bioclastiche, raramente oolitiche, calcari fossiliferi (coralli, brachiopodi, lamellibranchi, Megalodontiti, crinoidi) e piccole biocostruzioni a coralli (Zu2 o "Primo Banco a Coralli", LAKEW, 1990; JADOUL *et alii*, 1994) associate a localmente dominanti calcilutiti spesso bioturbate.

Litozona superiore (ZUU_b) – La litozona superiore presenta ancora cicli asimmetrici costituiti da alternanze di marne grigio ocracee associate superiormente con calcari marnosi e poi da prevalenti calcari micritici e

calcsiltiti, spesso con laminazioni parallele, ondulate, oblique a basso angolo e con brecciole intraformazionali. La sommità dei cicli è sovente evidenziata da una sottile crosta d'ossidi di Fe. Al M. Castello sono intercalati alcuni orizzonti di calcari vacuolari e calcari marnosi ocrei di possibile origine evaporitica. La sommità della litozona superiore ritorna prevalentemente calcarea e molto fossilifera, caratterizzata da calcari micritici (prevalenti a Cima di Cavlera) con intercalazioni calcarenitiche grigie, oolitiche e/o bioclastiche con granoclassazioni, *hummocky* e laminazioni oblique, associate a calcari con coralli, spugne calcaree, oncoidi e Megalodonti (M. Castello) ("Il Banco a Coralli", litozona Zu3c di JADOUL *rii*, 1994). In corrispondenza del limite con la formazione dell'Albenza sono presenti (Cima di Cavlera, M. Castello) 15-25 m di calcilutiti grigio scure, sottilmente stratificate e con rari noduletti di selce nera alla sommità e localmente con *slumping*. Questa successione, di ambiente più bacinale rispetto al sottostante Calcare di Zu, rappresenta la Formazione Malanotte di GALLI *et alii* (2007) datata Hettangiano basale per la associazione di palinomorfi, lamellibranchi e correlazioni chemostratigrafiche.

Le microfacies del Calcare di Zu sono molto differenziate; nella litozona inferiore prevalgono *mudstone-wackestone*, sovente bioturbati con sparsi bioclasti di lamellibranchi, echinodermi, crinoidi, ostracodi e peloidi. I banchi a coralli (al tetto della litozona inferiore e superiore) sono costituiti da *packstone* in prevalenza bioclastici con coralli, spugne calcaree, porostromata, idrozoi e molti foraminiferi bentonici (*Triasina hantkeni*, *Auloconus* sp. e vari generi d'Aulotortidi, LAKEW, 1990). Sono molto frequenti anche gli oncoidi ed i grani micritizzati, rivestiti. Le biocostruzioni di dimensioni metriche (*patch reef e mound*) sono costituite da *boundstone* a prevalenti coralli e organismi incrostanti sessili e *rudstone* bioclastici. Le facies fini sono *wackestone* e *packstone* con peloidi e coproliti (*Parafavreina* sp.). Alla sommità dello Calcare di Zu superiore sono diffusi anche *grainstone* oolitici ed oolitico-bioclastici frequentemente micritizzati. I calcari della F. di Malanotte sono costituiti da prevalenti *mudstone* microspartiti più o meno bioturbate con piccoli bioclasti di lamellibranchi, echinodermi e localmente spicole di spugne al tetto.

Lo spessore del C. di Zu nel Foglio Clusone tende a ridursi da W a E: 500 m al M. Castello, 350 m a Cima di Cavlera-Valle Vertova sino a circa 250 m al M. Poieto. A E della Valle Seriana lo spessore aumenta sino a 750 m in Valle Cavallina. Gli spessori delle due litozone cartografate del Calcare di Zu sono rispettivamente di 300-200m, l'inferiore e 150-200 m, la superiore.

L'unità passa inferiormente all'Argillite di Riva di Solto con limite graduale posto dove i banchi carbonatici divengono potenti, più fossiliferi e prevalgono sulle intercalazioni marnosi (GNACCOLINI, 1965).

Superiormente l'unità passa, con limite netto, a calcari micritici sottilmente stratificati della F. Malanotte.

Le due litozone cartografate all'interno del C. di Zu (unitamente alla più dettagliata suddivisione nei tre membri proposti da JADOUL *et alii*, 1994 e rivisitati da GALLI *et alii*, 2007) presentano una distribuzione areale estesa a tutte le Prealpi Bergamasche e non sembrano subire evidenti variazioni laterali di facies nel Foglio Clusone.

Il Calcare di Zu è in genere molto fossilifero, in particolare le facies carbonatiche medio-superiori e quelle marnose immediatamente sottostanti presentano diversificate associazioni a Lamellibranchi [(*Rhaetavicula contorta* (Portlock), *Cardita austriaca* Hauer, *Chlamis aviculoides* (Stoppani), *Protocardia rhaetica* (Merian)], Brachiopodi (*Rhaetina gregaria* (Suess) (VECCHIA, 1950, ALLASINAZ, 1962), Porostromata, Problematica, Coralli coloniali e solitari (*Thecosmilia* sp., *Retiophylla* sp. e *Astreomorpha* sp.; LAKEW, 1990, FANTINI, 1990), Spugne calcaree, foraminiferi bentonici (LAKEW, 1990) e coproliti. Alla base dello Zu inferiore (Valle Sparsa) è presente un orizzonte marnoso con grandi lamellibranchi (*Gervillia* sp.). Sulla base del ricco contenuto macro e micro paleontologico (recentemente anche conodonti, RIGO *et alii*, 2009) il Calcare di Zu è stato attribuito al Retico. Le analisi biostratigrafiche con palinomorfi (CIRILLI in JADOUL *et alii*, 1994) hanno ubicato il limite Norico-Retico entro lo Zu Inferiore, poco al di sottodel primo orizzonte carbonatico a Coralli. I recenti rinvenimenti di Conodonti (*Misikella posthernsteini* Kozur and Mock, *Misikella hernsteini* (Mostler) and *Misikella* n. sp. (RIGO *et alii*, 2008 in preparazione) in diversi orizzonti del C. di Zu della Valle Imagna, ha permesso di attribuire interamente al Retico tutta questa unità. Il limite Retico-Hettangiano è stato anch'esso recentemente riposizionato in corrispondenza del limite C. di Zu-F. Malanotte (CIRILLI *et alii*, 2000, GALLI *et alii* 2005, 2007).

L'associazione delle lito- e biofacies evidenzia un ambiente deposizionale di profondità generalmente medio-bassa, a sedimentazione mista carbonatica-marnosa, inquadrabile in un sistema deposizionale di rampa carbonatica (LAKEW, 1990; JADOUL *et alii*, 1994, GALLI *et alii* 2007) caratterizzato dalla sedimentazione ciclica di facies da bassa ad alta energia (ambienti di rampa da intermedia a prossimale I due episodi di progradazione regionale (carbonati di rampa prossimale al tetto dello Zu Inferiore e Superiore) sono stati interpretati come connessi a variazioni relative del livello del mare e permettono di identificare all'interno del Calcare di Zu due sequenze deposizionali (LAKEW, 1990; JADOUL *et alii*, 1994; GAETANI *et alii*, 1996; GALLI *et alii*, 2007).

Età: Retico

1.2.24 - Formazione dell'Albenza (ALZ)

Questa caratteristica unità carbonatica, nota da tempo come Dolomia a Conchodon (STOPPANI 1860; GNACCOLINI, 1964) è stata recentemente rivisitata dal punto di vista stratigrafico-sedimentologico da JADOUL & GALLI (2008) e formalizzata con il nome di formazione dell'Albenza e con la sezione di riferimento sul monte omonimo (Foglio 076 -Lecco).

L'unità affiora limitatamente e in prossimità delle cime del M. Castello di Miragolo, M. Cavlera e in Valle Vertova.

Le litofacies sono prevalentemente calcaree, localmente dolomitizzate, di colore grigio-nocciola, in strati e banchi amalgamati. Alla base prevalgono le calcareniti oolitiche con laminazioni oblique, in lenti con superfici erosionali e con noduli di selce nocciola (M. Castello); superiormente si alternano prevalenti calcari nocciola fini, localmente laminati, con livelletti di brecciole intraformazionali e qualche intercalazione di calcareniti fini. Nel F. Clusone le calcareniti oolitiche e gli orizzonti dolomitizzati sono meno rappresentati rispetto alla successione più tipica delle Prealpi Bergamasche (JADOUL *et alii*, 2000)

Le microfacies sono spesso interessate da pervasive ricristallizzazioni; i calcari fini sono *packstone* intra-bioclastici con granuli micritizzati e raro quarzo autigeno e da prevalenti *packstone* fini a peloidi, localmente laminati e microspartiti. Le calcareniti sono *grainstone* oolitici con intraclasti, oncoidi e bioclasti (lamellibranchi, microbialiti, gasteropodi, echinodermi, brachiopodi, ostracodi, rare dasycladacee); i grani sono spesso rivesti, micritizzati e localmente sostituiti da calcedonio.

Lo spessore è mediamente inferiore rispetto a quello delle sezioni di riferimento: al M. Castello è stato valutato circa 80 m (POLLINI, 1955) mentre al M. Cavlera (BERSEZIO *et alii*, 1997) supera i 40 m. In Valle Vertova lo spessore si mantiene attorno a 80-90 m.

Il limite inferiore con la Formazione Malanotte (in questo lavoro cartografata nella litozona superiore del Calcare di Zu) è netto, evidenziato dalla comparsa di calcareniti oolitiche nocciola in banchi amalgamati. Il limite superiore con il Calcare di Sedrina è pure netto, evidenziato dalla comparsa di calcari grigi ben stratificati con sparsi noduli di selce e (Cima di Cavlera) calcari con fossili silicizzati (corrisponde al "*Grenbivalvenbank*" KRONEKER 1910).

I macrofossili sono estremamente rari, per lo più piccoli Lamellibranchi (pectinidi). Quest'unità in passato era attribuita al Retico superiore con la sola parte sommitale datata Hettangiano basale (zona *Angulata*) sulla base di faune presenti nel soprastante Calcare di Sedrina, (Zona a Liasicum) (GAETANI, 1970; LOZAR, 1992; MCROBERTS, 1994). I più recenti studi biostratigrafici con palinomorfi, e lamellibranchi (GALLI *et alii*, 2005, MCROBERTS com personale) per individuare il limite T/G in Lombardia

hanno permesso di attribuire interamente quest'unità all'Hettangiano inferiore.

L'ambiente deposizionale è un'estesa piattaforma carbonatica, in prevalenza subtidale, caratterizzata da un'elevata produttività in ooliti, fanghi pellettiferi e micrite.

Età: Hettangiano inferiore

1.2.25 - *Calcare di Sedrina (SED)*

Il Calcare di Sedrina è stato istituito da FRANCANI (1967), formalizzato dallo stesso nel 1968, con area-tipo in Valle Brembana nella località omonima. Nel Foglio Bergamo a scala 1:100000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1954) è cartografato come "facies calcaree fossilifere dell'Hettangiano".

Questa formazione affiora limitatamente in corrispondenza delle cime dei monti Castello (Miragolo), Cavlera e Cedrina. La sezione più rappresentativa affiora lungo la strada che sale il versante Est del M. Cavlera da quota 1060 a q. 1100 m.

L'unità è costituita da calcari grigi e grigio-scuri in strati decimetrici con superfici di strato leggermente ondulate per la presenza di sottili giunti marnosi e stilolitici, prevalgono nettamente le calcilutiti con dispersi noduli di selce. Alla base è presente (Cima di Cavlera) un livello fossilifero con lamellibranchi silicizzati (prevalentemente ostreidi *Grenzbivalvenbank* di KRONEKER, 1910) ed alla sommità intercalazioni di calcareniti ("Banco a Brachiopodi"; RASSMUSS, 1912). Nel Foglio Clusone sembrano assenti le calcareniti oolitiche con selci bianche e brachiopodi (FRANCANI, 1967; GAETANI, 1970).

Le microfacies sono in prevalenza *mudstone* e *wackestone* localmente bioturbati e con dispersi bioclasti di crinoidi, echinodermi, brachiopodi, lamellibranchi e rare spicole di spugne. Subordinati sono i *packstone* fini peloidali con piccole oncoliti e laminazioni microbialitiche.

Lo spessore massimo di questa unità, nella successione del M. Cavlera, è stato stimato in 70-80 m, in Valle Vertova supera i 100 m, mentre sul M. Castello affiora solo la parte basale dell'unità (circa 10 m).

Il limite inferiore con la f. dell'Albenza è abbastanza netto e viene ubicato in corrispondenza della comparsa di calcari, meglio stratificati e di colore grigio, che presentano sottili interstati marnosi e noduletti di selce scura.

Nel Foglio Clusone quest'unità non è molto fossilifera ad eccezione dell'orizzonte basale con bivalvi silicizzati (ostreidi, brachiopodi) e serpulidi rivestiti da incrostazioni microbialitiche rinvenuto sul M. Cavlera. Il Calcare di Sedrina, in base alla biostratigrafia ad ammoniti, brachiopodi (GAETANI, 1970) e alla sua posizione stratigrafica è datato Hettangiano medio - superiore.

L'ambiente deposizionale è uno *shelf* carbonatico subtidale - rampa distale, con fondali al di sotto dell'azione delle onde e sedimentazione fangosa micritico-peloidale derivante, verosimilmente, dalla piattaforma carbonatica orientale della Corna (Lago d'Iseo). Questa unità rappresenta, nelle Prealpi Lombarde centro-occidentali, l'episodio trasgressivo più importante responsabile dell'annegamento della piattaforma hettangiana inferiore.

Età: Hettangiano medio – superiore

1.2.26 - *Calcare di Moltrasio (MOT)*

L'unità mantiene il nome storico proposto da STOPPANI (1857) nel settore Lariano ("Lombardische Kiesenalk" di BERNOULLI, 1964), è formalizzata nel fascicolo III del Quaderno 7, serie III del SGN, DELFRATI *et alii*, 2002); presenta analogie con il Calcare di Gardone Valtrompia del settore a Est del Lago d'Iseo e costituisce, con il Calcare di Domaro, il Gruppo del Medolo. L'unità affiora unicamente sulle cime dei monti Cedrina e Cavlera; l'unica sezione rappresentativa affiora lungo la strada Orezzo - Aviatico. Le facies più caratteristiche sono calcari grigio scuri in prevalenza micritici, sovente bioturbati in strati planari di spessore sino a pluridecimetico con intercalazioni centimetrico-decimetriche di marne e calcari marnosi. Sono presenti grandi noduli di selce nera con caratteristica silicizzazione progressiva, incompleta che procede dai bordi degli strati, e qualche intercalazione calcarenitica fine con laminazioni parallele. Nella parte basale (M. Cavlera) si intercalano orizzonti lenticolari, di spessore sino a plurimetrico, di breccie caotiche sia intraformazionali che poligeniche (**MOT**, "Brecce Liassiche" di BERSEZIO *et alii* 1997). I clasti, subarrotondati, sono in prevalenza di calcilutiti e calcari marnosi grigi e grigio scuri intrabacinali e presentano un supporto di matrice (debris flows). Questa litofacies che caratterizza la base delle successioni marginali gli alti strutturali liassici del Bacino Lombardo ed è stata cartografata separatamente dalle facies tipiche del Calcare di Moltrasio nonostante i suoi limitati affioramenti.

Le microfacies sono costituite da *mudstone* bioturbati, *wackestone* e *packstone* in prevalenza intraclastici localmente bioclastiche con molte spicole di spugna, radiolari calcitizzati, echinidi, crinoidi. Le "Brecce Liassiche" sono costituite da *rudstone* e *floatstone* con clasti di prevalenti *mudstone* intraformazionali e litoclasti del sottostante Calcare di Sedrina.

Lo spessore è superiore a 150 m, (M. Cedrina), le "Brecce Liassiche" raggiungono lo spessore massimo di 10-15 m (M. Cavlera).

Il limite inferiore con il Calcare di Sedrina nel Foglio Clusone è generalmente transizionale ma rapido, è evidenziato dalla comparsa di calcari e calcari marnosi grigio scuri con tipica patina di alterazione grigio-ocra. Il limite superiore con il C. di Domaro non affiora nel Foglio Clusone.

I limitati affioramenti di questa unità non presentano fossili significati. Il Calcare di Moltrasio è attribuito al Sinemuriano-Pliensbachiano *p.p.* in base alla biostratigrafia ad Ammoniti (GAETANI, 1975, con bibliografia).

Le associazioni di facies evidenziano un ambiente di pendio-bacino caratterizzato da una sedimentazione mista calcareo-marnosa (torbiditi carbonatiche diluite), la locale risedimentazione grossolana (“Brecce Liassiche”) documenta i movimenti e gli accumuli gravitativi (*debris flow*) sul pendio o al piede della scarpata tettonica che delimitava verso oriente il paleoalto del M. Poieto - M. Rena. Nel complesso il Calcare di Moltrasio segnala la fase di strutturazione principale del Bacino Lombardo durante il Lias inferiore, nel corso della quale si individuano i contrapposti domini di alto strutturale e di bacino, delimitati da faglie normali sinsedimentarie, tettonicamente attive.

Età: Sinemuriano.

1.3 - FILONI PORFIRITICI E PICCOLI CORPI IPOABISSALI

1.3.1. - *Filoni andesitici (fn)*

Nel Foglio Clusone affiorano sottoforma di piccoli ammassi e soprattutto filoni stratoconcordanti e discordanti, corpi ipoabissali definiti generalmente in bibliografia con il termine di “porfiriti”. La loro presenza è stata già segnalata alla fine del 1700, ma il loro significato genetico viene discusso nella seconda metà dell’800 a partire da STOPPANI (1871) che li considerava come effusioni di età retica. CACCIAMALI (1920) considera questi corpi, già riconosciuti filoniani da FORNI (1888) e TARAMELLI (1898), di età terziaria, come accettato anche da DE SITTER e DE SITTER-KOOMANS (1949). DESIO (1954) ritorna all’età Mesozoica nel Foglio 33 Bergamo della carta Geologica a scala 1:100.000, mentre l’età terziaria viene riproposta da MOTTANA (1966), DE MICHELE e ZEZZA (1973; 1978) e BECCALUVA *et alii* (1983). Datazioni isotopiche ottenute da CASATI *et alii* (1976) ripropongono una età mesozoica, mentre le datazioni numeriche più recenti (ZANCHI *et alii*, 1990a; FANTONI *et alii*, 1999) li attribuiscono al Terziario.

I corpi ipoabissali sono particolarmente diffusi nell’area sud-orientale del Foglio Clusone, soprattutto nel settore della Val Gandino, dove è riconoscibile anche un piccolo *stock* sul fondovalle della Val d’Agro e sul versante meridionale del Pizzo Formico. Altri filoni sono presenti in maniera sporadica più a Nord, in Valle del torrente Ogna ed in Val d’Ave. Presso Premolo (Costa Belloro) è presente un corpo filoniano di spessore plurimetrico che affiora estesamente grazie alle condizioni di giacitura.

Si tratta generalmente di corpi con struttura porfirica, caratterizzati da fenocristalli sino a centimetrici di plagioclasio ed orneblenda, con più rara biotite e localmente quarzo; tra i minerali accessori si rinviene apatite,

zirconio, ilmenite, titanite, magnetite e pirite. In genere i filoni sono intensamente alterati, con formazione di zeoliti, calcite, idrossidi di ferro, clorite ed epidoto. La massa di fondo è in genere a grana molto minuta, cosa che rende complessa una corretta e precisa analisi modale (DE MICHELE *et alii*, 1983). Dal punto di vista litologico, le porfiriti affioranti nel Foglio Clusone sono costituite da andesitii. Analisi sul chimismo di alcuni affioramenti (Costa Belloro, Gandino, Fiorano al Serio, Leffe, Endine) consentono di riferire le porfiriti ad una serie tholeiitica-calcicalina; il carattere calcicalino di questi corpi è anche evidenziato dalla analisi delle terre rare (DE MICHELE *et alii*, 1983). Confronti con analisi effettuate su campioni provenienti da masse periferiche basiche e tonaliti del massiccio dell'Adamello (DE MICHELE & ZEZZA, 1973; 1978) hanno evidenziato una possibile correlazione, anche se le manifestazioni della bergamasca presentano un tenore di K_2O più basso, che potrebbe essere indice di una relativa precedenza genetica.

Molti dei filoni osservati si impostano lungo lineamenti tettonici (sovrascorrimenti e faglie verticali) indicando una messa in posto successiva ad una importante fase tettonica. Rapporti analoghi sono riportati da ZANCHI *et alii* (1990a), che hanno datato un filone che attraversa un sovrascorrimento nel settore della Presolana ottenendo età di 49.7 ± 1.3 e 55.2 ± 1.4 Ma. Queste osservazioni portano a ritenere che la messa in posto dei filoni sia successiva, o al massimo contemporanea, alla messa in posto delle principali unità tettoniche delle prealpi bergamasche (fase Eoalpina) e che probabilmente precede di pochi milioni di anni l'intrusione dell'Adamello (discussione nel cap.V – Tettonica).

Età: Terziario

2. - SIGNIFICATO GEODINAMICO DELL'EVOLUZIONE STRATIGRAFICA DELLA SUCCESSIONE SEDIMENTARIA (F. BERRA, F. JADOUL)

L'evoluzione stratigrafica della successione affiorante nel Foglio Clusone ha consentito di costruire una curva di subsidenza totale e tettonica tra il Permiano inferiore ed il Lias inferiore attraverso un ideale transetto orientato N-S lungo l'asse della Valle Brembana (Fig. 11). La curva ottenuta non tiene conto delle variazioni eustatiche assolute in quanto di difficile quantificazione. Anche la correlazione delle variazioni eustatiche globali con quelle osservate nella serie affiorante nel Foglio Clusone è talora problematica a causa della risoluzione biostratigrafica delle successioni mesozoiche alpine, che non consente una correlazione sicura con la curva di HAQ *et alii*, 1987 (MIALL & MIALL, 2001). La curva di subsidenza totale è stata ottenuta decompattando la successione sedimentaria attribuendo valori

realistici ai parametri necessari per questa operazione, secondo il modello proposto da ALLEN & ALLEN (1990). La curva di subsidenza tettonica è stata ottenuta sottraendo l'effetto del carico dei sedimenti sulla subsidenza, secondo il modello classico di questi autori. La curva ottenuta evidenzia una netta separazione tra la storia del Permiano inferiore e quella successiva, separate da una lunga lacuna che individua due differenti storie evolutive. La successione del Permiano inferiore (Gruppo dei Laghi Gemelli) presenta notevoli problemi di datazione legati alla scarsità di strumenti paleontologici: utilizzando le età disponibili in letteratura si ricava una curva con elevati tassi di subsidenza tettonica (la più elevata nell'intervallo studiato) che ben si coniuga con le evidenze stratigrafiche di una tettonica sindeposizionale distensiva o transtensiva.

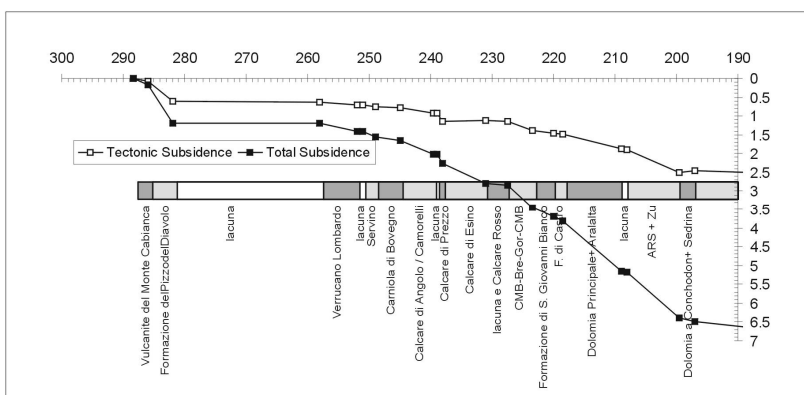


Fig. 11 - Ricostruzione della curva di subsidenza totale (quadrati neri) e della subsidenza tettonica (quadrati bianchi) per la successione affiorante nel Foglio Clusone nel settore della Valle Brembana.

La successiva evoluzione iniziata con la deposizione del Verrucano Lombardo evidenzia una storia caratterizzata da una subsidenza generalmente costante, interrotta da un aumento di subsidenza coincidente con l'annegamento dell'Anisico superiore (calcare di Prezzo): questo aumento di subsidenza potrebbe in realtà essere apparente e dovuto ad una risalita del livello del mare di qualche decina di metri (ipotizzando una risalita eustatica di circa 80 metri l'evidenza di un aumento di subsidenza tende a scomparire). La curva in generale è compatibile con l'evoluzione di un margine passivo: sia i tassi di subsidenza (circa 40 m per Ma) che l'andamento della curva sono compatibili con la subsidenza che doveva svilupparsi all'interno del golfo della Tetide. La curva, pur con la modifica delle facies sedimentarie e delle condizioni batimetriche, non presenta quindi cambiamenti se non nella parte più recente, documentando come le

variazioni litologiche siano da imputare più a fattori ambientali (es. climatici) che a effetti di cambiamenti del regime tettonico. Il significativo sollevamento che si evidenzia nella parte più recente della curva non sembra legato né a variazioni batimetriche (che, al contrario, indicano un passaggio a situazioni più profonde dalla formazione dell'Albenza al Calcare di Sedrina) né a variazioni eustatiche significative: questo sollevamento tettonico potrebbe essere legato alle prime fasi di sviluppo del *rifting* liassico che porterà all'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese. Tale *rifting* è documentato dalla potente successione giurassica (in particolare dal Gruppo del Medolo) e dall'aumento della batimetria: in questo quadro geodinamico il sollevamento documentato durante l'Hettangiano potrebbe essere interpretato come una evidenza del rigonfiamento crostale che nei modelli di sviluppo di *rifting* precede la fase di fratturazione crostale ed il successivo sviluppo di un bacino oceanico.

3. - SUCCESSIONI SEDIMENTARIE CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARIE

3.1 - CRITERI ADOTTATI (A. BINI, C. FERLIGA, D. CORBARI)

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati rilevati *ex-novo* alla scala 1:10.000 o 1:5.000 (Bacini Serio e Oglio); 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.

3.1.1 – Unità distinte in base al bacino di appartenenza

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

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

a) Depositi LGM: si tratta dei depositi corrispondenti all'ultima grande espansione glaciale (*Last Glacial Maximum*; LGM nel seguito del testo). In anfiteatro e nell'ambito vallivo è sempre riconoscibile l'unità relativa allo LGM che, per conservazione delle forme, geometria, alterazione e posizione, si differenzia rispetto ai depositi legati alle precedenti fasi glaciali. All'interno di ogni bacino principale glacializzato è stato istituito un supersistema che racchiude i depositi legati allo LGM, a lor volta suddivisi in:

- un sistema relativo ai sedimenti glaciali dell'asse vallivo principale e delle valli a esso connesse;
- singoli sistemi relativi ai depositi glaciali delle valli laterali occupate da ghiacciai non in continuità con il ghiacciaio vallivo principale.

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

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

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

Nell'ambito del supersistema sono state poi istituite unità informali a limiti inconformi o litostratigrafiche per singoli lembi di depositi, sufficientemente ampi da essere cartografati e significativi per la ricostruzione della storia geologica locale. Tali unità testimoniano alcune fasi degli eventi sedimentari avvenuti all'interno dell'arco temporale abbracciato dal supersistema, ma allo stato attuale delle conoscenze e delle metodiche di studio la mancanza di continuità geometrica fra questi corpi non ne consente la correlazione. Si sottolinea come tali unità 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 glacigenici precedenti allo LGM presenti in tutte le valli glacializzate, esso – considerato nel suo complesso - assume la valenza di una unità non distinta in base al bacino di appartenenza, e come tale viene quindi cartografata, anche se, all'interno di un dato bacino, singoli depositi locali presentano connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentirne una precisa caratterizzazione e quindi la ricostruzione di una stratigrafia relativa a scala locale.

3.1.2 - *Unità non distinte in base al bacino di appartenenza*

Sotto questa dicitura sono stati raggruppati tutti i depositi legati prevalentemente alla dinamica di versante (es. falde detritiche, coltri colluviali, frane etc...), la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato su tutto il territorio. La loro eventuale suddivisione con criteri bacinali avrebbe comportato un inutile appesantimento della carta senza peraltro aggiungere dati realmente significativi, sia relativamente al quadro stratigrafico sia per la comprensione dell'evoluzione del territorio. Tale raggruppamento comprende (Fig. 12):

a) sintema del Po: racchiude tutti i depositi (indipendentemente dall'agente deposizionale) formati posteriormente all'ultimo evento glaciale pleistocenico; è diacrono su tutta la sua estensione e abbraccia un arco temporale che va dalla parte terminale del Pleistocene superiore sino a tutto l'Olocene.

b) supersintema della Colma del Piano, nel significato sopra specificato, ovvero come unità comprendente tutti i depositi glacigenici anteriori all'LGM entro tutte 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, gruppi e singole unità litostratigrafiche definite per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM o al sintema del Po:

- supersintema di Palazzago (non affiorante nel Foglio): comprende principalmente depositi colluviali e di conoide legati agli eventi sedimentari avvenuti in aree non glacializzate, sia nei settori più meridionali delle Prealpi sia nelle fasce di raccordo tra il margine prealpino e la pianura, a partire dalle prime glaciazioni del Pliocene superiore sino allo LGM. Nel corso delle espansioni glaciali, in queste aree i processi periglaciali e l'assenza di vegetazione sui versanti hanno favorito la mobilitazione della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Terziario (fasi di

resistasia). Si sono così originate generazioni di depositi colluviali non differenziabili, in quanto alimentati dalla stessa sorgente alteritica, e privi di espressione morfologica propria. Infatti i depositi di ogni singolo evento sedimentario, ognuno dei quali legato a un singolo periodo di resistasia, essendo costituiti da materiali già alterati al momento della mobilitazione 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.
- gruppo di Valle dei Tetti e gruppo del Culmine: comprendono depositi di versante cementati presenti diffusamente in tutta la catena alpina, e suddivisi inizialmente in unità informali o formali riunite in gruppi ciascuno esteso a un singolo bacino. Dato che si tratta di unità di identico significato, si è deciso di semplificare la stratigrafia istituendo due gruppi ubiquitari, estesi ciascuno a tutti i bacini idrografici lombardi, e localmente suddivisi in unità informali.

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

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

- singole unità litostratigrafiche: depositi cementati antichi, completamente isolati dall'erosione e/o alterati e spesso carsificati, non rientrando nelle definizioni precedenti sono stati cartografati come unità litostratigrafiche di significato locale.

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

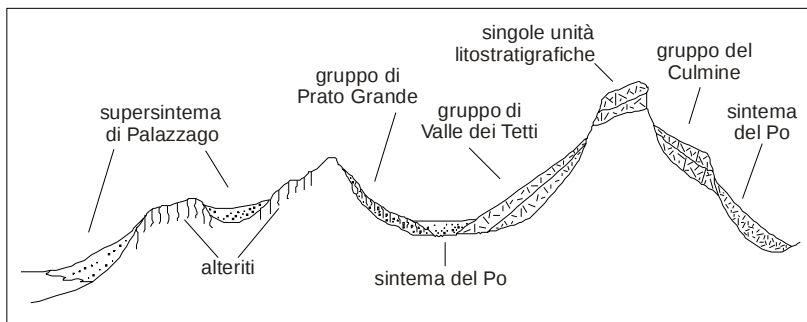


Fig. 12 – Unità non distinte in base al bacino di appartenenza: schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura e in media valle.

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

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

Si ritiene opportuno precisare, tuttavia, che le 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 "all'unità" nella cartografia geologica alla scala 1:10.000 realizzata da Regione Lombardia, fatto salvo per le differenze connesse alla diversa scala di rappresentazione.

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

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

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

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

3.2 - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA (C. Ferliga, S. Rossi)

3.2.1 – *Alteriti* (b6)

DEFINIZIONE - Diamicton a supporto di matrice con sparsi clasti alterati, colore variabile.

SINONIMI - Unità non cartografata in precedenza

SUPERFICIE LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore graduale, transizionale con il *parent material*. Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica.

Sviluppate a spese di un substrato del quale non è più riconoscibile l'originaria natura, sia esso costituito da litotipi mesozoici che da depositi continentali neogenico-quaternari.

LITOLOGIA - Diamicton massivo a supporto di matrice argilloso-limosa con sparsi clasti residuali ad alterazione variabile. Clasti completamente diversi da quelli del substrato sottostante (alteriti su depositi neogenico-quaternari), oppure clasti provenienti dal substrato stesso (alteriti su unità mesozoiche)

AREA DI AFFIORAMENTO - Sono state cartografate esclusivamente le aree in cui la presenza di alteriti su substrato mesozoico conservate fosse significativa per delimitare l'estensione massima delle lingue glaciali, in particolare sul versante sinistro della Valle del Riso.

Significative coltri di alteriti che interessano sia la Dolomia Principale sia depositi di versante neogenico-quadernari sono inoltre presenti lungo il versante settentrionale del Pizzo Formico, a monte di località Bosgarina.

ETÀ - Terziario-Pleistocene

3.2.2 - Gruppo del Culmine (CU)

DEFINIZIONE – Conglomerati e diamicton massivi o rozzamente clinostratificati con clasti spigolosi, mal selezionati, locali; da ottimamente cementati a litificati (depositi di versante). Piastroni clinostratificati sospesi rispetto al fondovalle attuale.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite superiore erosionale, su cui poggiano depositi glaciali e di versante di unità più recenti, oppure coincidente con la superficie topografica attuale; in alcune unità, caratterizzata da marcata alterazione.

Superficie limite inferiore discordante su unità permomesozoiche o di erosione su depositi fluviali, fluvioglaciali, glaciali e di versante cementati neogenico-quadernari.

LITOLOGIA – Conglomerati e diamictiti a clasti spigolosi alimentati dai versanti soprastanti, da ottimamente cementati a litificati (depositi di versante). Comprende unità locali non coeve, distinte in base alla posizione stratigrafica e/o alle geometrie (tabb. 1, 2).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Elementi distintivi sono la presenza di continuità morfologica col versante di alimentazione, nonché la netta troncatura erosionale verso valle. I singoli corpi costituiscono quindi ammassi o piastroni clinostratificati non in equilibrio con la topografia attuale, e sospesi rispetto al fondovalle sino a parecchie centinaia di m.

ETÀ – I depositi riuniti nel gruppo del Culmine non presentano elementi per poter essere datati se non in maniera relativa. La loro messa in posto si estende nell'arco dell'intero Pliocene e Pleistocene.

3.2.3 - Supersintema della Colma del Piano (CM)

DEFINIZIONE – Diamicton e diamictiti a ciottoli e blocchi (depositi glaciali). Conglomerati, ghiaie, sabbie stratificate (depositi alluvionali). Limi e argille laminate (depositi lacustri). Superficie limite superiore erosiva, polifasica e poligenica; profilo di alterazione sviluppato, di spessore variabile.

SINONIMI – Depositi glaciali e conglomerati interglaciali anteriori all'ultima avanzata glaciale, indicati dagli Autori precedenti come "preWürmiani") e lembi di conglomerati interglaciali, in genere non segnalati da tali Autori (BINI, 1987); Complesso del Monte Trevasco (FERLIGA & CORBARI, 2000).

LITOLOGIA, LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI, MORFOLOGIA – L'unità raduna un'estrema varietà di litosomi, spesso organizzati in singole successioni coerenti a scala locale, ma non cartografabili separatamente alla scala della carta; si rimanda quindi per il dettaglio alla tab. 3 per il bacino del Brembo e alla tab. 4 (a, b - fuori testo) per i bacini Serio e dell'Oglio (Val Borlezza).

ETÀ – Il supersistema raduna corpi di età molto varia, per i quali non esistono attualmente elementi di datazione se non relativa; l'aggradazione dei depositi è quindi da collocarsi entro un intervallo di tempo esteso dal Pliocene superiore a tutto il Pleistocene.

3.2.4 - Gruppo di Prato Grande (GR)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi con clasti spigolosi; ammassi rocciosi disarticolati e coperture di blocchi accatastati *in situ* alla sommità di ammassi disarticolati (depositi di versante e di frana). 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 superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica; limite inferiore erosivo su unità permomesozoiche o su depositi neogenico-quadernari. Profilo di alterazione troncato.

LITOLOGIA - Depositi di versante e di frana: diamicton massivi pedogenizzati, a supporto clastico o di matrice con clasti spigolosi; ammassi rocciosi disarticolati e ribassati per gravità; coperture di blocchi accatastati *in situ* alla sommità di ammassi disarticolati.

MORFOLOGIA – Da poco a ben conservata: singoli corpi di frana con superficie convessa, contropendenza a monte e nicchia di distacco; estesi macereti a blocchi alla sommità di versanti ribassati per gravità.

AREA DI FIORAMENTO - A monte di Gromo sia in destra che in sinistra idrografica, in bassa Val Sedornia e lungo i versanti da Ponte Nossà a Casnigo.

ETÀ - In base all'alterazione dei depositi e ai rapporti stratigrafici l'età del gruppo è riferibile al Pleistocene medio.

Tabella 1 – Gruppo del Culmine – Bacino del Brembo – Quadro riassuntivo delle caratteristiche delle singole unità locali non distinte cartograficamente (S. Rossi)

unità	sinonimi	area affioramento	litologia	morfologia	limite inf	limite sup	cementazione
conglomerato del Pegherolo	Unità del Pegherolo, complesso della Cima di Menna (Rossi, 2000)	Versante Sud-Ovest del M. Pegherolo	conglomerati clinostratificati a clasti locali	Falde di detrito coalescenti	successione permo- triassica	superficie topografica	discreta-ottima
conglomerato di Piazzatorre		Ambedue i versanti del Brembo di Mezzoldo tra Frola e Piazzatorre	conglomerati clinostratificati a clasti locali	Falde di detrito	successione permo- triassica	superficie topografica	discreta-ottima
conglomerato di Piazza Brembana	Unità di Piazza Brembana, complesso del Culmine (Rossi, 2000)	Versante S del M. Torcola sopra Piazza Brembana	conglomerati clinostratificati a clasti locali	Falde di detrito	successione triassica	superficie topografica	discreta-ottima
conglomerato della Valle del Drago	Unità della Valle del Drago, complesso del Culmine (Rossi, 2000)	Valloni a NNW della Cima di Menna	conglomerati clinostratificati a clasti locali	Colate di versante, <i>debris flow</i> , depositi di frana di crollo	successione permo-triassica	superficie topografica	ottima-litificati
conglomerato di Corna delle Coste	Unità di Corna delle Coste, complesso del Culmine (Rossi, 2000)	Valsecca di Roncobello, versante S	conglomerati clinostratificati a clasti locali	carsificazione superficiale	successione triassica	superficie topografica	ottima-litificati

Tabella 2 – Gruppo del Culmine – Bacino del Serio – e Bacino del Gera – Valeggia – Borlezza: Quadro riassuntivo delle caratteristiche delle singole unità locali non distinte cartograficamente (C. Ferliga)

Bacino del Serio							
unità	sinonimi	area affioramento	litologia	morfologia	limite inf	limite sup	cementa- zione
conglomerati di Botto Alto	nuova istituzione	Verante a Nord di Ardesio	conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	piastrone che riveste il versante	successione carnica	superficie topografica	discreta- ottima
conglomerati di Baita del Dosso	nuova istituzione	versante Ovest del M. Avert	conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	carsificazione superficiale	successione triassica	superficie topografia	ottima- litificati
conglomerati di Zanetti	Unità di Zanetti (FERLIGA, 2000)	media Val Canale	diamicton massivo a blocchi di calcare di Esino	corpo di frana reinciso	successione permo-scitica	sintema di Val Canale	ottima- litificati
conglomerati di Casa Lova	Unità di Groppino p.p. (Ferliga, 2000)	Valle Nossana	conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	piastrone che riveste il versante	calcare di Esino	superficie topografica; sintema del Po	ottima
conglomerati di Baita Mandre	Unità di Groppino p.p. (FERLIGA, 2000)	Valle Fontagnone	conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	piastrone che riveste il versante	calcare di Esino	superficie topografica; sintema del Po	ottima
conglomerati di Cacciamali	nuova istituzione	versante Est di M. Secco	conglomerati e diamictiti a clasti locali	non conservata	successione carnica	supersintema della Colma del Piano	ottima
conglomerati di Foppello	nuova istituzione	Oltressenda Alta	conglomerati e diamictiti, clasti locali	non conservata	conglomerato del Dosso; calcare di Esino	supersintema della Colma del Piano	ottima
Bacino del Gera – Valeggia - Borlezza							
conglomerati di Val Poledra	Formazione di Val Poledra (FERLIGA, 2007)	Val Borlezza	diamictiti, conglomerati, megablocchi disarticolati di Dolomia Principale	corpo di frana in erosione accelerata	Dolomia Principale	supersintema di Cedrini	buona - ottima
conglomerati di Conca Verde	nuova istituzione	versante Sud di C. Crapet	conglomerati clinostratificati, clasti spigolosi locali	piastrone che riveste il versante	Dolomia Principale	superficie topografia	ottima
conglomerati di Campos	nuova istituzione	vallone a N di Rovetta	conglomerati a clasti spigolosi locali	profondamente sezionati da trincee di rilascio	Dolomia Principale	sintema di Corno Ceresa	ottima

Tabella 3 – Supersintema della Colma – Bacino del Brembo – Quadro riassuntivo delle caratteristiche delle singole unità locali non distinte cartograficamente (S. Rossi)

unità	sinonimi	area affioramento	litologia	morfologia	limite inf	limite sup	profilo alterazione	cementazione	paleogeografia
unità di Baita Fraggio	Würm, Unità di Mezzoldo, unità di Foppolo (Rossi, 2000)	Valsecca di Roncobello	till: diamicton massivo a supporto di matrice	morene laterali poco conservate	substrato roccioso	superficie topografica, sintemi di Bordogna e di Val Mezzeno	lieve alterazione dei feldspati, arenizzazione superficiale Verrucano; matrice 5YR-7.5YR	no	ghiacciaio di Val Mezzeno, varie fasi non distinguibili.
unità di Baite Valsecca	Würm, Unità di Mezzoldo, unità di Foppolo (Rossi, 2000)	Valsecca di Roncobello	till: diamicton massivo con clasti carbonatici e silicei	morene laterali	substrato roccioso	superficie topografica	calcarei ed arenarie con sottile cortex; fantasmizzazione dei clasti marnosi.; matrice 10YR	no	ghiacciaio di Val Mezzeno, varie fasi non distinguibili
unità di Inzogno	Unità di Inzogno. (Rossi, 2000)	Zogno, destra idrografica, q. 310 - 325	ghiaie alluvionali, prevalenti clasti carbonatici	terrazzi erosionali	substrato roccioso	superficie topografica, sintema di Inzogno	decarbonatazione parziale nei primi 50 cm, matrice 10YR	scarsa ed irregolare	Fiume Brembo
unità di Stabello	Unità di Stabello. (Rossi, 2000)	Zogno, sinistra idrografica, sopra q.300 m	ghiaie alluvionali, prevalenti clasti cristallini, subordinati carbonatici	terrazzi erosionali	substrato roccioso, sintema di Endenna	superficie topografica	alterazione profonda, decarbonatazione dei cementi fino a 4 m, cortex friabili ben sviluppati eccetto in tutti i litotipi; matrice colore 5 -7.5YR	sì	Fiume Brembo

3.2.5 - Gruppo della Valle dei Tetti (TE)

DEFINIZIONE - Conglomerati e diamictiti a supporto clastico, da rozzamente clinostratificati a ben stratificati, con clasti mal selezionati, spigolosi, in prevalenza di litotipi carbonatici locali con apporti esotici (depositi di versante). Morfologia ben conservata, in continuità con i fondovalle attuali. Cementazione buona.

SINONIMI: unità litostratigrafica di nuova istituzione (ROSSI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Superficie limite superiore coincidente con la superficie topografica; localmente superficie di erosione sulla quale poggiano facies di versante del sintema del Po e till di ablazione del supersintema di Lenna. Limite inferiore non erosivo, sulla successione permomesozoica o sui conglomerati del gruppo di Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco).

LITOLOGIA - Depositi di versante (conglomerato di Costa Pagliari): conglomerato massivo, costituito da clasti spigolosi da centimetrici a decimetrici, non alterati, matrice assente. Cementazione non omogenea, ma a bande spesse qualche decimetro, separate da livellide incoerenti o solo parzialmente cementati, con pseudostratificazione concorde al versante attuale. Clasti monogenici di calcare di Esino con rari esotici provenienti dall'alta valle, la cui presenza, a 900 m di quota, è indice del rimaneggiamento di depositi glaciali di cui non è rimasta più traccia, probabilmente afferenti a unità del supersintema della Colma del Piano.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Falde di detrito o lembi di falde di detrito cementate, di spessore sino oltre 20 m, scarsamente erose, concordanti con il versante e senza discontinuità morfologiche significative a monte e a valle. Ai margini frequenti rilasci gravitativi con caduta di blocchi. Posizione dei depositi, orientazione dei clasti e giacitura degli strati indicano che quando questi conglomerati si sono depositi la fisiografia della valle era simile all'attuale.

ETÀ - In base ai rapporti stratigrafici l'età del gruppo è riferibile al Pleistocene medio e superiore.

3.2.6 - Sintema del Po (POI)

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

SINONIMI - Sintema del Po, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite superiore coincidente con la superficie topografica; superficie limite caratterizzata da

suoli poco evoluti, assenza di alterazione dei clasti, orizzonte B scarsamente sviluppato o assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione; limite inferiore erosionale con il substrato o sulle unità continentali neogenico-quadernarie.

LITOLOGIA - Depositi di versante: diamicton talora stratificati parallelamente al pendio, a supporto sia clastico che di matrice sabbioso-limosa, matrice argillosa quando derivata da rimaneggiamento di sedimenti più antichi pedogenizzati; clasti eterometrici, sino a blocchi metrici, in genere spigolosi, arrotondati solo se provenienti da precedenti depositi glaciali o alluvionali, alimentati dai versanti soprastanti di cui riflettono le litologie.

- Depositi di frana: diamicton massivi a supporto di matrice fine e clasti spigolosi, eterometrici, sino a blocchi plurimetrici; clasti alimentati dai versanti soprastanti di cui riflettono le litologie.

- Depositi di *debris-flow* e di trasporto in massa: diamicton massivo a supporto di matrice con clasti spigolosi alimentati dai valloni soprastanti.

- Depositi colluviali: limi e limi argillosi con sparsi clasti spigolosi.

- Depositi alluvionali: ghiaie in corpi sia lenticolari che stratoidi, supporto clastico prevalente e matrice sabbiosa, ciottoli ben arrotondati, a selezione variabile; ghiaie a supporto clastico e matrice scarsa o assente, ben selezionate; sabbie massive o laminate. Frequenti ciottoli embricati. Clasti che rispecchiano i litotipi affioranti nel bacino a monte.

- Depositi di conoide alluvionale: depositi di entità ridotta, costituiti da ghiaie grossolanamente stratificate a supporto clastico o di matrice sabbiosa; arrotondamento dei clasti variabile in funzione del trasporto subito, ben arrotondati quando rielaborano depositi precedenti. Intercalati corpi lenticolari spesso massivi, o con ciottoli isoorientati (fenomeni di deposizione in massa), o con strutture minori quali laminazioni oblique a basso angolo e letti a ciottoli embricati. Clasti costituiti da litotipi affioranti nei bacini a monte.

- Depositi glaciali: diamicton a supporto di matrice con ciottoli e blocchi costituiti da litotipi affioranti negli anfiteatri in roccia a monte.

- Depositi lacustri e di torbiera: limi, limi argillosi e argille laminati e talora gradati; limi di colore scuro ricchi in materia organica; torbe in banchi sino a metrici.

AREA DI AFFIORAMENTO - Presenti diffusamente entro tutta l'area del foglio, spesso in maniera discontinua o con spessori pellicolari, oppure in corpi ben riconoscibili morfologicamente, ma di dimensioni ridotte, tali da non risultare cartografabili.

Ridotte falde di detrito alla base di quasi tutte le porzioni di versante a elevata pendenza; alla base delle grandi pareti in litotipi poco erodibili (carbonati triassici, basamento cristallino, Gruppo dei Laghi Gemelli) con

detritici coalescenti e falde con spessori plurimetrici e estensione cartografabile a questa scala.

Frane, colate di materiale e fenomeni di trasporto in massa di piccole dimensioni diffuse sia su litotipi permomesozoici sia su unità continentali neogenico-quadernarie, nonché sui materiali incoerenti derivati dalla pedogenesi; in alcuni casi esse coinvolgono volumi notevoli di roccia, sbarrando il deflusso delle acque e influenzando la sedimentazione in tutta l'area circostante.

Significativi per spessore e estensione sono i depositi alluvionali che in alcuni tratti riempiono i fondovalle attuali, a esempio presso Villa d'Ogna (bacino Serio), in Val Borlezza, in Valle Brembana.

Depositi glaciali presenti esclusivamente alle quote più alte, sui versanti orientali del monte Pradella.

Depositi lacustri e di torbiera frequenti alle quote più elevate, entro depressioni del substrato cristallino, spesso fittamente intercalati fra loro secondo le dinamiche tipiche di questi ambienti; talora su vaste estensioni torbiera tutt'ora in evoluzione.

Depositi lacustri di una certa estensione, con intercalazioni di materiali palustri presso Clusone nella zona dell'eliporto.

Significativi inoltre i depositi di torbe presenti a debole profondità nei dintorni di Cerete (RAVAZZI & MARINONI, 2007 per una bibliografia aggiornata), coltivati nel secolo scorso, e depositi entro un'area impaludata, sbarrata presumibilmente da colate di materiali allo sbocco dei valloni laterali presenti più a valle (valle di Covale, Valle Faccanoni) (FERLIGA & BINI, 2007).

MORFOLOGIA - Ben conservata, da parzialmente in erosione a ancora in evoluzione.

Depositi di versante: falde di detrito e conici di deiezione alla base di pareti rocciose o dei versanti più scoscesi.

Depositi di frana: accumuli massivi a profilo convesso e superficie molto articolata, caotica, con evidente nicchia di distacco a monte; forme grossolanamente a cono alla base di brevi e ripidi valloni privi di reticolo idrografico.

Depositi di *debris-flow* e di trasporto in massa: lobi o conici allo sbocco di canali o in corrispondenza di ampie e incavate rientranze del versante; conici allo sbocco di valli laterali caratterizzati da apice che entra profondamente entro esse.

Depositi alluvionali: terrazzi alluvionali nei fondovalle. Spesso riconoscibili, a grande scala, più ordini di terrazzi successivi, in genere poco rilevati rispetto all'alveo attuale.

Conoidi alluvionali: in genere di piccole dimensioni o al di sotto della cartografabilità, allo sbocco delle valli laterali, spesso incassate entro

superfici erosionali che trancano grandi conoidi di frana o trasporto in massa più antichi.

Depositi glaciali: evidenti piccole morene terminali, in genere sospese.

Depositi lacustri e di torbiera evidenziati da superfici pianeggianti a drenaggio ridotto, con tendenza all'impaludamento (es: eliporto di Clusone, a Ovest di località Vogno).

ETÀ - La deposizione del sintema 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.

Indicazioni cronologiche si hanno solo per i depositi torbosi sepolti presso Cerete a partire da circa 6 m sotto il piano campagna; qui la base della successione affiorante è datata 14500 anni cal bC, mentre il livello più alto risulta 4200 anni cal bC (RAVAZZI & MARINONI, 2007)

3.3 - BACINO DEL FIUME BREMBO (S. ROSSI)

3.3.1 - Conglomerato di Val Vedra (VVD)

DEFINIZIONE - Conglomerati a clasti eterometrici, spigolosi o arrotondati, in corpi lenticolari paralleli al versante; locali accenni di laminazione obliqua e ciottoli isoorientati (depositi di versante)

SINONIMI - Complesso del Pizzo Menna *p.p.* (ROSSI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore con il substrato mesozoico, limite superiore coincidente con la superficie topografica. Discordanza morfologica tra conglomerato e il fondovalle attuale di circa 130 m per il corpo di Passo del Vindiolo, inferiore per quello di C.na Mora: questa differenza induce a pensare che il secondo litosoma conglomeratico sia più giovane, anche per posizione geometrica. Per il corpo principale non esistono rapporti stratigrafici diretti; può tuttavia essere considerato anteriore, per geometrie e entità delle discordanze morfologiche, al conglomerato della Corna Buca, sul versante opposto della Cima di Menna.

LITOLOGIA - Depositi di versante: conglomerati a supporto di clasti, matrice sabbiosa da scarsa a molto abbondante, clasti da spigolosi a arrotondati, da 5 a 10 cm con rari blocchi sino a 30 cm; organizzati in corpi lenticolari paralleli al versante, con spessore variabile tra 30 cm e 2 m, talora a base erosionale. Presenti lenti di conglomerati privi di matrice con spessore sino a 1 m e clasti sino a 5 cm moderatamente selezionati, e conglomerati a supporto di matrice con accenni di laminazione obliqua e ciottoli isoorientati parallelamente alle lamine. Alcuni orizzonti sono separati da livelletti centimetrici di sabbie poco cementate.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Ampie falde di detrito in gran parte erose, conservate in posizione di cresta a valle del Passo del Vindiollo tra q. 1620 e q. 2030 e presso C.na Mora tra q.1300 e q.1670; placche limitate da scarpate erosionali, con superficie solo debolmente modellata, affioranti già dalla cresta a Sud del Passo del Vindiollo, pertanto non più in rapporto diretto con le aree di alimentazione. Localmente il piastrone conglomeratico è interessato da fratture di rilascio parallele alle scarpate principali, mentre verso valle si osservano numerosi blocchi di frana anche di dimensione metrica.

ETÀ - Non esistono dati per attribuire un'età precisa al conglomerato di Val Vedra. Essendo però più antico del conglomerato della Corna Buca, può essere ritenuto di età miocenica.

3.3.2 - *Conglomerato della Corna Buca (BUA)*

DEFINIZIONE - Conglomerati con clasti e blocchi da spigolosi a moderatamente arrotondati con matrice abbondante in letti lenticolari: depositi di versante e di conoide.

SINONIMI - Complesso del Pizzo Menna *p.p.* (ROSSI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore, non visibile, con la successione mesozoica erosa; limite superiore coincidente in gran parte con la superficie topografica, con fenomeni erosionali lungo gli alvei dei corsi d'acqua e pedogenesi con decarbonatazione dei cementi nei primi 15 - 30 cm; localmente limite superiore con depositi glaciali del supersistema di Lenna.

LITOLOGIA - Depositati di versante: conglomerati in letti lenticolari plurimetrici spesso con base erosiva, a supporto clastico, matrice abbondante, clasti da spigolosi a moderatamente arrotondati, da 3 sino a 20 cm; frequenti livelli moderatamente selezionati, con clasti sino a 8-10 cm, che divengono più grossolani in aree prossimali alle fonti di alimentazione; intercalati conglomerati a supporto clastico privi di matrice, con clasti da spigolosi a arrotondati.

- Depositati di conoide: conglomerati a supporto clastico con matrice, clasti e blocchi da spigolosi a moderatamente arrotondati sino a 100 cm, in livelli lenticolari a base erosionale e con gradazione da inversa a diretta, alternati a letti lenticolari con meno matrice; piccole lenti di arenarie grossolane massive con ciottoli fini isoorientati; lenti di arenarie medio-fini sino a 80-100 cm di spessore, con laminazione obliqua e isoorientazione dei clasti.

Giacitura suborizzontale nella parte bassa della successione, con inclinazione crescente verso l'alto. Clasti carbonatici di calcare di Esino e di unità eteropiche affioranti sui versanti soprastanti, e sparsi clasti di conglomerati a supporto clastico, scarsa matrice arenacea, ciottoli arrotondati anche di Verrucano Lombardo. Cementazione ovunque molto buona e omogenea.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti settentrionali della Cima di Menna, di fronte a Bàresi tra q. 1050 e q. 1750, e di Croce del Pizzo, di fronte a Capovalle, tra q. 1250 e q. 1600.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Falda di detrito a conoidi coalescenti che colma valloni preesistenti, priva di morfologie superficiali significative in quanto successivamente glacializzata. Placche erose verso valle e sospese di circa 200 m rispetto all'attuale fondovalle. Nel vallone di fronte a Baresi imponenti strutture carsiche sviluppate in zona satura, principalmente condotte con diametro sino a 3 m e asse pressoché orizzontale a orientazione SE-NW, e evidenti cupole, troncate dall'erosione della scarpata. Ugualmente intenso, ma con strutture di dimensioni ridotte, è il carsismo nei depositi di fronte a Capovalle.

Il litosoma si raccorda a un fondovalle posto a una quota incompatibile non solo con la fisiografia attuale ma anche maggiore rispetto al livello di base dell'erosione correlato ai depositi del gruppo di Camerata Cornello, rispetto ai quali risulta quindi anteriore.

ETÀ – Anteriore al gruppo di Camerata Cornello (Pliocene inferiore), attribuito quindi al Miocene premessiniano

3.3.3 - Conglomerato di Zorzone (**ZOZ**)

DEFINIZIONE - Conglomerati a clasti spigolosi, matrice assente, in strati clinostratificati secondo il versante; conglomerati a clasti spigolosi o arrotondati, matrice abbondante (depositi di versante).

SINONIMI - Cartografata come Unità di Zorzone all'interno del Complesso del Pizzo Menna in Rossi (2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite superiore coincidente in gran parte con la superficie topografica, localmente suturato da depositi di versante del sintema del Po; limite inferiore sempre sulla successione mesozoica. In queste condizioni non è possibile definire i rapporti stratigrafici con altre unità. Per litologia, stato di cementazione e strutture carsiche è forse considerabile una unità coeva del Conglomerato di Corna Buca.

LITOLOGIA - Depositi di versante: conglomerati a supporto clastico, con clasti spigolosi da 2 a 15 cm, moderatamente selezionati, matrice assente o scarsissima, siltosa; in strati lenticolari, spessi da 15 a 200 cm, clinostratificati parallelamente al versante, con limiti tra gli strati prevalentemente transizionali per variazione di granulometria e selezione, raramente netti non erosivi; conglomerati a supporto clastico o di matrice siltosa, localmente arenacea, con ciottoli da spigolosi a arrotondati, isoorientati, e rarissimi livelli a gradazione inversa; orizzonti lenticolari spessi da 30 a 90 cm, con base netta, frequentemente erosionale. Clasti totalmente carbonatici (calcare di Esino e formazione di Gorno).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Ampia falda di detrito a monte dell'abitato omonimo, alle pendici della cresta Sud-Est della Cima di Menna, da q.850 a oltre q.1400, caratterizzata da un buon raccordo morfologico con il versante soprastante, e una discontinuità morfologica di oltre 180 m con il fondovalle attuale in media Val Vedra, e di 190 m a Zambra bassa. Il conglomerato su cui sorge l'abitato di Zorzone arriva invece a circa 20 m dall'alveo del torrente Parina, poco meno di quello che costituisce il terrazzo erosionale a valle di Oltre il Colle.

ETÀ - Attualmente non esistono dati paleontologici o geocronometrici che permettano di attribuire all'unità un'età precisa. Tuttavia la geometria dei depositi suggerisce il collegamento a una fisiografia anteriore all'approfondimento messiniano, quindi una età genericamente miocenica superiore.

3.3.4 - Conglomerato di Val delle Fontane (VFO)

DEFINIZIONE - Diamictite a ciottoli di Dolomia Principale profondamente alterata a pinnacoli (depositi di versante).

SINONIMI – Unità non distinta in precedenza.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - L'unità poggia direttamente sulla Dolomia Principale; limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Depositi di versante cementati e fortemente alterati: diamictite massiva con ciottoli di dolomia alterati dall'interno immersi in una matrice ocra chiara che li avvolge lasciando liberi gli interstizi tra i clasti, ciottoli subarrotondati per alterazione e eterometrici, con dimensioni variabili da pochi centimetri a qualche metro, cemento di colore grigio chiaro, avvolgente tutti i clasti occupando parte degli interstizi. Si osservano cavità di ciottoli "fantasmi" in superficie.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sud-Ovest di Oltre il Colle, lungo la strada che porta a Pian della Palla.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – L'unità si presenta quasi interamente suddivisa in pinnacoli dovuti a alterazione (organi geologici). La morfologia risultante è quindi particolarmente aspra.

ETÀ - Depositi di versante molto antichi, con uno spessore minimo pari all'altezza dei pinnacoli. In base all'alterazione e ai rapporti altimetrici con altre unità antiche è possibile riferire l'unità al Miocene superiore.

3.3.5 - Sintema di Endenna (END)

DEFINIZIONE - Ghiaie con ciottoli ben arrotondati, abbondanti ciottoli discoidali, matrice sabbiosa, abbondante (depositi alluvionali). Depositi intensamente alterati.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione, non distinta in precedenza.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale col substrato mesozoico, su superfici terrazzate poste a quote differenti; limite superiore sempre erosionale, coincidente con la superficie topografica o localmente coperto da depositi del supersistema della Colma del Piano.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa abbondante, con ciottoli ben arrotondati sino a 30 - 40 cm e abbondanti ciottoli discoidali; depositi intensamente alterati di cui restano solo lembi dell'orizzonte C dei suoli su di essi sviluppatasi e successivamente troncati; ciottoli cristallini alquanto rinsaldati e immersi in una matrice argilloso sabbiosa di colore bruno rossastro (10YR da 6/8 a 5/8 presso Somendenna; 7.5YR da 4/4 a 3/4 presso Piazzacava, a N di S. Pellegrino). In corrispondenza dello sbocco di corsi d'acqua locali presenti orizzonti interpretabili come depositi essenzialmente gravitativi legati a canali a carattere torrentizio, coevi alle facies alluvionali, caratterizzati da clasti carbonatici e terrigeni locali spigolosi o subarrotondati, immersi in una matrice limosa sabbiosa bruna con inclusi di argille limose giallastre, allineati su superfici parallele al pendio. Depositi completamente decarbonatati, con abbondanti clasti di porfidi del Gruppo dei Laghi Gemelli, debolmente alterati con macchie di ossidi di ferro; nettamente subordinati arenarie e conglomerati del Verrucano Lombardo, intensamente alterati tanto da avere separazione dei singoli clasti per dilavamento delle acque piovane; fantasmi limosi di clasti derivati da litotipi terrigeni fini, deformati dalla compenetrazione dei ciottoli adiacenti, e fantasmi di clasti carbonatici argillificati.

AREA DI AFFIORAMENTO – Margine meridionale del foglio e limitrofo Foglio Bergamo (Fig. 13 fuori testo).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Depositi intensamente erosi, caratterizzati da svariati terrazzi con scarpate alte sino a 10 m, sviluppate sia parallelamente al Brembo sia parallelamente ai corsi d'acqua che vi confluiscono. Talvolta sequenze di terrazzi correlabili, come alla confluenza tra il torrente Grumello e il Brembo (nell'attiguo Foglio Bergamo), dove si osservano tre differenti scarpate a q. 410, 390 e 370 m circa. Questo dato certamente indica un'erosione polifasica comune a entrambi i corsi d'acqua: dunque sia la Valle del Brembo che la valle del Torrente Grumello si sono evolute contemporaneamente.

A Nord di Braccamolino e a Nord di Endenna invece l'unità è incisa da scarpate relative a corsi d'acqua non più correlabili al contesto fisiografico e al reticolato idrografico attuale, e quindi da ritenersi anteriori all'attuale assetto del territorio. In particolare il corso d'acqua che ha modellato il conoide in roccia, ammantato da poco detrito di versante appena rimaneggiato, su cui sorge parte dell'abitato di Endenna, proveniva da Braccamolino, che si trova ora su un culmine di cresta. E dalla cresta attuale

non potevano provenire i torrenti che hanno inciso le scarpate orientate NW SE a N di Somendenna, incise in roccia (principalmente Argilliti di Riva di Solto) e percorse da ruscelli a carattere stagionale.

Un terzo esempio di morfologie che interessano il sintema di Endenna si osserva in Val Bruciata, tra Endenna e Grumello dei Zanchi (nell'attiguo Foglio Bergamo), il sintema di Endenna presenta una morfologia differente: esiste una sola scarpata erosionale che va dalla sommità degli affioramenti al fondovalle, attraversando senza discontinuità morfologiche il limite inferiore dell'unità al contatto con il substrato roccioso (Argilliti di Riva di Solto, Dolomia Principale). Questo lineamento morfologico, che taglia sia il sintema di Endenna sia la successiva Unità di Stabello (supersintema della Colma del Piano), nonché tutte le morfologie erosionali descritte, appare dunque correlabile a un livello di base più vicino all'attuale rispetto a quelli ricostruibili in altri settori ove affiora il conglomerato: la Val Bruciata si è quindi evoluta più recentemente del resto dell'area.

ETÀ - Non esistono dati paleontologici o geocronometrici che possano fornire indizi per attribuire un'età, anche approssimata, al sintema di Endenna. L'unità è costituita da depositi fluviali, la cui superficie di massima aggradazione si trova sino a quasi 200 m di quota più in alto dell'attuale livello medio del Brembo. Considerando il gradiente medio calcolato in base ai dati (8%), e ipotizzando per semplicità che i movimenti di carattere tettonico siano stati omogenei su tutto il corso del fiume, il limite superiore del sintema di Endenna potrebbe "sfociare" sulla pianura alla quota attuale di circa 410 m. Tale livello, che si trova a circa 165 m al disopra del corso attuale del Brembo, non è in equilibrio morfologico con alcuna superficie conosciuta al margine della pianura. È inoltre più alta di 135 m rispetto ai depositi pliocenici della Formazione del Tornago e del Conglomerato di Madonna del Castello. Di conseguenza il sintema di Endenna è da considerarsi anteriore anche a queste due unità, e potrebbe quindi essere riferita alla fase evolutiva del Pliocene inferiore.

3.3.6 - Gruppo di Camerata Cornello (LL)

DEFINIZIONE – Conglomerati a supporto clastico, clasti arrotondati spesso discoidali, sparsi blocchi spigolosi provenienti dai versanti, laminazione incrociata e concava, ciottoli embricati; sabbie in lamine pianoparallele con rari ciottoli arrotondati; ghiaie grossolane in banchi a laminazione obliqua, matrice sabbiosa, clasti cristallini prevalenti (depositi alluvionali). Arenarie e conglomerati in *foreset* immergenti verso Sud (depositi deltizi).

Limi sabbiosi e sabbie limose in lamine pianoparallele con locali sequenze decimetriche torbiditiche (depositi parali). Conglomerati fini e medi con apporti dal versante, sabbie medie e limi a laminazione pianoparallela (depositi alluvionali e lacustri). Cementazione buona; alterazione profonda.

Il gruppo è suddiviso in quattro unità litostratigrafiche, non distinte cartograficamente. Dato che esso affiora lungo il corso del Brembo, in corrispondenza del limite fra il presente foglio e il limitrofo Foglio 076 – Lecco, e che tutti gli affioramenti concorrono alla sua interpretazione paleogeografica e cronologica, le unità che lo compongono vengono qui descritte nel loro complesso, senza tener conto della divisione tra i fogli (Fig. 13 - fuori testo).

SINONIMI – Conglomerato della Foppa: Unità della Foppa (BINI *et alii*, 2000). Conglomerato di Scalvino: Würm *p.p.* (DESIO, 1944b; HAUPT, 1938; LEVY, 1915), Unità di Scalvino (BINI *et alii*, 2000). Formazione di Val Foppa Bona, formazione di Darco: Würm (TARAMELLI, 1910), *Diluvium Antico* (DESIO, 1944b), Unità di Val Foppa Bona e Unità di Darco da (BINI *et alii*, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Conglomerato di Scalvino: limite inferiore su depositi di versante cementati e sulla successione mesozoica; formazione di Val Foppa Bona: limite inferiore non affiorante, geometricamente copre la superficie di erosione a tetto del conglomerato di Scalvino; formazione di Darco: limite inferiore su substrato; conglomerato de La Foppa: limite inferiore su substrato o erosionale sulla formazione di Val Foppa Bona. Limite superiore costituito da una superficie di erosione coperta da depositi di versante del sintema del Po o del gruppo del Culmine, o da till e ghiaie fluvioglaciali del supersintema della Colma del Piano.

LITOLOGIA – Il conglomerato di Scalvino e il conglomerato de La Foppa sono costituiti da depositi alluvionali:

- conglomerati in letti suborizzontali (conglomerato de La Foppa) oppure in corpi planari e lenticolari clinostratificati, con immersione verso S e inclinazione sino a 30° decrescente da Nord verso Sud (conglomerato di Scalvino); supporto di matrice arenacea media e grossolana da scarsa a molto abbondante, talora concentrata in lenti, con ciottoli e blocchi ben arrotondati, frequenti ciottoli di dimensioni maggiori di 50 cm ben arrotondati e ciottoli discoidali (conglomerato de La Foppa), sparsi blocchi spigolosi di grandi dimensioni provenienti dal versante (conglomerato di Scalvino);
- sabbie da medie a grossolane, massive o con laminazione pianoparallela (conglomerato di Scalvino).

Si osserva anche una debole inclinazione parallela al versante, legata a deformazione posteriore alla litificazione, per lieve scivolamento lungo il versante o per collasso da erosione di livelli sottostanti (conglomerato di Scalvino).

La formazione di Val Foppa Bona è costituita da:

- depositi alluvionali: conglomerati in strati con giacitura 236°/28°, a supporto di matrice arenacea, con ciottoli ben arrotondati, moderatamente

selezionati, diametro sino a 5 - 6 cm con rari ciottoli sino a 12 cm, laminazione obliqua $172^{\circ}/42^{\circ}$; ghiaie grossolane al limite tra supporto clastico e supporto di matrice, con pochissima matrice, talora concentrata in lenti; ghiaie a supporto clastico ben lavate; sabbie con rari ciottoli arrotondati in lamine pianoparallele; ghiaie massive o con laminazione incrociata a basso angolo, a supporto di matrice sabbiosa con ciottoli sino a pochi centimetri di diametro, molto poco addensati; ghiaie a supporto di matrice con ciottoli arrotondati, diametro da 2 a 10 - 15 cm, rari ciottoli più grossolani concentrati in livelli, con laminazione incrociata e concava. Frequenti ciottoli embricati. Prevalenti ciottoli costituiti da porfidi, arenarie e metamorfiti del basamento, subordinati ciottoli carbonatici.

- depositi deltizi: arenarie stratificate medie e grossolane con sparsi ciottolotti arrotondati e laminazione pianoparallela, in foreset inclinati verso S; a Nord in strati a spessore e inclinazione crescenti, e passanti a ghiaie medie e fini a matrice sabbiosa, al limite tra supporto di matrice e supporto clastico, con laminazione incrociata a basso angolo; verso Sud divengono sottili letti a bassa inclinazione di sabbie medie e grossolane e ghiaie fini con accenni di laminazione inclinata a basso angolo (*bottomset*).

- depositi lacustri: limi sabbiosi e sabbie fini limose in livelletti centimetrici a laminazione pianoparallela, con rari livelletti di sabbia grossolana passante a ghiaia fine.

La formazione di Darco è costituita da:

- depositi alluvionali: conglomerati medio-fini in strati suborizzontali massivi o a laminazione incrociata, supporto di matrice arenacea media e grossolana o passanti a supporto clastico, clasti ben arrotondati, moderatamente selezionati; ghiaie fini a matrice arenacea grossolana con sparsi ciottoli più grossolani, massive o a laminazione pianoparallela; talvolta intercalati livelletti pianoparalleli di sabbia grossolana. Laminazione pianoparallela o incrociata a basso angolo, frequenti embricature, rari livelli a gradazione normale.

- depositi lacustri: sabbie medie e fini a laminazione pianoparallela, con livelletti di ghiaia fine a base erosionale; sequenze decimetriche (torbidity) a base erosionale, con ghiaia fine alla base passante a sabbie a laminazione pianoparallela e a limi; *mass flow* con ghiaia fine e media a supporto di abbondante matrice arenacea fine. Diffuse strutture di deformazione da carico tipo *cast load*.

Tutti i litotipi grossolani sono ben cementati. Nelle facies lacustri, meno coerenti, sono molto evidenti faglie normali, a direzione parallela alla valle. Fenomeni di alterazione non ben visibili, probabilmente a causa di successiva erosione degli orizzonti superficiali; presso Darco, nel limitrofo Foglio 076 – Lecco, accenni di strutture a organi geologici, con tozzi pinnacoli di conglomerato preservati tra ben sviluppate tasche di alteriti.

AREA DI AFFIORAMENTO - Conglomerato de La Foppa: destra idrografica del fiume Brembo appena a N di Darco, tra quota 440 m e quota 450 m, a valle di C. Pianchella, a N di Scalvino; sinistra idrografica del Brembo di fronte a Scalvino, presso La Foppa, poco sopra quota 450 m. Conglomerato di Scalvino: destra idrografica del Fiume Brembo, a monte del vecchio tracciato ferroviario, cinquanta metri a S del ponte che porta verso C. Cornamena, sull'altra sponda, dal livello della strada, a q. 466 m, sino a oltre q. 550 m. Formazione di Val Foppa Bona: sinistra idrografica del Fiume Brembo, in speroni delimitati da pareti verticali appena a N di Scalvino, a monte de La Foppa, a monte di Case Fenili, sullo sperone N all'imbocco della Val Parina e sul promontorio che genera l'ansa del Brembo a N di Darco, presso Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco), dal livello del fiume, poco sotto quota 450 m, sino a quota 550 m. Formazione di Darco: litosoma esteso a tutto l'abitato di Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco) e di Darco; affiora inoltre presso Portiera, sull'altro lato della valle, e a valle di Darco con una successione di sabbie e limi lacustri. I depositi sono distribuiti dal livello del fiume, a circa 420 m, sino a 550 metri circa di quota.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Formazione di Darco: il litosoma principale, nel limitrofo Foglio 076 - Lecco, è delimitato verso valle da scarpate erosionali alte oltre 30 m, e è suddiviso in lingue secondarie da scarpate erosionali sviluppate lungo torrenti anche a carattere temporaneo; la sua superficie è erosiva. Tra lo sperone di Darco e l'inizio della forra di Cornello il fiume Brembo è rimasto incanalato tra il corpo conglomeratico e il versante orientale della valle, su cui i resti della formazione di Darco sono stati preservati dall'erosione solo in corrispondenza di una rientranza del versante, generata dai due torrenti che scorrono presso Portiera.

Le altre unità costituiscono terrazzi di aggradazione del Brembo, in gran parte smantellati dall'erosione.

Da notare è inoltre la presenza di un delta nella formazione di Val Foppa Bona; esso implica la presenza di un corpo idrico ricevente, non sono però stati trovati nè ostruzioni possibili nè resti di ostruzioni della Valle Brembana e pertanto non vi sono mai stati laghi di dimensioni appropriate a un delta nella valle. La ricostruzione della linea di riva del mare durante il Pliocene inferiore (BINI & ZUCCOLI, 2005) indica che la zona di Camerata Cornello era a livello del mare, e quindi si può ipotizzare che la formazione di Val Foppa Bona, affiorante immediatamente a monte di tale area e a quote compatibili, rappresenti il delta del Brembo nel mare pliocenico.

ETÀ – Sulla base delle considerazioni paleogeografiche sopra riportate per la formazione di Val Foppa Bona, si assegna al gruppo, in via attualmente ipotetica, un'età Pliocene inferiore.

3.3.7 - Supersintema di Lenna (LE)

DEFINIZIONE - Diamicton a ciottoli e blocchi (till di ablazione o di alloggiamento). Ghiaie e sabbie laminate (depositi fluvioglaciali). Morfologie ben conservate, profilo di alterazione inferiore a 1 m. Ghiaie e sabbie a laminazione obliqua o massive (depositi alluvionali, Sintema di Bordogna - **LEB**).

Il supersintema di Lenna è costituito da sintemi relativi ai vari ghiacciai che, durante l'ultima glaciazione, hanno interessato la Valle Brembana e le valli laterali senza entrare in coalescenza tra loro. Vengono quindi descritte le caratteristiche generali del supersintema, mentre per le singole unità, si rimanda alla tab. 5.

SINONIMI - Würm p. p. *Auctorum*; Complesso del Brembo (ROSSI *et alii*, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite superiore quasi sempre coincidente con la superficie topografica, caratterizzato da morfologie localmente ben conservate, spesso in erosione, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto, modesta ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi a elevato contenuto in Fe, profondità massima dell'alterazione 1,5 - 2 m, sviluppo di suoli con spessore massimo 30 - 40 cm. Nelle zone a quote più elevate, matrice debolmente alterata e fronte di decarbonatazione pressoché inesistente, limitato a pochi centimetri nelle aree più umide e vegetate. Localmente l'unità è coperta con limite erosionale dal sintema del Po.

Limite inferiore su substrato con rare tracce significative da esarazione (dossi montonati), o con unità glaciali più antiche (supersintema della Colma del Piano).

LITOLOGIA - Depositi glacigenici:

- till di ablazione: diamicton con abbondante matrice limoso sabbiosa, a ciottoli e blocchi da moderatamente a ben arrotondati, prevalenti clasti di litotipi dell'alta Valle Brembana (gneiss di Morbegno, porfidi e arenarie del Gruppo dei Laghi Gemelli, Verrucano Lombardo) soprattutto se di grandi dimensioni, subordinati clasti di calcare di Esino e in minima percentuale di altre unità carbonatiche (Calcare di Angolo, Formazione di Breno); in prossimità dei rilievi carbonatici tali litotipi costituiscono la componente esclusiva dei diamicton. Frequenti massi erratici, talora sino a 10m³ di volume.

- till di alloggiamento: diamicton a supporto di matrice limoso sabbiosa bruno giallastra localmente sovraconsolidata, con ciottoli e blocchi sino a 40 cm, da poco a ben arrotondati, e rari ciottoli a ferro da stiro costituiti da

Tabella 5 - Supersintema di Lenna: quadro riassuntivo delle caratteristiche delle singole unità locali, distinte in carta () o non distinte cartograficamente (#) (S. Rossi)*

unità	sinonimi	area affioramento	litologia	morfologia	limite inf	limite sup	alterazione	paleogeografia
sintema di Bordingna (*)	complesso del Brembo, unità di Baresi (Rossi, 2000)	Val Brembana ramo di Valleve	Till: dmm a clasti silicei e carbonatici locali; depositi di contatto glaciale: sabbie, ghiaie e limi.	Morene laterali ben conservate	Substrato roccioso; conglomerati del Gruppo del Culmine	superficie topografica	scarsa, profilo di alterazione fino a 1 m colore 5YR-7.5YR	Ghiacciaio del Brembo di Valleve e fasi di ritiro nell'asse vallivo principale.
sintema di Valsecca (#)	complesso del Brembo, unità di Valsecca (Rossi, 2000)	Valsecca	Till di ablazione e di colata: dmm a clasti silicei e carbonatici locali; till di alloggiamento: dmm sovraconsolidati; depositi di contatto glaciale: sabbie, ghiaie e limi e diamicton.	Morene laterali e frontali riconoscibili; pianie fluvioglaciali.	Substrato roccioso	superficie topografica, unità postglaciale, depositi di versante	Scarsa, inferiore al metro; colore di alterazione molto variabile in funzione del contenuto litologico	Ghiacciaio di Roncobello, Valsecca.
subsintema dei Tre Pizzi (#)	complesso del Brembo, unità dei Tre Pizzi (Rossi, 2000)	Valsecca (tra la cima Pietra Quadra e Capovalle)	Till di ablazione: dmm non alterato; depositi di contatto glaciale: ghiaie e sabbie.	Morene laterali e frontali ben conservate; pianie fluvioglaciali intramoreniche	Substrato roccioso; Sintema di Valsecca	superficie topografica, unità postglaciale, depositi di versante	scarsa; colore di alterazione molto variabile.	Ghiacciaio locale dei Tre Pizzi, versante N della Valsecca, fasi di ritiro.
subsintema del Vindiolo (#)	complesso del Brembo, unità dei Tre Pizzi, Menbro del Vindiolo (Rossi, 2000)	A valle del Passo del Vindiolo, sinistra idrografica della Valsecca	Till di ablazione: dmm; depositi di contatto glaciale: ghiaie e sabbie.	Morene laterali ben conservate	Substrato roccioso.	superficie topografica, unità postglaciale, depositi di versante	scarsa; colore di alterazione molto variabile.	Ghiacciaio locale, fasi di ritiro

Segue Tabella 5

unità	sinonimi	area affioramento	litologia	morfologia	limite inf	limite sup	alterazione	paleogeografia
subsintema di Baite Campo (#)	complesso del Brembo, unità dei Tre Pizzi, membro di Baite Campo (Rossi, 2000)	Testata della Valsecca, in destra idrografica	Till di ablazione: dmm; depositi di contatto glaciale: ghiaie e sabbie; depositi di versante: dmm con scarsa matrice	Morene laterali e frontali e pianie fluvio-glaciali intramoreniche ben conservate.	Substrato roccioso; Sintema di Valsecca	superficie topografica, unità postglaciale, depositi di versante	Inferiore al metro; ciottoli carbonatici non alterati	Ghiacciaio locale, fasi di ritiro
subsintema della Marogella (#)	complesso del Brembo, unità dei Tre Pizzi, membro della Marogella (Rossi, 2000)	A valle del Passo della Marogella, sinistra idrografica della Valsecca	Till di ablazione: dmm; depositi di contatto glaciale: ghiaie e sabbie; depositi di versante: dmm con scarsa matrice	Morene laterali e frontali e pianie fluvio-glaciali intramoreniche ben conservate.	Substrato roccioso; Sintema di Valsecca	superficie topografica, unità postglaciale, depositi di versante	Inferiore al metro; colore di alterazione molto variabile in funzione del contenuto litologico	Ghiacciaio locale, fasi di ritiro.
sintema del Vallone (#)	complesso del Brembo, unità della Cima di Menna (Rossi, 2000)	Vallone a NW della Cima di Menna, sinistra idrografica di Valsecca	Till di ablazione: dmm; till di alloggiamento: dmm sovraconsolidati. depositi di contatto glaciale: ghiaie e sabbie.	Morene laterali ben conservate; pianie fluvio-glaciali riconoscibili.	Substrato roccioso; Conglomerato della Corna Buca	superficie topografica; unità postglaciale, depositi di versante	Inferiore al metro; ciottoli carbonatici non alterati.	Ghiacciaio locale nel Vallone sotto la Cima di Menna
sintema di Zogno (#)	complesso del Brembo, unità della Cima di Menna (Rossi, 2000)	Terrazzi del Brembo da Zogno a S. Pellegrino	Ghiaie sabbiose e sabbie	Terrazzi alluvionali	Substrato, S. di Inzogno, S. di Endenna	superficie topografica, unità postglaciale, depositi di versante	Ciottoli carbonatici non alterati.	Fiume Brembo

porfidi; litologia dei clasti eterogenea, rispecchiante il substrato, dal basamento metamorfico del crinale orobico alle unità carbonatiche della Valsecca.

- till di colata: diamicton a clasti eterometrici da spigolosi a arrotondati immersi in matrice limoso sabbiosa.

Depositi fluvioglaciali: ghiaie in letti grossolani a laminazione obliqua a scala metrica, supporto clastico, matrice sabbiosa, ciottoli ben arrotondati, talora isoorientati o embricati ove i letti siano inclinati; subordinate sabbie a laminazione obliqua e parallela; ghiaie con matrice sabbioso limosa e ciottoli e blocchi scarsamente arrotondati; ghiaie con scarsa matrice, supporto clastico, talora a gradazione inversa. Depositi di versante: diamicton grossolanamente stratificati in banchi planari e letti lenticolari clinostatificati, con ciottoli e blocchi sino a 80 cm immersi in abbondante matrice limoso sabbiosa.

AREA DI AFFIORAMENTO - placche discontinue sui versanti e sui fondovalle principale e laterali, dal margine settentrionale del foglio sino a poco a Sud di Lenna; apparati morenici legati a fasi LGM locali sono presenti inoltre in tutti i rami laterali della Valsecca. I depositi fluvioglaciali affiorano estesamente lungo il corso del Brembo dal margine meridionale del foglio, prevalentemente in destra idrografica, sino a Antea, prevalentemente in sinistra idrografica, con affioramenti sino a q. 310 a Zogno (immediatamente a Sud del margine del foglio), e sino a q. 380 m s.l.m. presso S. Pellegrino e Antea.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Forme abbastanza fresche e ben definite, sebbene in gran parte troncate dall'erosione lungo l'asse principale delle valli. Cordoni morenici ben riconoscibili, frequentemente separati da strette piane fluvioglaciali.

Le morene laterali del ghiacciaio del Brembo, che derivava dalla coalescenza delle due lingue di Valleve (coi due rami di San Simone e di Foppolo) e di Carona sono conservate solo in posizioni particolari (Passo del Vendulo, Lenna).

In Valsecca è testimoniata una trasfluenza del Ghiacciaio del Brembo di Valleve che tronca le morene LGM dell'apparato locale: è evidente quindi la non sincronicità della fase di LGM tra la valle principale e la laterale, dovuta verosimilmente all'esposizione a S dei bacini minori. Tutti gli apparati della Valsecca di Roncobello si sono mantenuti isolati e non hanno mai raggiunto il Ghiacciaio del Brembo.

ETÀ - Pleistocene superiore.

3.4 - BACINO DEL FIUME SERIO (C. FERLIGA)

3.4.1 - Conglomerato di Baita della Forcella (**BAF**)

DEFINIZIONE - Diamictiti litificate a clasti spigolosi carbonatici locali (depositi di versante). Litificati. Lembi isolati dall'erosione e non in equilibrio con la morfologia attuale.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione; litosoma cartografato come calcare di Esino in FORCELLA & JADOUL (2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su calcare di Esino o formazione di Gorno, limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica. Troncato dall'idrografia attuale, con dislivello superiore agli 800 m (Fig. 14).

LITOLOGIA – Depositi di frana: diamictiti massive a supporto clastico o di matrice arenacea grossolana e clasti sino a metrici spigolosi; conglomerati a supporto clastico e matrice arenacea, clasti da centimetrici a 20 cm, spigolosi; intercalazioni metriche di arenarie grossolane e conglomerati fini, a clasti spigolosi; nella parte sommitale blocchi metrici sparsi; clasti costituiti da calcare di Esino, localmente presenti livelli con clasti esclusivamente di Calcare Metallifero Bergamasco. Depositi litificati, con superficie sommitale carsificata e priva di cementazione.

AREA DI AFFIORAMENTO - Testata della Valle Nossana, dosso a Est dell'omonima baita; litotipi analoghi sono presenti anche sul versante meridionale di Cima di Grem presso Baita Alta (quota 1361).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Piastroni conservati alla sommità di dossi rilevati, completamente svincolati dalla morfologia attuale: versante di alimentazione assente, depositi appoggiati su ripiani sospesi per oltre 800 m rispetto alle valli in cui sedimenta la successione continentale plio-quadernaria.

ETÀ- Posizione stratigrafica, quota e geometria dei depositi implicano un'età premissiniana, quindi almeno miocenica.

3.4.2 - Conglomerato del Dosso (**OSO**)

DEFINIZIONE – Conglomerati e diamictiti massive litificate, con clasti spigolosi sino a metrici, alimentati dalle pareti soprastanti (depositi di versante e di frana). Sospesi sino a 550 m rispetto al fondovalle attuale.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione; cartografato come calcare di Esino in FORCELLA & JADOUL (2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore su Formazione di Breno; limite superiore erosionale, su cui si giustappone il conglomerato di Foppello (gruppo del Culmine). Depositi sospesi di oltre 550 m rispetto al fondovalle attuale (Fig. 14).

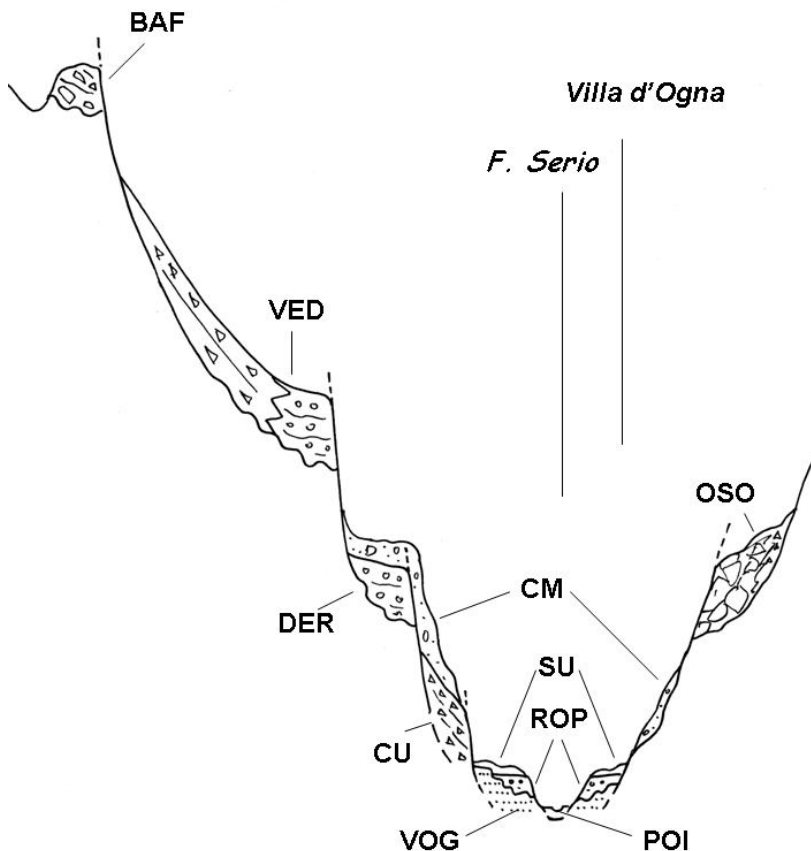


Fig. 14 - Schema dei rapporti stratigrafici fra le unità affioranti nella valle principale a Nord di Ponte Costone; il sintema di Gropino, descritto entro la successione dell'anfiteatro del Serio (pag. 150 e segg.) ove presenta precise relazioni geometrico-stratigrafiche con le altre unità, viene mantenuto distinto anche entro la valle quale "livello marker" di aggancio fra successioni di eventi non altrimenti correlabili tra loro. Scala verticale maggiore rispetto a quella orizzontale.

LITOLOGIA – Depositi di versante e di frana:

- conglomerati in banchi sino a metrici a supporto clastico e clasti spigolosi; si alternano livelli con clasti a minor selezione, da centimetrici a decimetrici, con matrice arenacea, e livelli meglio selezionati, con clasti da 1 a 4 cm e scarsa matrice;

- diamictiti massive in banchi plurimetrici discontinui lateralmente, a supporto di matrice, con clasti spigolosi da centimetrici a metrici.

Clasti costituiti da calcari alimentati dalle pareti soprastanti. Depositi litificati, con spesse patine di alterazione che cancellano la tessitura.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante destro della bassa Valle dell'Ogna, a monte dell'abitato di Nasolino, da q. 970 sino a q. 1150 m s.l.m.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Corpo di frana potente circa 350 m, appoggiato su di un paleofondovalle a quota stimata 800 m s.l.m., profondamente cementato in tutto lo spessore, e successivamente re inciso dall'approfondimento della valle dell'Ogna sino a q. 600 m s.l.m. I conglomerati di Foppello (gruppo del Culmine) appoggiano lateralmente su di esso, e sedimentano entro l'incisione della valle attuale, affiorando sino all'alveo dell'Ogna; essi pertanto suturano l'evento polifasico attraverso cui si è impostato il reticolato idrografico attuale, la cui componente maggiore è collocabile nel Messiniano (BINI & CITA, 1978).

ETÀ – Non determinabile direttamente. Posizione stratigrafica, quota e geometrie implicano un'età terziaria.

3.4.3 - Conglomerato di Semonte (EIM)

DEFINIZIONE - Conglomerati stratificati a supporto di matrice arenacea grossolana o a supporto clastico; arenarie grossolane (depositi alluvionali). Cementazione spinta sino a completa litificazione, alterazione preferenziale dei clasti rispetto alla matrice, sparsi clasti a nucleo disciolto.

SINONIMI - Unità di Semonte (FERLIGA, 2000)

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore sepolto; lateralmente essi poggiano direttamente sulla successione norica; limite superiore erosionale polifasico, su cui poggiano il sintema di Piodera e di Masserini (Fig. 15).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati stratificati in banchi metrici pianoparalleli, a supporto di matrice arenacea grossolana con abbondanti ciottoli di dimensioni da centimetriche a decimetriche, ben arrotondati e a sfericità ridotta, frequente embricazione e talora stratificazione obliqua a basso angolo; conglomerati organizzati in cicli metrici caratterizzati da gradazione diretta dei clasti e incremento della matrice verso l'alto; conglomerati in corpi lenticolari di estensione metrica, a supporto clastico, con ciottoli ben selezionati di dimensioni inferiore al decimetro, ben arrotondati, e matrice scarsa; conglomerati grossolanamente stratificati a supporto di matrice limosa ocracea con abbondanti ciottoli da 2

a 7 cm, subarrotondati; sabbie e arenarie grossolane in corpi planari decimetrici che si chiudono lateralmente nell'arco di alcuni metri. Clasti carbonatici e di poco subordinati clasti silicei provenienti dall'alta valle. Cementazione ottima, sino a completa litificazione, tranne in alcuni orizzonti sabbiosi incoerenti probabilmente per successiva alterazione a spese del cemento.

Superfici esposte sempre alterate, con decarbonatazione preferenziale dei clasti rispetto alla massa di fondo, in genere litificata; clasti riferibili al Verrucano Lombardo da molto alterati a completamente argillificati; marne e siltiti micacee ocracee argillificate; metamorfiti del basamento cristallino seriano pressochè irriconoscibili; ciottoli carbonatici di dimensioni inferiori al centimetro completamente disciolti, con nucleo argillificato e sottile guscio esterno intatto quelli più grandi.

AREA DI AFFIORAMENTO - Affioramenti discontinui fra Fiorano al Serio e Vertova, a quote comprese tra i 410 e i 500 m. Vengono attribuiti a tale unità anche i depositi cementati presenti in destra idrografica del Serio sotto l'abitato di Bondo sino a 520 m di quota, per le analogie litologiche e sulla base di considerazioni geometriche.

ETÀ – Terziario

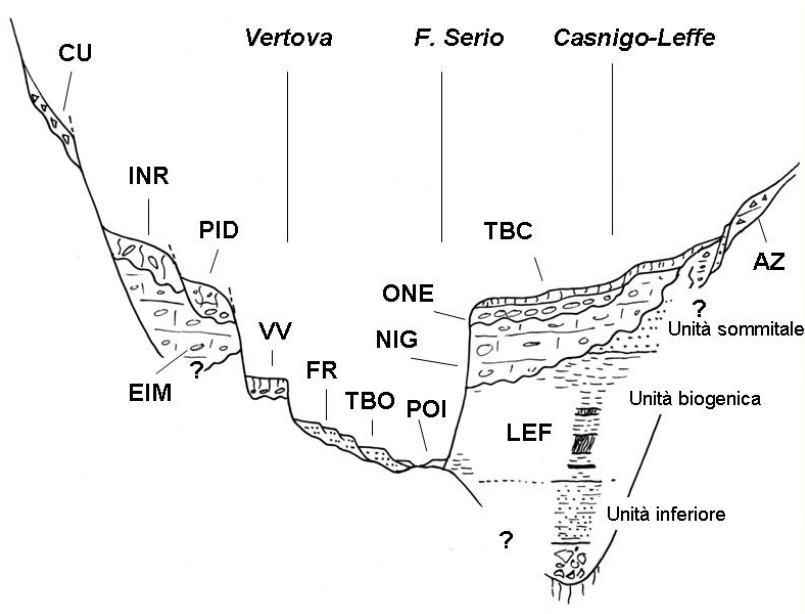


Fig. 15. Schema dei rapporti stratigrafici fra le unità affioranti nella valle principale a Sud di Ponte Costone. Scala verticale maggiore rispetto a quella orizzontale.

3.4.4 - Conglomerato del Vendulo (VED)

DEFINIZIONE - Conglomerati e arenarie in corpi lenticolari (depositi alluvionali). Conglomerati in corpi clinostratificati a clasti spigolosi (depositi di versante). Clasti locali (calcare di Esino). Litificati e carsificati.

SINONIMI – Unità del Vendulo (FERLIGA & CORBARI, 2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore su calcare di Esino; limite superiore coincidente con la superficie topografica alle quote minori, coperto da depositi di versante postglaciali alle quote più elevate. Troncati dalla valle attule e sospesi sino a oltre 400 m (Fig. 14).

LITOLOGIA - Depositati alluvionali: conglomerati in corpi lenticolari, a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti mediamente selezionati sino a decimetrici subarrotondati; conglomerati in corpi lenticolari a base erosionale, supporto clastico e abbondante matrice, clasti sino a metrici subarrotondati, talora con evidenze di gradazione da inversa a diretta; arenarie grossolane in livelli decimetrici o lenti di estensione metrica, spesso gradate.

- Depositati di versante: conglomerati in corpi clinostratificati a supporto clastico con scarsa matrice limosa ocraceo - rosata, clasti ben selezionati, spigolosi, di forma appiattita, disposti parallelamente alla stratificazione, pellicole discontinue di cemento calcitico al contatto fra clasti; conglomerati in corpi clinostratificati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti mal selezionati spigolosi; diamictiti in corpi di spessore plurimetrico, a supporto di matrice fine litificata con abbondanti clasti sino a metrici spigolosi.

Clasti carbonatici di alimentazione locale. Facies fittamente intercalate ed eteropiche, non distinguibili cartograficamente. Ammasso litificato, con clasti non separabili dalla matrice e superficie coperta da patina di alterazione che impedisce di distinguere i singoli elementi, tanto che in passato è stato ritenuto calcare di Esino stratificato.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante orientale del Monte Secco, a W di Ludrigno, a partire da quota 900 m sino a q. 1400 m circa.

MORFOLOGIA - Piastrone a inclinazione minore rispetto ai versanti in roccia del Monte Secco, sospeso sino a 400 m rispetto alla valle entro cui sedimentano le unità plio-pleistoceniche (Fig. 16), e interrotto da un evidente lineamento NW-SE legato a deformazione gravitativa profonda. Carsificato al contatto col calcare di Esino (grotta LOBG47 – La Poderizza).

ETÀ - Posizione stratigrafica e geometria implicano un'età terziaria, anteriore all'approfondimento della Valle Seriana.

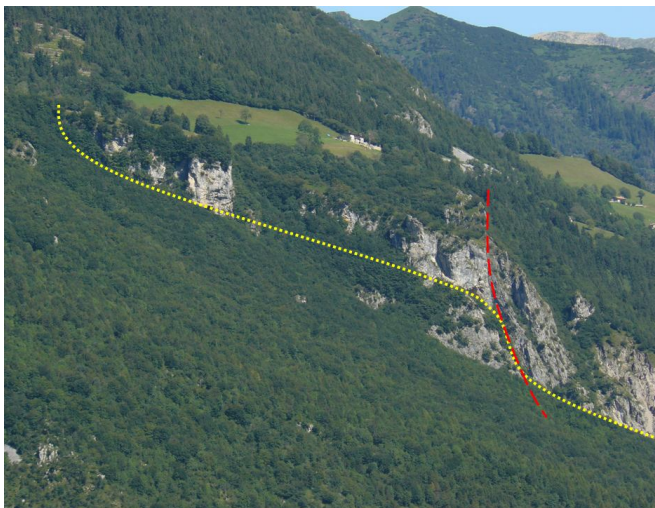


Fig. 16 – Versante orientale del M. Secco: il piastrone dei conglomerati del Vendulo evidenzia un paleofondovalle sospeso, troncato dalla valle attuale e dislocato da piani di scivolamento gravitativo (in rosso). (foto C. Ferliga)

3.4.5 - Conglomerato della Corna di Lader (DER)

DEFINIZIONE – Conglomerati a clasti ben selezionati e arrotondati; lenti a stratificazione obliqua; arenarie laminate o gradate, in strati decimetrici (depositi alluvionali). Conglomerati clinostratificati (depositi di versante e di frana). Cementazione ottima; carsificati; lembi isolati dall'erosione, sospesi di 120 m sul fondovalle attuale.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione; vengono attribuiti a essa anche i conglomerati affioranti a Ceradello e indicati da TARAMELLI (1896) come "Alluvione villafranchiana".

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore sulla successione carnico-norica, inciso a quote nettamente inferiori a quelle della paleovalle a cui si raccordavano i conglomerati del Vendulo (Fig. 15); troncati da una superficie erosionale polifasica che si approfondisce per almeno 180 m, entro cui sedimenta la successione dell'anfiteatro del Serio. Localmente ammantati da depositi glaciali del supersintema della Colma o del sintema della Trinità di Parre.

LITOLOGIA – Deposit alluvionali: conglomerati in banchi metrici, a supporto clastico, matrice scarsa o assente, clasti con selezione da buona a ottima, da 1 a 3 cm, arrotondati; alla base conglomerati massivi a supporto clastico con matrice arenacea, mal selezionati, clasti arrotondati da 1 a 15 cm e sparsi blocchi sino a 40 cm; arenarie medie e grossolane in strati decimetrici, laminate e gradate; arenarie medie e grossolane in corpi metrici

con stratificazione obliqua da barra. Clasti prevalentemente carbonatici: Dolomia Principale, calcari grigi (Esino), sparsi calcari neri; subordinate areniti fini verdine (<10 %), Verrucano (<10 %), gneiss (<10 %).

- Depositi di versante: conglomerati clinostratificati a supporto clastico e matrice arenacea scarsa, clasti spigolosi mal selezionati, sino a blocchi metrici, carbonatici provenienti dalle pareti soprastanti.

Facies eteropiche o intercalate a scala non cartografabile. Da ottimamente cementati sino a litificati, con pellicole millimetriche di cemento calcitico che riveste i clasti; localmente, nei livelli privi di matrice, vuoti riempiti da cementi microcristallini rosati.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante settentrionale di Corno Falò, da quota 565 m sino a q. 870 m (facies di versante); ripiano di q. 650 a Ceradello; versante sopra Sant'Alberto e Martorasco.

MORFOLOGIA - Piastroni isolati dall'erosione e sospesi sino a 120 m rispetto al fondovalle attuale, profondamente carsificati in falda, con cavità decametriche e condotte freatiche.

ETÀ - Posizione stratigrafica e geometria dei corpi implicano un'età posteriore rispetto ai conglomerati del Vendulo, e anteriore a quella della valle attuale; si propone quindi un'età miocenica.

3.4.6 - Conglomerato di Babes (CUB)

DEFINIZIONE - Conglomerati stratificati con clasti carbonatici (depositi alluvionali). Conglomerati clinostratificati con clasti mal selezionati e spigolosi (depositi di versante). Diamictiti con ciottoli e blocchi spigolosi (depositi di frana). Da ottimamente cementati sino a litificati.

SINONIMI – Breccie villafranchiane (CHARDON, 1975); Unità di Babes *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su unità della successione permiana o triassica, separate da lineamenti tettonici di importanza regionale (Linea della Val Canale e faglie correlate), o con le tilliti di Rizzoli (supersistema della Colma del Piano, tab. 4). Limite superiore erosionale polifasico, in parte ammantato dal sintema di Valcanale (supersistema della Selva di Clusone).

LITOLOGIA – Depositi alluvionali: conglomerati grossolanamente stratificati in banchi decametrici, a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, ciottoli sino a decimetrici ben selezionati e arrotondati; conglomerati in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto clastico e matrice scarsa o assente. Clasti prevalentemente carbonatici. Ciottoli di dimensioni inferiori al decimetro talora disciolti, sino a conferire all'ammasso un aspetto cariato.

- Depositi di versante: conglomerati in corpi lenticolari o stratoidi clinostratificati, a supporto clastico o di matrice fine, clasti mal selezionati,

spigolosi, alimentati direttamente dai versanti settentrionali del gruppo Cima Valmora - Cima del Fop.

- Depositi di frana: diamictiti a supporto clastico o di matrice fine, con blocchi spigolosi sino a metrici; clasti calcareo-dolomitici chiari (Esino), localmente abbondanti clasti carbonatici scuri (unità anisiche).

Facies eteropiche non distinte cartograficamente per motivi di scala. Depositi da ottimamente cementati sino a litificati.

AREA DI AFFIORAMENTO - Media e alta valle del torrente Acqualina, tra i 1050 e i 1250 m di quota, sia lungo il versante meridionale sia sul versante settentrionale sopra l'abitato di Valcanale.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA- Parzialmente conservata; le facies alluvionali, eteropiche a facies di versante, costituiscono un piastrone sospeso sino a 150 m sulla valle attuale; placche di depositi di versante e di frana, con giacitura anomala, sono presenti a quote correlabili anche sul versante opposto a quello di alimentazione. Tutti questi elementi portano a riunire i singoli corpi conglomeratici in un'unica unità, legata ad una fase in cui il fondovalle era non solo molto più alto dell'attuale ma anche con una topografia sensibilmente diversa. L'unità viene cartografata quindi singolarmente, dato il significato nell'ambito dell'evoluzione dell'intera valle dell'Acqualina,

ETÀ- Posizione stratigrafica, sopra un primo episodio di avanzata glaciale, quota e geometrie dei depositi implicano un'età pliocenica.

3.4.7 - *Formazione di Leffe (LEF)*

DEFINIZIONE - Limi, limi argillosi, sabbie fini, limi calcarei laminati con livelli ricchi in gasteropodi dulciacquicoli (depositi lacustri). Torbe e ligniti in banchi metrici con macrofossili vegetali e resti di mammiferi (depositi palustri e di torbiera).

SINONIMI - Villafranchiano lacustre (S.G.I, 1954); Formazione di Leffe (FERLIGA & CORBARI, 2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore con porfiriti alterate (sondaggio Fornace Martinelli); limite superiore erosionale con il conglomerato del Castello di Casnigo (Fig. 15).

LITOLOGIA - Successione complessa di sedimenti legati in gran parte a situazioni di bassa energia (lacustre-torbiera), con stratigrafia nota solo attraverso dati puntiformi di sottosuolo (gallerie di miniera, grandi scavi edilizi, sondaggi); la porzione affiorante comprende:

- depositi lacustri: limi calcarei laminati passanti verso l'alto a limi e limi argillosi con laminazioni parallele e sabbie fini, con gusci di molluschi dulciacquicoli (Fig. 17 destra); argille grigie massive;

- depositi di torbiera: livelli metrici di torbe e ligniti, talora con tronchi deformati per il carico, intercalati a banchi di limi argillosi nerastrati con

abbondante materia organica (*gyttja*), affioranti alla base della successione esposta (Fig. 17 sinistra).



Fig. 17 - Alveo del torrente Re: livelli di torba alla sommità della Formazione di Leffe (sinistra); limi calcarei con resti di molluschi dulciacquicoli (destra)(foto Ferliga)

RAVAZZI (2003; a cui si rimanda per la vasta bibliografia esistente sul bacino lacustre di Leffe) sulla base dei dati dei sondaggi delle miniere e del sondaggio condotto appositamente dal CNR in località Fornace Martinelli, distingue una "unità inferiore" sepolta, primo riempimento del bacino da parte di depositi provenienti dai versanti; l'"unità biogenica" caratterizzata da sedimenti carbonatici a cui sono intercalati i banchi di lignite coltivati nel secolo scorso, e affiorante nell'alveo del torrente Re attorno a q. 420- 440 m s.l.m.; e l'"unità sommitale" caratterizzata da sedimentazione fine terrigena. Sopra a queste vegono segnalate (RAVAZZI, 2003) argille grigie ("Argille di Ca Manot") interpretate come eteropiche ai conglomerati del terrazzo di Casnigo; l'assenza di affioramenti non ha permesso però di cartografarne l'estensione areale nè di accertarne i rapporti stratigrafici.

CONTENUTO PALEONTOLOGICO - Caratteristica dei depositi della formazione di Leffe è la presenza di una ricca fauna fossile a vertebrati. Entro i limi calcarei sono frequenti le associazioni a molluschi dulciacquicoli (ESU & GIROTTI, 1991). Abbondanti sono stati inoltre in passato i rinvenimenti, entro i banchi di lignite, di faune a vertebrati, fra cui *Archidiskon meridionalis* Nesti e *Rhinoceros etruscus* Falc. (VIALLI, 1956).

Di notevole significato stratigrafico sono inoltre il contenuto palinologico e i macroresti vegetali (VENZO, 1950; LONA, 1950; RAVAZZI, 1993).

AREA DI AFFIORAMENTO - Alveo del torrente Re, e lungo le due scarpate - orientale e occidentale - del terrazzo di Casnigo; le mappe delle miniere e gli scavi edilizi permettono di accertarne l'estensione sino a tutto l'abitato di Leffe.

ETÀ - Sulla base del contenuto palinologico e delle analisi paleomagnetiche (BUCHA & SIBRAWA, 1986; RAVAZZI, 1993; MUTTONI *et alii*, 2006) la deposizione dell'unità si estende dalla parte terminale del Pliocene al Pleistocene inferiore (RAVAZZI, 1993).

3.4.8 - Gruppo di Cazzano S. Andrea (AZ)

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico, diamictiti a supporto di matrice, arenarie grossolane; clasti carbonatici locali (depositi alluvionali). Diamictiti a supporto di matrice e conglomerati a supporto clastico, con clasti spigolosi dal versante soprastante (depositi di versante). Da ottimamente cementati a litificati.

SINONIMI – Unità di nuova istituzione; comprende una serie di terrazzi conglomeratici già indicati come Unità di Peia-Gandino (RAVAZZI, 2003), Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000), .

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore direttamente sulla successione norica; limite superiore con materiali di alterazione attribuiti alla formazione di Tribulina del Castello (Fig. 15).

Il litosoma ad alimentazione locale riunito nel Gruppo di Cazzano presenta al suo interno e con le unità limitrofe rapporti stratigrafici complessi e non facilmente ricostruibili data la scarsità di affioramenti nella parte centrale del bacino. Una parte di esso può essere considerato eteropico ai conglomerati di Val Bronesca; le geometrie osservate, la presenza localmente di paleosuoli intercalati, la morfologia caratterizzata da più ordini di terrazzi indicano però trattarsi di una serie di corpi simili per alimentazione e caratteristiche di cementazione, ma non coevi fra loro. Allo stato attuale delle ricerche, data la discontinuità degli affioramenti, si è preferito mantenere una distinzione prettamente litologica, riunendo quindi in un gruppo tutti i conglomerati di alimentazione locale presenti entro il bacino di Leffe.

LITOLOGIA - Depositi di conoide alluvionale; conglomerati in corpi stratoidi o lenticolari con base erosionale, supporto clastico prevalente, matrice arenacea, clasti a selezione scarsa, da centimetrici a decimetrici, da subangolosi a subarrotondati, talora gradazione diretta; diamictiti massive a supporto di matrice arenaceo-limosa con abbondanti ciottoli eterometrici subarrotondati; ghiaie fini in corpi lenticolari a supporto clastico, ciottoli subarrotondati; sabbie e arenarie grossolane, con strutture da corrente. Clasti carbonatici di provenienza locale.

- Depositi alluvionali: conglomerati a stratificazione orizzontale, supporto clastico, ciottoli ben selezionati sino a decimetrici arrotondati e appiattiti; embricazione frequente. Alimentazione locale.

- Depositi di versante: diamictiti a supporto di matrice fine con clasti spigolosi eterometrici, da centimetrici a pluridecimetrici; conglomerati a supporto clastico in corpi stratoidi, con clasti eterometrici spigolosi. Clasti carbonatici provenienti dal versante soprastante.

Facies variamente intercalate o eteropiche, non separabili alla scala della carta. Cementazione estremamente variabile in funzione della posizione geometrico-stratigrafica e dell'età relativa: depositi litificati nei terrazzi più alti e antichi, cementazione da ottima sino a scarsa nei livelli via via più bassi e recenti incassati entro questi.

AREA DI AFFIORAMENTO - Val Gandino, a quote comprese tra i 430 e i 730 m circa.

MORFOLOGIA - Ben conservata, con diversi ordini di terrazzi riconoscibili anche entro i nuclei storici dei centri abitati.

ETÀ - Pleistocene

3.4.9 - Conglomerato del Castello di Casnigo (NIG)

DEFINIZIONE - Conglomerati in banchi a supporto clastico, clasti prevalentemente carbonatici; cementazione ottima (depositi alluvionali).

SINONIMI - "ceppo di varia età" (S.G.I, 1954); Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore marcatamente erosionale sulla parte superiore della formazione di Leffe; limite superiore erosionale, sottolineato da un evidente paleosuolo, su cui poggiano i conglomerati di Val Bronesca, oppure a organi geologici con la formazione di Tribulina del Castello (Fig. 15).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in banchi metrici, supporto clastico, matrice arenacea; clasti da centimetrici sino a decimetrici, arrotondati e di forma ellissoidica. Prevalenti nettamente i ciottoli carbonatici, con subordinati clasti silicei (Verrucano Lombardo, micascisti, gneiss, arenarie e peliti). Cementazione ottima.

AREA DI AFFIORAMENTO - Scarpata orientale e occidentale del terrazzo di Casnigo.

ETÀ - Sulla base di analisi paleomagnetiche condotte sulle argille della Formazione di Leffe sottostanti la superficie erosionale alla base dei conglomerati, MUTTONI *et alii* (2006) datano i "conglomerati di Casnigo" come posteriori all'episodio a polarità magnetica normale Jaramillo, e sulla base di considerazioni stratigrafiche e geometriche a scala regionale come correlabili allo stadio isotopico marino (Marine Isotopic Stage) MIS22. Tenendo conto della datazione paleomagnetica sulla sottostante formazione di Leffe, si propone quindi per il conglomerato del Castello di Casnigo, solo

parzialmente equivalenti ai “conglomerati di Casnigo” di MUTTONI *et alii* (2006) un’età compresa tra la parte terminale del Pleistocene inferiore e la parte iniziale del Pleistocene medio.

3.4.10 - Conglomerato di Val Bronesca (ONE)

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico e arenarie, stratificati; clasti carbonatici e silicei; cementazione ottima (depositi alluvionali).

SINONIMI - “ceppo di varia età” (S.G.I, 1954); Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000; RAVAZZI, 2003).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore sulla successione norica, oppure con il sottostante conglomerato del Castello di Casnigo, profondamente inciso da una superficie erosionale successivamente soggetta a pedogenesi; limite superiore a organi geologici con la formazione di Tribulina del Castello (Fig. 15).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in banchi metrici a supporto clastico con abbondante matrice arenacea fine, clasti a selezione discreta, sino a decimetrici, ben arrotondati, di forma subsferica; conglomerati stratificati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea grossolana, clasti mal selezionati, di diametro sino a 20-30 cm, ben arrotondati, appiattiti, spesso a disco, presente embricazione; conglomerati in *set* a stratificazione obliqua, supporto clastico, matrice scarsa o assente, ciottoli ben selezionati, da 1 a 6 cm, arrotondati, subsferici, rivestiti da sottili e discontinue croste di cemento calcitico; arenarie medie e grossolane in strati decimetrici gradati. Clasti di alimentazione seriana, carbonatici e silicatici in proporzioni variabili. Cementazione da buona a ottima.

AREA DI AFFIORAMENTO - Porzione superiore delle scarpate del terrazzo di Casnigo, da q. 450 m circa, sino a quota 510.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Superficie terrazzata sospesa sino a 100 m sull’alveo attuale del Serio, ben riconoscibile anche se ammantata dalla coltre eolica pedogenizzata della formazione di Tribulina del Castello.

ETÀ - Pleistocene medio

3.4.11 - Formazione di Masserini (INR)

DEFINIZIONE - Diamicton a supporto di matrice argillosa di colore 5YR con sparsi ciottoli residuali a disco, carbonati assenti, vulcaniti arenizzate, decolorate e con *cortex* di ossidi di Fe-Mn, Verrucano arenizzato e decolorato (alterite su depositi alluvionali).

SINONIMI – “fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse “ferretto”” (S.G.I, 1954); Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Il *parent material* dell’unità ha limite inferiore erosionale sulle Argilliti di Riva di Solto o su diamicton

pedogenizzato a sparsi ciottoli - non distinto in carta in quanto non affiorante se non in scavi edilizi, e attribuibile all'unità di Brugali del limitrofo Foglio 77 - Bergamo), o sui conglomerati di Semonte; la pedogenesi interessa l'intero spessore del deposito, e si spinge nei sottostanti conglomerati di Semonte generando una superficie a organi geologici. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, troncato dalla superficie erosionale entro cui è deposto il sintema di Piodera (Fig. 15).

I rapporti con la successione di Leffe affiorante sull'altra sponda del Serio non sono chiari. Considerando la fascia altimetrica di affioramento dei sintemi di Masserini e Piodera e dei conglomerati di Casnigo e di Val Bronesca, nettamente più alta di quella in cui affiorano le unità successive (gruppo di Vertova) appare evidente che queste unità, geometricamente non equivalenti fra loro, rappresentino comunque un periodo ben definito nella storia della valle, durante il quale il paleoSerio scorreva a quote decisamente maggiori rispetto ai tempi successivi; non appare però possibile definire quale sia la precisa successione degli eventi sedimentari che hanno portato alla formazione dei diversi litosomi conglomeratici sopra citati, data la discontinuità degli affioramenti e l'intensa urbanizzazione dell'area.

LITOLOGIA - Alterite sviluppata su depositi alluvionali seriani: diamicton massivo a supporto di matrice argillosa di colore 5YR con abbondanti patine di Fe-Mn; sparsi ciottoli residuali arrotondati e appiattiti: carbonati assenti, Vulcaniti del Monte Cabbianca decolorate, arenizzate e con *cortex* sino a 2 mm di ossidi Fe-Mn nero, arenarie del Verrucano arenizzate e decolorate, fantasmi di clasti argillificati chiari con patine di ossidi neri e rossi.

AREA DI AFFIORAMENTO - Superficie attorno a q. 470-500, presso Masserini di Gazzaniga.

ETÀ - Sulla base del confronto con i conglomerati del Castello di Casnigo e di Val Bronesca, si propone un'età compresa tra il Pleistocene inferiore terminale e gli inizi del Pleistocene medio.

3.4.12 - Sintema di Piodera (**PID**)

DEFINIZIONE - Ghiaie pedogenizzate per spessori superiori ai 10 metri, supporto di matrice argillosa di colore 5YR, clasti a disco, con litologie carbonatiche assenti, vulcaniti acide da arenizzate a argillificate, Verrucano Lombardo arenizzato; patine di ossidi di Fe-Mn (depositi alluvionali).

SINONIMI - "fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse "ferretto"" (S.G.I., 1954); Unità di Casnigo *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sui conglomerati di Semonte o sulla successione norica; a organi geologici profondi sino a 3 m entro la Dolomia Principale alterata (Colzate); l'unità si giustappone inoltre alla superficie che tronca il sintema di Mas-

serini. Limite superiore coincidente con la superficie topografica (Fig. 15). Profilo di alterazione di spessore superiore ai 10 m, con clasti carbonatici assenti, arenarie del Verrucano arenizzate, arenarie del Gruppo dei Laghi Gemelli con *cortex* pluricentimetrico arenizzato e nucleo friabile, vulcaniti acide da arenizzate a argillificate, metamorfiti scure arenizzate e ossidate, diffuse patine di ossidi Fe-Mn, colore matrice 5YR.

Analogamente a quanto detto per il sintema di Masserini, i rapporti con la successione di Leffe affioranti sull'altra sponda del Serio non sono chiari, a causa dell'impossibilità di correlazione sia diretta che per quota delle singole superfici.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: ghiaie pedogenizzate a supporto di matrice, con ciottoli residuali silicei ben selezionati e arrotondati, da appiattiti sino a disco; ciottoli carbonatici presenti come fantasmi argillificati solo nella porzione più profonda dell'ammasso.

MORFOLOGIA - Parzialmente conservata; i depositi tapezzano un evidente terrazzo in sinistra idrografica del Serio, incassato entro la superficie che tronca il sintema di Masserini.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra del Serio, fra Colzate e Fiorano, a quote comprese fra 440 e 470 m s.l.m..

ETÀ – inizio del Pleistocene medio?

3.4.13 - *Formazione di Tribulina del Castello (TBC)*

DEFINIZIONE - Limi arrossati (depositi eolici); argille e limi argillosi con sparsi ciottoli silicatici residuali (alteriti). Colore 5YR.

SINONIMI - Unità di nuova definizione, comprende la coltre di alterazione e di *loess* pedogenizzati cartografata come parte sommitale dell'Unità di Casnigo in FERLIGA & CORBARI, (2000) e descritta in RAVAZZI, 2003; "fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse "ferretto"" (S.G.I, 1954).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore a organi geologici sui sottostanti conglomerati di Val Bronesca, del Castello di Casnigo e del gruppo di Cazzano. Limite superiore coincidente con la superficie topografica (Fig. 15).

LITOLOGIA - Alteriti: limi argillosi e diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa con sparsi ciottoli silicei residuali, spesso a disco; clasti da alterati a arenizzati: litareniti verdi e rosse con *cortex* pluricentimetrico estremamente friabile e rubefatto, gneiss friabili, marne ocracee argillificate, conglomerati permiani con clasti quarzosi in rilievo; colore della matrice 7.5YR5/6

- Depositi eolici: limi pedogenizzati.

AREA DI AFFIORAMENTO - In destra idrografica del Serio, ricopre le superfici di Casnigo, Cazzano, Gandino.

ETÀ - Pleistocene

3.4.14 - Conglomerato di Villa d'Ogna (VOG)

DEFINIZIONE - Conglomerati e ghiaie con clasti ben selezionati, arrotondati, carbonatici con subordinati silicoclasti provenienti dall'alta valle; sabbie medie o grossolane (depositi alluvionali); diamictiti a blocchi spigolosi di alimentazione locale (depositi di versante). Cementazione buona in superficie, assente entro l'ammasso.

SINONIMI – Fluvioglaciale Donau (CHARDON, 1975); Unità di Villa d'Ogna (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non esposto. Limite superiore coincidente con la superficie topografica o troncato da una superficie erosionale su cui si sovrappone il sintema di Groppino (successione dell'anfiteatro del Serio) nella sua prosecuzione entro l'alta valle (Fig. 14).

LITOLOGIA – Depositi alluvionali: conglomerati grossolanamente stratificati in banchi metrici a base pianoparallela, supporto clastico con scarsa matrice arenacea, ciottoli ben selezionati, da 4 a 8 cm, ben arrotondati, debolmente appiattiti quelli di maggiori dimensioni, embricazione diffusa; ghiaie e conglomerati in corpi stratoidi a base erosionale, prevalentemente a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti mal selezionati, da centimetrici a decimetrici, ben arrotondati, subsferici o debolmente allungati; conglomerati e ghiaie in corpi lenticolari metrici, a supporto clastico con matrice scarsa o assente, ciottoli ben selezionati, inferiori ai 5 cm, subsferici, evidente stratificazione obliqua a scala decimetrica; sabbie medie o grossolane in singoli livelli di spessore variabile, in genere prive di strutture, talvolta laminate.

Nei livelli meglio selezionati e privi di matrice, ciottoli quasi esclusivamente carbonatici, provenienti dalla successione medio-triassica affiorante nell'area. Prevalgono calcari dolomitici chiari (calcare di Esino: 35%) e calcari grigio scuri della successione carnica (43%); subordinate le marne nere (11%) e le marne ocracee (11%); sporadici i silicoclasti del basamento cristallino e della successione permiana, più frequenti negli orizzonti più ricchi in matrice, dove possono costituire sino al 20 - 30% del materiale.

- Depositi di versante: diamictiti al top dell'ammasso o diamicton intercalati nella successione, a supporto di matrice fine e clasti eterometrici spigolosi, di alimentazione strettamente locale.

Cementazione ottima lungo le superfici esposte, assente o scarsa entro l'ammasso.

Lungo la strada che sale a Villa d'Ogna, banchi conglomeratici e intercalazioni sabbiose evidenziano dislocazioni lungo una serie di piani con direzione circa E-W, subverticali debolmente immergenti verso N; essi ribassano la parte centrale dell'affioramento per un rigetto totale di circa 7 - 8 m, che si attenua verso l'alto. Tale assetto viene interpretato (CHARDON,

1972) come di origine tettonica; lineamenti analoghi dislocano la successione anche negli affioramenti di Festi Rasini e del km 30, suggerendo la possibilità di analisi strutturali specifiche volte a chiarire il problema.

AREA DI AFFIORAMENTO - In destra idrografica del Serio, lungo la scarpata del terrazzo che da Ardesio si estende sino a Ponte della Selva, la cui superficie è modellata sul sintema di Groppino, e negli scavi edilizi sul terrazzo stesso; in sinistra idrografica a N del km 30 e presso Festi Rasini.

MORFOLOGIA - Parzialmente conservata: terrazzo discontinuo elevato di circa 5-7 m rispetto a quello del Sintema di Groppino.

ETÀ – Pleistocene.

3.4.15 - Gruppo di Vertova (VV)

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico e clasti arrotondati; cementazione da buona a ottima (depositi alluvionali). Diamicton massivo a supporto di matrice pedogenizzato, decarbonatato sino a 10 m, clasti silicei arenizzati, colore 7.5YR - 5YR (alterite su depositi alluvionali).

Il gruppo di Vertova comprende depositi sottesi da una superficie terrazzata attorno a q. 440 (Fig. 15). Nella descrizione vengono distinti i conglomerati di alimentazione seriana affioranti sulla scarpata (conglomerati di Vertova) dai diamicton massivi con ciottoli residuali alterati (formazione di Colzate) presenti negli scavi edilizi in superficie, e che verosimilmente risultano dalla completa alterazione del litotipo conglomeratico.

ETÀ- Pleistocene medio, inteso come età di deposizione dei sedimenti, da cementati sino a profondamente pedogenizzati, che costituiscono il gruppo stesso.

Conglomerati di Vertova

DEFINIZIONE - Conglomerati a supporto clastico, clasti carbonatici e silicei. Cementazione da buona a ottima: depositi alluvionali.

SINONIMI: Unità di Vertova *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore sulla superficie erosionale che tronca i depositi del sintema di Piodera, approfondendosi per oltre 40 m entro la successione norica. Limite superiore non osservato direttamente, transizionale con la formazione di Colzate.

LITOLOGIA - Depositati alluvionali: conglomerati a supporto clastico, localmente con matrice arenacea, ciottoli da centimetrici sino a 20 cm, selezione da discreta a buona, ben arrotondati, da subsferici a appiattiti, spesso a disco; embricazione frequente. Clasti prevalentemente carbonatici, verso Sud aumentano gradualmente i ciottoli provenienti dalla successione retico-liassica locale; subordinati (30% circa) i silicoclasti provenienti dall'alta valle. Cementazione da buona a ottima.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica del fiume Serio, lembi attorno a q. 470 a Nord di Colzate e scarpata attorno alla chiesa di Vertova.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - I conglomerati strutturano il terrazzo incassato entro la superficie erosionale polifasica che tronca il sintema di Piodera e tutte le unità della limitrofa successione di Leffe, con un dislivello totale sino a 70 m; tale entità porta a ritenere il gruppo di Vertova come deposto in una fase nettamente successiva rispetto al sintema di Piodera, e separata da esso da almeno un importante evento erosionale.

ETÀ – In base alle considerazioni geometriche e paleogeografiche su esposte, il gruppo viene attribuito al Pleistocene medio.

Formazione di Colzate

DEFINIZIONE - Diamicton pedogenizzato, massivo, a supporto di matrice, con clasti silicei residuali arenizzati; spessore osservato sino a 10 m (alterite su depositi alluvionali).

SINONIMI: Unità di Vertova *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore a organi geologici su Dolomia Principale (scavi edilizi), con alterazione della dolomia sino a parecchi decimetri. Il limite superiore coincide con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Diamicton a supporto di matrice argilloso-limosa con ciottoli esclusivamente silicatici: Verrucano con superficie molto scabrosa, micascisti da friabili a arenizzati, siltiti ocracee completamente argillificate; fantasmi di ciottoli calcareo-marnosi argillificati e deformati presenti al di sotto di almeno 7 m dal piano campagna; frequenti patine di Fe-Mn attorno ai ciottoli e entro la matrice, di colore 7.5YR . L'unità è il prodotto dell'alterazione di ghiaie alluvionali del fiume Serio, riconducibili per quota ai conglomerati di Vertova.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica del fiume Serio, a Sud di Ponte del Costone, a quote comprese tra 465 m e 390 m.

ETÀ – Trattandosi dell'alterite sviluppata sui conglomerati di Vertova, l'età della formazione del suolo che oggi osserviamo si estende dall'epoca della deposizione dei sedimenti sino all'Olocene; i depositi che generano la coltre dialterazione sono comunque databili al Pleistocene medio.

3.4.16 - Supersintema di Fiorano (FR)

DEFINIZIONE - Ghiaie in corpi stratoidi, con ciottoli arrotondati, ben selezionati (depositi alluvionali). Profilo di alterazione troncato, decarbonatato sino a 2.5 m, morfologia conservata.

SINONIMI - Unità di Albino *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato, con decarbonatazione sino a 2.5 m dal piano campagna. Limite inferiore osservato: erosionale su Dolomia Principale (scavi edilizi); limite superiore coincidente con la superficie topografica (Fig. 15).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: ghiaie in corpi stratoidi a supporto clastico con ciottoli ben arrotondati, appiattiti o a disco, da centimetrici sino a 20-30 cm, ben selezionati; ghiaie a supporto clastico con abbondante matrice sabbiosa, clasti da subarrotondati a arrotondati, mal selezionati, carbonatici e silicei provenienti dall'alta valle.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sponda destra del Serio, da Colzate verso Sud.

MORFOLOGIA - Ben conservata; evidenti terrazzi con scarpate di altezza compresa fra 5 e 10 m, incassati entro il terrazzo del Gruppo di Vertova.

ETÀ - Pleistocene medio

3.4.17 - Sintema di Torre Boldone (TBO)

DEFINIZIONE - Ghiaie in corpi stratoidi, con ciottoli arrotondati, ben selezionati (depositi alluvionali). Profilo di alterazione sino a 2 m; morfologia conservata.

SINONIMI - Alluvioni terrazzate post-würmiane e recenti (S.G.I, 1954), Unità di Torre Boldone p. p. (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore su Calcare di Zorzino e (sondaggio in sponda destra del Serio) su Dolomia Principale; limite superiore coincidente con la superficie topografica. Profilo d'alterazione di spessore sino a 2 m, con clasti silicatici superficialmente alterati (Fig. 15).

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico o di matrice in corpi stratoidi, con clasti arrotondati, ben selezionati, talora a disco, e intercalazioni di sabbie medie o grossolane.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sponda destra e sinistra del Serio, fra Colzate e Gazzaniga.

MORFOLOGIA - Ben conservata; lembi di terrazzo elevati sino a 2 m sull'alveo attuale.

ETÀ - Pleistocene medio

3.4.18 - Supersintema della Selva di Clusone (SU)

DEFINIZIONE - Diamicton a supporto di matrice (till d'ablazione). Diamicton massivi a supporto di matrice, clasti sagomati e striati (till d'alloggiamento). Ghiaie a ciottoli arrotondati e sabbie (depositi alluvionali e di contatto glaciale). Profilo di alterazione poco evoluto, colore 10YR, nell'alta valle 7.5YR; morfologie ben conservate. Comprende i depositi della valle principale e delle valli laterali, fra loro non correlabili.

SINONIMI - Würm p. p. (DESIO, 1945; DESIO, 1952; CHARDON, 1975); Complesso del Serio p. p. (FERLIGA & CORBARI, 2000).

Il supersintema riunisce tutti i depositi legati all'ultima avanzata glaciale (LGM) entro il bacino del Serio. In questa fase, le fronti dei ghiacciai delle valli laterali non raggiungono mai il ghiacciaio principale (Fig. 18),

vengono quindi suddivisi in un sintema relativo alla valle del Serio (sintema di Martorasco) e una serie di sintemi locali (tab. 6), tutti non distinti in carta. ETÀ – Pleistocene superiore.

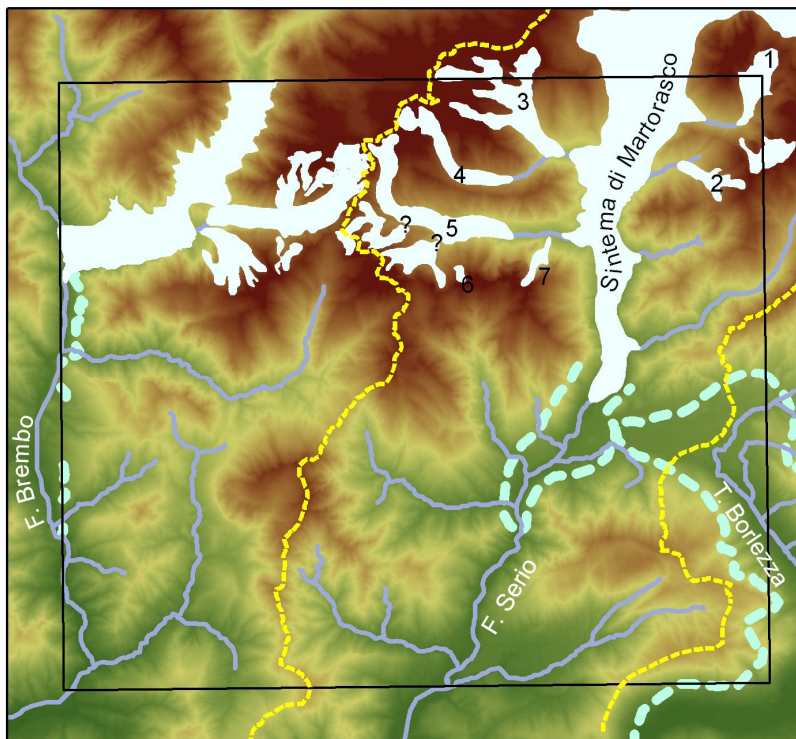


Fig. 18 - Ghiacciaio della valle principale e ghiacciai locali durante l'LGM, ricostruiti in base alle evidenze di terreno. Numeri riferiti alla tabella 6: confluenza ipotizzata; trattini gialli: spartiacque Brembo-Serio-Oglio; tratti azzurri: massima espansione glaciale (MEG)

Sintema di Martorasco

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa, clasti silicei e a Sud di Gromo subordinati clasti carbonatici (till di ablazione). Diamicton massivi a supporto di matrice limosa, clasti sagomati e striati (till di alloggiamento). Ghiaie a supporto di matrice sabbiosa fine con ciottoli arrotondati, ghiaie a supporto clastico e matrice assente (depositi di contatto glaciale). Profilo di alterazione poco evoluto, colore della matrice 10YR; nell'alta valle diviene 7.5 YR per la presenza di litotipi con elevato contenuto in Fe; morfologie ben conservate.

SINONIMI – Glaciale Würmiano *p.p.* (TARAMELLI, 1887; HAUPT, 1938 (*fide* Desio); SWOLFS, 1938 (*fide* Desio); DESIO, 1945; CHARDON, 1975); Unità della Selva di Clusone (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione poco evoluto, colore della matrice 10YR; nei depositi dell'alta valle diviene 7.5 YR per la presenza di litotipi con elevato contenuto in Fe.

Limite inferiore sul basamento o sulla successione permo-mesozoica in tutta l'alta valle sino a Ardesio; sui conglomerati di Nasolino (ss. della Colma del Piano) e della formazione di Groppino nel tratto sino a Piario. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, o sepolto da depositi di versante attribuiti al sintema del Po (alta valle).

LITOLOGIA - Till di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa, con ciottoli e blocchi sino a metrici e spigoli subarrotondati/arrotondati; abbondanti massi erratici plurimetrici. Prevalenti clasti silicei e metamorfici dall'alta valle, a Sud di Gromo subordinati clasti carbonatici provenienti dalle unità anisico-carniche.

- Till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limosa di colore grigio-ocraceo sovraconsolidata, con sparsi clasti di dimensioni da centimetriche sino a 30 cm, a spigoli arrotondati, frequenti facce piane e forma a ferro da stiro, talora striati.

- Depositi di contatto glaciale: ghiaie stratificate a supporto di matrice sabbiosa fine con ciottoli sino a decimetrici, arrotondati; ghiaie in corpi stratoidi o lenticolari a supporto clastico, matrice assente, ciottoli da centimetrici a decimetrici ben selezionati, localmente parzialmente cementate con pellicole di cemento calcitico che rivestono i clasti; intercalati livelli sabbiosi privi di strutture. Ciottoli prevalentemente carbonatici, subordinati silicoclasti dell'alta valle. Giacitura originaria non conservata, basculati con immersione verso l'asse vallivo e inclinazione che può raggiungere i 70°-75°.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti della Valle Seriana, da Piario verso Nord, e superficie del terrazzo in sinistra idrografica presso Piario.

MORFOLOGIA - Nell'alta valle forme non conservate a causa dell'acclività dei versanti: depositi in placche discontinue, spesso dislocate da fenomeni gravitativi assieme al substrato su cui poggiano. Da Gromo verso Sud si riconoscono cordoni morenici laterali ben conservati (Boario di Gromo, Novazza, Ardesio). A Piario sono parzialmente riconoscibili le morene frontali del ghiacciaio seriano: evidenti dossi di elevazione non superiore ai 10 m, su cui sorge il nucleo vecchio del paese. Localmente inoltre sono conservati piccoli terrazzi di *kame*, legati a fasi successive a quella di massimo (Piario).

Tabella 6 - Supersistema della Selva di Clusone: unità relative ai ghiacciai delle valli laterali; i numeri sono riferiti alla Fig.18 (C. Ferliga)

sintema di	sinonimi	area affioramento	litologia	morfologia	limite inf	limite sup	profilo alterazione	paleogeografia
1. Val Sedornia	unità della Selva di Clusone (FERLIGA, 2000)	alta Val Sedornia	till: diamicton massivi a clasti silicei e carbo-natici	morene laterali evidenti	successione triassica	superficie topografia	poco evoluto, clasti non alterati	fronte alle baite q. 1254
2. Valle Benfit	unità della Selva di Clusone (FERLIGA, 2000)	Spiazzi (alta Valle dei Molini)	till: diamicton massivi, clasti carbonatici	morene laterali evidenti	successione triassica	superficie topografica	poco evoluto, clasti non alterati	fronte in località Albergo Spiazzi
3. Valle del Goglio	unità della Selva di Clusone (FERLIGA, 2000)	Valle del Goglio	till: diamicton massivi, clasti silicatici; coper-ture discontinue di massi erratici	morene latero-frontali (Cadomas)	successione permiana, basamento	superficie topografica; sintema del Po	colore matrice 10YR - 7.5YR (clasti da litotipi ricchi in Fe)	fronte in località Cadomas
4. Val Sanguigno	non cartografata precedentemente	Val Sanguigno	till: diamicton massivi, clasti silicatici; singoli erratici	morene laterali (Baita Bindagola)	successione permiana	superficie topografica; sintema del Po	colore matrice 10YR - 7.5YR (clasti da litotipi ricchi in Fe)	fronte a monte di Le Cascatelle (?) o confluyente nel ghiacciaio di Valgoglio (?)
5. Valcanale	unità di Valcanale (FERLIGA, 2000)	alta e media valle Acqualina, sino a località Zanetti	till: diamicton massivi, clasti carbonatici e silicei; depositi alluvionali: ghiaie stratificate	morene laterali e latero-frontali (Zanetti; nord di Baita Vaghetto alta)	successione permo-triassica; conglomerati di Babes e di Zanetti	superficie topografica; Sintema del Po	poco evoluto, clasti non alterati	fronte presso Zanetti; ghiacciai laterali (versante a NE del Pizzo Arera) confluenti
6. Corno Negro	unità della Selva di Clusone (FERLIGA, 2000)	Versante N del M. Secco	till di ablazione: diamicton massivi a clasti carbonatic	morene laterali evidenti	successione triassica; conglomerati di Zanetti	superficie topografica; Sintema del Po	poco evoluto, clasti non alterati	fronte attorno a q. 958
7. Pizzo del Verem	unità della Selva di Clusone (FERLIGA, 2000)	Vallone sul versante NW di Cima del Fop	till d'ablazione: diamicton massivi a clasti carbonatici	morene frontali su contropendenza da rilascio	calcare di Esino	superficie topografica	poco evoluto, clasti non alterati	fronte attorno a q. 1705

PALEOGEOGRAFIA - Durante l'ultima avanzata la fronte del ghiacciaio seriano raggiunge l'abitato di Piario; i ghiacciai presenti nelle valli laterali non si congiungono a esso. Le morene laterali e frontali del ghiacciaio principale poggiano sulla superficie del terrazzo costituito dai conglomerati di Groppino, i depositi fluvioglaciali connessi si incanalano invece nel fondovalle. Non esistendo alcuna continuità fisica o morfologica fra depositi glaciali e depositi legati alle acque di fusione, e comprendendo questi ultimi anche gli apporti dalle valli laterali durante le fasi di ritiro, essi vengono attribuiti al supersistema senza ulteriori distinzioni.

3.5 - ANFITEATRO DEL SERIO (C. FERLIGA)

Entro l'anfiteatro del Serio è presente una successione sedimentaria continentale complessa, entro cui sono riconoscibili più fasi di aggradazione, separate da importanti superfici erosionali (Fig. 19). In quest'area divengono ben distinguibili unità glaciali legate alla fronte del ghiacciaio plio-pleistocenico del Serio, intercalate ad unità che testimoniano fasi di ritiro della lingua glaciale stessa.

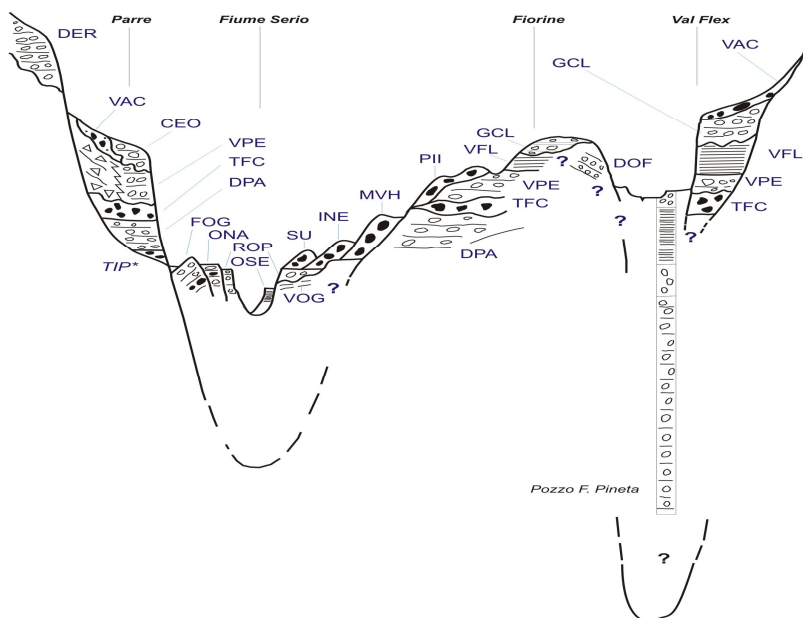


Fig. 19- Schema dei rapporti stratigrafici intercorrenti fra le unità dell'anfiteatro del Serio. I conglomerati di Villa d'Ogna (VOG) e della Corna di Lader (DER) fanno parte del substrato su cui appoggiano le unità dell'anfiteatro, e vengono qui riportati come aggancio alla successione stratigrafica riconosciuta entro la valle a N di Ponte del Costone (fig. 14). TIP*=tillite inferiore di Parre, non distinta cartograficamente. Scala verticale maggiore rispetto a quella orizzontale.

Esse perdono identità e tracciabilità verso monte, nella valle del Serio; l'unico litosoma entro tale successione che può essere seguito con continuità laterale di affioramento anche entro la valle è il sintema di Groppino, che pertanto viene cartografato separatamente anche a monte dell'anfiteatro stesso.

3.5.1 - *Conglomerato della Corna de Par e tillite inferiore di Parre (DPA)*

DEFINIZIONE - Conglomerati e arenarie da fini a grossolane (depositi alluvionali). Diamictiti a supporto di matrice, con clasti spigolosi locali: depositi di versante. Comprensiva della Tillite inferiore di Parre: diamictiti massive a supporto di matrice fine litificata e sparsi blocchi arrotondati (depositi glaciali). Clasti prevalentemente carbonatici; depositi da ottimamente cementati sino a litificati.

SINONIMI – Unità di Parre *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla successione carnico-norica; limite superiore erosionale, su cui appoggia il Till di Fornaci. All'interno del litosoma cartografato, alla base della Corna presso la palestra di arrampicata di Parre (q. 530) m, i conglomerati appoggiano sulla tillite inferiore di Parre, di spessore non cartografabile.

LITOLOGIA – Depositi alluvionali: conglomerati in corpi stratoidi a supporto di matrice arenacea, con abbondanti ciottoli ben selezionati di dimensioni comprese tra 1 e 6 cm, ben arrotondati, talora con evidente gradazione inversa; arenarie da fini a grossolane in livelli decimetrici con laminazioni parallele e strutture gradate; diamictiti a supporto di matrice fine litificata e clasti sino a decimetrici arrotondati.

- Depositi di versante: diamictiti a supporto prevalentemente di matrice fine rosata, con clasti spigolosi di provenienza locale mal selezionati da centimetrici sino a metrici.

Clasti prevalentemente carbonatici, nettamente subordinati i silicoclasti provenienti dal basamento cristallino e dalla serie permiana. Facies fittamente intercalate, non distinte alla scala cartografica. Depositi litificati, singoli clasti non isolabili dalla matrice, tendenza a fratturarsi lungo piani che attraversano indifferentemente ambedue. Alterazione dei clasti carbonatici caratteristica, con dissoluzione preferenziale rispetto alla matrice, e per quelli di dimensioni maggiori nucleo argillificato e sottile "guscio" integro (Fig. 20).

I depositi si presentano talvolta attraversati da più famiglie di fratture, talora con dislocazioni dell'ordine di alcuni centimetri lungo piani a basso angolo con componenti trascorrenti.

Viene cartografata assieme anche la tillite inferiore di Parre, diamictite a supporto di matrice fine litificata con sparsi ciottoli e blocchi, affiorante con spessore di pochi metri alla base della successione in corrispondenza della Corna di Parre.

AREA DI AFFIORAMENTO - Base della scarpata del terrazzo di Parre (palestra di arrampicata), da q. 510 a q. 600 m; dossi isolati a N di Bosgarina (Villa Emilia, Villa Perelli in DESIO, 1954).

ETÀ - Deposizione anteriore all'avanzata glaciale del till di Fornaci; per posizione stratigrafica e grado di litificazione si può ipotizzare una deposizione nel corso del Pliocene superiore. Di probabile età pliocenica è anche la tillite non cartografata affiorante nell'alveo del fiume Serio in corrispondenza del km 30 e già segnalata da CHARDON (1975).



Fig. 20 - Strada per Parre: conglomerati con ciottoli carbonatici alterati dal nucleo e matrice litificata. (foto C. Ferliga)

3.5.2 - Till di Fornace (TFC)

DEFINIZIONE – Diamicton e diamictiti massive a supporto di matrice sovraconsolidata; clasti arrotondati e striati (till di alloggiamento). Ghiaie e conglomerati a supporto di matrice, clasti arrotondati, talora striati, prevalentemente carbonatici (depositi di contatto glaciale).

SINONIMI – “Morenico Riss” fra Villa Perelli, Fornace e Bosgarina e a Parre (DESIO, 1945); “depositi morenici perlomeno di età mindelliana” (DESIO, 1952); “morenico di fondo Gunz III” (CHARDON, 1975); Unità di Fornace (FERLIGA, 2000) e porzione intermedia della successione dell’Unità di Parre (FERLIGA & CORBARI, 2000).

RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore sul conglomerato della Corna de Par; limite superiore erosionale - caratterizzato presso Fornace di Clusone da un paleosuolo troncato - su cui poggiano i conglomerati di Villa Perelli.

LITOLOGIA – Till di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice limosa grigia sovraconsolidata, con sparsi ciottoli da centimetrici a

decimetrici arrotondati, talora a ferro da stiro, spesso striati. Clasti carbonatici prevalenti, subordinati silicoclasti della successione permiana e del basamento metamorfico. Talora cementazione ottima. A Fornace la sommità del deposito è sottolineata da un orizzonte di alterazione spesso sino a 20 cm, con decarbonatazione completa e silicoclasti da friabili a argillificati.

- Depositi di contatto glaciale: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa grigia, organizzate in livelli metrici separati da livelli decimetrici sabbioso-ghiaiosi debolmente cementati, con aspetto massivo e abbondanti ciottoli mal selezionati, da meno che centimetrici sino a decimetrici, ben arrotondati, con frequenti facce piane; rari ciottoli calcarei con forme a ferro da stiro e ciottoli striati. Cementazione scarsa o nulla.

AREA DI AFFIORAMENTO - Scarpata del ripiano di Parre; base del versante Nord di Cima Tagliate; dossi isolati a Nord di Bosgarina (Villa Emilia e Villa Perelli in DESIO, 1954).

ETÀ - Deposizione anteriore a quella dei conglomerati di Villa Perelli, collocabile nel Pliocene superiore.

3.5.3 - Conglomerato di Villa Perelli (VPE)

DEFINIZIONE: Conglomerati e arenarie stratificate, clasti prevalentemente carbonatici (depositi alluvionali). Cementazione ottima.

SINONIMI - "Alluvione villafranchiana" a Parre (TARAMELLI, 1898); Fluvioglaciale Riss-Würm fra Villa Perelli, Fornace e Bosgarina e a Parre (DESIO, 1945); Depositi di conoide alluvionale dell'interglaciale Gunz-Mindell a Parre, conglomerato a elementi locali di una fase fredda pre-Gunz in Val Flex (CHARDON, 1975); comprensiva di Unità di Villa Perelli (FERLIGA, 2000) e porzione superiore dell'Unità di Parre (FERLIGA & CORBARI, 2000).

RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore col substrato o sul till di Fornace. Limite superiore erosionale, su cui poggiano a Parre il sintema di Vac e il sintema di Ceradello, sui dossi di Villa Emilia-Villa Perelli il sintema di Prati Mini, lungo il versante settentrionale di C. Tagliate la formazione di Val Flex.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati in corpi stratoidi a supporto clastico e scarsa matrice arenacea, con abbondanti ciottoli ben selezionati di dimensioni comprese tra 1 e 6 cm, ben arrotondati, talora evidente gradazione inversa; conglomerati a supporto clastico e matrice arenacea in corpi lenticolari plurimetrici, con ciottoli ben selezionati, di dimensioni inferiore ai 4 cm, da subarrotondati a arrotondati, evidente stratificazione obliqua; arenarie da medie a grossolane in livelli decimetrici con laminazioni parallele e strutture gradate. Clasti prevalentemente carbonatici, nettamente subordinati i silicoclasti dal basamento cristallino e dalla serie permiana. Cementazione ottima. Presso Villa Perelli evidenti

deformazioni da glaciottettonica. Lungo le scarpate clasti silicatici (arenarie rosse, metamorfite del basamento) da debolmente alterati sino a completamente friabili, anche negli scassi di più recente apertura.

AREA DI AFFIORAMENTO - Scarpata del ripiano di Parre, da quota 520 sino a quota 700 m; base del versante Nord di Cima Tagliate; dossi isolati a N di Bosgarina (Villa Emilia e Villa Perelli).

ETÀ - Deposizione anteriore a quella del sintema di Val Flex, collocabile nel Pliocene superiore.

3.5.4 - *Formazione di Val Flex (VFL)*

DEFINIZIONE - Limi argillosi, limi, sabbie medio-fini laminati e gradati. Sequenza negativa, con a tetto arenarie con impronte di vegetali (depositi lacustri).

SINONIMI - “Argille entro la morena rissiana” presso Vac, “lacustre rissiano e Riss-Würm(?) in val Flex (DESIO, 1945); Argille lacustri del Gunz (CHARDON, 1975); Unità di Val Flex (FERLIGA, 2000).

RAPPORTI STRATIGRAFICI – Limite inferiore sui conglomerati di Villa Perelli o, lateralmente, sulla successione norica; limite superiore erosionale, su cui appoggiano i conglomerati del Campeggio di Clusone.

LITOLOGIA - Depositi di ambiente lacustre e palustre:

- limi argillosi, limi e sabbie medio-fini organizzati in strati decimetrici a gradazione diretta, costituiti da lamine pianoparallele millimetriche a gradazione diretta;
- sabbie fini laminate e gradate, in livelli decimetrici pianoparalleli;
- siltiti e siltiti arenacee ocre, laminate, in strati decimetrici con deformazione da carico, e livelli ricchi di impronte di piante palustri e di foglie.

Organizzati come sequenza negativa, con graduale incremento dei depositi più grossolani verso l'alto.

I depositi affioranti nell'alveo della Val Flex sono interessati da famiglie di faglie sinsedimentarie con rigetto sino a decimetrico.

AREA DI AFFIORAMENTO - Allo sbocco della valle fra M. Beur e Cima Tagliate (Val Flex), in corrispondenza del dosso di Fiorine e alla base del versante sud-orientale di M. Né.

ETÀ - Anteriore a quella dei conglomerati del Campeggio di Clusone, collocabile in un intervallo compreso tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore.

3.5.5 - *Sintema della Trinità di Parre (TPR)*

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice di colore 5YR, profondamente alterati e decarbonatati; massi erratici isolati (depositi glaciali).

SINONIMI - “Morenico rissiano” (DESIO, 1945); Unità della Trinità di Parre (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione che interessa l'intero spessore dell'ammasso, caratterizzato da matrice di colore 5YR, assenza di clasti carbonatici, clasti di Verrucano superficialmente molto scabrosi, con *cortex* friabile e elementi quarzosi in rilievo, quelli di minori dimensioni (cm) completamente friabili; micascisti e gneiss da friabili a completamente argillificati; localmente presenti fantasmi di ciottoli marnosi o arenaceo-marnosi ocracei completamente argillificati. Erratici con superficie estremamente scabrosa e elementi quarzosi nettamente in rilievo.

Limite inferiore sulla successione mesozoica o sulla formazione della Corna di Lader. Limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica, sospesa rispetto alla superficie di aggradazione del sintema di Vac.

LITOLOGIA - Till d'ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa con plaghe più ricche in sabbie quarzoso-micacee derivate dal disfacimento di ciottoli metamorfici o arenacei; profondamente alterati e decarbonatati, con ciottoli e blocchi silicatici residuali da subangolosi a subarrotondati. Coperture discontinue di blocchi subarrotondati di dimensioni da metriche a plurimetriche provenienti dal basamento cristallino seriano e dalla successione silicoclastica permiana affiorante nell'alta valle.

AREA DI AFFIORAMENTO - Placche discontinue di esiguo spessore a monte di Parre da Cossaglio sino a q. 770; a Premolo, a monte di Ceradello e sul versante settentrionale del Corno Falò, a quote comprese tra i 650 m e gli 835 m. Sullo spartiacque con la Valle del Riso sino a q. 725 m.

MORFOLOGIA - Non conservata.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.5.6 - Conglomerato del Campeggio di Clusone (GCL)

DEFINIZIONE - Conglomerati in strati suborizzontali, clasti ben selezionati, arrotondati; arenarie e sabbie laminate e gradate (depositi alluvionali). Cementazione discreta.

SINONIMI - “conglomerato poligenico fluvioglaciale post-rissiano” (DESIO, 1945); “conglomerato alluvionale fine-Gunz” (CHARDON, 1975); Unità del Campeggio di Clusone (FERLIGA, 2000).

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sulla formazione di Val Flex; limite superiore erosionale ammantato dai depositi del sintema di Vac.

LITOLOGIA - Depositati alluvionali: ghiaie in strati suborizzontali metrici a supporto clastico, matrice arenacea scarsa, clasti ben selezionati, da 1 a 10 cm, arrotondati; ghiaie a supporto clastico con abbondante matrice arenacea

grossolana, clasti a selezione scarsa, da centimetrici sino a 20 cm, arrotondati; ghiaie in banchi plurimetrici con stratificazione obliqua da barra e sequenze *fining-upward*; sabbie medio fini e arenarie in strati decimetrici organizzati in sequenze *fining-upward*, con laminazioni parallele e gradazione diretta all'interno dei singoli strati; diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa con sparsi clasti arrotondati sino a decimetrici. Embricazione presente, verso corrente: Ovest. Clasti prevalentemente carbonatici non alterati; sparsi Verrucano friabile, gneiss arenizzato, siltiti e arenarie verdi, marne ocracee argillificate. Cementazione in genere discreta, con pellicole di cemento discontinue; localmente si presentano non cementati, oppure in singoli orizzonti con cementazione ottima.

- Depositi di versante: conglomerati in strati metrici clinostatificati, supporto clastico, matrice arenacea scarsa, clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici, alimentati dalla successione norica soprastante; cementazione da discreta a buona.

AREA DI AFFIORAMENTO - Allo sbocco della valle posta fra M. Beur e Cima Tagliate (Val Flex), in corrispondenza del dosso di Fiorine e alla base del versante sud-orientale di M. Né.

ETÀ- Pleistocene medio.

3.5.7 - Conglomerato del Dosso di Fiorine (DOF)

DEFINIZIONE - Conglomerati a clasti locali, arenarie stratificate con *ripple* da corrente: depositi alluvionali. Cementazione ottima. In giacitura secondarie, immergenti verso SW.

SINONIMI - Unità non segnalata precedentemente

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non osservabile. Limite superiore erosionale, con depositi glaciali alterati attribuiti al supersistema della Colma. Troncati lateralmente dalla superficie erosionale entro cui si incanalano i depositi fluvioglaciali del sistema di Bossico e del sistema di Prati Mini.

LITOLOGIA - Conglomerati in strati sino a metrici, a supporto clastico e matrice arenacea, clasti ben selezionati, arrotondati, carbonatici, alimentati dalla valle del Gera-Valeggia; intercalate arenarie medie in strati decimetrici, con laminazioni da *ripple*. Cementazione ottima. In giacitura secondaria (origine neotettonica?), con inclinazione attorno ai 30° e immersione verso SW.

AREA DI AFFIORAMENTO - Lato orientale del dosso di Fiorine di Clusone.

ETÀ - Pleistocene medio?

3.5.8 - Sintema di Vac (VAC)

DEFINIZIONE - Diamicton a supporto di matrice, clasti silicei residuali a selezione scarsa, arrotondati, talora a disco, colore 5YR (depositi glaciali e

alluvionali pedogenizzati). Coperture discontinue di massi plurimetrici silicatici (depositi glaciali). Ghiaie pedogenizzate, clasti a selezione discreta, arrotondati, appiattiti; clasti carbonatici argillificati, clasti silicei arenizzati (depositi alluvionali).

SINONIMI - “Morenico Riss” (TARAMELLI, 1887; DESIO, 1945; VENZO, 1952); “morenico Würmiano” sul ripiano di Parre (SWOLFS, 1938, *vide* Desio); “morenico Mindell” sul ripiano di Parre (DESIO, 1952); “morene debolmente alterate, Riss” (S.G.I, 1954); “morenico Mindell del ghiacciaio del Serio” sul ripiano di Parre, “morenico Mindell del ghiacciaio dell’Oglio” ai piedi del M. Beur, “morenico Riss” presso Bosgarina (CHARDON, 1975); Unità di Ceradello *p.p.* e Unità di Costa (FERLIGA *et alii*, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione che interessa l’intero spessore del deposito, caratterizzato da matrice argillosa di colore 5YR, decarbonatazione completa, clasti silicatici con *cortex* centimetrico, gneiss e micascisti superficialmente friabili, porfidi poco o per nulla alterati.

Fra Cima Tagliate e Corno Falò, limite inferiore discordante sul conglomerato del Campeggio di Clusone, sul till di Fornace, sui conglomerati di Villa Perelli e sulla successione norica; limite superiore costituito da una superficie erosionale coincidente con la superficie topografica. Sul ripiano di Parre limite inferiore erosionale sui conglomerati di Villa Perelli; limite superiore, erosionale, coincidente con la superficie topografica, troncato dai depositi del conglomerato di Ceradello.

LITOLOGIA - Prevalenti lembi discontinui e di spessore variabile profondamente alterati e pedogenizzati, costituiti da diamicton massivo a supporto di matrice argilloso-limoso di colore 5YR, con abbondanti clasti da subarrotondati a arrotondati da centimetrici sino a metrici; localmente frequenti (versante attorno a Bosgarina) ciottoli a disco. Clasti carbonatici o dolomitici assenti, silicoclasti residuali riferibili alla successione permiana e al basamento cristallino, marne ocracee sporadiche; localmente (versante attorno a Bosgarina) porfidi violacei caratteristici della successione camuna. Interpretabile come depositi glaciali e/o depositi alluvionali profondamente pedogenizzati.

Depositi alluvionali s.s. (sezione presso il punto di coordinate 1570770; 5080025): ghiaie in strati suborizzontali metrici, a supporto di matrice sabbiosa pedogenizzata, clasti arrotondati, ben selezionati, appiattiti, talora a disco; embricazione 280° N; nella parte alta matrice limoso-argillosa (pedogenesi), di colore 7.5YR 5/6. Abbondanti dolomie da arenizzate a argillificate, calcari grigi argillificati; di poco subordinati gneiss argillificati, Verrucano arenizzato, vulcaniti del Gruppo dei Laghi Gemelli decolorate e arenizzate, metamorfiti quarzose friabili.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versante settentrionale di Cima Tagliate e Corno Falò, da q. 580 m a q. 700 m; ripiano di Parre, a partire da q. 600 m s.l.m.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA - Sul ripiano di Parre sono presenti depositi glaciali presumibilmente seriani; sul versante di Cima Tagliate invece gli sporadici clasti di porfiriti viola sembrano indicare una provenienza camuna; l'Unità radunerebbe quindi depositi appartenenti a due ghiacciai diversi, ma con geometria, quote e alterazione concordanti. Le facies alluvionali hanno giacitura 200°-10° e embricazione compatibili anch'esse con un'alimentazione da una diffluenza del ghiacciaio camuno.

ETÀ- Pleistocene medio.

3.5.9 - *Sintema di Ceradello* (CEO)

DEFINIZIONE - Ghiaie e conglomerati con ciottoli ben arrotondati; profondamente alterati, con decarbonatazione spesso totale, colore 7.5YR (depositi alluvionali).

SINONIMI - Comprende depositi pedogenizzati considerati come "morenico Riss" (TARAMELLI, 1887; DESIO, 1945; VENZO, 1952); "morenico Würmiano" (SWOLFS, 1938, *vide* Desio); "morenico mindell" (DESIO, 1952; CHARDON, 1975); Unità di Ceradello p. p. (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Depositati profondamente alterati, spesso con decarbonatazione dell'intero spessore conservato. Conglomerati del Verrucano Lombardo con massa di fondo friabile e clasti quarzosi marcatamente in rilievo; gneiss, micascisti, siltiti e arenarie verdi della Gruppo dei Laghi Gemelli da molto alterati sino a completamente argillificati; ciottoli ocracei completamente decarbonatati, fortemente rubefatti e facilmente sfaldabili; matrice argilloso-limosa con plaghe sabbiose ricche in mica legate alla completa alterazione di clasti metamorfici; colore della matrice 7.5YR.

Limite inferiore marcatamente erosionale sui conglomerati di Villa Perelli (Parre), sulla successione carnica (Premolo), sulla Dolomia Principale (Ceradello). Limite superiore di tipo erosionale, coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie entro cui sedimentano i conglomerati di Ponte Nossà.

LITOLOGIA - Depositati alluvionali: ghiaie e subordinati conglomerati a supporto prevalentemente clastico, con ciottoli a selezione da discreta a buona, di dimensioni sino a 40 cm, ben arrotondati, in genere appiattiti, frequenti i ciottoli a disco; diffusa embricazione, con verso della corrente verso SW. Negli affioramenti non raggiunti dal fronte di decarbonatazione, clasti silicei e di poco subordinati (40%) carbonatici, e cementazione buona.

AREA DI AFFIORAMENTO - Lembi discontinui in destra idrografica: ripiano di Parre, versante sotto Premolo, ripiano di Ceradello, tra i 540 e i 625 m di quota.

MORFOLOGIA – Non conservata.

ETÀ - Pleistocene medio, sulla base di geometria e rapporti stratigrafici.

3.5.10 - *Formazione del Fontagnone (FOG)*

DEFINIZIONE - Blocchi da decametrici a ettometrici disarticolati, costituiti da litologie appartenenti alle unità più antiche, parzialmente sepolti dai depositi del sintema di Groppino (depositi di frana).

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

SUPERFICIE LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Base non affiorante; limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica, o sepolta dal Sintema di Groppino.

LITOLOGIA - Accumulo di frana a megablocchi conglomeratici, costituiti superiormente da arenarie e conglomerati alluvionali a clasti seriani arrotondati e appiattiti, con cementazione ottima (conglomerato di Ceradello); inferiormente da conglomerati con abbondante matrice fine, clasti prevalentemente carbonatici, litificati (conglomerato della Corna de Par) e intercalazioni di diamictiti con clasti striati (till di Fornace). Stratificazione originariamente orizzontale, immergente verso il quadrante sud-orientale, inclinazione 45°- 50°.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sbocco della valle del Fontagnone, a Est di Parre, dal livello attuale del Serio a q. 550 m.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA – Evidente dosso emergente dalla superficie del terrazzo dei conglomerati di Groppino; piastroni disarticolati, separati da ampie fratture beanti che condizionano il drenaggio locale. L'unità rappresenta un evento catastrofico di crollo dalla parete che tronca la superficie di Parre.

ETÀ - Pleistocene medio, sulla base di geometria e rapporti stratigrafici.

3.5.11 - *Conglomerato di Ponte Nossa (ONA)*

DEFINIZIONE - Conglomerati in strati suborizzontali, clasti a disco; arenarie grossolane (depositi alluvionali). Cementazione ottima. Profilo di alterazione troncato, colore 7.5YR, clasti silicei arenizzati; morfologia conservata, sospesi sul fondovalle attuale.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato, con matrice limoso-sabbiosa di colore 7.5YR, clasti esclusivamente silicei, arenizzati o con *cortex* pluricentimetrico per gli elementi di diametro superiore al decimetro. Limite inferiore non osservato; limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato da una superficie erosionale su cui poggia il sintema di Groppino.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati a supporto clastico e matrice arenacea scarsa, con clasti ben selezionati, arrotondati, di dimensioni sino a decimetriche, spesso a disco quelli silicei; a essi si intercalano livelli massivi con abbondante matrice e selezione scarsa, con blocchi sino a metrici, e arenarie talvolta laminate in livelli decimetrici. Cementazione ottima

AREA DI AFFIORAMENTO - Terrazzo in destra idrografica entro l'abitato di Ponte Nossà.

MORFOLOGIA - Ben conservata, terrazzo sospeso rispetto al fondovalle attuale e ai depositi del sintema di Groppino.

ETÀ- La deposizione, anteriore a quella del Sintema di Groppino, è collocabile nel Pleistocene medio.

3.5.12 - Sintema di Groppino (ROP)

DEFINIZIONE - Conglomerati e ghiaie ben stratificati, clasti a disco, abbondanti silicoclasti dall'alta valle (depositi alluvionali); conglomerati e diamictiti clinostratificate, a clasti spigolosi (depositi di versante e di frana); facies eteropiche, che si intercalano variamente, non distinguibili alla scala della carta. Cementazione ottima in superficie, da scarsa a discreta in profondità. Profilo di alterazione sino a 2 m, colore 7.5YR, clasti silicei arenizzati; morfologie conservate, sospesi sul fondovalle attuale.

SINONIMI - "Diluvium" (TARAMELLI, 1915); "Morena di fondo Würmiana" (SWOLFS, 1938, *fide* Desio); "Fluvioglaciale Rissiano" (DESIO, 1945; 1952); "fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa un metro" (S.G.I, 1954); "morenico e fluvioglaciale Gunz II" a Groppino, "Gunz I o Donau?" a Ardesio e Ludrigno, oppure "conglomerati villafranchiani" (CHARDON, 1975); Unità di Groppino (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profili d'alterazione non conservati a Nord di Ponte della Selva; a valle depositi molto alterati, con completa assenza di carbonati entro i primi 3 - 5 m dalla superficie, matrice sabbiosa pressochè completamente argillificata, con silicoclasti residuali; blocchi arenacei e conglomeratici (Verrucano, conglomerato Basale) con *cortex* di spessore sino a 2 - 3 cm friabile e clasti quarzosi in rilievo, gneiss con *cortex* centimetrico molto friabile. Fronte di decarbonatazione sino a 7 - 8 m dalla superficie, con ciottoli calcarei anche decimetrici completamente argillificati.

Limite inferiore erosionale sui conglomerati di Villa d'Ogna, o coincidente con la superficie che tronca i Conglomerati di Ponte Nossà. Limite superiore coincidente con la superficie topografica a Sud di Ponte Selva; a Nord erosionale con i depositi glaciali del supersintema della Selva di Clusone, del sintema della Pineta di Clusone, del sintema dei Morti Vecchi.

LITOLOGIA - Il sintema di Groppino presenta gran parte delle facies caratteristiche di una valle non occupata da ghiacciaio, con frequenti

intercalazioni e eteropie non risolvibili alla scala del rilevamento; per tale motivo non vengono distinte in carta. Esso comprende:

- depositi alluvionali: conglomerati e ghiaie ben stratificati in banchi metrici, supporto clastico, matrice sabbiosa grossolana scarsa; ciottoli ben selezionati, di dimensioni da 10 a 30 cm, ben arrotondati e appiattiti, spesso a disco, con frequente embricazione; conglomerati e ghiaie grossolanamente stratificati, a prevalente supporto clastico, con abbondante matrice sabbioso-ghiaiosa fine, ciottoli scarsamente selezionati, con dimensioni da 7 a 20 cm e subordinati blocchi da 30 sino a 60 cm, ben arrotondati, appiattiti o a disco frequentemente embricati; sabbie grossolane in corpi lenticolari con laminazioni oblique.

Abbondanti silicoclasti provenienti dall'alta valle, di poco subordinati gli elementi carbonatici triassici. Cementazione buona in corrispondenza delle scarpate erosionali, scarsa in seno all'ammasso, con croste discontinue di cemento calcitico di spessore millimetrico che rivestono i clasti.

- depositi di conoide alluvionale: conglomerati stratificati in banchi metrici, talora con chiusura laterale a lente, supporto clastico con abbondante matrice arenaceo-conglomeratica fine ben arrotondata, ciottoli ben selezionati, ben arrotondati, talora appiattiti, e embricazione frequente; intercalati livelli lenticolari di sabbie carbonatiche grossolane, non cementate e prive di strutture. Petrografia che riflette la successione medio-triassica affiorante nella valle di alimentazione. Cementazione buona.

- depositi di versante e di frana: conglomerati a supporto clastico e matrice arenaceo-limosa in corpi stratoidi clinostratificati, con clasti spigolosi eterometrici di dimensioni sino a decimetriche; parzialmente cementati, con croste discontinue di cemento calcitico che non riveste i clasti. Diamictiti a supporto clastico e abbondante matrice fine carbonatica, clasti sino a plurimetrici, spigolosi; in genere ben cementate entro l'ammasso. Clasti di provenienza strettamente locale, dai versanti soprastanti.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica: terrazzi di Ardesio, Villa d'Ogna, Piario e della Pineta di Clusone; destra idrografica: terrazzi su cui sorgono Ludrigno, Martorasco, Parre bassa e Ponte Nossana. Depositati alluvionali si trovano anche nelle valli laterali tributarie, in particolare nella valle dell'Ogna, in Val Fontagnone, nella Valle Nossana.

MORFOLOGIA – Terrazzati, tuttora in erosione, con fenomeni di scalzamento al piede e crollo di blocchi plurimetrici; conoidi di frana reincisi allo sbocco dei valloni laterali. Fra Ponte Selva e Piario la superficie del terrazzo presenta ampie doline di crollo per dissoluzione della frazione carbonatica (clasti, matrice, cemento).

ETÀ - Pleistocene medio, per geometria e rapporti stratigrafici.

3.5.13 - Conglomerati di Ponte della Selva (OSE)

DEFINIZIONE - Conglomerati in strati suborizzontali, clasti arrotondati, a disco; arenarie grossolane in strati decimetrici (depositi alluvionali). Cementazione da buona a ottima. Sospesi sul fondovalle attuale.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione.

LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non esposto; poggiano in discordanza entro la superficie che tronca il sintema di Groppino. Limite superiore coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Depositati alluvionali: conglomerati in strati suborizzontali a supporto clastico, matrice arenacea scarsa, clasti a selezione da scarsa a discreta, arrotondati, spesso a disco, embricazione presente; intercalate arenarie grossolane in strati decimetrici; clasti silicei e carbonatici in uguale proporzione. Cementazione da buona a ottima.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fra Ponte Selva e la Valle del Riso, lembi di terrazzo con superficie compresa tra i 500 e i 490 m s.l.m.

ETÀ - Posteriore per geometria al sintema di Groppino, e collocabile nel Pleistocene medio.

3.5.14 - Sintema di Prati Mini (PII)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a ciottoli e blocchi in abbondante matrice sabbiosa (till di ablazione). Profilo di alterazione troncato, clasti carbonatici assenti; morfologie arrotondate, in erosione.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; “depositi Würmiani del ghiacciaio dell’Oglio” *p.p.* (LEVY, 1815, *fide* Desio); “morenico Würmiano” *p.p.* (TARAMELLI, 1887; HAUPT, 1938, *fide* Desio; SWOLFS, 1938, *fide* Desio; DESIO, 1945; DESIO, 1952; CHARDON, 1975), Unità di Prati Mini (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato; decarbonatazione per almeno un metro dalla superficie. Superficie degli erratici non carbonatici scabrosa, con elementi quarzosi in rilievo; erratici carbonatico-terrigeni (orizzonti a “terra rossa” del calcare Rosso) con clasti calcarei disciolti in superficie, incavati.

Limite inferiore discordante sul sintema di Groppino e sui conglomerati di Villa Perelli. Limite superiore erosionale coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Till di ablazione: diamicton massivi a ciottoli e blocchi subarrotondati in abbondante matrice sabbiosa. Clasti silicei e subordinati elementi carbonatici della successione triassica. Frequenti massi erratici sparsi di dimensioni sino a plurimetriche.

AREA DI AFFIORAMENTO - Dossi a Ovest e Sud-Ovest di Fiorine, sino a Ponte Selva; inoltre in destra idrografica a Nord di Parre.

MORFOLOGIA - Parzialmente conservata; cordoni morenici a profilo arrotondato, alti non più di una decina di metri e larghi sino a 50 m, presenti

solo a Ovest di Fiorine (Prati Mini). In genere spessori esigui di till, o coperture pressochè continue di erratici di varie dimensioni.

ETÀ- Per geometria e alterazione, l'unità è anteriore al sintema dei Morti Vecchi, e collocabile nel Pleistocene medio.

3.5.15 - Sintema dei Morti Vecchi (MVH)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice, clasti prevalentemente silicci (till d'ablazione). Profilo d'alterazione troncato, morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "depositi Würmiani del ghiacciaio dell'Oglio" *p.p.* (LEVY, 1915, *fide* Desio); "morenico Würmiano" *p.p.* (TARAMELLI, 1887; HAUPT, 1938, *fide* Desio; SWOLFS, 1938, *fide* Desio; DESIO, 1945; DESIO, 1952; CHARDON, 1975), Unità della Selva di Clusone *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore discordante sui conglomerati di Villa d'Ogna, sul sintema di Groppino, sui conglomerati di Villa Perelli o della Corna de Par; limite superiore coincidente con la superficie topografica; profilo d'alterazione troncato, clasti esclusivamente silicatici alterati, colore matrice 7.5 YR.

LITOLOGIA - Till di ablazione; diamicton massivi a supporto di matrice limoso-sabbiosa, con ciottoli e blocchi sino a metrici, a spigoli subarrotondati o arrotondati; abbondanti massi erratici superficiali di dimensioni plurimetriche. Prevalenti litotipi silicoclastici e metamorfici affioranti nell'alta valle.

AREA DI AFFIORAMENTO - Terrazzo in sinistra, fra Monte Né e Ponte della Selva, immediatamente all'esterno dei depositi del Sintema della Pineta.

MORFOLOGIA - Cordoni morenici frontali a profilo arrotondato, che confluiscono lateralmente a formare due dossi allungati.

ETÀ - In base alle geometrie e all'alterazione, essa è legata a un'avanzata glaciale anteriore a quella del Sintema della Pineta e collocabile nel Pleistocene medio.

3.5.16 - Sintema della Pineta (INE)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi a supporto di matrice e clasti prevalentemente silicei (till d'ablazione). Profilo d'alterazione visibile spesso 120 cm, colore 7.5 YR, morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "depositi Würmiani del ghiacciaio dell'Oglio" *p.p.* (LEVY, 1915, *fide* Desio); "morenico Würmiano" *p.p.* (TARAMELLI, 1887; HAUPT, 1938 *fide* Desio; SWOLFS, 1938, *fide* Desio; DESIO, 1945; DESIO, 1952; CHARDON, 1975), Unità della Selva di Clusone *p.p.* (FERLIGA & CORBARI, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione caratterizzato da spessori osservati sino a 120 cm, con decarbonatazione completa e silicoclasti moderatamente alterati, colore della matrice 7.5 YR.

Limite inferiore discordante sui conglomerati di Villa d'Ogna e sul sintema di Groppino; limite superiore coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - Till d'ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa, con clasti sino a metrici subarrotondati o arrotondati; abbondanti massi erratici superficiali plurimetrici. Clasti in prevalenza silicoclastici e metamorfici dall'alta valle; subordinati (< 40%) clasti carbonatici provenienti da unità anisico-carniche.

AREA DI AFFIORAMENTO - Sinistra idrografica, dall'abitato di Piario sino al confine col Comune di Clusone.

MORFOLOGIA - Ben conservata; cordoni morenici evidenti, alti pochi metri e a profilo appuntito, estesi in direzione NE-SW a partire dalle estreme propaggini del Monte Né.

ETÀ- Non esiste alcun elemento per una datazione geocronometrica dell'unità in esame; essa è legata a un'avanzata glaciale anteriore all'ultima, collocabile nel Pleistocene superiore o medio.

3.6 - ANFITEATRO OGLIO-BORLEZZA (C. FERLIGA)

Nel corso del Plio-Quaternario l'area corrispondente all'attuale Val Borlezza è stata occupata ripetutamente da una diffidenza del ghiacciaio dell'Oglio, tanto da sviluppare un vero e proprio anfiteatro laterale, con una successione sedimentaria complessa (Fig. 21).

Le fasi più antiche, coincidenti con il MEG locale, sono conservate in posizione di cresta e suggeriscono la deposizione prima del definitivo raggiungimento della attuale fisiografia; a queste, riunite nel sintema di Corno Ceresa, seguono tre avanzate riconoscibili (sintemi di Stale d'Onito, di Prati di Sta e di Bossico), in cui la fronte del ghiacciaio si espandeva verso Nord-Ovest appoggiandosi ai sedimenti che colmano la depressione di Clusone e sbarrando l'alto corso del Gera-Valeggia. Questa porzione più esterna dell'anfiteatro drenava verso la valle del Serio, e presenta le morfologie classiche per un anfitatro, con piane fluvioglaciali raccordate ai cordoni più esterni e scaricatori ben riconoscibili, che troncano i cordoni morenici più antichi.

Successivamente, in fasi a estensione e spessore di ghiaccio minori, la lingua glaciale rimaneva entro la Val Borlezza sbarrando la valle senza più raggiungere la piana di Rovetta, e provocando l'aggradazione di una piana alluvionale alimentata dalla valle Gera-Valeggia-Borlezza, a cui si raccordavano conoidi da trasporto in massa (Fig. 22). A ogni ritirata del ghiacciaio tali piane venivano reincise dal corso d'acqua locale, affluente nel Lago d'Iseo. Si è così venuta a creare una serie di terrazzi alluvionali

successivi, incassati l'uno nell'altro, che terminano in corrispondenza dei depositi frontali (erratici, till, morene conservate) della rispettiva lingua glaciale (FERLIGA, 2007).

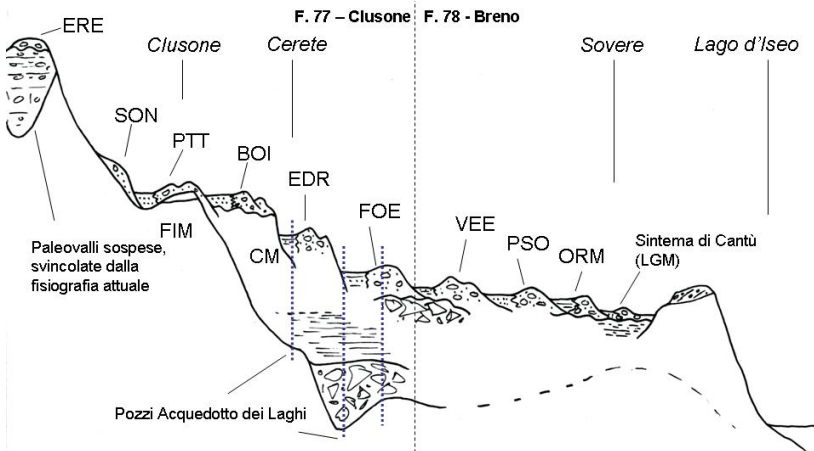


Fig. 21 - Schema dei rapporti stratigrafici fra le unità dell'anfiteatro della Val Borlezza (comprensivo della porzione compresa nel limitrofo Foglio 078 - Breno).

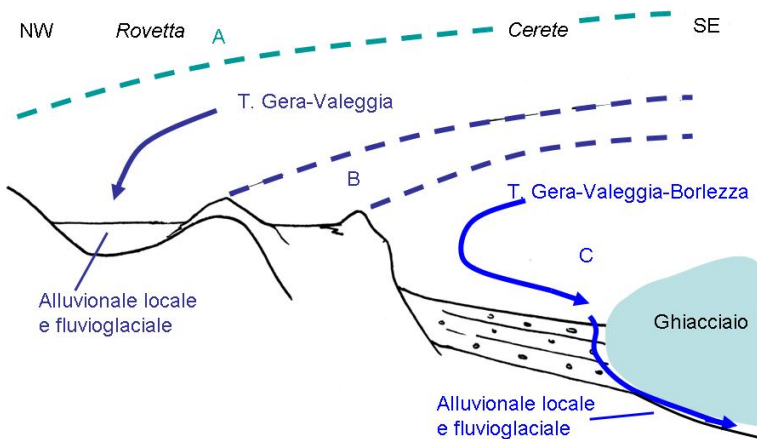


Fig. 22 - Schema delle relazioni fra fronte glaciale, depositi alluvionali locali e fluvioglaciali camuni desunte dai dati di terreno. A) fase in cui il ghiacciaio colmava tutta l'area; B) fasi in cui il ghiacciaio si affacciava sulla piana di Clusone e la sua piana fluvioglaciale scendeva verso il Serio; C) fasi in cui il ghiacciaio si attestava in val Borlezza e sia il drenaggio locale sia le acque di fusione trovavano deflusso verso il Lago d'Iseo, incanalandosi presumibilmente alla base del ghiacciaio stesso. (ridisegnato, da FERLIGA, 2007).

Di queste unità nel Foglio Clusone affiora solo la porzione alluvionale locale, mentre lo sbarramento glaciale è testimoniato nel limitrofo Foglio 078 - Breno.

3.6.1 - *Sintema di Corno Ceresa* (**ERE**)

DEFINIZIONE - Diamicton pedogenizzati con silicoclasti residuali; diamictiti litificate; erratici sparsi (depositi glaciali). Alterazione spinta, colore 5YR, clasti carbonatici assenti, clasti silicei con *cortex* di spessore pluricentricimetrico.

SINONIMI - "morene alterate con abbondante materiale argilloso raccordabili alle cerchie esterne, Mindel o Riss" (S.G.I, 1954); "morene di età indeterminata" (ASSERETO & CASATI, 1966); Complesso del Monte di Lovere, unità di Brugai (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Corno Ceresa (FERLIGA & BINI, 2007).

LIMITI e RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione che interessa l'intero spessore del deposito, caratterizzato da matrice argilloso-limosa di colore 5YR, clasti carbonatici assenti, marne ocra completamente argillificate, litareniti ocra 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.

Il Sintema di Corno Ceresa poggia in discordanza sui conglomerati di Campos (gruppo del Culmine) o direttamente sulla successione norica.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: spessori sino a 10 m di diamicton massivo a supporto di matrice argilloso-limosa, 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 metrici.

AREA DI AFFIORAMENTO - Versanti a monte di Rovetta, da quota 800 m a quota 1110 m s.l.m.

MORFOLOGIA - Non conservata. Placche di depositi glaciali in posizione di cresta e nettamente troncate dai versanti attuali.

ETÀ- Pliocene superiore

3.6.2 - *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). Cementazione ottima, carsificati.

SINONIMI - Segnalato come morfologia: cono alluvionale (DESIO *et alii*, 1970); Complesso di Castione *p.p.*, (FERLIGA, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore non esposto; limite superiore coincidente con la superficie topografica, caratterizzato da *loess* pedogenizzato che seppellisce l'originario paleosuolo, o erosionale con i depositi glaciali del sintema di Stalle d'Onito (Songavazzo, dosso Foppe).

LITOLOGIA - Depositi 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; ciottoli 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.

AREA DI AFFIORAMENTO -Versante destro della valle del Valeggia (Fino del Monte) e versante sinistro di fronte al ponte vecchio che unisce Rovetta a Songavazzo; scarpata di Dosso Foppe.

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. Talora carsificati. Presso Dosso Foppe, morfologia non conservata.

PALEOGEOGRAFIA - 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). Esso è l'unità più recente fra un gruppo di litosomi presenti estesamente entro la paleovalle del Gera da Fino sino a Bratto di Castione, nel limitrofo Foglio 078 – Breno, e per il quale non sono identificabili a valle di San Lorenzo di Rovetta-Songavazzo - entro l'attuale Val Borlezza - affioramenti correlabili per quote e litologia (Fig. 2). I dati di terreno indicano per tali unità un contesto deposizionale in una fisiografia non confrontabile con l'attuale, e come tali, nel Foglio 078 – Breno verranno trattate entro una successione separata da qualsiasi contesto bacinale attuale. Nel presente foglio, per motivi di semplificazione della

legenda, e dato che tale unità costituisce parte del substrato su cui si ammantano le unità glaciali dell'anfiteatro Oglio-Borlezza, essa viene trattata assieme a queste ultime, anche se gli affioramenti più occidentali (Dosso Foppe) possono far pensare ad un'originaria confluenza, almeno in questa fase, verso il bacino del Serio.

ETÀ - Pliocene - Pleistocene inferiore.

3.6.3 - Sintema di Stalle d'Onito (SON)

DEFINIZIONE - Diamicton massivi pedogenizzati con silicoclasti camuni da friabili a arenizzati (depositi glaciali). Diamicton massivi e ghiaie con clasti subarrotondati carbonatici (depositi alluvionali locali e di *debris-flow*). Colore matrice 5YR, clasti carbonatici arenizzati nei depositi alluvionali locali, assenti in quelli glaciali; morfologie non conservate.

SINONIMI - Unità di Stalle d'Onito (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Stalle d'Onito (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale su Dolomia Principale (depositi glaciali); limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica.

Profilo di alterazione troncato; nei depositi glaciali: arenarie del Verrucano arenizzate, conglomerati con *cortex* centimetrico friabile, marne ocra argillificate, carbonati assenti, colore matrice 5YR.

LITOLOGIA - Depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice argilloso-limosa con ciottoli e blocchi silicatici residuali di provenienza camuna.

- Depositi alluvionali locali e di *debris-flow*: ghiaie stratificate a supporto clastico e matrice sabbiosa pedogenizzata, clasti subarrotondati carbonatici locali; diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa e clasti carbonatici subangolosi di alimentazione dalla Val Borlezza o dai versanti soprastanti.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fra Songavazzo e Rovetta.

MORFOLOGIA - Non conservata per i depositi glaciali. Parzialmente conservata, in erosione, per quelli alluvionali locali, terrazzati.

ETÀ - Pleistocene medio

3.6.4 - Sintema di Prati di Sta (PTT)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice con clasti camuni (till di alloggiamento). Conglomerati con clasti arrotondati, cementazione ottima (depositi fluvioglaciali). Profilo d'alterazione troncato, a organi geologici sui conglomerati; decarbonatazione maggiore di 2 m su till; colore 7.5 YR.

SINONIMI - "fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa un metro" (S.G.I, 1954); "morene fresche raccordabili alle cerchie interne" (DESIO *et alii*, 1970); 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).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Limite inferiore erosionale sui conglomerati di Fino del Monte. Limite superiore erosionale, coincidente con la superficie topografica, o con la superficie entro cui si deposita il sintema di Bossico.

Profilo di alterazione troncato; nelle ghiaie totale decarbonatazione e clasti silicei da alterati a arenizzati, colore fra 7.5YR e 5YR. Sul till di alloggiamento decarbonatazione per almeno due metri osservabili, con clasti silicei alterati, colore della matrice 7.5YR. Nei *debris-flow* alterazione sino a 2 m, con clasti da arenizzati a argillificati, colore matrice 7.5YR.

LITOLOGIA - Depositi fluvioglaciali: conglomerati grossolanamente stratificati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, ciottoli mal selezionati a spigoli arrotondati e forma irregolare; conglomerati in corpi stratoidi, supporto clastico, matrice scarsa o assente, con ciottoli ben selezionati, ben arrotondati, di forma allungata o appiattiti; cementazione buona. Ghiaie a supporto di matrice argilloso-limosa pedogenizzata, clasti residuali silicei alterati, da appiattiti a disco, in orizzonti planari.

- Depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice limoso argillosa sovraconsolidata, con sparsi ciottoli e blocchi di provenienza camuna, arrotondati e levigati.

- Depositi di *debris-flow*: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa e diamicton, con clasti spigolosi carbonatici di alimentazione locale.

AREA DI AFFIORAMENTO - Piana di Clusone, fra Fiorine e Dosso San Francesco.

MORFOLOGIA - Parzialmente conservata, in erosione. Cordoni morenici frontali molto arrotondati e difficilmente distinguibili, a cui si raccorda un evidente terrazzo alluvionale che scende verso il bacino del Serio.

PALEOGEOGRAFIA - Fase in cui la diffluenza camuna arriva sino ai dossi di Maninetti, ammantandoli; i depositi alluvionali locali e fluvioglaciali drenano quindi verso la valle del Serio.

ETÀ - Pleistocene medio

3.6.5 - Sintema di Bossico (**BOI**)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice con clasti camuni (till d'ablazione). Diamicton massivo a supporto di matrice sovraconsolidato con clasti striati (till d'alloggiamento). Limi e argille limose laminate (depositi lacustri). Ghiaie stratificate a clasti locali o di alimentazione camuna (depositi alluvionali e fluvioglaciali). Profilo di alterazione troncato, silicoclasti arenizzati, colore 7.5YR - 5YR.

SINONIMI - "morene fresche raccordabili alle cerchie interne", "alluvioni antiche terrazzate" (DESIO *et alii*, 1970); "morene fresche" (ASSERETO &

CASATI, 1966); Allogruppo dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Bossico (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Nella piana fra San Lorenzo e Cerete alto, profilo di alterazione troncato e quasi completamente asportato dalla prolungata attività agricola; lateralmente sui cordoni morenici: spessore conservato sino a 2 m, con fantasmi di ciottoli carbonatici argillificati alla base, 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.

Limite inferiore erosionale sulla successione norica o sui depositi della successione del Valeggia (supersintema della Colma, tab.4); è incisa dalla superficie entro cui sedimenta il sintema di Cedrini.

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 silicei e carbonatici arrotondati e talora striati, sovraconsolidato. Silicoclasti di provenienza camuna e subordinati clasti carbonatici della successione triassica.

- Depositi lacustri: argille limose e limi nocciola in sequenze laminate e gradate.

- Depositi alluvionali: ghiaie a supporto di matrice sabbiosa in strati suborizzontali, clasti da subarrotondati a arrotondati, selezione buona, carbonatici locali e silicatici camuni.

AREA DI AFFIORAMENTO - Porzione interna dell'anfiteatro morenico di San Lorenzo di Rovetta, sino a Cerete alto.

MORFOLOGIA - Ben conservata, in erosione. Cordoni morenici a profilo arrotondato sezionati da scaricatori glaciali presenti in più ordini fra San Lorenzo e Vogno; morena su cui sorge la chiesa di Cerete alto e evidenti morene (Foglio 078 - Breno) di Palà basso.

PALEOGEOGRAFIA - Fase in cui la diffluenza camuna arriva sino al ripiano di San Lorenzo di Rovetta, ammantando i depositi più antichi quivi presenti; i depositi alluvionali locali e fluvio-glaciali drenano quindi verso la valle del Serio.

ETÀ - Pleistocene medio

3.6.6 - Sintema di Cedrini (EDR)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice, clasti silicatici camuni (till d'ablazione). Diamicton massivo a supporto di matrice sovraconsolidato, clasti striati (till d'alloggiamento). Limi e argille limose laminate (depositi lacustri). Ghiaie clinostratificate a supporto di matrice, clasti mal selezionati (depositi di contatto glaciale). Diamicton massivo a supporto di matrice e ghiaie a clasti subangolosi (depositi di versante).

Profilo di alterazione troncato, carbonati assenti, silicoclasti arenizzati, colore 7.5YR - 5YR.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione, comprendente depositi glaciali attribuiti all'ultima avanzata glaciale: "morene fresche raccordabili alle cerchie interne" (DESIO *et alii*, 1970); "morene fresche" (ASSERETO & CASATI, 1966); Allogruppo dell'Oglio (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Cedrini (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato; su depositi di ablazione 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 5 YR; su till d'alloggiamento alterazione limitata alla porzione più superficiale.

Limite inferiore erosionale sul sintema di Bossico; limite superiore erosionale, su cui si giustappongono i depositi del sintema di Fonteno.

LITOLOGIA - Depositì glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice limoso-sabbiosa con clasti da centimetrici a metrici arrotondati (till d'ablazione); diamicton massivo a supporto di matrice con sparsi clasti silicei e carbonatici arrotondati e talora striati, sovraconsolidato (till d'alloggiamento). Silicoclasti di provenienza camuna e subordinati clasti carbonatici della successione triassica.

- Depositì di contatto glaciale: ghiaie clinostratificate a supporto di matrice sabbiosa con clasti mal selezionati, da subangolosi a subarrotondati, con selezione e organizzazione crescente allontanandosi dai depositi di ablazione a cui fanno passaggio laterale; silicoclasti e carbonati di provenienza camuna.

- Depositì lacustri: argille limose e limi nocciola in sequenze laminate e gradate.

- Depositì di versante: diamicton massivo a supporto di matrice e ghiaie a supporto di matrice, con clasti carbonatici subangolosi e sparsi silicoclasti residuali.

AREA DI AFFIORAMENTO - Parte bassa del versante sinistro della Val Borlezza, sino al ripiano a monte di Cerete basso.

MORFOLOGIA - Scarsamente conservata; lembi di terrazzi di contatto glaciale lungo il versante sinistro della valle.

PALEOGEOGRAFIA - Avanzata glaciale in cui la diffluenza camuna occupa quasi interamente la Val Borlezza, sbarrandone il deflusso fra Cerete alto e Cerete basso.

ETÀ - Pleistocene medio

3.6.7 - Sintema di Fonteno (FOE)

DEFINIZIONE - Diamicton massivo a supporto di matrice con clasti silicatici camuni (depositi glaciali). Ghiaie con clasti subangolosi locali

(depositi di versante). Ghiaie e sabbie medie e fini stratificate; clasti carbonatici locali, cementazione variabile (depositi alluvionali). Profilo di alterazione troncato, spessore maggiore di 3,5 m, colore 7.5YR.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "morene fresche raccordabili alle cerchie interne" (DESIO *et alii*, 1970); "morene fresche" (ASSERETO & CASATI, 1966); Allogruppo dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Fonteno (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato, visibile sino a 3,5 m di spessore. Su depositi glaciali: conglomerati del Verrucano Lombardo con *cortex* centimetrico friabile, arenarie arenizzate; metamorfiti basiche con patine di ossidazione; porfidi viola arenitizzati; sparse marne ocra argillificate; alla base calcari e dolomie chiare argillificati. Su depositi alluvionali: dolomie e subordinati calcari arenizzati per almeno 1,5 m. Colore matrice 7.5YR 3/4.

Limite inferiore erosionale sui depositi del sintema di Cedrini; limite superiore erosionale su cui si giustappongono i depositi del sintema dei Morti del Contagio.

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 alluvionali: ghiaie stratificate a supporto clastico, con matrice sabbiosa abbondante, clasti a selezione discreta, subarrotondati; ghiaie con stratificazione obliqua da barra, supporto clastico, matrice scarsa o assente, clasti ben selezionati, subarrotondati; sabbie medie e fini in strati sino a metrici, laminate e gradate. Clasti carbonatici di litotipi affioranti nella valle del Gera-Valeggia, molto subordinati silicoclasti alterati da depositi glaciali più antichi.

- Depositi da trasporti in massa: diamicton massivi e ghiaie a supporto di matrice sabbiosa, in corpi lenticolari o stratoidi; clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici, costituiti da dolomie e calcari della successione norica affiorante lungo i versanti e da silicoclasti residuali dalla rielaborazione di depositi glaciali più antichi.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle del Borlezza, terrazzo che risale verso NW da q. 480 (conoide di Covale) sino a q. 520 a Nord di Cerete Basso.

MORFOLOGIA - Ben conservata, in erosione. Depositi alluvionali incisi e terrazzati, con orlo sospeso sino a 45 m sull'alveo attuale, a cui si raccordano corpi messi in posto per trasporto in massa.

PALEOGEOGRAFIA - Piana alluvionale del Gera-Valeggia con deflusso sbarrato dalla difluenza del ghiacciaio camuno che invade la bassa valle.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.6.8 - Sintema dei Morti del Contagio (ORM)

DEFINIZIONE - Ghiaie con clasti subangolosi locali (depositi di versante). Conglomerati e ghiaie, sabbie e arenarie medie e fini stratificate; clasti carbonatici locali (depositi alluvionali). Cementazione variabile. Profilo di alterazione troncato, decarbonatazione maggiore di 2 m, colore 7.5YR.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "morene fresche raccordabili alle cerchie interne" (DESIO *et alii*, 1970); "morene fresche" (ASSERETO & CASATI, 1966); Allogruppo dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione dei Morti del Contagio (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo di alterazione troncato dall'attività antropica. Su depositi glaciali (Foglio 078 - Breno) decarbonatazione per almeno 2 m dalla superficie, Verrucano da friabile a arenizzato, micascisti assenti, anfiboliti con inizi di ossidazione.

Limite inferiore erosionale sui depositi del sintema di Fonteno; limite superiore erosionale su cui si giustappongono i depositi del sintema di Piazza di Sovere.

LITOLOGIA - Depositi alluvionali: conglomerati e 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, da 1 a 6 cm, subarrotondati; sabbie medie e fini in strati sino a metrici laminate e gradate. Clasti carbonatici da litotipi della valle del Gera-Valeggia; molto subordinati silicoclasti alterati provenienti da depositi glaciali più antichi.

- Depositi di trasporto in massa e di versante: 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.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle del Borlezza, terrazzo che risale verso NW da q. 470 all'esterno orientale del foglio, sino a q. 500 a monte di Cerete Basso.

MORFOLOGIA - Ben conservata. Depositi alluvionali incisi e terrazzati, con scarpate sospese sino a 20 m sull'alveo attuale, sostenuti dai depositi glaciali correlati presenti nel limitrofo Foglio 078 - Breno; alla superficie del terrazzo si raccordano corpi messi in posto per prevalente trasporto in massa allo sbocco dei canali laterali.

PALEOGEOGRAFIA - Depositi alluvionali alimentati dalla valle Gera-Valeggia, sbarrati dalla difluenza del ghiacciaio camuno che invade la bassa valle ostacolandone il deflusso.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.6.9 - Sintema di Piazza di Sovere (PSO)

DEFINIZIONE - Ghiaie a supporto di matrice con clasti subangolosi locali (depositi di *debris flow*). Ghiaie e sabbie medie e fini stratificate; clasti carbonatici locali (depositi alluvionali). Profilo di alterazione troncato, decarbonatazione sino a 2 m, colore 7.5YR. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "morene fresche raccordabili alle cerchie interne"(DESIO *et alii*, 1970); "morene fresche"(ASSERETO & CASATI, 1966); Allogruppo dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Piazza di Sovere (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo d'alterazione troncato; su depositi glaciali (Foglio 078 - Breno) carbonati assenti sino a 2 m dalla superficie, arenarie del Verrucano Lombardo con *cortex* arenizzato di spessore pluricentricimetrico. Colore matrice 7.5YR.

Limite inferiore sui depositi alluvionali dei sintemi dei Morti del Contagio e di Fonteno. Limite superiore localmente sepolto da depositi di colata riferibili al sintema del Po.

LITOLOGIA - 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; clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici di dolomie e calcari della successione norica affiorante lungo i versanti.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle della Val Borlezza, presso Cerete basso; superficie terrazzata ben riconoscibile a partire da q. 425 sino a q. 475-480 entro l'abitato di Cerete Basso.

MORFOLOGIA - Ben conservata; terrazzi alluvionali e corpi legati a trasporto in massa, raccordati ai depositi glaciali presenti nel limitrofo Foglio 078 - Breno.

PALEOGEOGRAFIA - Depositi alluvionali alimentati dalla valle Gera-Valeggia, sbarrati dalla diffluenza del ghiacciaio camuno che invade la bassa valle ostacolandone il deflusso.

ETÀ - Pleistocene medio.

3.6.10 - Sintema di Sovere (VEE)

DEFINIZIONE - Ghiaie a supporto di matrice con clasti subangolosi locali (depositi di *debris-flow*). Ghiaie e sabbie medie e fini stratificate (depositi alluvionali). Clasti carbonatici locali. Alterazione scarsa, decarbonatazione sino a 1.5 m, colore matrice fra 10YR e 7.5YR. Morfologie ben conservate.

SINONIMI - Unità di nuova istituzione; "alluvioni antiche terrazzate" (DESIO *et alii*, 1970; ASSERETO & CASATI, 1966); Allogruppo dell'Oglio, Unità di Cerete *p.p.* (FERLIGA *et alii*, 2000); Alloformazione di Sovere (FERLIGA & BINI, 2007).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI - Profilo d'alterazione troncato; su depositi glaciali (Foglio 078 - Breno) 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, anfibolliti sane. Colore matrice fra 7.5 e 10YR.

Limite inferiore erosionale sui sintemi di Piazza di Sovere e dei Morti del Contagio; limite superiore coincidente con la superficie topografica.

LITOLOGIA - 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; clasti subangolosi da centimetrici a decimetrici, costituiti da dolomie e calcari della successione norica affiorante lungo i versanti.

AREA DI AFFIORAMENTO - Fondovalle della Val Borlezza, presso Cerete basso.

MORFOLOGIA - Ben conservata; lembi di terrazzi alluvionali sospesi sino a 15 m rispetto all'alveo attuale.

PALEOGEOGRAFIA - A Est del limite del Foglio i depositi alluvionali si raccordano ai depositi glaciali frontali della diffuenza del ghiacciaio camuno, responsabile dello sbarramento della Valle Borlezza e della loro aggradazione.

ETÀ - Pleistocene medio

V. TETTONICA

1. - TETTONICA REGIONALE (F. BERRA, F. JADOUL, G.B. SILETTO)

L'assetto tettonico dell'area del Foglio Clusone è caratterizzato da una struttura a pieghe e retroscorrimenti legati alla compressione alpina orientata Nord-Sud e con vergenza verso i settori meridionali.

Il Foglio Clusone è attraversato in senso Est-Ovest da due principali lineamenti che identificano tre settori caratterizzati dalla presenza di unità litostratigrafiche differenti: la linea Valtorta-Valcanale e la Faglia di Clusone - Linea di Antea. Questi due lineamenti sono impostati sui due principali orizzonti di scollamento presenti nella successione sedimentaria sudalpina: la carniola di Bovegno (Olenekiano superiore - Anisico inferiore) e la formazione di S. Giovanni Bianco (Carnico superiore). Questi orizzonti di scollamento svolgono la funzione di importanti limiti strutturali, identificando tre aree caratterizzate da differente litologia, successione stratigrafica e comportamento reologico. All'interno di queste tre unità principali sono riconoscibili più unità minori, ma è importante sottolineare come all'interno del Foglio Clusone le unità minori appartenenti ad ognuna di queste unità principali non siano mai sovrascorse su corpi appartenenti all'unità sottostante: l'unica sovrapposizione anomala nel Sudalpino di unità minori appartenenti all'unità intermedia al di sopra dell'unità superiore avviene ad occidente del Foglio Clusone (Klippe del Bruco, Foglio 076 - Lecco).

La superficie di distacco inferiore (Linea Valtorta-Valcanale) è stata a lungo interpretata come un sistema di faglie minori con cinematica

differente (JADOUL *et alii*, 2000) o come un sistema di faglie trascorrenti subverticali che dividevano blocchi con differente comportamento cinematico (SCHÖNBORN, 1992). I dati raccolti consentono invece di identificare questo lineamento come un unico elemento di separazione tra successioni differenti: si tratta di una superficie di scollamento immersa verso Sud con angoli variabili tra 30 e 70 gradi. Le successioni del *footwall* di questa faglia (basamento ercinico e successione sedimentaria compresa tra conglomerato Basale e Servino-carniola di Bovegno *p.p.*) sono interpretate come un *antiformal stack*, del quale solamente una piccola parte affiora nel Foglio Clusone. Allo stesso modo, le unità comprese tra carniola di Bovegno e la formazione di S. Giovanni Bianco, che costituiscono l'*hanging-wall* della Linea Valtorta-Valcanale e il *footwall* della Faglia di Clusone, sono organizzate in un classico *antiformal stack*, ben conservato soprattutto lungo la cresta che dal Pizzo Arera arriva sino al Monte Timogno. La Faglia di Clusone, in precedenza interpretata come *wedging fault* nel settore orientale (LAUBSCHER, 1985) o, localmente, come faglia normale, viene anch'essa riconosciuta come una superficie di scollamento principale sviluppatasi lungo i livelli incompetenti della parte sommitale della formazione di S. Giovanni Bianco. Nel settore di Clusone questa faglia è stata probabilmente riattivata come faglia normale in periodi recenti, come suggerito anche da una limitata attività sismica e da evidenze morfologiche. La prosecuzione occidentale della Faglia di Clusone è rappresentata dallo scollamento alla base del massiccio dell'Alben e dalla sua prosecuzione nella Faglia di Antea: questa faglia presenta le stesse caratteristiche cinematiche e geometriche della Faglia di Clusone e si collega ad essa tramite uno scollamento lungo un orizzonte stratigrafico posizionato al passaggio tra formazione di S. Giovanni Bianco e Formazione di Castro Sebino nel settore centro-occidentale del foglio (tra gli abitati di Dossena e Serina).

Questa interpretazione tettonica implica, dal punto di vista stratigrafico, l'assenza nel territorio del Foglio Clusone di successioni stratigrafiche non disturbate tettonicamente, a causa dei due scollamenti principali presenti nella successione triassica.

Le tre aree definite dalla Linea Valtorta-Valcanale e dalla Faglia di Clusone-Antea sono caratterizzate dalla presenza di unità tettoniche con diversa posizione strutturale (BERRA & SILETTO, 2001):

unità strutturali inferiori, costituite da basamento metamorfico ercinico con la sua copertura sedimentaria data da unità comprese tra il conglomerato Basale ed il Servino-carniola di Bovegno *p.p.*;

unità strutturali intermedie, costituite da unità comprese tra la carniola di Bovegno e la formazione di S. Giovanni Bianco;

unità strutturali superiori, costituite da unità litostratigrafiche a partire dalla Formazione di Castro Sebino.

1.1 - UNITÀ STRUTTURALI INFERIORI

Nel settore a Nord della Linea Valtorta-Valcanale le unità strutturali inferiori sono rappresentate, nel Foglio Clusone, da una singola unità tettonica, in quanto le unità strutturalmente più alte riferibili a questo settore affiorano a Nord del limite settentrionale del Foglio Clusone. Tale unità (Unità tettonica Trabuchello-Cabianca in Fig. 23) è costituita da successioni permiane che poggiano sul basamento ercinico che affiora solamente in Valle Seriana. Questo settore è caratterizzato da un'ampia anticlinale asimmetrica con asse orientato WSW-ENE con un fianco settentrionale debolmente immergente verso Nord (15-30°) ed un fianco meridionale verticalizzato in prossimità della linea Valtorta-Valcanale. Nel settore nord-orientale del Foglio la piega è meno sviluppata ed anche il fianco meridionale presenta una pendenza minore. Un intenso e pervasivo clivaggio di piano assiale con giaciture mediamente immergenti verso N-NW con angoli elevati è associato a questa piega: il clivaggio è particolarmente sviluppato nelle facies cineritiche della vulcanite del Monte Cabianca, nelle facies fini della formazione del Pizzo del Diavolo (in edilizia denominata. "Porfiroide grigio di Branzi" o "Scisti di Carona", utilizzati per la produzione di lastre per tetti sfruttando appunto questo clivaggio) e nel Servino. Anche nelle facies ignimbriche della vulcanite del Monte Cabianca e conglomeratiche (formazione del Pizzo del Diavolo e Verrucano Lombardo) questo clivaggio di piano assiale è comunque sempre riconoscibile.

Sono presenti numerose faglie minori a giacitura subverticale, di limitato rigetto, che spesso presentano una cinematica normale. Il limite superiore di questa unità tettonica è data dalla Faglia Valtorta-Valcanale. Questa faglia presenta una immersione elevata nei settori meridionali, mentre al limite nord-occidentale del Foglio tende ad orizzontalizzarsi e ad assumere un tipico aspetto da scollamento, con parallelismo tra le giaciture della successione del *footwall* e dell'*hanging-wall*. Va notato come nei settori in cui la faglia è più inclinata, anche la stratificazione si presenta più ripida, confermando il significato di scollamento di questo lineamento tettonico e suggerendo una possibile deformazione più recente, legata allo sviluppo delle anticlinali orobiche. Le differenze di facies e di spessori nella successione del Permiano inferiore indicano una vivace attività tettonica sindeposizionale, che può aver controllato, almeno in parte, lo sviluppo delle faglie alpine.

1.2 - UNITÀ STRUTTURALI INTERMEDIE

Nel settore compreso tra la Linea Valtorta-Valcanale e la Faglia di Clusone-Linea di Antea è possibile riconoscere diverse unità tettoniche principali (costituite da unità di età compresa tra l'Olenekiano ed il Carnico

superiore) all'interno delle quali è localmente possibile effettuare ulteriori distinzioni. Sono inoltre presenti zone a scaglie, soprattutto in prossimità della Faglia Valtorta-Valcanale, definite come "Scaglie di base Valcanale" (Fig. 23). Lungo la cresta che dal limite orientale del Foglio Clusone arriva sino al Pizzo Arera è possibile osservare la sovrapposizione tettonica di diverse unità, mentre verso occidente le unità strutturalmente più alte non sono più conservate (verosimilmente per erosione) e l'intero settore è rappresentato da una singola unità (Unità tettonica Menna-Pegherolo-Timogno). Nel settore centrale del Foglio Clusone è interessante notare come le unità più alte (Unità tettonica Monte Secco-Arera inferiore e superiore) terminino verso Sud prima del contatto con le successioni più recenti che costituiscono l'*hanging-wall* della Faglia di Clusone. Questo dato indica che le unità più alte non si spingevano verso Sud molto oltre il loro limite attuale di affioramento (Fig. 23): da ciò consegue che il maggiore raccorciamento della successione medio-triassica (e di conseguenza lo sviluppo di un classico *antiformal stack*) si è realizzato nel settore attualmente in affioramento, mentre più a Sud, dove è ricoperta dall'unità superiore, la successione è verosimilmente non ripetuta. Le unità strutturali principali riconosciute in questo settore tendono a chiudersi anche verso Nord, sempre lungo la Linea Valtorta-Valcanale. Tale situazione è osservabile nelle aree in cui la faglia affiora a quote (e quindi a livelli strutturali) differenti: nei settori di sella tra le valli principali (soprattutto nel settore tra Valle del T. Acqualina e Roncobello) è possibile osservare come le unità tettoniche più elevate non sono più presenti scendendo strutturalmente nelle aree a quote più basse, indicando una chiusura delle scaglie inferiori lungo la Linea Valtorta-Valcanale. L'assetto generale del settore è inoltre complicato dalla presenza di alcune unità strutturali minori che presentano una continuità laterale ridotta e che sono interpretate come legate a *splay* dei piani principali (per esempio sul versante sinistro della Val Seriana). Inoltre, le geometrie delle superfici strutturali indicano variazioni della loro geometria, con passaggi in senso Est-Ovest da *sole thrust* a rampe laterali: il caso più evidente di questa transizione è osservabile nel settore ad occidente del Pizzo Arera, dove le unità tettoniche Monte Secco-Arera inferiore e superiore sono limitate verso occidente da rampe laterali, documentate sia dalla geometria dei corpi a contatto, sia da osservazioni strutturali mesoscopiche. Nel settore centro-orientale del foglio è stata effettuata la ricostruzione tridimensionale delle principali superfici tettoniche e stratigrafiche utilizzando il *software* specialistico GoCad (BERRA *et alii*, 2004) che ha evidenziato la struttura generale e le complessità locali legate alla chiusura laterale di alcune unità (si veda capitolo successivo).

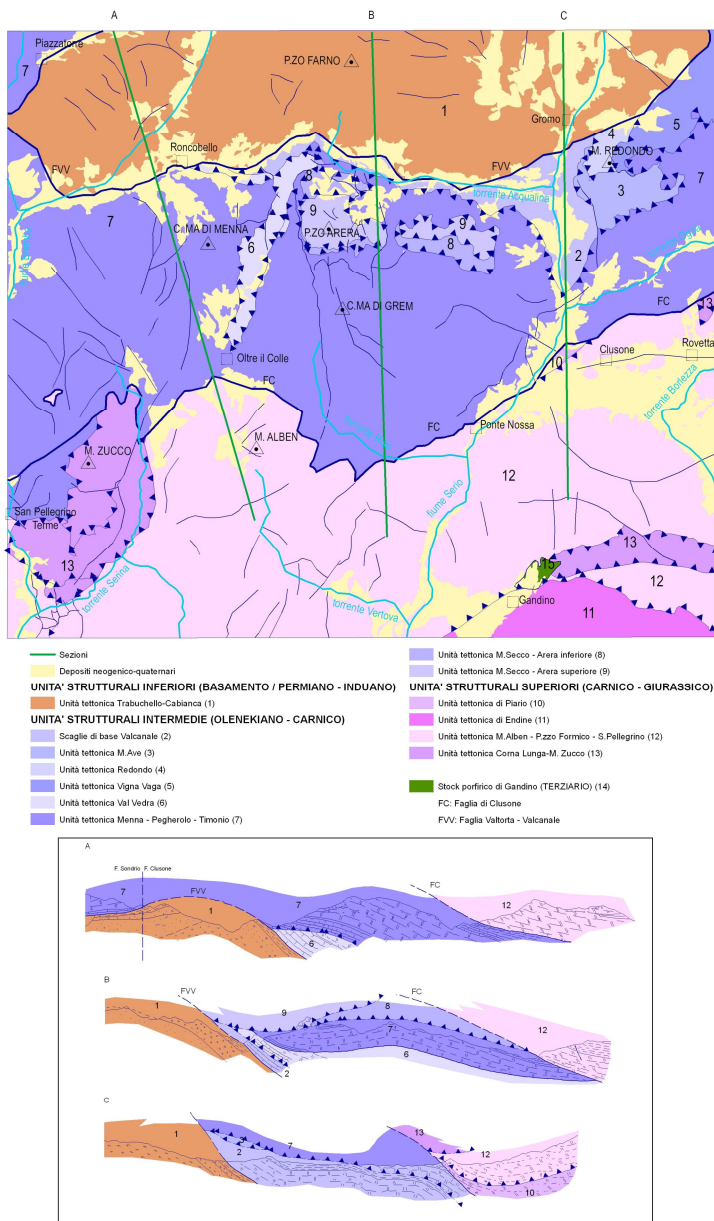


Fig. 23 - Schema tettonico del Foglio Clusone: sono riconoscibili le unità strutturali inferiori, intermedie e superiori costituite a loro volta da diverse unità tettoniche minori (identificate con numeri). Nei profili geologici semplificati sono ricostruiti i rapporti tra le principali unità tettoniche riconosciute.

Tale ricostruzione ben esemplifica l'assetto generale del settore centrale del Foglio Clusone. L'assetto strutturale è inoltre complicato da alcune faglie ad andamento N-S e cinematica prevalentemente trascorrente che interessano l'edificio a falde (es. Linea del Grem): tali faglie hanno una geometria complessa che è probabilmente ereditata da lineamenti più antichi riattivati durante l'orogenesi alpina. Verso oriente (versante sinistro della Valle Seriana) le unità strutturali riconosciute ad Ovest continuano sino al settore della Presolana, dove sono state oggetto di studi strutturali specifici (FORCELLA, 1988).

1.3 - UNITÀ STRUTTURALI SUPERIORI

A Sud della Faglia di Clusone-Linea di Antea la situazione presenta analogie con quella del settore immediatamente a Nord: a ridosso di questo importante scollamento affiora generalmente una unità tettonica intermedia, anche se in alcuni settori (zona di Piario) affiora una unità più profonda (Unità tettonica di Piario) direttamente a contatto con la successione a Nord della faglia. L'unità tettonica più alta (Unità tettonica Corna Lunga-M. Zucco; meglio conservata verso Sud-Est nel Klippe della Corna Lunga, crinale della Val Borlezza; BERRA *et alii*, 1991) affiora a ridosso della Faglia di Clusone solamente nel settore del Monte Cornetto, lungo il margine orientale del Foglio Clusone. Nella fascia costituita da successioni post-carniche gli accavallamenti sembrano terminare immediatamente a Sud del margine meridionale del foglio, limite oltre il quale non è più presente l'unità più alta (Unità tettonica Corna Lunga-M. Zucco). Nel settore di San Pellegrino Terme è osservabile in dettaglio la sovrapposizione di questa unità sull'Unità tettonica M. Alben - P.zzo Formico - S. Pellegrino, che costituisce l'unità più diffusa arealmente nell'Unità strutturale superiore. Il contatto è caratterizzato dalla sovrapposizione della successione carnico superiore-norica (Formazione di Castro Sebino, con piccole scaglie di formazione di S. Giovanni Bianco, Unità tettonica Corna Lunga - M. Zucco) sulla successione retica (Argillite di Riva di Solto, Unità tettonica M. Alben - P.zzo Formico - S. Pellegrino): gli indicatori cinematici legati alla superficie indicano un trasporto *top to the south* e le unità del *footwall* ringiovaniscono verso Sud: attualmente la superficie tettonica immerge leggermente verso meridione, indicando un sollevamento dei settori settentrionali verosimilmente successivo alla messa in posto dell'unità tettonica. È interessante notare come sul versante settentrionale della valle di Antea sia presente un piccolo lembo di Formazione di Castro Sebino, scollato dalla successione carnica sottostante: la geometria di questa unità consente di tracciare la superficie di scollamento basale della successione norica verso Nord, documentando la natura di scollamento della Linea di Antea. Nel settore di Clusone la Faglia di Clusone-Antea (che costituisce il limite basale dell'Unità strutturale superiore) è più difficilmente osservabile,

soprattutto a causa della copertura quaternaria: la faglia presenta una inclinazione verso Sud attorno ai 35-40° e separa le unità massicce dell'*hanging wall* (Formazione di Castro Sebino, in gran parte elisa tettonicamente, e Dolomia Principale) dalle facies carniche (formazione di Gorno e localmente formazione di S. Giovanni Bianco) del *footwall*. Nel settore del Monte Alben la faglia mostra più evidentemente il suo carattere di scollamento lungo strato.

Spostandosi verso meridione si osserva una risalita stratigrafica delle superfici tettoniche che definiscono la base dell'Unità tettonica Corna Lunga-M. Zucco, indicando una geometria a *ramp and flat*, nel settore occidentale del foglio (Val Bracca), dove è costituita da almeno tre scaglie minori (Fig. 23). Qui, le unità del *footwall* ringiovaniscano rapidamente, indicando la probabile chiusura verso meridione delle unità sovrascorse. Nel settore meridionale prevalgono inoltre pieghe e pieghe faglie, che probabilmente assorbono parte del raccorciamento legato ai sovrascorrimenti presenti a Nord.

Oltre ai piani di accavallamento principali, sono presenti anche numerosi sistemi di faglie minori antiche con andamento variabile, che spesso controllano lo sviluppo dei *thrust* e che in altri casi tagliano chiaramente strutture più vecchie. I lineamenti che controllano lo sviluppo dei corpi alloctoni principali sono spesso interpretabili come rampe laterali dei sovrascorrimenti principali (es. Linea del Grem nel suo tratto più settentrionale). Faglie normali di limitato rigetto (100-150 metri come valori medi massimi) sono sviluppate in più punti e sono presenti in tutti i tre settori individuati, anche se non è possibile, per le condizioni di affioramento, verificare i rapporti tra queste faglie e gli scollamenti della Linea Valtorta-Valcanale e della Linea di Clusone.

L'età delle strutture tettoniche riconosciute nel Foglio Clusone si mostra problematica, in quanto non sono disponibili elementi che consentono un qualsiasi tipo di datazione. L'unica informazione possibile è deducibile dai rapporti degli elementi tettonici con i piccoli corpi intrusivi presenti nella parte meridionale del Foglio (porfirite di Costa Belloro e di Gandino) che risultano successive allo sviluppo delle faglie principali: i filoni si impostano principalmente lungo faglie e fratture, documentando lo sviluppo dei fenomeni intrusivi principali successivamente alla formazione delle faglie. Va comunque segnalato che localmente questi filoni sono leggermente tettonizzati, indicando l'esistenza di almeno una fase tettonica minore successiva alla loro messa in posto. Questi filoni non presentano caratteri metamorfici e la loro datazione è problematica a causa delle loro condizioni di alterazione. Datazioni sono state ottenute su campioni di porfiriti del settore della Val Gandino da diversi autori: CASATI *et alii* (1976; K/Ar su roccia totale) hanno ottenuto una età di 148 ± 30 Ma, ZANCHI *et alii* (1990a) età comprese tra 49.7 ± 1.3 e 55.2 ± 1.4 e FANTONI *et*

alii (1999) età distribuite su due intervalli, il più antico tra 54.8 ± 1.8 e 52.9 ± 0.8 e il più recente tra 42.4 ± 0.1 e 35.2 ± 10.9 . Considerata la relativa omogeneità composizionale di questi prodotti vulcanici, sembra possibile ipotizzare che le notevoli differenze di età possano essere più verosimilmente legate a problemi di sistema (approssimazione storica) che all'esistenza di diverse fasi intrusive: sulla base di questi dati si può comunque ritenere che le fasi tettoniche di strutturazione della catena che hanno preceduto l'intrusione di questi corpi magmatici possano essere più antiche almeno dell'Eocene inferiore, e comunque più antiche dell'intrusione dell'Adamello. Considerando l'esistenza documentata in settori alpini di una fase tettonica cretacea, sembra plausibile ritenere che la strutturazione principale almeno della parte centro-settentrionale della catena sudalpina possa risalire all'evento eoalpino. Possono essere invece successivi i fenomeni di basculamento e deformazione delle superfici principali (con lo sviluppo di pieghe ampie e tendenza ad immersione verso Sud dei piani di sovrascorrimento principali, soprattutto nell'unità superiore), anche se una loro datazione più precisa sembra al momento non possibile.

2 - RICOSTRUZIONE TRIDIMENSIONALE DEL SETTORE PIZZO ARERA-CIMA DEL FOP (F. BERRA, A. AVARO, M. BONAVERA, F. SALVI, S. STERLACCHINI E A. ZANCHI)

Nell'ambito dell'attività cartografica relativa al Foglio Clusone, i dati informatizzati nella banca dati geologica sono stati utilizzati per la ricostruzione con il *software* specialistico GoCad delle principali superfici tettoniche e stratigrafiche, al fine di verificare la potenzialità della banca dati CARG per eventuali elaborazioni tridimensionali di settori complessi in un settore di circa 100 km^2 ubicato tra il Pizzo Arera e la Valle Seriana. Il modello è stato costruito realizzando una maglia di sezioni geologiche: le principali superfici rappresentate nelle diverse sezioni sono poi state utilizzate dal sistema per la costruzioni di superfici nel sottosuolo. I dati sono stati poi integrati con il modello digitale del terreno della Regione Lombardia (risoluzione $20 \times 20 \text{ m}$). La visualizzazione delle superfici ha evidenziato problemi geometrici di due tipologie principali: a) problemi legati alla presenza di superfici con geometrie poco realistiche, b) problemi legati a difficoltà di correlazione tra le superfici principali.

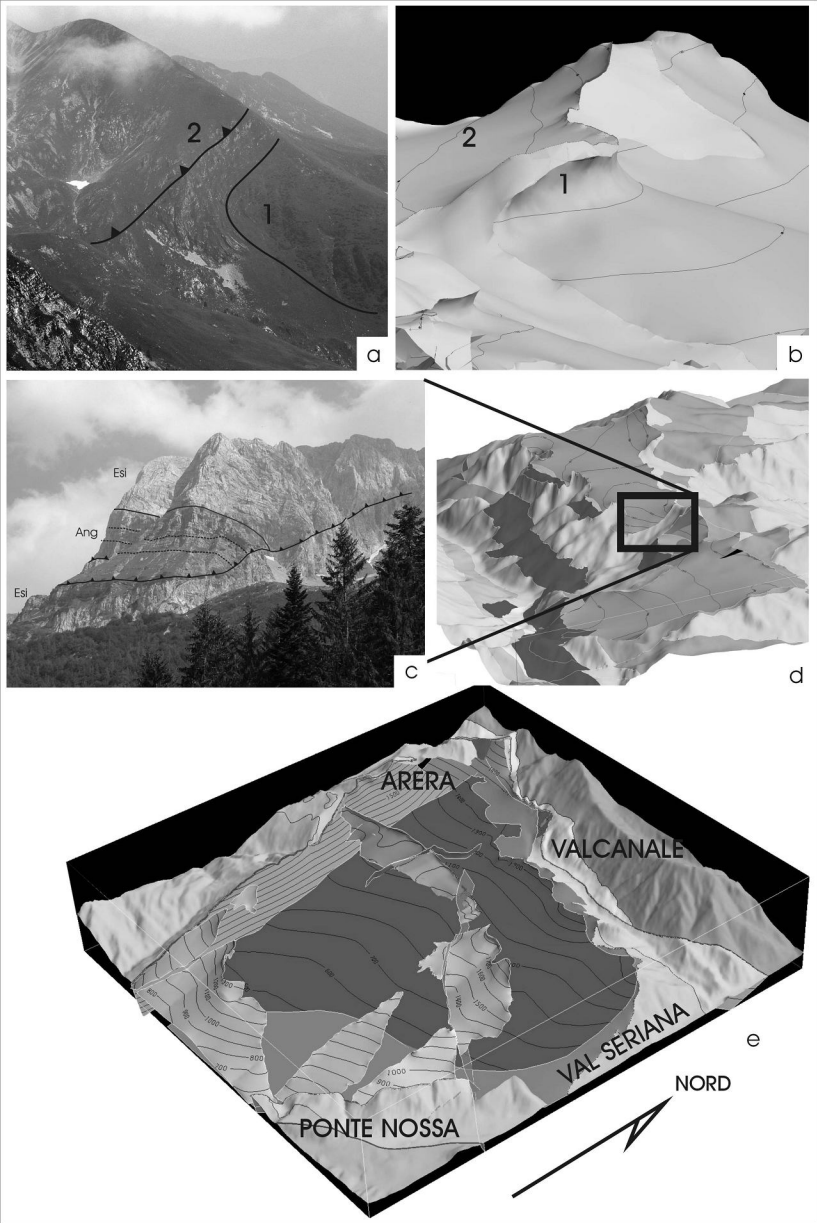
a) Nel primo caso, i problemi sono soprattutto legati alla precisione nel posizionamento dei limiti sulla carta topografica ed alla presenza di approssimazioni nel DTM (problemi di questo tipo sono soprattutto presenti nei settori con molto tratteggio artistico, dove l'interpolazione dei dati per la ricostruzione del DTM è più problematica per l'assenza di un sufficiente

dettaglio. I problemi di posizionamento sono spesso legati all'interpolazione dei limiti delle unità di substrato al di sotto di estese coltri di copertura quaternaria, dove l'approssimazione dei limiti è maggiore. Questi problemi sono stati risolti verificando la correttezza dei limiti (soprattutto tramite l'uso di ortofoto e sopralluoghi sul terreno) e, in alcuni casi, adattando i limiti al DTM, considerato come riferimento ufficiale per la morfologia del terreno. Inoltre, in alcuni casi, l'algoritmo utilizzato per la ricostruzione dei dati generava superfici poco realistiche a causa della insufficiente densità dei dati provenienti dalle sezioni geologiche. In queste situazioni è stato necessario infittire la maglia delle sezioni aggiungendo sezioni geologiche finalizzate all'introduzione di dati di sottosuolo per settori specifici.

b) Nel secondo caso, i problemi da risolvere sono prevalentemente di natura disciplinare: le correlazioni di sottosuolo, soprattutto tra superfici tettoniche che delimitano corpi di dimensioni limitate e geometrie lentiformi, sono state verificate direttamente sul terreno nei settori più problematici.

I risultati ottenuti dal modello (Fig. 24) consentono di visualizzare in maniera chiara l'andamento delle principali superfici e rappresentano un passo iniziale verso la costruzione di volumi rocciosi che possono essere parametrizzati per una serie di applicazioni differenti (es. idrogeologiche). Allo stato attuale l'attività svolta ha consentito una precisa verifica della compatibilità della cartografia geologica CARG per la realizzazione di un modello geologico tridimensionale, consentendo già in questa fase di identificare settori problematici (alla luce della necessità di una congruente ricostruzione geologica tridimensionale) nei quali è stato necessario effettuare osservazioni ulteriori. Si può quindi affermare che un approccio tridimensionale ai problemi di cartografia geologica ha come primo e importante risultato quello di migliorare la cartografia di partenza, individuando eventuali criticità. Solamente superata questa fase, è possibile passare ad elaborazioni più avanzate che coinvolgono i volumi e le diverse caratteristiche parametrizzabili dei corpi rocciosi.

Fig. 24 (pagina seguente) – Ricostruzione tridimensionale di superfici stratigrafiche e tettoniche nel settore compreso tra Pizzo Arera e Valle Seriana. a, b) Piegna nella successione carnica al di sotto del klippe di vetta di Cima del Fop e ricostruzione della superficie piegata al tetto della Formazione di Breno (1) e della superficie di thrust (2), visti da occidente; c, d) Rampa tettonica che porta la successione anisica (ANG: Calcare di Angolo) al di sopra del calcare di Esino (ESI) e ricostruzione della superficie nel modello tridimensionale; punto di osservazione presso il Passo della Marogella, vista verso Sud-Est; e) ricostruzione di alcune superfici stratigrafiche e tettoniche nel settore studiato (circa 100 km²).



VI. ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - ASSETTO IDROGEOLOGICO E DISSESTI

1.1 - VALLE BREMBANA (S. ROSSI)

Nel bacino del Brembo si evidenziano soprattutto piccoli corpi di frana, sia attivi che quiescenti, impostati nelle coperture detritiche o glaciali, come all'imbocco della Valsecca di Roncobello o a Bracca. Dissesti di grandi dimensioni, che coinvolgono il substrato in Dolomia Principale in presenza di pareti acclivi, sono presenti a Spino al Brembo (Fig. 25: elemento1.1) e di fronte ad Ambria. I depositi correlati, sia a grossi blocchi sia a clasti eterometrici, sono cementati e caratterizzati da una discordanza morfologica verso valle netta, dovuta all'erosione fluviale con un dislivello di circa 50 m nel caso della frana di Spino. Si tratta quindi di frane fossili correlate a linee strutturali che intersecano i piastroni carbonatici.

1.2 - VALLE SERIANA (C. FERLIGA)

Nell'ambito della Valle Seriana il maggiore fattore di modellamento del rilievo è stato, dall'emersione della catena, l'azione della gravità, che interviene ogniqualvolta l'erosione asportando materiale altera l'equilibrio delle masse rocciose. Tutti i versanti della valle principale e delle valli laterali mostrano diffuse deformazioni gravitative profonde del versante (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, ma indicano comunque un assestamento verso il basso delle masse rocciose in relazione alle successive fasi di approfondimento delle valli. Vengono di seguito evidenziati i fenomeni di maggiore estensione e/o significatività fra i numerosi presenti nel foglio geologico e riportati integralmente nella sottostante carta tematica (Fig. 25); ad essa si riferiscono i numeri fra parentesi nel testo, relativi a ciascun elemento descritto.

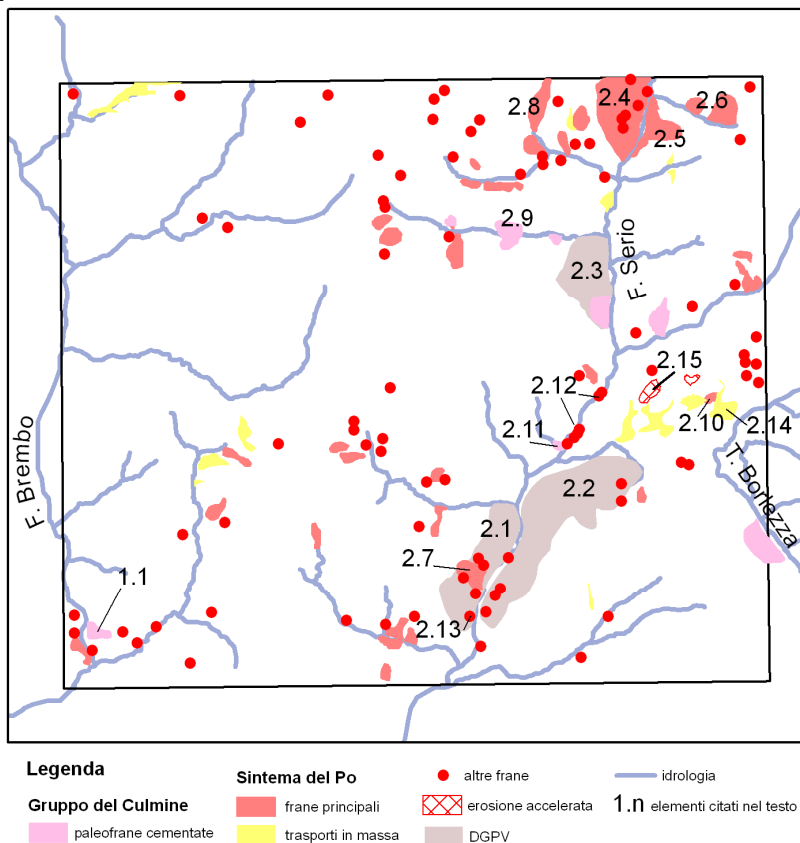


Fig. 25 - Carta dei principali dissesti presenti nell'area del Foglio Clusone, con evidenziati quelli descritti nel testo.

Particolarmente evidente è il rilascio dei versanti in Dolomia Principale del tratto fra Colzate e Ponte Nossà (Fig. 25: elemento 2.1), caratterizzati da ripidi canali convergenti alla sommità che isolano picchi e pinnacoli e da settori completamente ribassati (Bondo di Colzate); ad esso è in parte

collegato il brusco restringimento della valle del Serio a Ponte Costone. Contropendenze nettissime, serie di piccole anticime, fitti reticolati di trincee segnano anche i versanti settentrionali del P. Formico (Fig. 25: elemento 2.2) prospicienti la conca di Clusone. Analoga interpretazione hanno le masse ribassate di calcare di Esino del versante orientale del Monte Secco, sino allo sbocco della Val Canale (Fig. 25: elemento 2.3), già descritti da FORCELLA (2000); e i profondi solchi, contropendenze e trincee parallele al versante presenti sopra Conca Verde di Rovetta, il cui assetamento si ricollega probabilmente al curioso fenomeno di sordi boati udibili durante e/o al termine di periodi di piovosità prolungata, verificatosi in più periodi in epoca storica. Tutti quelli descritti sono fenomeni in genere innescati dall'iniziale brusco approfondimento del solco vallivo principale, e spesso ormai quasi completamente stabilizzati; la deformazione gravitativa del Monte Secco ad esempio appare suturata dal sistema di Groppino, giustapposti al piede del versante e che, negli scavi edilizi presso Ludrigno e in scarpata del terrazzo relativo, si mostrano indeformati.

Sulla compagine rocciosa già fratturata si impostano poi fenomeni più propriamente franosi di varia entità e tipologia.

Porzioni di versante scivolato in blocco, mantenendo pressochè integro il proprio assetto interno, sono evidenziate da dislocazione della stratigrafia associata a nicchie di distacco a monte e profilo convesso, rigonfio. Un esempio è dato dal tratto in micascisti compreso fra lo sbocco della Valgoglio e Fiumenero (Ripa di Gromo: 2.4): il versante, dalla caratteristica forma rigonfia e coronato da una ripida cresta semicircolare, è costituito da un ammasso di roccia sceso per gravità senza perdere la propria coerenza interna se non per quanto riguarda l'estesa fratturazione; nella porzione sommitale esso passa gradualmente a grandi ammassi rocciosi disarticolati e poi a blocchi caoticamente accumulati in posto; "coperture" di questo tipo, costituite da blocchi *in situ* alla sommità di porzioni di versante scese, sono state attribuite al Gruppo di Prato Grande, pur non essendo propriamente "depositi". Il movimento del blocco scivolato della Ripa di Gromo risulta polifasico: depositi glaciali relativi ad avanzate successive presentano infatti ribassamenti di entità diversa, ad indicare che il movimento si è protratto fra una fase glaciale e la successiva; risultano in particolare nettamente dislocati anche i depositi e le forme relative all'ultimo massimo glaciale, ad indicare come il fenomeno abbia agito anche in tempi recenti. Analoghe caratteristiche ma volumi minori presentano gli scivolamenti in blocco della Costa Magrera (2.5), del versante destro della Val Sedornia (2.6) e del versante orientale della Cima Cavlera fra Cascine Rezzo e Bondo (2.7). Della stessa tipologia, ma tutt'oggi attivo, è il movimento sul versante sinistro della Valgoglio (località Selva d'Agnone) in corrispondenza della condotta forzata del Lago Nero (2.8).

Frane del tipo *rock-avalanche* sono testimoniate ripetutamente nel corso del Pleistocene laddove la presenza di litotipi carbonatici ne ha permesso cementazione e conservazione; un esempio molto evidente è presente nella media valle dell'Acqualina (Conglomerati di Zanetti: 2.9) dove il corpo di frana, dopo aver ostruito la valle, si è cementato ed è stato reinciso dal torrente; in questo caso il fenomeno è sicuramente anteriore all'ultimo massimo glaciale, come indicano i depositi glaciali poggianti sul corpo di frana. Analoga interpretazione hanno i depositi di frana presumibilmente olocenici presenti sotto l'area urbanizzata di Conca Verde di Rovetta (2.10).

Crolli localizzati di blocchi di litotipi fratturati sono presenti alla base delle pareti più scoscese; anche in questo caso, sono testimoniati sia eventi molto antichi che fenomeni tutt'ora in atto. Fra i primi è da menzionare la paleofrana che coinvolge blocchi sino a pluridecametrici costituiti da conglomerati del Pliocene-Pleistocene inferiore, presente allo sbocco della Val Fontagnone (Formazione del Fontagnone: 2.11) e staccatisi dalla scarpata del ripiano di Parre, che risulta sepolta dal sintema di Groppino; analoghi, ma attivi sino ad epoche recenti, sono da considerarsi i crolli di blocchi di conglomerati del sintema di Groppino che si osservano lungo il margine del terrazzo di Villa d'Ogna - Piario - Pineta (2.12), e sulla scarpata del terrazzo di Casnigo. Tutt'ora in atto è invece il rischio di distacco di blocchi presso il santuario di San Patrizio di Colzate (2.13), attualmente controllato con estese opere di messa in sicurezza della strada e del versante soprastante.

Molti dei valloni laterali minori risultano inoltre essere legati all'azione prevalente della gravità piuttosto che a quella delle acque, come indicano i corpi di frana o i depositi da trasporto in massa presenti al loro sbocco nel tratto fra S. Alberto di Parre e Ludrigno di Ardesio, in destra idrografica. Depositi da trasporto in massa costituiscono altresì la grande conoide di Rovetta (2.14): ben noto è l'episodio del 1629 che distrusse il santuario della Madonna di Sommaprada.

Altri tipi di dissesti localizzati sono legati all'instabilità di coltri di depositi superficiali, soprattutto qualora poggino su substrati poco permeabili. Un esempio ben diffuso su litotipi del basamento è il colamento di depositi glaciali pedogenizzati in concomitanza con periodi di massima piovosità, o il loro scivolamento sul substrato impermeabile, facilitato dalla presenza di acqua; esempi di questo tipo sono dati dagli smottamenti e colate osservabili sul versante sinistro della Val Goglio e nell'asse vallivo principale a monte di Gandellino (movimenti dell'autunno-inverno 2001).

In tutta la fascia a decorso WSW-ENE che da Monte Nè si estende verso Rovetta si osservano infine diffusi fenomeni attivi di erosione accelerata, che porta allo sviluppo di una curiosa morfologia "a calanchi" (CASATI, 1964) sviluppata su Dolomia Principale pervasivamente tettonizzata (2.15).

In tutto il tratto di valle considerato, il rischio di esondazione del corso d'acqua principale è ridotto, sia per la presenza di tratti di valle ampi entro i quali è stata rispettata la naturale estensione dell'alveo di piena, sia per le numerose opere di canalizzazione che tendono a regimare il corso delle acque. Da segnalare invece è l'azione erosiva che esso può esplicare al piede delle scarpate dei terrazzi conglomeratici nel tratto fra Lontre Nossa e Villa d'Ogna, con i conseguenti crolli già segnalati sopra.

2. - RISORSE IDRICHE (F. BERRA)

Le risorse idriche del territorio del Foglio Clusone vengono descritte suddividendole per risorse per uso potabile e per uso idroelettrico.

2.1 - RISORSE IDRICHE PER USO POTABILE

Nel territorio del Foglio Clusone sono presenti numerose sorgenti captate per uso potabile oltre a numerosi pozzi per acqua ubicati nei fondovalle. Alcune delle sorgenti presenti vengono utilizzate per la produzione di acque minerali (Fonti Pracastello, San Pellegrino e Limpia presso San Pellegrino Terme; Sorgenti Pineta presso Clusone; Fonti Bracca, Flavia in bassa Val Bracca, Fonte Stella Alpina presso Moio de' Calvi). Tra queste acque minerali va segnalata l'acqua termominerale di San Pellegrino Terme, caratterizzata da una temperatura alla sorgente di circa 28°C ed un elevato contenuto in sali. Il circuito idrico di questa sorgente calda si differenzia chiaramente da quello dalle altre sorgenti, indicando una circolazione più profonda con una risalita rapida lungo sistemi di fratture che attraversano la successione triassica nel settore di San Pellegrino Terme.

Sorgenti di portata notevole sono captate per uso pubblico: le principali sono la Sorgente Nossana e la Sorgente del Ponte del Costone, che portano acqua alla città di Bergamo. La Sorgente Nossana (JADOUL *et alii*, 1985), ubicata nella parte finale della valle omonima che sbocca in Valle Seriana presso l'abitato di Premolo, è una sorgente carsica alimentata da Nord dal massiccio carbonatico del Molte Arera - Cima del Fop - Monte Secco, nel quale sono riconoscibili scaglie tettoniche prevalentemente costituite da Calcare di Angolo e calcare di Esino, accavallate a dare un *antiformal stack*. Il versante meridionale massiccio è ricoperto dalla successione terrigeno-carbonatica carnica, che costituisce un buon orizzonte di protezione per l'acquifero carsico sottostante. La portata della Sorgente Nossana è considerevole: la portata di magra non è mai scesa al di sotto dei 900 l/s (mese di febbraio) e 1500 l/s (resto dell'anno), mentre la portata massima, in concomitanza con eventi piovosi importanti, raggiunge anche i 20.000 l/sec, con temperature costanti nel corso dell'anno e comprese tra 5 e 8°C. La durezza dell'acqua relativamente bassa (11° F) considerate le rocce

calcaree che costituiscono l'acquifero, indica probabilmente un breve tempo di permanenza delle acque nell'acquifero stesso. L'acqua si presenta costantemente limpida; opalescenze ed intorbidamenti sono segnalati solamente nei periodi di persistenti precipitazioni. Le sorgenti del Ponte del Costone (le sorgenti captate, a distanza di poche decine di metri tra di loro, sono tre) sono ubicate pochi chilometri a valle della Sorgente Nossana, lungo l'alveo del Fiume Serio. L'acquifero di queste sorgenti è di natura differente: le acque fuoriescono nella parte inferiore della Dolomia Principale e la presenza di questo acquifero è probabilmente legata alla presenza di famiglie di fratture che favoriscono la venuta a giorno delle acque. La prossimità di queste sorgenti con il Fiume Serio le rende molto più vulnerabili: interventi di impermeabilizzazione dell'alveo sono stati realizzati in prossimità delle sorgenti per diminuire il rischio di contaminazioni della falda da parte delle acque superficiali. Le sorgenti del Ponte del Costone hanno una portata media compresa tra 20 e 50 l/sec.

L'uso di pozzi per l'approvvigionamento idrico è diffuso sia a livello privato (soprattutto per quanto riguarda i grossi impianti industriali presenti nella parte alta della Valle Seriana) sia a livello pubblico. Pozzi per la captazione di acque per la rete acquedottistica profondi sino a oltre 200 metri sono presenti in Val Borlezza (dove alimentano l'Acquedotto dei Laghi) e in Valle Seriana presso l'abitato di Piario (pozzi di proprietà della Provincia di Bergamo) ed a valle del Ponte del Costone. Si tratta di pozzi caratterizzati da portate significative (sino a 60 l/s a Piario ed a valle del Ponte del Costone, oltre 100 l/s in Val Borlezza). In particolare, i pozzi della Val Borlezza attingono sia da falde, spesso in pressione, sviluppatesi all'interno dei depositi recenti che colmano fondovalle, il cui spessore raggiunge i 250 metri: all'interno di questi depositi sono stati riconosciuti più acquiferi (i più superficiali nei depositi recenti ed i più profondi in substrato roccioso), dei quali i più profondi mostrano una scarsa vulnerabilità. Questi pozzi, che spesso superano i 200 metri di profondità (arrivando sino ad oltre 300 m) pescano da acquiferi profondi in genere ben protetti, che rivestono un significato strategico.

2.2 - RISORSE IDRICHE PER USO IDROELETTRICO

Nel Foglio Clusone sono presenti alcuni bacini artificiali utilizzati per la produzione di energia idroelettrica. La maggior parte dei questi bacini, in genere realizzati sfruttando bacini già esistenti, sono ubicati nel settore settentrionale del foglio, nel settore compreso tra Valle Brembana e Valle Seriana, dove sono disponibili i salti maggiori. Nel Foglio Clusone sono presenti i seguenti laghi artificiali utilizzati da ENEL per la produzione di energia elettrica: Laghi Gemelli, Lago di Piano delle Casere, Lago Colombo, Lago Nero e Lago Scotto. Questi ultimi due laghi sono a cavallo tra il Foglio Clusone ed il soprastante Foglio Sondrio e fanno parte di un

sistema che fa capo alla centrale idroelettrica di Valgoglio. In Valle Brembana, un sistema di canali sotterranei consente la produzione di energia nelle centrali idroelettriche presso Moio de Calvi, Camerata Cornello e S. Giovanni B., mentre in Valle Seriana una situazione analoga è presente a Gromo. Captazioni minori per uso idroelettrico sono poi presenti più a valle, sia in Valle Brembana sia in Valle Seriana. Per esempio, la centrale di Cerete a valle di Ardesio è alimentata da acque captate presso Rizzoli (Valle del T. Acqualina) e convogliate alla centrale in sottterraneo.

3. - RISORSE MINERARIE (F. Berra)

In passato le attività estrattive in Valle Brembana e Valle Seriana sono state intense, soprattutto per quanto riguarda l'estrazione di minerali piombo-zinciferi (distretto Gorno-Dossena), le ricerche di uranio (Novazza), la coltivazione di pietre ornamentali (media e alta Valle Brembana), e di gesso-anidrite (Dossena). Attualmente le attività estrattive sono notevolmente ridotte e limitate a poche cave di pietre ornamentali o materiale di prestito.

3.1 - FERRO

Ricerche per minerali ferrosi furono effettuate nelle alte valli Brembana e Seriana alla fine dell'Ottocento e localmente sino ai primi decenni del secolo scorso. I corpi filoniani, impostati nel basamento cristallino, nella "Formazione di Collio" o al contatto tra le due formazioni, diedero luogo solo a sporadici assaggi a cielo aperto. I corpi minerari si presentano: in vene e filoni discordanti rispetto alla stratificazione ed alla scistosità delle rocce, oppure in corpi lenticolari strato-concordanti. Il minerale dominante è rappresentato da siderite massiva, localmente accompagnata da quarzo, barite e solfuri polimetallici; i corpi strato-concordanti, invece, mostrano un'associazione mineralogica costituita da siderite manganesifera e subordinata barite. Piccoli filoni di siderite sono impostati lungo campi di fratture distensive che interessano il basamento cristallino, le rocce vulcanosedimentarie della "Formazione di Collio", i depositi detritici continentali del Verrucano Lombardo ed i sedimenti marini della Formazione del Servino. In Val Sedornia, a quota 1800 m sul versante meridionale del monte Vigna Soliva, fu attiva la miniera del *Gallo*, dove era coltivata siderite in banchi nel Servino.

3.2 - PIOMBO, ZINCO E ARGENTO

La maggior parte della rilevante produzione di zinco e piombo delle Prealpi Bergamasche è stata estratta dalle miniere che costituiscono il

“Distretto piombo-zincifero di Gorno” (e che in gran parte sono ubicate nel Foglio Clusone (giacimenti di Paglio Pignolino, M. Vaccaregio-Pedrochio, Val Vedra, Pizzo Arera, Gorno, Grem, M. Trevasco)(ASSERETO *et alii*, 1977; OMENETTO & VAILATI 1977; VACHÉ, 1966). Tutte queste miniere, ormai inattive da oltre un ventennio ma con una lunga storia estrattiva (risale al periodo romano e forse agli etruschi l’attività mineraria presso Dossena), hanno ricoperto un’importanza principale nell’economia industriale della regione grazie alla loro capacità produttiva (tenori del 5% in Zn e rapporto Pb-Zn pari a 5:1, in un secolo sono stati prodotti 0,8 Mt. di metallo) ed all’impiego di molta mano d’opera. I corpi mineralizzati hanno geometrie spesso colonnari, forma di grosse lenti ramificate e contorte a prevalente giacitura strato-concordante, con estensione anche di centinaia di metri in lunghezza e con spessori d’alcuni metri. La loro ubicazione stratigrafica si pone in prossimità del tetto della successione carbonatica peritidale del Carnico inferiore ed interessa la Formazione di Breno e il Calcare Metallifero Bergamasco (dai giacimentologi quest’orizzonte è denominato “Metallifero”) e localmente anche le soprastanti facies pelitiche (*black shale*) della formazione di Gorno basale. L’associazione mineralogica dominante è costituita da blenda cristallina, di colore da bruno miele a rossastro, associata a galena, sia a grana fine sia in cristalli grossolani. Sono presenti inoltre altri minerali accessori o in tracce come pirite, marcasite, calcopirite, Cu-Sb-As solfosali, argentite, fluorite e barite. Sono diffusi minerali secondari d’alterazione e trasformazione (smithsonite, idrozincite, emimorfite, cerussite, anglesite, limonite, auricalcite, malachite, azzurrite, covellina, calcocite, gesso, piccole quantità di greenockite, wulfenite, arsenopirite e piromorfite) ed il bitume sovente si presenta intimamente commisto alla mineralizzazione principale. Nei giacimenti di Vaccaregio e Pedrochio la mineralizzazione a solfuri è accompagnata da un’intensa silicizzazione. Le ipotesi genetiche per questo tipo di mineralizzazioni presente nei carbonati e con geometrie a grande scala strato-concordanti (simile a quelle nei carbonati paleozoici della Valle del Mississippi negli Stati Uniti d’America), prevedono una fase iniziale di concentrazione dei metalli in bacini epicontinentali a circolazione ristretta, dovuto probabilmente ad un vulcanismo contemporaneo della sedimentazione; successivamente (probabilmente durante la diagenesi profonda) i solfuri metallici si sarebbero rimobilizzati e ulteriormente concentrati in strutture ricettive, in parte preesistenti e con elevata porosità, nei sottostanti carbonati (es. paleocarsismo).

3.3 - FLUORITE E BARITE

Tutta la fluorite coltivata nelle miniere o segnalata come piccole manifestazioni proviene in prevalenza dai corpi colonnari strato-concordanti entro i carbonati del Carnico inferiore (Formazione di Breno - Calcare

Metallifero Bergamasco). Il giacimento più importante è stato quello di Paglio Pignolino (sfruttato sino alla fine degli anni 1970) dove la fluorite si associa a subordinati solfuri di Zn e Pb. (Assereto *et alii*, 1977). Nel settore del M. Ortighera - M. Valbona sono presenti piccoli corpi discordanti lungo fratture contenenti barite associata a quarzo. In Valle Seriana (M. Redondo) sono segnalate piccole mineralizzazioni a barite nei carbonati ladini. Limitate manifestazioni minerarie a fluorite, barite, celestina sono state rinvenute anche in piccole fratture discordanti e cavità geodiche nei carbonati del Norico medio (parte sommitale della Dolomia Principale, Dolomie Zonate-Calcare di Zorzino) della Valle Ambra-Selvino, JADOUL *et alii*, 1992 c). I principali corpi di barite si trovano nell'area orobica in corpi filoniani, incassati in faglie nelle rocce del basamento cristallino, in quelle vulcaniche permiane e in quelle sedimentarie della Formazione del Servino del Triassico inf. Tali corpi sono stati oggetto di attività estrattive particolarmente ridotte: si tratta in genere di assaggi che non hanno portato mai ad una attività estrattiva di carattere intensivo.

3.4 - URANIO

Le ricerche per minerali d'uranio iniziarono nelle Orobie intorno al 1957 proseguirono con indagini operative a livello regionale e con estesi lavori minerari di preparazione da parte dell'AGIP Mineraria e della SIMUR e si conclusero negli anni '80.

Le mineralizzazioni uranifere della Valle Seriana (Novazza) sono legate dal punto di vista stratigrafico-paleogeografico alle successioni silicoclastiche-vulcanoclastiche del Permiano e Permo-Carbonifero e a controlli strutturali alpini. Sono presenti vari tipi di mineralizzazioni: impregnazioni diffuse strato-concordanti, legate ad ignimbriti riolitiche della "Formazione di Collio" (ORIGONI GIOBBI *et alii*, 1981; CADEL, 1986; CADEL *et alii*, 1987; CADEL *et alii*, 1996), in associazione con blenda; impregnazioni strato-concordanti in sedimenti arenaceo-conglomeratici del Verrucano Lombardo, in associazione con sostanze carboniose e solfuri di ferro e rame; corpi filoniani discordanti, al contatto tettonico tra basamento cristallino e arenarie conglomeratiche del Gruppo dei Laghi Gemelli (ex Formazione di Collio), con tenori piuttosto elevati, in associazione con solfuri prevalentemente di ferro; mineralizzazioni entro fasce cataclastiche e milonitiche dirette E-W. L'uranio è presente come uraninite (pechblenda) e in minor misura come brannerite, le ganghe possono essere quarzose o carbonatiche.

3.5 - CAVE DI PIETRE ORNAMENTALI

Tra le pietre ornamentali e da taglio la più importante è l'"arabescato orobico" estratto dal calcare Rosso di numerose cave, attive sino agli anni

1970-1980, sui versanti della media Valle Brembana presso Camerata Cornello (Foglio 076 - Lecco) e in Val Parina. Attualmente questo materiale, è cavato solo nella cava GAMBÀ (ex SEMEA) presso Cespedosio. In passato l'arabescato orobico è stato estratto anche in Valle Seriana in due piccole cave presso Ardesio, una nelle facies tipiche del calcare Rosso e una seconda nei calcari con *tepee* grigi dell'adiacente e soprastante Formazione di Breno. L'arabescato orobico è coltivato da vari orizzonti che costituiscono la peculiare associazioni di litofacies policrome, variamente deformate e modificate dalla diagenesi e pedogenesi del calcare Rosso ed è distribuito nelle varietà grigia, rosata e rossa. L'utilizzo è per rivestimenti per interni e in passato anche come pietra ornamentale per l'architettura sacra.

Alla fine del 1800 è stata utilizzata, soprattutto per l'architettura sacra, la "Lumachella di Ghegna" una particolare litofacies calcarea massiccia di colore grigio-grigio scuro molto ricca in bioclasti di lamellibranchi. La vecchia cava è stata individuata nel Calcare di Esino basale presso Bordogna, alla base delle pareti sottostanti il circo glaciale di Baita dei Muffi.

3.6 - SABBIA, GHIAIA, PIETRISCO E ALTRI MATERIALI

In Val Gandino, nella Valle Seriana (Casnigo) e presso Soverè, Endine Gaiano sono ancora parzialmente attive alcune cave che coltivano sia alcune falde di detrito, sia successioni lapidee (Dolomia Principale e Calcare di Zorzino) per la produzione di granulati di dolomite e di pietrisco nero.

Nel Comune di Dossena è ancora in attività una cava che estrae gesso-anidrite da una spessa lente intercalata al tetto della formazione di S. Giovanni Bianco.

BIBLIOGRAFIA

- ALESSIO M., ALLEGRI L., BELLA F., BELLUOMINI G., CALDERONI G., CORTESI C., IMPROTA S., MANFRA L. & OROMBELLI G. (1978) - *I depositi lacustri di Rovagnate di Pontida e di Pianico in Lombardia: datazione con il 14C*. Geogr. Fis. Dinam. Quater., **1**:131-137.
- ALLASINAZ A. (1962) - *Il Trias in Lombardia. III. Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bg)*. Riv. It. Paleont. Strat., **68**: 307-376, Milano.
- ALLASINAZ A. (1966) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). XVIII. La fauna a Lamellibranchi dello Julico (Carnico medio)*. Riv. It. Paleont. Strat., **72**: 609-752, Milano.
- ALLASINAZ A. (1968a) - *Il Trias in Lombardia (studi geologici e paleontologici). XXIII. Cefalopodi e Gasteropodi dello Julico in Lombardia*. Riv. It. Paleont. Strat., **74**: 327-400, Milano.
- ALLASINAZ A. (1968b) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e Paleontologici). XXIV. Il Carnico nella Lombardia occidentale*. Riv. It. Paleont. Strat., **74**: 1007-1056, Milano.
- ALLEN P.A. & ALLEN J.R. (1990) - *Basin Analysis: Principles and Applications*. Blackwell Science, Oxford.
- ASSERETO R. (1969) - *Sul significato stratigrafico della zona ad Avisianus delle Alpi*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 143-145, Roma.
- ASSERETO R., BOSELLINI A., FANTINI SESTINI N. & SWEET W. (1973) - *The Permian Triassic boundary in Southern Alps (Italy)* Alberta Soc. Petr. Geol., **2**: 176-196, Calgary.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **71**: 999-1097, Milano.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968) - *Calcere di Angolo* - Studi Ill. Carta Geol.It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 11-17, Roma.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968) - *Argillite di Lozio* Studi Ill. Carta Geol.It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: pp.35-39, Roma.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968) - *Formazione di Breno* - Studi Ill. Carta Geol.It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 57-63, Roma.
- ASSERETO R. & FOLK R.L. (1977) - *Brike-like texture and radial rays in Triassic pisolites of Lombardy, Italy: a clue to distinguish ancient aragonitic pisolites*. Sedim. Petr., **16**: 205-222, Tulsa.
- ASSERETO R. & FOLK R.L. (1980) - *Diagenetic fabric of aragonite, calcite and dolomite in an ancient peritidal-spelean environment: Triassic Calcere Rosso, Lombardia, Italy*. Journ. Sedim. Petrol., **50**: 371-394, Tulsa.
- ASSERETO R., JADOUL F. & OMENETTO P. (1977) - *Stratigrafia e metallogenesi del settore occidentale del distretto a Pb, Zn, fluorite e barite di Gorno (Alpi Bergamasche)*. Riv. It. Paleont. Strat., **83**: 395-532, Milano.
- ASSERETO R. & KENDALL C.G.ST.C. (1971). *Megapolygons in Ladinian limestones of Triassic of Southern Alps: evidence of deformation by penecontemporaneous dessiccation and cementation*. Journ. Sedim. Petr., **41**: 715-723, Tulsa.
- ASSERETO R. & KENDALL C.G.ST.C. (1977) - *Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and relative breccias*. Sedimentology, **24**: 153-210., Oxford.
- AUTIN W. J. (1992) - *Use of alloformations for definition of Holocene meander belts in the middle Amite River, Southeastern Louisiana*. Geol. Soc. Am. Bull. **104**: 233-241
- BALINI M. (1992) - *Ammoniti e biostratigrafia del Calcere di Prezzo (Anisico Superiore, Alpi Meridionali)*. Tesi di Dottorato: pp. 191, Univ. Milano, Milano.
- BALINI M., GERMANI D., NICORA A. and RIZZI E. (2000) *Ladinian/Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario-Pizzo Camino area (Lombardy): revaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **106(1)**, 19-58.
- BELLONI S. (1960) - *La serie retica del M. Rena (Prealpi Bergamasche)*. Riv. It. Paleont. Strat., **66**: 155-172, Milano.

- 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. & JADOUL F. (1996) - *Norian serpulid and spongiostromata bioconstructions: implications for the platform evolution in the Lombardy Basin (Southern Alps, Italy)*. *Facies*, **35**, 143-162, Erlangen.
- BERRA F. & SILETTO G.B. (2001) - *The role of stratigraphically-controlled detachment surfaces in the tectonic settings of the Southern Alps of Lombardy*. *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck*, **25**, 28.
- 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., ROVELLINI M. & JADOUL F. (1991) - *Structural framework of the Bergamasc Prealps south of the Clusone Fault*. *Atti Ticin.Sc. Terra*, **34**: 107-120, Pavia.
- BERRA F., AVARO A., BONAVERA M., SALVI F., STERLACCHINI S., ZANCHI A. (2004) - *3d reconstruction of a thrust stack in the sedimentary cover of the Southern Alps (Italy)*. 32nd IGC - Florence, 2004.
- 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**: 615-621, Erlangen.
- BERSEZIO R. , JADOUL F. & CHINAGLIA N. - (1997) - *Geological map of the Norian-Jurassic succession of the Southern Alps north of Bergamo*. Dipartimento Sc. Della Terra Univ. Studi di Milano, CNR Centro Studi per la Geodinamica Alpina e Quaternaria di Milano. Carta geologica, alla scala 1:25.000, allegata al Boll.Soc.Geol.It. v. 116, pp. 363-378.
- BIANCHI A., BONI A., CALLEGARI E., CASATI P., CASSINIS G., COMIZZOLI G., DAL PIAZ G. B., GIUSEPPETTI G., MARTINA E., PASSERI L. D., SASSI F. P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:100000; Foglio 34 - Breno*. Minist. Ind.Comm. Artig., Direz. Gen. Min., Serv. Geol. Italia, 134 pp., Roma.
- BINI A. (1987) - *L'apparato glaciale würmiano di Como* - Università degli studi di Milano (Tesi di Dottorato di ricerca), 569 pp.
- 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., pp. 162-164.
- BINI A., BOSI C., CARRARO F. & CASTIGLIONI G.B. (1991) - *Cartografia geologica del Quaternario*. In: Commissione per la Cartografia geologica e geomorfologica del CNR: Guida al rilevamento della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000. I Convegno sulla Cartografia geologica nazionale, CNR e Servizio Geologico Nazionale, 63-83, Roma.
- BINI A., BOSI C., CARRARO F. & OROMBELLI G. (1990) - *Unità Allostratigrafiche*. *Circolare del Gruppo di Lavoro sul Quaternario*, Commissione Italiana di Stratigrafia (non pubblicata).
- BINI A., FERLIGA C., RAVAZZI C. & VALLE M. (1991) - *Aspetti naturalistici del M. Alben (Bergamo): geologia, geomorfologia, vegetazione, fauna*. *Boll. Club. Alp. It.*, **92**: 5-26, Roma.
- BINI A., ZUCCOLI L. & VETRI E. (1999) - *Dispense di geologia del Quaternario - Le glaciazioni - vol 3*. Pubblicato in occasione della 4ª Summer School di Geologia del Quaternario, Milano.
- BINI A., ZUCCOLI L. (2005) *Evoluzione del carsismo nelle Alpi*. In : FANTONI R., CERRI R. E DELLAROLE E. (Eds): "D'acqua e di pietra. Il Monte Fenera e le sue collezioni museali". Editore: Associazione Culturale Zeisciu pp. 143-152
- BLOM J. C. & PASSCHIER C. W. (1997) *Structures along the Orobic thrust, Central Orobic Alps, Italy*. *Geol Rundsch*, **86**, 627-636

- BRACK P. & RIEBER H. (1993) - *Towards a better definition of the Anisian-Ladinian boundary: New biostratigraphic data and correlations of boundary sections from the Southern Alps*. Ecl. Geol. Helv., **86**: 415-527, Basilea.
- BRACK P. & RIEBER H. (1986) - *Stratigraphy and Ammonoids of the lower Buchenstein Beds of the Brescian Prealps and Giudicarie and their significance for the Anisian/Ladinian boundary*. Ecl. Geol. Helv., **79**: 181-225, Basilea.
- 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*. 2 voll. di 296 e 352 pp., Tip. Bettoni, Brescia.
- BRUSCA C., GAETANI M., JADOUL F. & VIEL G. (1981) - *Paleogeografia e metallogenese del Sudalpino*. Mem. Soc. Geol. It., **22**: 65-82, Roma.
- BURCHELL M.T., STEFANI M. & MASETTI D. (1990) - *Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhaetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions*. Sedimentology, **37**: 795-816, Oxford.
- CADEL G. (1986) - *Geology and Uranium mineralization of the Collio basin (Central Southern Alps, Italy)*. Uranium, **2**: 215-240, Amsterdam.
- 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, 43 figs., 14 tabs., 1 geol. map 1:25.000, Padova.
- CADEL G., FUCHS Y. & MENEGHEL L. (1987) - *Uranium mineralization associated with the evolution of a Permo- Carboniferous volcanic field - Examples from Novazza and Val Vedello (northern Italy)*. Uranium, **3**: 407-421, Amsterdam.
- CAFFI E. (1921) - *Bergamo nel periodo glaciale. 2 - Il ghiacciaio del Brembo*. Club alpino Italiano. Boll. Sez. Bergamo. Febbraio, 10-12.
- 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, Milano.
- CASATI P. (1968) - *Alcune osservazioni sul bacino lacustre pleistocenico di Pianico (Lombardia)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., Cl. Sc., **102**: 575-595, Milano.
- CASATI P. (1968) – *Calcare di Zorzino – Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I*: 83-88, Roma.
- CASATI P. & GNACCOLINI M. (1967) - *Geologia delle Alpi Orobic occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 25-162, Milano.
- CASATI P. & PACE F. (1968) - *Alcune caratteristiche petrografiche e sedimentologiche dell'Arenaria di Val Sabbia (Carnico) in Val Brembana*. Ist. Lomb. (Rend. Sc.), S.A., **102**: 557-574, Milano.
- CASATI P., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1976) - *Età (K/Ar) di intrusioni porfiritiche e leucogabbri nelle Prealpi Bergamasche (Alpi Meridionali)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **32** (1): 215-226, Milano.
- CASSINIS G., DAL PIAZ G.V., EUSEBIO A., GOSSO G., MARTINOTTI G., MASSARI F., MILANO P.F., PENNACCHIONI G., PERELLO M., PESSINA C.M., ROMAN E., SPALLA M.I., TOSETTO S. & ZERBATO M. (1986) - *Report on a structural and sedimentological analysis in the Uranium province of the Orobic Alps, Italy*. Uranium, **2**: 241-260, Amsterdam.
- CHARDON M. (1966) *Un niveau quaternaire déformé par des mouvements tectoniques récents: le cône de déjection de Villa d'Ogna*. Bull. A.F.E.Q., n. **3**, pp.221-223.
- CHARDON M. (1966a) *Une moyenne montagne calcaire des Alpes Italiennes: le massif Monte Ferrante-Presolana*. Méditerranée, n. **4**, pp. 281-294.
- CHARDON M. (1968) *Problemes de tectonique sur les abords de la Presolana*. R.G.A., t.56, f. 1, pp. 249-263.
- CHARDON M. (1969) - *Les formations quaternaires du bassin de Clusone*. Gap., Ed. Orphys, Etudes et travaux de Méditerranée n. **8**, 93-108.
- CHARDON M. (1975) - *Les Préalpes lombardes et leurs bordures* - Librairie Champion, pp. 655, Paris.

- CIRILLI S., GALLI M.T., JADOUF F., RETTORI R. & SPINA A. (2000) - *Implicazioni Stratigrafico-Paleoclimatiche ed evoluzione paleogeografica della successione Retico-Hettangiana del M. Albenza (Prealpi Bergamasche)*. Workshop di Modena 15-17 giugno 2000 relativo al progetto sulla dinamica delle piattaforme carbonatiche (Cherchi A. ed.). Acc. Naz. Sci. Lett. Arti di Modena, collana di Studi, **21**, pp.79-85.
- CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHERI 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.
- CORSELLI C., CREMASCHI M., VIOLANTI D. (1985) - *Il canyon messiniano di Malnate (Varese); pedogenesi tardomiocenica ed ingressione marina pliocenica al margine delle Alpi*. Riv. It. Pal. Stratificato. , **91**(02) pp. 259-286, Milano.
- CORSELLI C., GNACCOLINI M., OROMBELL G. (1985) *Depositi deltizi pliocenici allo sbocco della Val Brembana (Prealpi Bergamasche)*. Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia, 91(01), 1985, pp. 117-132.
- CURIONI G. (1855) - *Sulla successione normale dei diversi membri del terreno triassico nella Lombardia*. Giorn. I. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., **6**: 204-236, Milano.
- 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.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PETTI F. M. (2002) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni - Fascicolo III - Unità validate*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (III): pp.207 - Roma.
- DELFRATI L., FALORNI P., GROPELLI G. & PAMPALONI R. (2000) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000 - Catalogo delle Formazioni - Fascicolo I - Unità validate*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, **7** (I): pp.228 -Roma.
- DE JONG K.A. (1979) - *Overthrusts in the Central Bergamasc Alps, Italy*. In W.J.M. Van der Linden (Ed.): "Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony". Geol. En. Mij., **58** (2): 277-288, Den Haag.
- DE MICHELE V. & ZEZZA U. (1973) - *Lo stock leucogebbrico in valle Rossa (Cene, Bergamo) e la sua aureola metamorfica*. Atti Soc. It. Sci. Nat. Mus. Civ. Stor. Nat., **114** : 345-382, Milano.
- DE MICHELE V. & ZEZZA U. (1978) - *Manifestazioni ipoabissali quarzodioritiche di età alpina nelle Prealpi Bergamasche (Alpi Meridionali)*. Atti Soc. It. Sci. Nat. Museo Civ. Stor. Nat. Milano, **119**: 181-210, Milano.
- DE MICHELE V., ODDONE M. & ZEZZA U. (1983) - *La porfirite di Costa di Belloro-Premolo nel quadro delle manifestazioni ipoabissali di età alpina nelle Prealpi Bergamasche*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 69-81, Roma.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER KOOMANS C.M. (1949) - *The Geology of the Bergamasc Alps (Lombardia, Italy)*. Leid. Geol. Meded., **143**: 1-257, Leida.
- DESIO A. (1945) - *Appunti e osservazioni sul glaciale della Valle Seriana e della Valle Cavallina*. Ist. Geol. Univ. Milano, **34**
- DESIO A. (1952) - *Qualche nuovo dato sul glaciale della Valle Brembana e della Valle Seriana in Lombardia*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **8**, v. 12, f.1.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1954) - *Carta Geologica d'Italia: scala 1:100.000 - Foglio 33 - Bergamo*. Servizio Geologico d'Italia, Roma
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. (1988) - *Anisian paleogeographic evolution in the Central-Western Southern Alps*. Mem. Sci. Geol. **40**,399-411.

- ESU D. & GIROTTI O. (1991) – “*Late Pliocene and Plesitocene assemblages of continental molluscs in Italy: a survey.*” Il Quaternario, 4 (1): 137 – 150.
- DOZY J.F. & TIMMERMANS P.D. (1935) – *Erlauterungen zur geologische Karte der zentralen Bergamasker Alpen*. Leid. Geol. Meded., 7: 85- 109, Leida.
- FANTINI SESTINI N. (1994) - *The Ladinian ammonoids from the Calcare di Esino of Val Parina (Bergamasc Alps, Italy)*. Part.1. Riv. It. Paleont. Strat., **100**: 227-284, Milano.
- 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, bearings on the interpretation of the Alpine tectonic history*. Mem. Sci. Geol. Padova, **51/1**, 47-61
- FARABEGOLI E. & DE ZANCHE V. (1984) - *A revision of the Anisian stratigraphy in the Western Southern Alps west of Lake Como*. Mem. Sci. Geol., **36**, 391-401.
- FERLIGA C. (2000) - *Bacino di Clusone*. in: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp.118-140.
- FERLIGA C. (2007) - *Frammenti di paesaggi perduti: le creste alte in sinistra idrografica del 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., pp. 124-125.
- FERLIGA C. & BINI A. (2007) - *Carta geologica dei depositi continentali neogenico-quaternari dell'anfiteatro della val Borlezza (bacino del Fiume Oglio)*. Allegato a: FERLIGA C., *La diffuenza 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 JADOUL 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 JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 83-113.
- FORCELLA F. (1988) - *Assetto strutturale delle Orobie orientali tra la Val Seriana e la Val Camonica*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 269-278, Roma.
- FORCELLA F. & JADOUL F. (1990) - *Deformazioni post-Adamello nelle Alpi Orobie. Stato dell'arte ed ipotesi di lavoro*. In: “Atti conv. Neogene Thrust Tectonic”, Atti Camerinensi Sc. Terra, (Spec. Vol.): 139-151, Camerino.
- FORCELLA F. (2000) – *Deformazioni gravitative di versante*. in: Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative, a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C., Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp.274-277.
- FORCELLA F. & JADOUL F. (2000) – *Carta geologica della Provincia di Bergamo*. 6 Tavole Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo
- FORCELLA F., BELLENTANI G., BERSEZIO R. & JADOUL F. (1996) - *Cinematica e collasso estensionale dei sovrascorrimenti sudalpini della Val Serina (Prealpi Bergamasche)*. Geol. Insubr., **1/1+2**, 79-88, Milano.
- FRANCANI V. (1967) - *Il Calcare di Sedrina: una nuova formazione dell'Hettangiano lombardo*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 1161-1180, Milano.
- FRANCANI V. (1968) – *Calcare di Sedrina* - Studi Ill. Carta Geol. .It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 123-129, Roma.
- FRISIA S. (1991) - *Caratteristiche sedimentologiche ed evoluzione diagenetica della Dolomia Principale (Norico) del Lago d'Idro e delle Dolomiti di Brenta*. Tesi di Dottorato, Dip. Sc. Terra: pp. 156, Milano.
- FRISIA S., JADOUL F. & WEISSERT H. (1989) - *Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint*. Sedimentology, **36**: 685-699, Oxford.

- GAETANI M. (1970) - *Faune hettangiane della parte orientale della provincia di Bergamo*. Riv. It. Paleont. Strat., **76**: 355-442, Milano.
- GAETANI M. (1975) - *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a review*. In: "Geology of Italy". Earth Sc. Soc. Libyan Arab Rep.: 377- 402, Tripoli.
- GAETANI M. & FOIS E. (1978) - *A new and unusual coelenterate from the Carnian of Dolomites (Italy)*. Boll. Soc. Paleontol. Ital., **17** (2) : 262-271.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1979) - *The structure of the Bergamasco Alps*. Accad. Naz. Lincei, (Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat.), Ser. VIII, **46**: 411-416, Roma.
- GAETANI M. & JADOUL F. (1987) - *Controllo ancestrale sui principali lineamenti strutturali delle Prealpi Lombarde centrali*. Rend. Soc. Geol. It., **10**: 21-24, Roma.
- GAETANI M., GELATI R. & JADOUL F. (1981) -; *Foglio 33 Bergamo*. In: A. CASTELLARIN.(Ed): "Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000". Prog. Finaliz. Geodinamica del CNR, **441**: 174-178, Tecnoprint, Bologna.
- GAETANI M., GIANOTTI R., JADOUL F., CIARAPICA G., CIRILLI S., LUALDI A., PASSERI L., PELLEGRINI M. & TANNOIA G. (1987) - *Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell'area lariana*. Mem. Soc. Geol. It., **32** (1986): 5-48.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., POLIANI G., GRIGNANI D., GORZA M. & MARTINELLI L. (1992) - *An anoxic basin intraplatform basin in the Middle Triassic of lombardy (southern Alps): anatomy of a hydrocarbon source*. Riv. It. Paleont. Strat., **97**: 329-354, Milano.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., JADOUL F. & GARZANTI E. (1996) - *Multiorde Sequence Stratigraphy in the Triassic of the Western Southern Alps*. S.E.P.M. spec. vol., Journ. Sed. Petr., **60**: 701-717, Tulsa. Galli, M.T., 2002. "Il limite Triassico-Giurassico nelle Prealpi Bergamasche: un approccio stratigrafico integrato". Unpublished PhD thesis, Univ. Milan.
- GALLI M.T., JADOUL F., BERNASCONI S., WEISSERT, H. (2005) - *Anomalies in global carbon cycling at the Triassic/Jurassic boundary: evidence from a marine C-isotope record*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. **216**, 203–214.
- GALLI M.T., JADOUL F., BERNASCONI S., CIRILLI S., WEISSERT H. (2007) - *Stratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the Triassic–Jurassic transition in the western Southern Alps (Northern Italy)*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. **244**, 52-70.
- GARZANTI E. (1985a) - *Petrography and diagenesis of Upper Triassic volcanic arenites (S. Giovanni Bianco, Gorno and Val Sabbia Formations; Bergamasco Alps)*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 3-20, Roma.
- GARZANTI E. (1985b) - *The sandstone memory of the evolution of a Triassic volcanic arc in the Southern Alps, Italy*. Sedimentology, **32**: 423-433, Oxford.
- GARZANTI E. (1986) - *Source rock versus sedimentary control on the mineralogy of deltaic volcanic arenites (Upper Triassic, Northern Italy)*. Journ. Sed. Petr., **56**: 267-275, Tulsa.
- GARZANTI E. (1988) - *Ambienti sedimentari fluvio-deltizi e composizione petrografica: le arenarie del trias Superiore lombardo*. Giorn. Geol., **50**: 163-175, Bologna.
- GARZANTI E., GNACCOLINI M. & JADOUL F. (1995) - *Anatomy of a semiarid coastal system:: the Upper Carnian of Lombardy (Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **101**: 17-36, Milano.
- GARZANTI E. & JADOUL F. (1985) - *Stratigrafia e paleogeografia del Carnio lombardo (Sondaggio S. Gallo, Val Brembana)*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 295-320, Milano.
- GHISELLI A., BINI A., ZUCALI M. (2007) - *Relationship between valley morphology and tectonics in the Orobic Alps (Central Southern Alps, Italy)*. XVI DRT Conference - Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics. Scientific sections, poster: Milano, Sept. 27-29. Rend. Soc. Geol. It., **5** (2007), p. 98.
- GNACCOLINI M. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) VII. Il Retico nella Lombardia occidentale*. Riv. It. Paleont. Strat., **70**: 467-522, Milano.
- GNACCOLINI M. (1965) - *Il Calcare di Zu e le Argilliti di Riva di Sotto: due formazioni del Retico Lombardo*. Riv. It. Paleont. Strat., **74**, (4): 1099-1121, Milano.
- GNACCOLINI M. (1968) - *Calcare di ZU- Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: pp. 190 - Roma*.

- GNACCOLINI M. (1968) – *Argilliti di Riva di Solto* - Studi Ill. Carta Geol. .It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 97-103, Roma.
- GNACCOLINI M. (1983) - *Un apparato deltizio triassico nelle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **88**: 599-612, Milano.
- GNACCOLINI M. (1986) - *La Formazione di Gorno nei dintorni di Dossena e di Gorno (Prealpi Bergamasche): analisi di una laguna triassica*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 3-32, Milano.
- GNACCOLINI M. (1988) - *Arenaria di Val Sabbia e Formazione di Gorno: Un sistema deposizionale delta - laguna nel Trias superiore delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **93** (1987): 329-336, Milano.
- GNACCOLINI M. & JADOUL F. (1988) - *Il sistema deposizionale delta-laguna-piattaforma carbonatica: un esempio del Trias superiore lombardo (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **93** (1987): 10-32, Milano.
- GNACCOLINI M. & JADOUL F. (1990) - *Carbonate platform, lagoon and delta "high frequency" cycles from the Carnian of Lombardy (Southern Alps, Italy)*. Sedim. Geol., **67**: 143-159, Amsterdam.
- HAQ B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987) - *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present)*. Science, **235**, 1156-1167.
- HAUER F. R. (1858) – *Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei*. Jahrb. K. K. Geol. R. – Anst., **9**: 445 – 496.
- HAUPT H. O. (1938) - *Die eiszeitliche Vergletscherung der Bergamasker Alpen*. Trilisch e Uther, Berlino (*non vidimus*)
- HOFSTEENGE G.L. (1932) - *La géologie de la vallée du Brembo et de ses affluents entre Lenna et S. Pellegrino*. Leid. Geol. Med., **4** (2): 27-82, Leida.
- JADOUL F. (1986) - *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. It. Paleont. Strat., **91** (1985): 479-512, Milano.
- JADOUL F. (1994) - *Middle Triassic stratigraphy and paleogeography of the Muschiada tectonic unit: Structural implications for the Valsassina domain (Southern Alps, Lombardy)*. In: A. MONTRASIO & E. SCIESA (Eds.): "Proceedings of Symposium Crop -Alpi Centrali". Quaderni del Centro Studi CNR di Milano, **2**: 145-160, Milano.
- JADOUL F. & ROSSI P.M. (1982) - *Evoluzione paleogeografico- strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In: A. CASTELLARIN (Ed.): "Guida alla geologia del Sudalpino centro-occidentale. Guide Geol. Reg. S.G.I." : 143-155, Bologna.
- JADOUL F. & FRISIA S. (1988) - *Le evinosponge: ipotesi genetiche di cementi calcitici di cavità nella piattaforma ladinica delle Prealpi Lombarde (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 81-104, Milano.
- JADOUL F., POZZI R. & PESTRIN S. (1985) - *La sorgente Nossana: inquadramento geologico e idrogeologico (Val Seriana, Prealpi Bergamasche)*. Riv. Mus. Sc. Nat. Bg., **9**: 129-140, Bergamo.
- JADOUL 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, Milano.
- JADOUL 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, Milano.
- JADOUL F., BAILO F. & PEZZOTTA F. (1992c) - *Le manifestazioni a fluorite, barite e celestina nelle successioni del Norico Superiore delle Prealpi Bergamasche*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 219-233, Roma.
- JADOUL F., GERVASUTTI M. & FANTINI SESTINI N. (1992d) - *The Middle Triassic of the Brembana Valley: preliminary study of the Esino Platform evolution (Bergamasc Alps)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**: 299-324, Milano.
- JADOUL F., MASETTI D., CIRILLI S., BERRA F., CLAPS M. & FRISIA S. (1994) - *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)*.

- In: G. CARANNANTE & R. TORELLI (Eds.) “ Escursione B1, Guide post IAS Meeting di Ischia”: 3-38, De Frede, Napoli.
- JADOUL 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.
- JADOUL F. & GALLI M.T. (2008) - *The Hettangian shallow water carbonates after the Triassic/Jurassic biocalcification crisis in the Western Southern Alps: the Albenza Formation*. Riv. Ital. Paleont. Strat. 114, 453-470, Milano.
- JEANBOURQUIN P. & LUALDI A. (1994) - *Telogenesis and thrust-related fluid flow, the example of the rocca Grande Rauhwacke (Ligurian alps), Italy*). Annales Tectonicae, **8**: 70-84, Firenze.
- KRONEKER W. (1910) - *Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Sudalpen*. Centr. Min. Geol. Paleont., 1-124, Stuttgart.
- LAKEW T. (1990) - *Microfacies and cyclic sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Calcare di Zu (Southern Alps)*. Facies, **22**: 187-232, Erlangen.
- LAUBSCHER H.P. (1985) - *Large scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models*. Geol. Soc. Am. Bull., **96**: 710-718, Boulder.
- LEPSIUS R. (1876) - *Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhältnis zur Ausseralpinen*. N. Jahrb. Min. Geol. Paleont.: 742- 744, Wien.
- LEVY F. (1915) - *Die eiszeitliche Vergletscherung der Sudalpen zwischen Dora Riparia und Etsch*. “Zeit. f. Gletscherkunde”. Bd. XI, H. 5, pp. 306 – 348, Leipzig, 1915 (*non vidimus*).
- LONA F. (1950) - *Contributi alla storia della vegetazione e del clima nella Val Padana. Analisi pollinica del giacimento villafranchiano di Leffe (Bergamo)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **89**: 123-178, Milano.
- LONA F. (1963) - *A cold oscillation in the middle of the Pianico - Sellere (Riss-Würm) series*. Ber. Geobot. Inst. ETH Stftg Rubel, Zurigo.
- 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 itinéraire de la onzième Excursion Phytogeographique Internationale, Alpes Orientales". pp. 39, Firenze.
- MARSETTI D. (2004) - *Assetto idrogeologico e geologico tra Onore e Songavazzo*. in: “Qui si fa il ponte!” a cura di S. DEL BELLO & G. GUALA, Comune di Songavazzo - Bolis ed., Azzano S.P., 267-296.
- MARSETTI D. (2007) - *I flussi sotterranei del bacino medio-alto 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., pp. 120-123
- MARSETTI D., RAVAZZI C. (2007) - *I sedimenti che riempiono la media 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., pp.132-135
- MARTINIS B. (1948) - *Sulla presenza del Pliocene marino nel sottosuolo di Albino (Prealpi Bergamasche)*. Riv. It. Pal. Strat., **57**(2): 1-14. Milano
- MARTINIS B. (1951) - *Nuovo contributo alla conoscenza del Pliocene marino nel sottosuolo di Albino (Prealpi bergamasche)*. Riv. It. Pal. Strat., **54**(2): 78-86. Milano
- MARSETTI D., STEFANI M. & BURCHELL M. (1989) - *Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of Southern Alps: platform-basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**: 401-424, Milano.
- METZELTIN S. & VEZZOLI L. (1977) - *Le carnirole della sinclinale dello Spluga*. Riv. It. Paleont. Strat., **83**, 553-559, Milano.
- MIALI, A. D. & MIALI, C. E. (2001) *Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms*. Earth-Sci. Rev., **54**, 321-348.

- MONNET C., BRACK P., BUCHER H. & RIEBER H. (2008) - *Ammonoids of the middle/late Anisian boundary (Middle Triassic) and the transgression of the Prezzo Limestone in eastern Lombardy- Giudicarie (Italy)*. Swiss J. Geosci. 101 (2008) 61–84
- MONTRASIO A., BERSEZIO R., FORCELLA F., JADOUL F. & SCIESA E. (1994) - *Geological interpretation of the profile CROP-Central Alps (Passo Spluga- Bergamo)*. In: A. MONTRASIO & E. SCIESA (Eds.): "Proceedings of Symposium CROP-Alpi Centrali". Quaderni Geod. Alpina e Quaternaria, 2: 171-186, Milano.
- 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.
- MUTTI M. (1992) - *Facies a tepee del Calcare Rosso (Ladinico superiore, Alpi Lombarde): meccanismi di formazione ed implicazioni per la stratigrafia del Ladinico-Carnico lombardo*. Giorn. Geol., 54 (1): 147-162, Bologna.
- MUTTI M. (1994) - Association of tepees and paleokarsts in the Ladinian Calcare Rosso (Southern Alps, Italy). Sedimentology, 41: 621-641, Oxford.
- MUTTONI G., RAVAZZI C., BREDA M., PINI R., LAJ C., KISSEL C., MAZAUD A., GARZANTI E. (2007) - *Magnetostratigraphic dating of an intensification of glacial activity in the southern Italian Alps during Marine Isotope Stage 22*. Quat. Res., 67: 161-173. Elsevier (località?)
- OMENETTO P. (1966) - *Il giacimento piombo-zincifero di Oltre il Colle (Alpi Bergamasche)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 25:1-49, Padova.
- OMENETTO P. & VAILATI G. (1977) - *Ricerche geominerarie nel settore centrale del distretto a Pb-Zn, fluorite e barite di Gorno (Lombardia)*. L'Industria Mineraria, 28: 25-44, Roma.
- ORIGONI GIOBBI E., BERNASCONI A. & RAVAGNANI D. (1981) - *Petrologic and metallogenic investigations on the Collio Formation of the Novazza uranium mine, Bergamasc Alps (Italy)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 38 (1): 293-305, Milano.
- OROMBELLI G. & RAVAZZI C. (1995) - *Le torbe di Cerete Basso (Bergamo): una successione stratigrafica di riferimento per il Tardiglaciale e l'Olocene nelle Prealpi Lombarde*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. Arti, B, 129: 185-217, Milano.
- PARODI A. (1936) - *Notizie geologiche della regione compresa tra la Valcanale e la Val del Riso, Valle Seriana (Bergamo)*. Boll. Soc. Geol. Ital., 55, 191-220, Roma.
- PASQUARE G. & ROSSI P. M. (1969) *Stratigrafia degli orizzonti piroclastici medio-triassici del Gruppo delle Grigne (Prealpi lombarde)*. - Riv. Ital. Paleont. Strat., 75, 1–87, Milano..
- PATRINI P. (1921) - *Del deposito lacustre di Pianico presso Lovere (Lago d'Iseo)*. Natura 12: 147, Milano.
- PATRINI P. (1927) - *I fossili della scogliera dolomitica di Costa Pagliari presso Lenna (Valle Brembana)*. Riv. It. Paleont. Strat., 33: 47-70, Milano.
- PENK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die alpen im Eiszeitalter*. Bd. III Leipzig.
- PINNA G. (1986) - *On Trepanosaurus unguicaudatus, an Upper Triassic Lepidosaurian from the Italian Alps*. Jour. Paleont., 60: 1225-1253, Boston.
- PINTI D. L., QUIDELLEUR X., CHIESA S., RAVAZZI C., GILLOT PY. (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.
- POLLINI A. (1955) - *La serie stratigrafica del Retico di M.. Castello*. Atti Soc.Geol.It. S. Nat.XCIV, 329-368.
- POLLINI A. (1958) - *La serie stratigrafica del Norico di Valle di Frucc presso Songavazzo (Bergamo)*. Boll. Soc. Geol. It., 75: 1-5, Roma.
- POMICINO N., BINI A., VIOLANTI D., RIVA R., ZUCCOLI L. (2001) - *Geologia di sottosuolo della pianura bergamasca compresa tra i fiumi Serio e Brembo*. Geol. Insubr., 6, 1: 113-124
- PORRO C. (1899) – *Cenni preliminari ad un rilievo geologico della catena Orobica dalla Valsassina al Monte Venerocolo*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., 31, 1053-1064.
- PORRO C. (1903) – *Alpi Bergamasche. Note illustrative della carta geologica e delle sezioni*. pp. 30, Tip. Operai, Bergamo.

- PORRO C. (1933) – *Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica (Alpi Bergamasche-Valtellinesi)*. Studio Geologico. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., ser. 3, **22-23** (5): 253–404, Milano.
- PORRO C. (1911) - *Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane*. Rend. R. Ist. Lomb. Sci. e Lett., **44**: 863-883.
- PORRO C. (1933) – *Dal Pizzo dei Tre Signori al Monte Ponteranica (Alpe Bergamasche-Valtellinesi)*. Studio Geologico. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., 22-23, 253-404, Milano.
- RAVAZZI C. (1992) - *Variazioni ambientali e climatiche al margine meridionale delle Alpi nel Pleistocene inferiore: stratigrafia e analisi pollinica della serie di Leffe*. Tesi di dottorato. Univ. Milano
- RAVAZZI C. (1993) - *Variazioni ambientali e climatiche al margine meridionale delle Alpi nel Pleistocene inferiore: stratigrafia e analisi pollinica della serie di Leffe*. Riv. Ital. Paleont. **77**: 265-291, Milano.
- RAVAZZI C. (2003) - *Gli antichi bacini lacustri e i fossili di Leffe, Ranica e Pianico-Sellere*. Quad. Geodin. Alp. Quat., num. spec., 227 pp., C.N.R. - I.D.P.A., Milano
- RAVAZZI C. & MARINONI S. (2007) - *La torbiera di cerete e la storia dell'ambiente della valle dopo l'ultima glaciazione*. 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. 136-142.
- RAVAZZI C., MARINONI S. & OROMBELLI G., 1996 - *Storia della vegetazione nelle Prealpi Lombarde tra 13.000 e 9.000 BP: analisi pollinica della porzione inferiore della successione di Cerete (BG)*. Atti Conv. Modificazioni climatiche ed ambientali tra il Tardiglaciale e l'Olocene antico in Italia, febbraio 1996, Trento.
- RIGO M., GALLI M.T., JADOUL F. (2009) - *Late Triassic biostratigraphic constraints in the Imagna Valley (western Bergamasc Alps, Italy)*. Albertiana 37(2009 Apr). pp. 39-42.
- RODEGHIERO & VAILATI (1978) - *Nuove osservazioni sull'assetto geologico-strutturale del settore centrale del distretto piombo-zincifero di Gorno (Alpi Bergamasche)*. L'Industria Mineraria, settembre-ottobre **29**: 298-302, Roma.
- 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., RIGAMONTI I. (2000) - *Bacino del Brembo*. in: "Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative", a cura di JADOUL F., FORCELLA F., BINI A., FERLIGA C. Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, , pp.179-214, Bergamo.
- SACCO F. (1936) - *Il glacialismo Lombardo*. L'Universo, annno XVII, (8-10) Firenze.
- SANTI G. (2003) - *Early permian tetrapod footprints from the Orobic Basin (Southern Alps-Northern Italy)*. data, problems, hypotheses. Boll. Soc. Geol. It., **2**, 59-66, Roma.
- SCIUNNACH D. (2001) - *The Lower permian in the Orobic Anticline (Southern Alps,Lombardy): a review based on new stratigraphic and petrographic data*. Riv. It. Paleont.Strat., **107**, 47-68, Milano
- SCIUNNACH D., GARZANTI E. & CONFALONIERI M. (1996) - *Stratigraphy and petrography of Upper Permian to Anisian terrigenous wedges (Verrucano Lombardo, Servino and Bellano Formations; western Southern Alps)*. Riv. It. Paleont. Strat., **102/1**, 27-48, Milano.
- 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. Sc. Geol Padova, **51**, 103-118, Padova..
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematics models of the central Southern Alps*. Mem. Sc. Geol. **44**: 229-393, Padova.
- SCHÖNBORN G. (1994) - *Evolution and deep Structure of Val Brembana based on surface data (Southern Alps, Italy)*. In: A. MONTRASIO & E. SCIESA (Eds.): "Proceedings of Symposium CROP-Alpi Centrali". Quaderni Geod. Alpina e Quaternaria, **2**: 197-212, Milano.

- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Quaderni Serie III, 1* - Carta Geologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento, 203 pp, Roma.
- SIDDI F., MORA C., PAGANONI A. (1988) - *Nuove considerazioni sul Pliocene della Valle Seriana inferiore*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. E. Caffi, **13**: 249-299, Bergamo.
- STEFANI M., ARDUINI P., GARASSINO A., PINNA G., TERUZZI G. & TROMBETTA G.L. (1992) - *Palaeoenvironmental of extraordinary fossil biotas from the Upper Triassic of Lombardy*. Soc. It. Sci. Nat. Museo Civ. Storia Nat., **132**: 309-335, Milano.
- SWOLFS H.C.A. (1938) *Verslag by de Geologische Kaart van de Bergkam M. Secco, Pizzo Arera en van Het Stroomgebied van de Torrente Riso (Valle Seriana)*. "Leidsche Geol. Medeed.", Dl. Cristallo, pp. 111 – 145, Leiden (*non vidimus*).
- TRÜMPY R (1930) - *Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei)*. Ecl. Geol. Helv., **23**: 379–487, Basel.
- STOPPANI A. (1857) - *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. Turati: pp. 16, Milano.
- STOPPANI A. (1860) *Geologie et paleontologie des couches a Avicola contorta en Lombardie*. Palent.Lomb. , VII, p 267.
- STOPPANI A. (1871) – *Corso di Geologia*. 3 vol., 2095 pp., Tip. Bernardoni, Milano.
- TARAMELLI T. (1896) – *Alcune osservazioni stratigrafiche nei dintorni di Clusone e di Schilpario*. **12 pp.**, Tip. Bernardoni, Milano.
- TARAMELLI T. (1898) - *Del deposito lignifero di Leffe in provincia di Bergamo*. Boll. Soc. Geol. Italiana, **17**, 203-218.
- TARAMELLI T. (1910) - *Osservazioni stratigrafiche nell'alta Valle Brembana e presso Como*. Rend. Ist. Lomb. Sc. e Lett., ser.II, **43**, Milano.
- TINTORI A. (1982) - *Hypsisomatic Semionotidae (Pisces, Actinopterygii) from the Upper Triassic of Lombardy*. Riv. It. Paleont. Strat., **88**: 417-442, Milano.
- TINTORI A. (1990) - *The vertebral column of the Triassic fish Saurichthys (Actinopterygii) and its stratigraphical significance*. Riv.It. Paleont. Strat., **96**: 93-102, Milano.
- TINTORI A. (1995) - *The Norian (Late Triassic) Calcarea di Zorzino fauna from Lombardy (northern Italy: the state of the art*. II International Symposium on Lithographic Limestones, Extended abstract: 139-142, Lleida-Cuenca.
- TOMMASI A. (1911) - *I fossili della lumachella di Ghegna in Valsecca presso Roncobello. Parte I: Alghe, Anthozoa, Brachiopoda, Lamellibranchiata*. Paleont. Italica, **17**: 1-36, Milano.
- TOMMASI A. (1913) - *I fossili della lumachella di Ghegna in Valsecca presso Roncobello. Parte II: Scaphopoda, Gastropoda, Cephalopoda. Appendice, Conclusione*. Paleont. Italica, **19**: 31-101, Milano.
- TORTI V. & ANGIOLINI L. (1997) *Middle Triassic brachiopods from Val Parina, Bergamasca Alps, Italy*. Riv.It.Paleont.Strat. **103**, 149-172, Milano.
- TRUEMPY, E., 1930. *Beitrag zur Geologie der Grignagruppe am Comersee (Lombardei)*. Eclogae Geol. Helv. **23** (2), 379– 487.
- VACHE' R. (1966) - *Ricerche microstratigrafiche sul "Metallifero" di Gorno (Prealpi Bergamasche)*. Riv. It. Paleont. Strat., **72**: 53-144, Milano.
- VARISCO A. (1881) - *Note illustrative della carta geologica della provincia di Bergamo*. Tipografia Garuffi & Gatti: pp.130, Bergamo.
- VECCHIA O. (1950) - *Stratigrafia retica del Sebino Occidentale*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont .Geogr. Fis. Univ. Milano, ser. G. : pp. 17, Milano.
- VENZO S. (1953) *Studi della glaciazione del Donau sotto al Gunz ed al Mindel nella serie lacustre di Leffe (Bergamo) Limite tra Pliocene e Pleistocene*. Act. INQUA, Roma.
- VENZO S. (1955) - *Le attuali conoscenze sul Pleistocene lombardo con particolare riguardo al Bergamasco*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat., **94**: 155-200, Milano.
- VENZO S. & PELOSIO G. (1968) - *Nuova fauna a ammonoidi dell'anisico superiore di Lenna in Val Brembana (Bergamo)*. Mem. Soc. Ital. Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano. **17**; 2, 71-141, Milano.
- VIALLI V. (1956) - *Sul rinoceronte e l'elefante dei livelli superiori della serie lacustre di Leffe (Bergamo)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., **12**: 1-67, Milano.

- VIEL, G. (1979) - *Litostratigrafia Ladinica: una revisione. Ricostruzione paleogeografica e paleostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat. **85** (1), 85-125, Milano.
- VISSE W.A. (1937) - *Die geologie der westlichen und sudlichen Abhange des Pizzo della Presolana und des Monte Ferrante*. Leid. Geol. Meded., **9**: 108-176, Leida.
- VON RICHTHOFEN FF (1860) *Geognostische Beschreibung der Umgegend von Predazzo, Sanct Cassian und Seiser Alpe in Süd-Tyrol*. Perthes, Gotha, 327 pp.
- WILD R. (1989) - *Aetosaurus (Reptilia: Thecodontia) from the Upper Triassic (Norian) of Cene (Bergamo, Italy), with revision of the genus*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. Caffi Bergamo, **14**: 1-24, Bergamo.
- ZAMBELLI R. (1986) - *Note sui Pholidophoriformes. V Contributo: Pholidophoridae subfamiglia nuova del Triassico superiore*. Riv. Museo Civ. Sc. Nat. Bergamo, **10**: 1-32, Bergamo.
- ZANCHI A. CHIESA S. & GILLOT P.Y. (1990a) - *Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobic chain: structural and geochronological indications for pre-Tertiary compressive tectonics*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 77-82, Roma.
- ZANCHI A., CHINAGLIA N., CONTI M., DE TONI S., FERLIGA C., TSEGAYE A., VALENTI L. & BOTTIN R. (1990b) - *Analisi strutturale lungo il fronte della Dolomia Principale in bassa Val Seriana (Bergamo)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 83-92, Roma.

VII. ABSTRACT

The geological data presented in the 1:50.000 scale Clusone Sheet of the new Geological Map of Italy, surveyed at 1:10.000 scale, are the result of a deep revision of the previous data, thanks to detailed field mapping, lithostratigraphic and structural revision and laboratory analyses. In detail, field mapping has been enriched by the mapping of different lithofacies in the substrate and by the use of unconformity bounded stratigraphic units (UBSU) in the Quaternary deposits.

Palaeozoic-Mesozoic stratigraphy. The oldest sedimentary unit outcropping the Clusone Sheet is the conglomerato Basale (Late Carboniferous? - Early Permian) that covers the Variscan basement that outcrops only in the north-easternmost part of the geological map, whereas the youngest unit is the Moltrasio Limestone (Sinemurian). The Permo-Mesozoic stratigraphy has been revised according to new lithostratigraphic models that have been published in the recent years and to original data.

The lithostratigraphic subdivisions of the Permian succession have been updated according to the new scheme proposed by the CARG commission. The Early Permian succession has been organized in two new lithostratigraphic units (Monte Cbianca Vulcanite and Pizzo del Diavolo Formation) in order to avoid the different use of the old name (Collio Formation Auct.) for really different rock bodies.

Within the major carbonate bodies of the Triassic succession (Esino Limestone and Dolomia Principale) inner platform, margin and slope facies have been distinguished on the map. Also other units (Angolo Limestone Camorelli Formation, Albenza Formation) have been redefined or renamed, whereas for other units (i.e. Zu Limestone) cartographic subdivisions have been proposed. Field mapping outlines the presence of syndepositional

tectonics that acted at different stratigraphic levels, controlling facies distribution.

Neogenic-quaternary continental stratigraphy. Three major basins are distinguished (Brembo, Serio and Oglio river), each with a glacial amphitheatre and a peculiar stratigraphic succession. Both lithostratigraphic units and UBSU are used, in order to describe the complex sedimentary evolution of each valley. Most of the units in this map maintain the name used in JADOUL *et alii*, 2000, but new palaeogeographic and chronostratigraphic interpretation is given. LGM fronts of Brembo and Serio glaciers are redefined in a less advanced position, while LGM tongue of Oglio-Borlezza glacier is limited to lower Borlezza valley, in the nearby Geologic Sheet. In Serio amphitheatre five middle-pleistocenian glacial units, with increasingly thick alteration profiles and decreasing morphology preservation, are recognized and described as UBSU, while at least one buried till lithostratigraphic unit is referred to Pliocene. In the Oglio-Borlezza amphitheatre three main glacial units reached the area of Clusone, all dated to Middle Pleistocene on the base of alteration and stratigraphic relations. Seismic data collected in the so-called "Clusone Basin" improved the knowledge of the complex bedrock morphology of this intramontane basin, and of its sedimentary infilling.

Tectonics. The meaning of the major structural elements is proposed, also thanks to the production of a 3D model of part of the antiformal stack developed in the Middle Triassic units. New thrust have been identified (Val Brembana) and the geometry and relationships of different tectonic units have been revised. The collected data allowed to propose a coherent tectonic model for the map, defining the role of the two major structural elements that cross in east-west direction the map (Valtorta-Valcanale fault system and Clusone-Antea fault system), identifying sectors with a defined structural evolution.

VIII. ENGLISH LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM

PO SYNTHÈME (POI)

Diamicton and gravel with angular clasts (slope, landslide and debris-flow deposits). Stratified gravel and sand (alluvial deposits). Laminated silt, clay, peat (lacustrine and peat bog deposits)

Massive blocky diamictons (glacial deposits). Upper boundary surface not weathered, well preserved morphologies often still evolving.

LATE PLEISTOCENE SUPERIORE – HOLOCENE

VALLE DEI TETTI GROUP (TE)

Clast supported and poor sorted conglomerates and diamictites, local angular, mostly carbonatic, clasts (slope deposits). Preserved morphologies, cemented slope deposits in morphological continuity with the other terrains

MIDDLE PLEISTOCENE - LATE PLEISTOCENE

PRATO GRANDE GROUP (GR)

Weathered matrix supported diamicton, angular clasts from overlooking slopes (slope deposits). Disjointed up to metric blocks on the top of slopes deformed by gravity.

MIDDLE PLEISTOCENE - HOLOCENE

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHÈME (CM)

Diamicton and diamictites (glacial deposits, ablation and lodgment till and tillites). Conglomerates, stratified gravels and sands (glaciofluvial and alluvial deposits). Laminated silt and shale (lacustrine deposits). Erosional, polygenic and polyphasic upper boundary, well developed very variable weathering profile for different lithologies.

LATE PLEISTOCENE - LATE PLEISTOCENE

CULMINE GROUP (CU)

Angular, poorly sorted local clast supported conglomerates and diamictites, well cemented to lithified (slope deposits). Clinostratified plastrons overhanging the actual valley.

PLIOCENE - PLEISTOCENE

ALTERITES (b6)

Matrix supported diamicton with sparse weathered clasts; varying in colour.

LATE MIOCENE - HOLOCENE

BREMBO BASIN**LENNA SUPERSYNTHEM (LE)**

Clast and block diamicton (ablation and lodgment till), diamicton and silty sands (glacial contact deposits). Gravels and sands (glaciofluvial deposits). Well preserved morphology, weathering profile less than 1 m thick. Clinostratified and massive gravels and sands (alluvial deposits): Bordogna Synthem. **(LEB)**

LATE PLEISTOCENE

CAMERATA CORNELLO GROUP (LL)

Conglomerates with round clasts, often discoidal, sub-angular blocks from the slope. Clast supported conglomerate; parallel laminated sand with rare rounded pebbles, cross, oblique low angle laminations, embriated pebbles (fluvial deposits). South clinostratified foreset sandstone and conglomerate (deltas deposits). Parallel laminated sandy silt and silty sand, with local decimetric turbidites sequences (paralic deposits). Thin and medium slope feed up conglomerate, parallel laminated medium sand and silt (fluvial and lacustrine deposits). Sandy matrix coarse gravel with crystalline clasts in oblique beds (fluvial deposits). Good cemented, deeply weathered.

EARLY PLIOCENE

ENDENNA SYNTHEME(END)

Clast supported gravel, well rounded pebbles; discoidal pebbles are common; rich in sandy matrix (alluvial deposits). Weathering profile well developed, often cut off, locally "organi geologici" .

LOWER PLIOCENE

VAL DELLE FONTANE CONGLOMERATE (VFO)

Clast supported medium to coarse conglomerates, angular clasts fairly sorted, sandy matrix, in lenticular cliostratified beds parallel to the slope; clast supported conglomerates rich in silty matrix, all clasts are carbonatic. Well cemented slope deposits without any morphological relationship with feeding walls.

UPPER MIOCENE

ZORZONE CONGLOMERATE (ZOZ)

Clast supported medium to coarse conglomerates, angular clasts fairly sorted, few silty matrix, in lenticular cliostratified beds parallel to the slope; clast supported conglomerates rich in silty matrix. Carbonatic clasts from Esino Limestone and Gorno Formation. Well cemented slope deposits. Strong morphological discordance with the valley.

UPPER MIOCENE

CORNA BUCA CONGLOMERATE (BUA)

Mostly clast supported conglomerate, with clasts from angular to rounded, abundant matrix, in lenticular beds from decimetric to decametric thickness (slope deposits). Matrix supported, graded (from inverse to direct) conglomerates; oblique laminated coarse and medium to fine sandstones (alluvial fan deposits). Well karstified. Strong morphological discordance with the valley.

MIOCENE

VAL VEDRA CONGLOMERATE (VVD)

Medium to coarse clast supported conglomerates, angular to rounded clasts, poor to abundant sandy matrix, in beds with erosional bottom, clinostratified parallel to the slope. Very well cemented slope deposits spread up to the top of the mountain crest (feeding walls are eroded).

MIOCENE

SERIO BASIN

SELVA DI CLUSONE SUPERSYNTHÈME (SU)

Matrix supported diamicton (ablation till). Matrix supported massive diamicton with shaped and streaked-out clasts (lodgment till). Rounded pebbles gravel and sand (alluvial and glacial contact deposits). Weathering profile few mature, colour 10YR, in the upper valley 7.5 YR; well preserved morphologies. The supersynthème includes deposits both in the main valley and in lateral ones, not directly correlate.

UPPER PLEISTOCENE

TORRE BOLDONE SYNTHÈME (TBO)

Clasts supported gravels, with siliceous and carbonatic rounded clasts (alluvial deposits). Weathering profile is cut off, decarbonation up to 2 m depth, preserved morphology.

MIDDLE PLEISTOCENE

FIORANO SYNTHÈME (FIR)

Beds of gravel with rounded, well sorted pebbles (alluvial deposits). Weathering profile up to 2 m; morphology preserved.

MIDDLE PLEISTOCENE

VERTOVA GROUP (VET)

Clast supported rounded conglomerate; cementation good up to very good (alluvial deposits). Weathered, matrix supported massive diamicton; decarbonation up to 10 m of thickness, siliceous clasts arenitized, colour 7.5YR - 5YR (alterite on alluvial deposits).

MIDDLE PLEISTOCENE

VILLA D'OGNA CONGLOMERATE (VOG)

Well sorted, rounded conglomerates and gravels, mostly carbonatic clasts with less silicoclasts from the upper valley; medium to coarse sandstones (alluvial deposits). Cementation good at the surface, absent deeper.

MIDDLE PLEISTOCENE

TRIBULINA DEL CASTELLO FORMATION (TBC)

Reddish silt (eolian deposits); clay and clayey silt with sparse residual silica pebbles (alterites). Colour 5YR.

PLEISTOCENE

PIODERA SYNTHÈME (PID)

Weathered, clayey matrix (colour 5YR) supported gravel with discoidal pebbles, carbonates lacking, acid volcanite pebbles from arenitized to clayfied, Verrucano Lombardo arenitized; Fe-Mn oxides patinas. Thickness over 10 m (alluvial deposits).
PLEISTOCENE

MASSERINI FORMATION (INR)

Clayey (colour 5YR) matrix supported diamicton, with sparse residual discoidal pebbles, carbonates lacking, arenitized and de-coloured volcanites with Fe-Mn oxides cortex, arenitized and de-coloured Verrucano Lombardo (alterites developed on alluvial deposits).

LOWER?-MIDDLE? PLEISTOCENE

VAL BRONESCA CONGLOMERATE (ONE)

Stratified, clasts supported conglomerate and sandstone; carbonatic and siliceous clasts, cementation very good (alluvial deposits).

PLEISTOCENE

CASTELLO DI CASNIGO CONGLOMERATE (NIG)

Bedded clasts supported conglomerate, clasts mostly carbonatic. Cementation very good (alluvial deposits).

PLEISTOCENE

CAZZANO S. ANDREA GROUP (AZ)

Clasts supported conglomerate; matrix supported diamictites; coarse sandstone; local carbonatic clasts (alluvial deposits). Matrix supported diamictite and clast supported conglomerate, angular clasts from overlooking walls (slope deposits) Cementation very good up to lithified.

PLEISTOCENE

LEFFE FORMATION (LEF)

Laminated silt, clayey silt and calcareous silt with levels rich in freshwater gastropods (lacustrine deposits). Metric seams of peat and lignite with vegetables and mammals fossil (palustrine and peat bog deposits).

PLIOCENE- LOWER PLEISTOCENE

BABES CONGLOMERATE (CUB)

Well bedded conglomerates with carbonatic clasts (alluvial deposits). Poorly sorted clinostratified conglomerates with angular clasts (slope deposits). Angular pebble and blocks diamictite (landslide deposits) Cementation from very good to lithified.

PLIOCENE

CORNA DI LADER CONGLOMERATE (DER)

Well selected and rounded clasts conglomerate in oblique bedded lenticular bodies; well decimetric layered laminated or graded sandstone (alluvial deposits). Clinostatified conglomerates (slope and landslide deposits). Cementation very strong, karstified. Remnants left by erosion, suspended 120 m over the present valley bottom.

MIOCENE?

VENDULO CONGLOMERATE (VED)

Lenticular bedded conglomerates and sandstones (alluvial deposits). Clinostatified conglomerates with angular clasts (slope deposits). All clasts are local (Esino Limestone). Lithified and karstified.

MIOCENE?

SEMONTE CONGLOMERATE (EIM)

Coarse sandstone matrix or clasts supported conglomerates, sands and coarse sandstones (alluvial deposits). Strongly cemented till lithified, more weathered clasts than matrix, spread clasts with dissolved core.

TERZIARIO

DOSSO CONGLOMERATE (OSO)

Conglomerates and massive diamictites with angular clasts up to metric size fed by overlooking walls (slope deposits). Lithified, suspended up to 550 m over the present valley bottom.

TERTIARY

BAITA DELLA FORCELLA CONGLOMERATE (BAF)

Local carbonatic, angular clasts diamictite (slope deposits). Lithified. Remnants left by erosion, not in equilibrium with present morphology.

TERTIARY?

SERIO AMPHITHEATRE SUCCESSION**PINETA SYNTHÈME (INE)**

Matrix supported massive diamictons, clasts mostly siliceous (ablation till). Visible weathering profile thick up to 120 cm, colour 7.5 YR; well preserved morphologies.

UPPER PLEISTOCENE?

MORTI VECCHI SYNTHÈME (MVH)

Matrix supported massive diamictons, clasts mostly siliceous (ablation till). Weathering profile is cut off, well preserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

PRATI MINI SYNTHÈME (PII)

Rich sandy matrix massive diamictons with boulders (ablation till). Weathering profile is cut off, carbonatic clasts are lacking; rounded and eroded morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

PONTE DELLA SELVA CONGLOMERATE (OSE)

Sub-horizontal bedded conglomerates with rounded and discoidal clasts; decimetric layers of coarse sandstone (alluvial deposits). Cementation good to strong. Preserved morphologies, suspended over the present valley bottom.

MIDDLE PLEISTOCENE

GROPPINO SYNTHÈME (ROP)

Well bedded conglomerates and gravels, with discoidal pebbles, rich in silicoclasts from the Upper valley (alluvial deposits). Clinostratified conglomerates and diamictites with angular clasts (slope and landslide deposits). Cementation very good at the surface, fair deeper. Weathering profile up to 2 m thick, colour 7.5YR, siliceous clasts arenitized; preserved morphologies, suspended over the present valley bottom.

MIDDLE PLEISTOCENE

PONTE NOSSA CONGLOMERATE (ONA)

Sub-horizontal bedded conglomerates with discoidal clasts and coarse sandstone (alluvial deposits). Strong cementation; weathering profile is cut off, colour 7.5YR, siliceous clasts are arenitized. Preserved morphologies, suspended over the present valley.

MIDDLE PLEISTOCENE

FONTAGNONE FORMATION (FOG)

Decametric to hectometric disjointed blocks, made by lithologies of the older units, partially buried by Groppino Syntheme deposits (landslides deposits)
MIDDLE PLEISTOCENE

CERADELLO SYNTHEME (CEO)

Well rounded gravel and conglomerate, deeply weathered, often decarbonation is total, colour 7.5YR (alluvial deposits).
MIDDLE PLEISTOCENE

VAC SYNTHEME (VAC)

Matrix supported diamicton with siliceous residual, poor selected, rounded, sometimes discoidal clasts, colour 5YR (weathered glacial and alluvial deposits) Discontinuous coverage made of metric-sized silicatic boulders (glacial deposits). Weathered gravel with fairly selected, rounded seldom flat clasts (alluvial deposits).
MIDDLE PLEISTOCENE

DOSSO FIORINE CONGLOMERATE (DSO)

Conglomerates made by local clasts, layered sandstones with current *ripples*. Strong cementation. Alluvial deposits. Secondary dip toward SW.
PLEISTOCENE?

CAMPEGGIO DI CLUSONE CONGLOMERATE (GCL)

Horizontally bedded conglomerates well selected and rounded clasts; sandstones and laminated and grade sands (alluvial deposits). Fair cementation.
MIDDLE PLEISTOCENE

TRINITÀ DI PARRE SYNTHEME (TPR)

Matrix supported massive diamicton, deeply weathered and decarbonated, colour 5YR; lonely erratic boulders (glacial deposits).
PLEISTOCENE ?

VAL FLEX FORMATION (VFL)

Laminated clayey silts, laminated and graded medium to fine sands. Negative sequence, close to the top sand with vegetal traces (lacustrine deposits).
PLIOCENE?- LOWER PLEISTOCENE?

VILLA PERELLI CONGLOMERATE (VPE)

Well bedded conglomerate and sandstones, which clasts are mostly carbonatic (alluvial deposits). Strong cementation.
PLIOCENE?

FORNACI TILL (TFC)

Overconsolidated matrix supported massive diamicton and diamictites; rounded and streaked-out clasts (lodgement till). Matrix supported gravel and conglomerates, rounded clasts seldom streaked-out (glacial contact deposits)
UPPER PLIOCENE

CORNA DI PARRE CONGLOMERATE AND LOWER PARRE TILLITE (DPA)

Fine to coarse conglomerates and sandstones (alluvial deposits). Matrix supported diamictites, with local angular clasts (slope deposits). The unit includes the Lower Parre Tillite: fine lithified matrix supported massive diamictite with scattered erratic

boulders (glacial deposits). Clasts are mostly carbonatic; sediments are well cemented up to lithified.

PLIOCENE?

OGGIO-BORLEZZA BASIN

SOVERE SYNTHÈME (VEE)

Matrix supported gravel with local subangular clasts (debris-flow deposits). Layered medium and fine gravel and sand, local carbonatic clasts (alluvial deposits). Weak weathering, decarbonation up to 1,5 m, matrix colour between 10YR e 7.5 YR. Well preserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

PIAZZA DI SOVERE SYNTHÈME (PSO)

Matrix supported gravel with local sub-angular clasts (debris-flow deposits). Layered medium and fine gravel and sand, local carbonatic clasts (alluvial deposits). Weathering profile is cut off, decarbonation up to 2 m, colour 7.5 YR. Well preserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

MORTI DEL CONTAGIO SYNTHÈME (ORM)

Gravel with local sub-angular clasts (slope deposits). Bedded conglomerate and gravel, medium and fine sand and sandstone, carbonatic clasts (alluvial deposits). Irregular cementation. Weathering profile is cut off, decarbonation more than 2 m, colour 7.5 YR.

MIDDLE PLEISTOCENE

FONTENO SYNTHÈME (FOE)

Matrix supported massive diamicton with silicatic clasts from Camonica Valley (ablation till). Clinostratified gravel with sub-angular clasts (slope deposits). Stratified gravel, middle and fine sand with local carbonatic clasts, variable cementation (alluvial deposits). Weathering profile is cut off, thickness more than 3,5 m, colour 7.5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE

CEDRINI SYNTHÈME (EDR)

Matrix supported massive diamicton with clasts from Camonica Valley (ablation till). Over-consolidated matrix supported massive diamicton with streaked-out clasts (lodgement till). Laminated silt and silty clay (lacustrine deposits). Matrix supported, clino-stratified gravel with subangular clasts (slope deposits). Weathering profile is cut off, silicoclasts are arenitized and carbonate are lacking; colour 7.5YR - 5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE

BOSSICO SYNTHÈME (BOI)

Matrix supported massive diamicton with clasts from Camonica Valley (ablation till). Over-consolidated matrix supported massive diamicton with streaked-out clasts (lodgement till). Laminated silt and silty clay (lacustrine deposits). Bedded gravel with clasts local or from Camonica Valley (alluvial and glacio-fluvial deposits). Weathering profile is cut off, silicoclasts are arenitized, colour 7.5YR - 5YR.

MIDDLE PLEISTOCENE

PRATI DI STA SYNTHÈME (PTT)

Massive matrix supported diamicton, with clasts from Camonica Valley (lodgment till). Well cemented rounded clasts conglomerate (glaciofluvial deposits). Weathering profile is cut off, with “organi geologici” on conglomerates; Decarbonation more than 2 m over till; colour 7.5 YR.

MIDDLE PLEISTOCENE**STALLE D'ONITO SYNTHÈME (SON)**

Massive, pedogenized diamicton with silicoclasts from brittle to arenitized (glacial deposits). Massive diamicton and gravel with sub-rounded carbonatic clasts (local alluvial deposits and debris flows). Matrix colour 5 YR, arenitized carbonatic clasts are only in local alluvial deposits, not in glacial deposits. Morphologies non preserved.

MIDDLE PLEISTOCENE

FINO DEL MONTE CONGLOMERATE (FIM)

Conglomerate, sand and sandstone in beds and lenses (alluvial and fan deposits). Clinostratified bodies of matrix supported, angular clasts diamictites (slope deposits). Strong cementation, karstified.

MIDDLE PLEISTOCENE

CORNO CERESA SYNTHÈME (ERE)

Weathered diamicton and diamictites, with residual silicoclasts; scattered erratic boulders (glacial deposits). Deep weathering, colour 5YR, carbonatic clasts lacking, siliceous clasts with pluricentimetric cortex.

PLIOCENE?

PORPHYRITIC DYKES AND SMALL HYPOABISSAL BODIES**ANDESITE DYKES (fn)**

Porphyric texture andesite with plagioclase and hornblend phenocrystals up to centimetric size, seldom biotite and quartz bearing; among ancillary minerals there are apatite, zircon, ilmenite, titanite, magnetite and pyrite. Usually fine grained groundmass ("Porfiriti" Auct.).

TERTIARY

SOUTHERN ALPS PERMO-MESOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION**MOLTRASIO LIMESTONE (MOT)**

Dark-grey, black micritic limestones interlayered by laminated marls, in decimetric beds, often bioturbated. The basal portion shows lenses up to decametric thickness made by paraconglomerates and calcarenites ("Brecce Liassiche", **MOT_a**). Superiorly fine calcarenites with intraclasts and clay chips are interlayered ("diluted carbonatic turbidites"), locally with chert nodules. Rare bioclasts are found: thin shell bivalves, echinoids and ammonites. Maximum thickness over 150 m.

SINEMURIAN

SEDRINA LIMESTONE (SED)

Grey, chertic, micritic and peloidal, locally oncoidal, bioturbated and laminated, limestone. Uneven and commonly amalgamated beds with marly joints and decimetric nodules of black chert. At the bottom there are bioclastic limestones with silicized fossils (lamellibranches, brachiopods, gastropods and echinoids). Subtidal shelf with carbonatic sedimentation. Maximum thickness 100 m.

MIDDLE-UPPER HETTANGIAN

ALBENZA FORMATION (ALZ)

Middle to thick bedded, amalgamated, brownish-light grey limestones and dolomitic limestones, sometimes saccharoid. Near the bottom fine calcarenites (ooliths, intraclasts, bioclasts and oncoids) and peloidal calcutites are common. At the top cyclically alternating with amalgamated beds calcutites and bioclastic fine calcarenites. Not fringed subtidal carbonatic flat, like the bahamian lee shelf. Regular thickness of about 80-90 m.

LOWER HETTANGIAN

ZU LIMESTONE

ZU LIMESTONE – UPPER LITHOZONE (ZUU_b): cyclically alternating grey, bioturbated or thinly laminated fine limestones, amalgamated beds of bioclastic calcarenites, marly limestones and dark marls; seldom black shales. Bivalves are widespread; in the upper part there are colonial corals, oncolithes and megalodontids (*Protocardia rhaetica*). Proximal carbonatic ramp. Maximum thickness about 500 m. At the uppermost level thin bedded calcutites (Malanotte Formation, about 25 m of thickness) mark a marine transgression event, with distal ramp carbonates.

UPPER RHAETIAN

ZU LIMESTONE – LOWER LITHOZONE (ZUU_a): cyclically alternating up to a decametric thickness of clayey marls, marly limestones and grey, laminated fine limestones, seldom bioturbated with rare bivalves (*Rhaetavicula contorta*). The upper part is made by 40-50 m of intra-bioclastic, oncoidal and oolitic thick bedded fine limestone, associated to coral, encrusting organism and brachiopods (*Rhaetina gregaria*) patch reefs (“Banco a Coralli” *Auct.*). Middle carbonatic ramp. Thickness up to 150-200 m.

LOWER RHAETIAN

RIVA DI SOLTO SHALE (ARS)

Blackish shales and clayey marls, finely laminated and sheeted, with alternating, sometimes cyclic, thin bedded calcutites with “bactrilli”; locally there are slumps. Levels of *coquinas* rich in small lamellibranches (stormy layers). Distal carbonatic slope with sedimentation mostly clayey. Maximum thickness 350-400 m (Bracca).

UPPER NORIAN

ZORZINO LIMESTONE (ZOR)

Evenly planar bedded (10-30 cm) dark grey calcutites interlayered by thin, black, organic matter rich, laminated shales and graded intra-bioclastic calcarenites seldom with parallel lamination or current ripples (carbonatic turbidites). Slumps and matrix supported breccias are common. At the bottom there are dolomitic limestones. In the upper part of the formation there are levels rich in fossil content (fishes and reptiles mostly). Intraplatform basin. Maximum thickness up to 700 m in Gandino and Borlezza Valleys.

MIDDLE NORIAN

DOLOMIE ZONATE (DZN)

Black and dark grey thin bedded dolarenites, often laminated and graded (carbonatic turbidites). Locally there are lenticular bodies of intra-formational breccias which angular centimetric clasts come from margins of the Dolomia Principale platform. Edges of intraplatform basins. Thickness varies from few tens up to over 100 m. Cartographically have been separated lenticular bodies with erosional base of polygenic, often matrix supported, carbonatic breccias (“Slope Breccias”, **DZN_a**). Clasts come from both margin facies of Dolomia Principale and Dolomie Zonate. Proximal slope of carbonatic platform. Thickness up to some tens of meters.

NORIAN

Grey, from well bedded to massive dolomite.

DOLOMIA PRINCIPALE (DPR)

Two lithofacies and one informal member, defining different sub-environment associations inside the carbonate platform, have been distinguished on the map.

Marginal flat (**DPR_a**): recrystallized saccharoidal massive dolomite; sometimes thick amalgamated beds, with microbialithic mounds, microbialithic-algal oncoids, serpulids

and lamellibranches (*Megalodontidae*, *Modiolus* sp.). Intraformational breccias and sedimentary dikes. Margin of the carbonatic platform and upper slope. Maximum thickness over 300 m.

LOWER-MIDDLE NORIAN

Evenly bedded cyclothematic peritidal dolomite (typical facies, **DPR_b**): microcrystalline and saccharoidal dolomites, which beds are some meters thick, characterized by shallowing upward cycles: stromatolithic top of layers with *fenestrae*. Intraclastic and bioclastic doloarenites with fossil content is limited to dasycladacean algae (*Griphoporella* sp.), lamellibranches and gastropods (*Worthenia* sp.). Carbonatic platform, internal, low energy flat. Maximum thickness 500-600m. LOWER-MIDDLE NORIAN

"Basal Member" (**DPR₅**): dark grey dolomicrites and subordinated intra-bioclastic doloarenites, laminated and bioturbated. Decimetric to metric layering. Frequent planar and domal microbialites associated with lenticular decimetric beds of intraformational breccias. Lagoon. Maximum thickness 200-300 m.

UPPER CARNIAN - MIDDLE NORIAN

CASTRO SEBINO FORMATION (CSO)

Amalgamated intraformational calcareous breccias with angular, centimetric to decimetric clasts mostly of brownish-dark grey recrystallized micritic limestones. Near the bottom grey dolomitized layered facies are associated with yellowish "Carniola" and shales. Coastal, bounded environments; carbonatic, locally evaporitic, sedimentation and frequent emersion. Thickness between few tens of meters up to over 150 m (Seriana Valley)

UPPER NORIAN

SAN GIOVANNI BIANCO FORMATION (SGB)

Alternating red volcanoclastic sandstone and varicoloured pelites (**SGB_a**) prevailing at the base. Above polychrome pelites interlayered by decimetric beds of dolomite, marly ochraceous dolomites and carniola are prevailing (**SGB_b**). The uppermost part is sometimes marked by some tens of meters thick lenses of gypsum and anhydrite (Dossena, **SGB_c**). Locally lithofacies have not been differentiated (**SGB**). Sebikha environment, clastic feeding at the base. Maximum thickness over 200 m (Brembo Valley).

UPPER CARNIAN (TUVALIAN)

GORNO FORMATION (GOR)

Micritic bioturbated limestone, intra-bioclastic calcarenites and alternating dark marly shale often fossil bearing (lamellibranches, *Miophoria* sp., *Curionia* sp.); decimetric planar beds. Lagoon – sub-tidal with mixed sedimentation. Maximum thickness 180 m (Riso Valley), disappearing in the South part.

LOWER CARNIAN

VAL SABBIA SANDSTONE (SAB)

Green and purple volcanoclastic sandstone and siltstone with tractive structures and clay chips at the base. Diagenetic centimetric concretions of pyrite are found. Layers from decimetric to some meters of thickness, sometimes lenticular shape and erosional base. Alluvial flat to proximal delta. Thickness up to 400 m in the western side (Brembo Valley) reducing far north-east.

LOWER CARNIAN

METALLIFERO BERGAMASCO LIMESTONE (CMB)

Micritic, bioturbated, well-bedded (10-40 cm) dark limestone, associated to peritidal stromatolitic, rich in *fenestrae*, partly dolomitized limestone, and oolitic calcarenites

(Brembo Valley). In the upper part there are thin strips of black chert, thin marly-shaly interlayers and layer-concordant Pb, Zn, Fluorite and quartz bearing mineralization. Fossil content is limited to rare dasycladacean algae (*Clypeina besici*) and small lamellibranches and gastropods. Coastal lagoon and tidal flat. Thickness 15-45 m (Riso Valley).

LOWER CARNIAN

LOZIO SHALE (LOZ)

Parallel and low-angle laminated black shale and micaceous siltstone; beds are often amalgamated, rare bioturbation. Coastal lagoon deposits. The unit crops out in the easter sector of the map where reaches 10-15 m of thickness.

LOWER CARNIAN

BRENO FORMATION (BRE)

Light grey limestone thin to thick bedded, organized in peritidal cycles with Gastropodes, Dasycladacean algae (*Clypeina besici*) and lamellibranches. At the top of each cycle stromatolites, fenestrae, flat clasts breccias and syndiagenetic dolomitization are common. In the western sector, near the lower boudary, there are interlayered levels with small tepee and clay tuffstone. Internal peritidal platform. Thickness between 50 (west of Seriana Valley) and 200 (east of Seriana Valley).

Annunciata Member (BRE₁): grey, thick bedded peritidal limestones, till 200 m of tickness. The Member crops out in the north-eastern corner of the map.

Campolungo Member (BRE₂): laminated, yellowish-gray dolomite in decimetric bed, often amalgamated, with stromatolites and *fenestrae*. Tidal flat with strong evaporation. The member crops out in the eastern side of the map, where the thickness reach 30 m.

LOWER CARNIAN

RED LIMESTONE (KLR)

Peritidal limestone grey, pinky-grey with polychrome (red, pinky and dark grey) both concordant and discordant veins-horizons. Plurimetric beds with tepee structures and lophertic breccias, with numerous generations of cement, hollow internal sediments, sedimentary dykes and carbonatic palaeo-soils marked by "red soil" . Subtidal facies are bearing gastropods, lamellibranches and Dasycladacean algae (*Teutoporella echinata*, *Clypeina besici*). Thickness up to 50 m (Brembo Valley). East of Brembo Valley are prevailing lenticular bodies of carbonatic breccias up to 10 m thick are prevailing, often associated to red soil pockets. Peritidal carbonatic platform affected by repeated and prolonged emersion and sub-aerial exposure.

UPPER LADINIAN –LOWER CARNIAN?

ESINO LIMESTONE (ESI)

Into Esino Limestone two different lithofacies, showing two different sub-environments inside the carbonatic platform, have been distinguished on the map.

Slope foreset facies: brownish or grey limestone, massive or raw layers; breccias and clasts till to metric size. Patch reefs built by Tubiphytes, calcareous spongae and microbialithic crusts. Mammillary calcitic cements ("*evinospongae*" *Auct.*) in primary dissolution hollows. Bioclastic lenses with Ammonoids, Gastropods and Brachiopods (Ferne Valley). Build-up margin and slope of a fringed carbonatic platform (ESI_a). Thickness from 0 up to over 400 m.

UPPER ANISIAN - LADINIAN

Inside platform facies: light limestone, both in massive beds and decimetric layers, often organized in peritidal cycles with prevailing subtidal portion bearing Dasycladacean algae (*Teutoporella erculea*, *T. echinata*, *Diplopore annuiate*), Gastropods and Lamellibranches. Some oncolithic and stromatolitic layers are found.

Environment of internal, mostly subtidal, carbonatic platform (**ESI_b**). Thickness up to 700m on the southern slope of the M.Menna.

UPPER ANISIAN - LADINIAN

PERLEDO-VARENNA LIMESTONE (CPV)

Dark micrites and calcarenites sometime with black chert stipps and nodules. In the upper part well sorted calcarenites and fine-grained calcirudites, with decimetric lenticular beds, are prevailing (transitional facies to the Esino limestone), associated to volcanoclastic sandstone and tuffstone. Lamellibranches, gastropods and Dasycladacean algae are found. The upper part bears Upper Ladinian conodonts association (*Budorovignatus mungoensis*). Intra-platform basins close to the Esino Limestone. Maximum thickness of 250-300 m around Baite Muffi (Monte Menna).

UPPER LADINIAN

WENGEN FORMATION (WEN)

Volcanoclastic sandstone and siltstone interlayered by black laminated siltstone, grey-greenish tuffstone, marl, shale. In the topward part there are calcarenites and calcirudites bearing clasts from the carbonatic platform. Ammonoids and pelagic lamellibranches are found (*Protrachyceras* sp., *Arcestes* sp., *Celtites* sp., *Daonella lommeli*). Basin with terrigenous supply from volcanic areas. Thickness over 150 m in Zurio Valley, lacking westward.

UPPER LADINIAN - LOWER CARNIAN?

BUCHENSTEIN (BUC)

Dark grey micritic limestone, in nodular beds with black chert stripes and nodules. Interlayered thin beds of shale, tuffstone and locally greeny, silty-arenaceous well sorted volcanoclastic layers ("pietra verde"). Micritic and calcarenitic limestone with amalgamated layers passing to the overlaying Esino limestone. Ammonoids and radiolarians are found. Open basin environment. Lacking westward, the thickness is growing up to 50 m in Zurio Valley.

UPPER ANISIAN – LOWER LADINIAN)

PREZZO LIMESTONE (PRZ)

Black marly micritic limestones, in decimetric beds alternating to thinner beds of micaceous shaly black marl. Ammonoids are common (such as several species of *Paraceratites*, *Flexoptichites*, *Ptychites*, *Beyrichites*, *Judicarites*, *Semiornites*, *Lardoceras*), lamellibranches (*Daonella sturi*) and brachiopods (among them "*Piarorhynchia* " *trinodosi*). Neritic open environment. Maximum thickness over 80 m (Val Zurio), 10-12 m west of Seriana Valley, locally absent (North of Monte Arera). The bottom is marked by a layer rich in brachiopods and crinoids ("Banco a brachiopodi" *Auct.*, formerly referred to the topmost Angolo Limestone)

UPPER ANISIAN (ILLYRIAN P.P.)

CAMORELLI LIMESTONE (CMR)

Monte Guglielmo Limestone member (**CMR₂**): grey fine limestone and dolostone, sometimes bioturbated, in planar beds from 20 to 200 cm, amalgamated, interlayered by fine-grained calcarenites. Dolomitic facies show *fenestrae* and stromatolites. Locally (Brembo Valley) there are thin layers of quartz and mica bearing marl and siltstone. There are dasycladacean algae, lamellibranches, benthic foraminifera and ostracods.

Thickness up to 200 m only west of Seriana Valley. Internal peritidal carbonatic platform.

MIDDLE – UPPER ANISIAN (BITHYNIAN – PELSONIAN)

Dolomitic lithofacies (**CMR_a**): east of Seriana Valley bioclastic calcirudites and calcarenites in pluridecimetric beds passing upward to massive limestone with live position standing corals. Benthic foraminifera (*Meandrospira dinarica*), lamellibranches, crinoids and corals are found. Maximum preserved thickness 40-50 m, preserved only at Monte Corru. Sandy-bioclastic edge of a carbonatic platform with coral patch-reef.

MIDDLE – UPPER ANISIAN (BITHYNIAN – PELSONIAN)

ANGOLO LIMESTONE

Calcareous lithofacies (**ANG_a**): grey till to dark grey fine and fine-grained limestones, in planar beds from 10 to 60 cm, often bioturbated, amalgamated with thin *laminae* of micaceous-silty marls. There are benthic foraminifera, dasycladacean algae, lamellibranches and crinoids. Low energy neritic environment. Thickness over 100 m westward and about 400 m eastward.

LOWER – MIDDLE ANISIAN

CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV)

Light grey and yellowish dolomite and marly dolostone, decimetric beds inter-layered by thin marl. Vuggy limestone is prevailing top-ward. Along major tectonic lines there are polygenic breccias with carbonatic, marly and silty lithons (tectofacies called “carniola”). Sebkha environment. Thickness up to 50 m, mostly difficult to evaluate because of the strong tectonic deformation.

OLENEKIAN p.p. ? - LOWER ANISIAN

SERVINO (SER)

Quartzose sandstone with carbonatic cement evenly-bedded at the base (**SRV_a**), passing upward to ocraceous, green or reddish sandstone and marl, with carbonatic layers locally dolomitized (**SRV_b**). In the middle sequence fine limestones, oolitic-bioclastic (gastropods and lammellibranches) calcarenites, grey and reddish coloured (“Oolite a Gesteropodi” *Auct.*) well bedded from 40 to 80 cm. Among Lamellibranches *Claraia clarai*, *C. aurita*, *Natiria costata* and *Neoschizodus ovatus* are recognized. Coastal plain, tidal flat. Maximum thickness up to 200 m in upper Brembo Valley, west of the map.

INDUAN - OLENEKIAN

VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Purple conglomerates with centimetric clasts of volcanics and milky quartz. Raw litharenites and subordinated siltstone, dark red-purple colour. Layers and beds up to metric thickness, cross laminated lenticular bodies and erosional bottom. The lower boundary with the Laghi Gemelli Group is marked by angular unconformity. Fluvial setting, mostly braided. Thickness up to 400m in the north-eastern sector.

UPPER PERMIAN

LAGHI GEMELLI GROUP

PIZZO DEL DIAVOLO FORMATION (FPZ)

Continental terrigenous and volcanoclastic deposits (“Formazione di Collio superiore” *Auct.*), locally interbedded by volcanics (**FPZ_e**), up to 800 m of thickness. Some associations of lithofacies occurring irregularly in the whole unit have been identified:

“Prevailing sandstone” (**FPZ_a**): lithic arcoses and grey volcanoclastic litharenites (Monte Cabbianca Volcanics), from decimetric to pluri-decimetric beds, with tractive (cross lamination, ripple structures, basal lags), water escape and charge structures. Dark shales and conglomerates are locally interbedded. Prevailing depositional processes by sheet flow.

" Prevailing shales " (**FPZ_b**): alternating siltstone and fine-grained, dark sandstone, thin bedded, parallel laminated (in the finest facies) and cross laminated. Mud-cracks are frequent, locally associated to tetrapod footprints.

Interbeds of limestone, ocraceous colour, sometimes oncoliths bearing. Distal fan delta passing to palustrine environment.

" Prevailing Conglomerates " (**FPZ_c**): Massive conglomerates, with arenithic levels, which clasts (sized up to 50 cm) come from underlying volcanic rocks; locally there are chunks of quartz veins. Proximal fan delta.

"Shales and thin sandstones" (**FPZ_t**): with oncolithic carbonates: siltstones and thin sandstones alternated with common tractive structures, often with tetrapod footprints. Laterally continuous levels of ocraceous carbonates with four centimetres oncolithes. Palustrine plain.

LOWER PERMIAN

MONTE CABIANCA VOLCANICS (VUC)

Mostly massive rhyolitic-riodacitic ignimbrites, white-greenish coloured, porphyric texture, building beds till many ten meters thick at the top of the unit (**VUC_{ig}**). In middle and lower levels alluvial facies (sandstone and shale, **VUC_d**) are interbedded to cinerites (**VUC_b**). Dark andesitic lavas (**VUC_c**). Continental basins close to volcanic areas. Maximum thickness over 800 meters.

LOWER PERMIAN

BASAL CONGLOMERATE (CGB)

Aporphiric conglomerate which clasts, sized up to a decimeter, are quartz and lithologies from metamorphic variscan basement; lenticular bodies with erosional bottom. Lenses of red bioturbated siltstone. Alluvial fans and high energy alluvial flats. Thickness up to 40 m in the eastern sector.

UPPER CARBONIFEROUS? – LOWER PERMIAN?

SOUTHERN ALPS CRYSTALLINE BASEMENT

EDOLO SCHISTS (EDO_s)

PHYLLONITES: fine grained, gray-green rocks with dense schistosity heavy crenulated and quartz rods. They are made by alternances of phyllosilicatic films (chlorite and sericite) and quartz lithons. Structural remnants of garnet substituted by chlorite.

PRE-VARISCAN