

BOZZA



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 096

SEREGNO

A cura di:

A. Bini⁽¹⁾, D. Sciunnach⁽²⁾, R. Bersezio⁽¹⁾, G. Scardia⁽³⁾, F.
Tomasi⁽³⁾

con il contributo di:

G.P. Beretta⁽¹⁾, G. Caielli⁽³⁾, C. Carcano⁽⁴⁾, R. De Franco⁽³⁾, R.
Gelati⁽¹⁾, S. Miletta⁽⁵⁾, I. Premoli Silva⁽¹⁾, S. Rogledi⁽⁴⁾, A. Rovida⁽⁶⁾,
A. Strini⁽¹⁾, M. Stucchi⁽⁶⁾, F. Tremolada⁽¹⁾, G. Vezzoli⁽⁷⁾

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

(2) Regione Lombardia

(3) CNR IDPA – Milano

(4) ENI – Divisione AGIP

(5) Consulente di Regione Lombardia

(6) INGV – Istituto Nazionale di Geofisica
e Vulcanologia

(7) Università di Milano-Bicocca

Ente realizzatore:



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

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

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

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

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

Coordinatore scientifico: **A. Bini**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

R.M. Pichezzi (coord.), E. Chiarini, L. Martarelli

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

D. Tacchia, S. Falcetti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, R.M. Pichezzi (ASC)

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G.B. Siletto, M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

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

informatizzazione: **M. Cetti, F. Mandozzi, S. Racchetti, G. Scardia, P. Tognini, F. Tomasi, F. Torri.**

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

Allestimento cartografico per la stampa della Banca Dati a cura di Infocartografica s.n.c. - Piacenza

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

A. Piccin, G.B. Siletto, M. Credali e P. Belotti (Regione Lombardia)

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

I - INTRODUZIONE.....	7
II - LETTERATURA E CARTOGRAFIA GEOLOGICA	
PRECEDENTE.....	11
1. - CONOSCENZE RIGUARDANTI IL QUATERNARIO.....	11
1.1 - CONOSCENZE ANTERIORI AL 1909.....	11
1.2 - CONOSCENZE POSTERIORI AL 1909.....	14
2. - CONOSCENZE RIGUARDANTI IL SUBSTRATO.....	15
2.1 - GLI STUDI PIONIERISTICI FINO AL FOGLIO COMO E L'INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO GENERALE.....	15
2.2 - GLI STUDI SULLA SUCCESSIONE CRETACICO-EOCENICA DAL DOPOGUERRA.....	17
2.3 - GLI STUDI SULLA SUCCESSIONE OLIGO-MIOCENICA DAL DOPOGUERRA	18
2.4 - VERSO UNA SINTESI REGIONALE.....	19
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO.....	21
1. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI.....	21
2. - SUBSTRATO ROCCIOSO.....	23
3. - GEOLOGIA DEL SOTTOSUOLO.....	23
3.1 - INTRODUZIONE.....	23
3.2 - SUBSTRATO ROCCIOSO DELL'AVANFOSSA MIOCENICA.....	24
IV - CARATTERI GEOMORFOLOGICI.....	27
1. - INTRODUZIONE.....	27
1.1 - LOBO DI COMO.....	28
1.2 - LOBO DELLA BRIANZA.....	30
1.3 - SETTORE TRA IL LOBO DI COMO E IL LOBO DELLA BRIANZA.....	32
1.4 - SETTORE MERIDIONALE.....	32
1.5 - GEOMORFOLOGIA SEPOLTA.....	33
1.6 - PROSPEZIONI GEOFISICHE SULLE PALEOVALLI SEPOLTE.....	34
V - STRATIGRAFIA.....	37
1. - SUCCESSIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI..	37
1.1 - GRUPPO DEL MEDOLO.....	37
1.1.1. - <i>Calccare di Domaro (DOM)</i>	37
1.2 - SUCCESSIONE CLASTICA CRETACICA DEL BACINO LOMBARDO.....	38
1.2.1. - <i>Sass de La Luna (SDL)</i>	39
1.2.2. - <i>Formazione di Sorisole (FSE)</i>	40
1.2.3. - <i>Formazione di Gavarno – Membro delle peliti rosse (GVR₂)</i>	41
1.2.4. - <i>Arenaria di Sarnico (SAR)</i>	42
1.2.5. - <i>Conglomerato di Sirone (CSH)</i>	45
1.2.6. - <i>Flysch di Bergamo (FBG)</i>	47
1.3 - UNITÀ IN FACIES DI “SCAGLIA LOMBARDA AUCT.”.....	51
1.3.1. - <i>Formazione di Brenno (BNN)</i>	51

1.3.2. - <i>Formazione di Tabiago (TAB)</i>	54
1.4 - GRUPPO DELLE MARNE DI GALLARE.....	59
1.4.1. - <i>Formazione di Cibrone (IBR)</i>	60
1.5 - GRUPPO DELLA GONFOLITE LOMBARDA	65
1.5.1. - <i>Settore di Como</i>	65
1.5.1.1. - <i>Conglomerato di Como (FCM)</i>	65
1.5.1.2. - <i>Peliti di Prestino (RSI)</i>	72
1.5.1.3. - <i>Arenarie della Val Grande (VGD)</i>	74
1.5.1.4. - <i>Conglomerati di Lucino (LUI)</i>	75
1.5.2. - <i>Settore della Brianza</i>	79
1.5.2.1. - <i>Marne di Fornaci di Briosco (MFO)</i>	79
1.5.2.2. - <i>Arenarie di Briosco (RBO)</i>	82
1.5.3. - <i>Dati di sottosuolo</i>	84
1.5.3.1. - <i>Litofacies</i>	87
1.5.3.2. - <i>Biostratigrafia a nannofossili calcarei</i>	88
1.5.3.3. - <i>Conclusioni sul substrato roccioso</i>	90
2. - SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA	92
2.1 - UNITÀ DI SOTTOSUOLO	92
2.1.1. - <i>Argille di Castel di Sotto</i>	92
2.1.2. - <i>Supersintema di Lazzate</i>	93
2.1.3. - <i>Supersintema di Vimercate</i>	94
2.2 - UNITÀ DI SUPERFICIE	94
2.2.1. - <i>Formazione di Lambrugo (MBU)</i>	94
2.2.2. - <i>Sabbie di Ponte Nuovo (PTU)</i>	95
2.2.3. - <i>Ceppo di Monguzzo (LBM)</i>	97
2.2.4. - <i>Ceppo di Inverigo (LBI)</i>	100
2.2.5. - <i>Ceppo di Portichetto (PHE)</i>	104
2.2.6. - <i>Ceppo della Bevera (CBV)</i>	108
2.2.7. - <i>Ceppo della Molgora (OLG)</i>	110
2.2.8. - <i>Ceppo di Calpuno (CNU)</i>	111
2.2.9. - <i>Tillite di San Salvatore (SSX)</i>	113
2.2.10. - <i>Supersintema del Bozzente (BO)</i>	114
2.2.10.1. - <i>Formazione di Cascina Ronchi Pella (BOP)</i>	118
2.2.10.2. - <i>Sintema di Cascina Fontana (BOF)</i>	119
2.2.11. - <i>Formazione di Monte Carmelo (MCX)</i>	123
2.2.12. - <i>Sintema della Specola (PEO)</i>	125
2.2.13. - <i>Sintema di Binago (BIN)</i>	127
2.2.14. - <i>Supersintema di Besnate (BE)</i>	129
2.2.14.1. - <i>Unità di Guanzate (BEZ)</i>	131
2.2.14.2. - <i>Unità di Sumirago (SUM)</i>	132
2.2.14.3. - <i>Unità di Cadorago (BEE)</i>	133

2.2.14.4. - Unità di Minoprio (BMI)	136
2.2.14.5. - Unità di Bulgarograsso (BXE).....	139
2.2.15. - <i>Supsintema dei Laghi: Sintema di Cantù (LCN)</i>	141
2.2.15.1. - Subsintema di Fino Mornasco (LCN₁)	145
2.2.15.2. - Subsintema di Cucciago (LCN₂).....	147
2.2.15.3. - Subsintema della Cà Morta (LCN₃)	148
3. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI	
APPARTENENZA	150
3.1 - SUPERSINTEMA DELLA COLMA DEL PIANO (CM).....	150
3.2 - SUPERSINTEMA DI VENEGONO (VE).....	151
3.3 - SINTEMA DEL PO (POI).....	152
VI - TETTONICA	155
1. - TETTONICA REGIONALE.....	155
2. - STRUTTURE TETTONICHE	161
2.1 - SETTORE DEI SOVRASCORRIMENTI S-VERGENTI	161
2.1.1. - <i>Sciame delle pieghe settentrionali</i>	161
2.1.1.1. - Faglia di Bosisio.....	161
2.1.1.2. - Faglia di Sirone	162
2.1.2. - <i>Fascia con giacitura verticale regionale</i>	162
2.1.2.1. - Sistema di Faglie di Centemero	162
2.1.3. - <i>Sciame delle pieghe meridionali e monoclinale briantea</i>	162
2.1.3.1. - Sovrascorrimento di Renate	162
2.2 - SETTORE DEI RETROSCORRIMENTI N-VERGENTI	164
2.2.1. - <i>Retroscorrimento del M. Olimpino</i>	164
2.3 - ETÀ DELLE DEFORMAZIONI.....	164
VII - ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI	167
1. - RISORSE IDRICHE	167
1.1 - CONSIDERAZIONI GENERALI SULLA STRUTTURA IDROGEOLOGICA.....	167
1.2 - DESCRIZIONE DELLE STRUTTURE IDROGEOLOGICHE PIÙ IMPORTANTI	
DELLA ZONA COLLINARE	169
1.2.1. - <i>Acquiferi del sistema Faloppa-Lura</i>	170
1.2.2. - <i>Acquiferi del sistema Seveso - Acquanegra</i>	170
1.2.3. - <i>Acquiferi del sistema del Lambro</i>	172
1.3 - DESCRIZIONE DELLE STRUTTURE IDROGEOLOGICHE PIÙ IMPORTANTI	
DELL'ALTA PIANURA	173
1.3.1. - <i>Zona a W del terrazzo delle Groane</i>	174
1.3.2. - <i>Zona del terrazzo delle Groane</i>	174
1.3.3. - <i>Zona tra il terrazzo delle Groane e il terrazzo di Monza</i>	174
1.3.4. - <i>Zona del terrazzo di Monza</i>	175
1.3.5. - <i>Zona ad W del terrazzo di Monza</i>	176
2. - CAVE.....	176

2.1 - CAVE D'ARGILLA.....	176
2.2 - LA PIANIFICAZIONE PROVINCIALE IN TEMA DI CAVE.....	177
3. - PATRIMONIO GEOLOGICO.....	179
4. - RISCHI NATURALI	182
4.1 - FRANE	182
4.2 - FENOMENI ALLUVIONALI.....	184
4.3 - SISMICITÀ.....	185
4.4 - OCCHI POLLINI.....	188
5. - GRANDI OPERE D'ARTE	190
5.1 - GALLERIE	190
5.2 - STRADE	190
5.3 - FERROVIE	191
BIBLIOGRAFIA	192
ABSTRACT	207
ENGLISH LEGEND	211

I. INTRODUZIONE

Il Foglio 096-Seregno della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (legge n. 226/99), per mezzo di una Convenzione tra il Servizio Geologico d'Italia e la Regione Lombardia e tra questa e il C.N.R. "Istituto per la dinamica dei processi ambientali". Esso è localizzato in Lombardia nord-occidentale al margine meridionale delle Prealpi tra i due rami del Lario e comprende gran parte dell'Anfiteatro del Lario, edificato dal ghiacciaio dell'Adda durante le glaciazioni plioquaternarie.

I criteri del rilevamento hanno seguito le linee guida nazionali (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1992) adattandosi alle necessità e opportunità poste dai problemi geologici incontrati. Il rilevamento è stato eseguito tra gli anni 2001 e 2008 utilizzando la Carta Tecnica Regionale della Regione Lombardia alla scala 1:10.000.

Durante la trasposizione per la scala 1:50.000 alla quale il foglio viene pubblicato, si sono dovute eseguire semplificazioni e accorpamenti. Tuttavia, eventuali dettagli non rappresentati sono conservati nella base informatizzata e potranno essere pubblicati nelle Sezioni 1:10.000 a cura della Regione Lombardia.

Alla mancanza della base topografica ufficiale del Foglio 096-Seregno, non ancora pubblicata dall'Istituto Geografico Militare, si è sopperito con l'utilizzo di una base topografica alla scala 1:50.000 derivata dalla Carta Tecnica Regionale della Regione Lombardia; per quanto riguarda i toponimi si è fatto riferimento alle tavolette 1:25.000 dell'Istituto Geografico Militare.

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati in parte rilevati ex novo da FERRUCCIO TOMASI e in parte acquisiti dalle tesi di laurea e di dottorato, rivedute e adattate, di ALFREDO BINI (1987), PIETRO BREVIGLIERI (1991), LAURA CISLAGHI (2001), GRAZIANO CRINITI (1994), FAUSTO GUERRIERI (2001), MASSIMILIANO KOVACS (1995), ALBERTO LEZZIERO (1996), NICOLA PELLIZZARI (1994), MARCO REDAELLI (1995), ANDREA STRINI (2001), FERRUCCIO TOMASI (2001).

Il substrato è stato rilevato da GIANCARLO SCARDIA e DARIO SCIUNNACH, con il supporto scientifico di RICCARDO BERSEZIO.

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati caratterizzati dal punto di vista sedimentologico, stratigrafico, petrografico e dell'alterazione.

Nella cartografia dei depositi continentali neogenico-quadernari sono state adottate sia unità litostratigrafiche sia unità a limiti inconformi (UBSU), come prescritto in SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992, e successive circolari integrative). Le UBSU sono state usate tutte le volte che i corpi geologici presentavano superfici limite ben definite, riconoscibili e tracciabili, con caratteristiche interne insignificanti ai fini della definizione dell'unità. Dato l'alto numero di superfici di erosione presenti nei depositi del Quaternario continentale, è necessario che la superficie limite del corpo corrisponda al limite di un ciclo sedimentario e abbia delle caratteristiche tali da distinguerla da tutte le altre: ad esempio la presenza di un suolo intero o troncato, ossia di un determinato tipo di alterazione, che sia però oggettivamente identificabile sul terreno (profondità del fronte di decarbonatazione, percentuale di clasti alterati a seconda della petrografia, colore della matrice, copertura di *loess*, contenuto in argilla della matrice, orizzonti calcici, ecc.).

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

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

Si sottolinea che i corpi geologici così cartografati rispondono comunque alle stesse caratteristiche di quelli indicati come "allunità" nella cartografia geologica alla scala 1:10.000 realizzata da Regione

Lombardia, fatto salvo per le differenze connesse alla diversa scala di rappresentazione.

Le unità litostratigrafiche sono state usate quando non sono identificabili superfici limite caratteristiche, ma i corpi geologici sono riconoscibili per le caratteristiche interne, quali ad esempio la cementazione, la completa alterazione o la composizione petrografica dei clasti.

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.

L'*Executive Committee* della IUGS (*International Union of Geological Sciences*) ha recentemente spostato la base del Sistema/Periodo Quaternario alla base del Piano/Età Gelasiano (GIBBARD *et alii*, 2010). Di conseguenza, su richiesta del Servizio Geologico d'Italia – ISPRA, la classificazione del Quaternario è stata adattata alla nuova scala cronostatigrafica attualmente in vigore.

La stesura delle Note è stata curata dagli Autori seguenti:

Introduzione (Cap. I): A. BINI

Letteratura e Cartografia Geologica Precedente (Cap. II): A. BINI e F. TOMASI (Unità neogenico-quadernarie continentali), R. GELATI, (Substrato).

Inquadramento geologico (Cap.III): A. BINI e F. TOMASI (Depositi continentali neogenico-quadernari), D. SCIUNNACH e R. GELATI (Substrato roccioso), G. CAIELLI, C. CARCANO, R. DE FRANCO, S. MILETTA, S. ROGLEDI, G. SCARDIA, D. SCIUNNACH (Geologia del sottosuolo).

Caratteri geomorfologici (Cap. IV): A. BINI, F. TOMASI e D. SCIUNNACH.

Stratigrafia (Cap. V): A. BINI e F. TOMASI (Successione continentale neogenico quadernaria) con contributi dei rilevatori; G. SCARDIA, D. SCIUNNACH e R. BERSEZIO (Successione sedimentaria delle Alpi Meridionali) con il contributo di I. PREMOLI SILVA e F. TREMOLADA, che hanno eseguito tutte le analisi biostratigrafiche (salvo laddove

diversamente specificato) e di G. VEZZOLI e D. SCIUNNACH, che hanno eseguito le analisi petrografiche.

Tettonica (Cap. VI) G. SCARDIA, R. BERSEZIO, C. CARCANO, S. ROGLEDI, D. SCIUNNACH.

Aspetti ambientali e applicativi (Cap. VII): G.P. BERETTA (Risorse idriche), F. TOMASI (Cave d'argilla), D. SCIUNNACH (La pianificazione provinciale in tema di Cave, Patrimonio Geologico, Frane, Fenomeni alluvionali, Grandi opere d'arte), A. ROVIDA e M. STUCCHI (Sismicità); A. STRINI (Occhi pollini).

BOZZA

II. LETTERATURA E CARTOGRAFIA GEOLOGICA PRECEDENTE

1. - CONOSCENZE RIGUARDANTI IL QUATERNARIO

Il territorio brianzolo, oggetto del Foglio 096-Seregno, è stato al centro dell'interesse scientifico di molti ricercatori, sia italiani sia stranieri, sin dall'inizio del XIX secolo. Il motivo di questo interesse risiede in parte nell'importanza geologica che i depositi glaciali, qui ben conservati, rivestono in questo territorio, e nel fatto che il territorio era frequentato sia a scopo turistico sia soprattutto perché posto nelle vicinanze di Milano, importante polo culturale che nell'800 attirava numerosi scienziati.

L'ingente produzione scientifica è stata segnata da due importanti lavori che hanno cambiato il modo di affrontare lo studio dei depositi glaciali alpini. Il primo di questi lavori è “*Die Alpen im Eiszeitalter*” del 1909, di PENCK & BRÜCKNER, che ha influenzato tutte le successive ricerche in modo così profondo che solo dal 1987 con il lavoro di BINI “*L'apparato Glaciale Wurmiano di Como*” ha cominciato a essere messo in discussione.

1.1 - CONOSCENZE ANTERIORI AL 1909

Il primo periodo di studio dei depositi glaciali del comasco è caratterizzato da tre diversi momenti.

Nel primo momento, fino alla metà dell'800, si riconoscono i terreni glaciali dalle alluvioni preglaciali; si discute sulle cause delle glaciazioni, sull'origine dei laghi prealpini e sulla dinamica stessa dei ghiacciai.

Il secondo momento, da metà a fine '800, è segnato da dispute nate da osservazioni parziali e interpretazioni erranee con le quali si costruirono teorie complicate, povere di verità scientifiche. Il tutto è poi ingigantito dalle figure coinvolte, la fama di taluni scienziati è fattore di garanzia.

Il terzo momento, inizi '900, è infine caratterizzato da lavori di analisi puntuale senza produrre teorie generali. Grazie anche alla nuova cartografia IGM (1888) si cominciano ad analizzare in dettaglio le morfologie del territorio (terrazzi e morene); si cominciano a riconoscere varie glaciazioni e vari archi morenici al loro interno.

BREISLAK (1822), per primo, cita il gran numero di massi erratici o trovanti che coprivano tutto il territorio della Brianza e attribuisce il loro trasporto a correnti d'acqua. Contemporaneamente con la nascita della teoria glaciale inizia tutta la disputa sulla sua validità, destinata a esaurirsi solo alla fine del secolo. COLLEGNO (1844, 1845, 1847), contrario alla teoria glaciale, ritiene che i massi erratici siano stati trasportati da grandi correnti d'acqua discendenti dalle cime delle Alpi, originate da improvvisa fusione di ghiacci e neve che nel Pliocene coprivano le Alpi. Nel 1850 la teoria delle correnti viene ottimamente confutata da MARTINS & GASTALDI. VILLA A. & VILLA G.B. (1844) abbracciano subito la teoria glaciale, mentre altri autori come OMBONI (1855, 1856) non prendono posizione ritenendo valide entrambe a seconda delle situazioni. Solo nel 1860 OMBONI accetta pienamente la teoria glaciale. Il 1861 segna la fine della disputa sulla teoria glaciale; DE MORTILLET (1861) ritiene che il ghiacciaio dell'Adda formasse un vasto semicerchio esteso da Mendrisio a Lecco fino a N del Parco di Monza. Distingue le alluvioni antiche (posteriori e conseguenza del sollevamento delle Alpi), i depositi glaciali e le alluvioni recenti. Da osservazioni fatte nella galleria ferroviaria presso Cucciago e in affioramenti presso Solzago (fraz. di Tavernerio) e Paderno d'Adda (nel limitrofo Foglio 097-Vimercate), ritiene che i depositi glaciali siano posteriori alle alluvioni antiche.

All'origine dei laghi prealpini, cui è legata anche la posizione stratigrafica del Ceppo, si interessano DESOR (1860), LOMBARDINI (1861), RAMSAY (1862), BALL (1863), STOPPANI (1866-67) e SACCO (1885).

Il ritrovamento nel 1874, da parte di SPREAFICO, di conchiglie fossili marine nel terreno erratico presso Fino (in realtà Cassina Rizzardi), fornisce lo spunto a STOPPANI di formulare la teoria del “Mare Glaciale”. La sua teoria afferma la contemporaneità tra il mare Pliocenico e i ghiacciai, che perlopiù avevano le loro fronti in mare. Ovviamente per spiegare la presenza di molluschi di clima caldo contemporaneamente ai ghiacciai STOPPANI deve ammettere “*che il clima dell'epoca glaciale fu un clima decisamente più dolce del clima attuale*”. Le critiche alla teoria di STOPPANI non tardano ad arrivare; già nel 1875 GASTALDI si chiede come una fauna di mare caldo avrebbe potuto vivere in prossimità della foce dei torrenti glaciali con acqua dolce fredda e ricca di limo.

Gli oppositori alla teoria del “Mare Glaciale” sostengono che i fossili marini (principalmente rotti e mal conservati a differenza di quanto afferma STOPPANI) ritrovati a Cassina Rizzardi derivano dall'erosione di depositi pliocenici precedenti, poi trasportati dal ghiacciaio. La controversia tra oppositori e sostenitori della teoria di STOPPANI occupa la scena scientifica fin quasi alla fine del secolo con SACCO (1893) che chiude la polemica dei fossili di Cassina Rizzardi.

In questo studio sull'Anfiteatro di Como, SACCO (1893) affronta, per la prima volta in maniera sistematica, la descrizione di varie unità: Villafranchiano, che comprende il ceppo, e Quaternario diviso in Sahariano, che comprende il Diluvium e il Morenico, e Terraziano. Il Diluvium corrisponde, per SACCO, al ferretto.

L'inizio del rilevamento della Carta Geologica d'Italia impone delle suddivisioni generali applicabili ad ambiti territoriali diversi. È in quest'ottica che STELLA (1895) compie un primo tentativo di suddividere tutti i terreni Quaternari della Valle del Po, riconoscendo l'Alluvium (Quaternario recente), che comprende il Diluvium recente, il Morenico e i conglomerati diluviali recenti, e il Diluvium (Quaternario antico) che comprende il Diluvium antico e i conglomerati diluviali antichi.

TARAMELLI (1903) compie una sintesi sulla geologia sposando i concetti di STELLA.

In pratica SACCO, STELLA e TARAMELLI riconoscono da due a tre glaciazioni diverse separate da interglaciali, ma non giungono, a causa di retaggi culturali e di un'insufficiente visione d'insieme del problema, a comprendere l'importanza delle loro suddivisioni e a inquadrarle in un modello organico come faranno invece gli autori stranieri, in particolare PENCK & BRÜCKNER, liberi da polemiche passate e con una mentalità scientifica più aperta.

1.2 - CONOSCENZE POSTERIORI AL 1909

Il 1909 segna la prima importante svolta nell'approccio allo studio dei depositi glaciali; il merito dei due autori austriaci PENCK e BRÜCKNER è di aver formulato una teoria di correlazione delle glaciazioni valida in tutto l'arco alpino, permettendo di riconoscere e datare le forme e soprattutto di correlarle con altre zone. Lo schema adottato si è rivelato talmente pratico e di facile utilizzo, pur basandosi su principi errati, che è stato universalmente accettato e utilizzato fin quasi ai giorni nostri.

Gli autori riconoscono quattro glaciazioni denominate, dalla più recente, Würm, Riss, Mindel e Günz separate da tre interglaciali denominati: Riss-Würm, Mindel-Riss, Günz-Mindel.

I primi lavori pubblicati da autori italiani sono rivolti ad adattare i vecchi studi allo schema di PENCK & BRÜCKNER (VANNI, 1933; SACCO, 1936) e solo verso la fine degli anni trenta ricominciano a essere pubblicate ricerche dettagliate ed originali su tutto il Quaternario lombardo e comasco.

NANGERONI (1940) riconosce i depositi delle quattro glaciazioni classiche di PENCK & BRÜCKNER e dei rispettivi interglaciali. I concetti di NANGERONI influenzeranno tutti gli autori seguenti. Egli distingue:

I glaciazione (Günz): costituita da morenico fangoso sottostante al ceppo;

I interglaciale: costituito dal ceppo;

II glaciazione (Mindel): costituita dal ferretto;

II interglaciale: costituito da terrazzi del Diluvium medium;

III Glaciazione (Riss): costituita dalle cerchie moreniche più esterne;

III interglaciale;

IV Glaciazione (Würm).

Il territorio del Foglio 096-Seregno è stato poi oggetto di studio da parte di RIVA (1949, 1953, 1957) che nell'ultimo lavoro pubblica la Carta geologica degli anfitratti morenici a S del Lario e le pianure diluviali tra Adda e Olona. Il modello, pur con qualche variazione, ricalca quello di NANGERONI. Con RIVA il quadro stratigrafico sembra completo e la sua carta viene considerata come la carta definitiva della zona, tanto che molto spesso si fa ancora riferimento alla sua opera. Tuttavia dieci anni dopo, con il progredire delle conoscenze in campo geologico, si fa strada una visione leggermente diversa dell'analisi del quaternario, che porterà sul finire degli anni '80 al secondo radicale cambiamento dello studio dei depositi glaciali prealpini e pedemontani.

Nel 1968 UGOLINI & OROMBELLI iniziano ad analizzare i depositi tra Adda e Olona da un punto di vista pedologico. Nel 1987 BINI affronta il

problema del rilevamento del Quaternario da un punto di vista differente abbandonando il modello delle quattro glaciazioni di PENCK e BRÜCKNER. Viene effettuato per la prima volta un rilevamento di dettaglio suddividendo i corpi sedimentari in “complessi glaciali”, seguendo il modello americano dei “*Drifts*”.

I complessi glaciali sono riconosciuti per le caratteristiche dei profili di alterazione, presenza di *loess*, cementazione e morfologia. Nell’anfiteatro di Como, settore occidentale, BINI riconosce i Complessi Glaciali di Cantù, di Muselle e della Specola. Con gli anni viene proseguito il lavoro di rilevamento degli anfiteatri morenici lombardi. Ai complessi glaciali vengono sostituite le Alloformazioni e risulta sempre più evidente l’impossibilità di correlare direttamente depositi appartenenti ad anfiteatri differenti. Le espansioni glaciali riconosciute non sono più le quattro del modello classico ma aumentano fino a tredici.

Infine BINI & ZUCCOLI (1999) sottolineano come sia preferibile abbandonare il termine ferretto. Questo nome, che per oltre cento anni è stato uno dei punti cardine della geologia dell’alta pianura, in realtà non è univoco e con esso vengono indicati depositi di natura e significati diversi, che hanno una propria identità e che devono essere distinti in una moderna visione del territorio.

2. - CONOSCENZE RIGUARDANTI IL SUBSTRATO

Il substrato roccioso è esposto nella parte settentrionale del foglio, in affioramenti discontinui emergenti dalla copertura di Quaternario continentale, spesso non organizzati in successioni stratigrafiche complete, messi in luce a partire dalla prima metà dell’800 ma fissati in carta in modo organico solo nella prima edizione del Foglio 32 Como alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1937).

2.1 - GLI STUDI PIONIERISTICI FINO AL FOGLIO COMO E L’INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO GENERALE

È da considerare senza dubbio pionieristico il lavoro di BREISLAK (1822) che, nella descrizione geologica dei “monti della Brianza”, cita per primo affioramenti di arenarie e “pudinghe”, *molere*, (Viganò, Perego, Romanò, Arlate, Montevicchia) che costituiranno un riferimento per le successive ricostruzioni stratigrafiche. Lo stesso BREISLAK, comunque, ne propone l’inquadramento in gruppi di terreni secondari superiori e inferiori. Solo pochi anni più tardi, sempre in

riferimento alla Brianza, i fratelli A. e G.B. VILLA (1844) arrivano a introdurre per il Cretacico un quadro stratigrafico basato sulla successione di tre unità rocciose: i gruppi di Vigandò o superiore, di Brenno (Breno) e Sirone o medio, di Rogeno o inferiore. Brenno, Sirone e Rogeno, opportunamente rivisitati, costituiscono ancora adesso dei punti fermi nella nomenclatura stratigrafica delle colline pedealpine lombarde. Nella carta geologica allegata al loro lavoro, i fratelli VILLA mappano separatamente i gruppi di Sirone e di Brenno e parlano in modo specifico di puddinga a “rudisti” per il primo e di calcare marnoso per il secondo. In particolare nel calcare marnoso della collina di Brenno segnalano abbondanti resti fossili quali: *Belemnitella mucronata* (Schlotheim), *Inoceramus problematicus* d’Orbigny, *Ammonites rothomagensis* d’Orb., *Trigonia* sp., *Zoophycos villae* Massalongo.

Nel 1877 CURIONI, attribuendo più un riferimento topografico che un significato stratigrafico alle suddivisioni dei fratelli VILLA, distingue a sua volta il Cretacico in: Creta superiore (Creta bianca) con calcari marnosi a inocerami e arenarie micacee; Creta media (Creta cloritica) con arenarie, calcari psammitici e conglomerati ippuritici; Creta inferiore (Grès verde) con marne variegata.

Ancora nell’800, l’avvallo del significato stratigrafico degli affioramenti di Brenno e Sirone viene ribadito da diversi Autori: VARISCO (1881), MARIANI (1899), DE ALESSANDRI (1899), in particolare.

DE ALESSANDRI tratta in modo specifico i depositi cretaco-eocenici della Lombardia fissandone peraltro la distribuzione in due carte geologiche alla scala 1:100.000. Nel Cretacico superiore definisce una precisa collocazione cronostatigrafica per i piani di Brenno e di Sirone attribuendoli rispettivamente al Campaniano ed al Santoniano, in riferimento ai reperti fossili di diverse località della Brianza. Per quanto riguarda l’Eocene definisce la “formazione eocenica lombarda” corrispondente all’attuale Formazione di Tabiago.

Come già ricordato la conoscenza geologica del substrato roccioso del Foglio 096-Seregno segna una svolta con la pubblicazione del Foglio 32 Como alla scala 1:100.000 in cui gli affioramenti, oltre che essere cartografati con relativa completezza, sono inseriti per la prima volta in un contesto stratigrafico unitario: dagli affioramenti estremo-meridionali delle successioni carbonatiche liassiche a quelli delle successioni terrigene cretaco-mioceniche. Si tratta di un contesto formato da unità cronostatigrafiche comprensive delle molteplici suddivisioni litostratigrafiche del Foglio 096-Seregno: con il Calcare di Domaro rientrante nel Liassico inferiore e medio, le diverse formazioni

cretaciche raggruppate nel Sopracretaceo inferiore (C², Piano di Sirone), le attuali formazioni di Tabiago e Cibrone indicate genericamente come Eocene (eo) ed infine le formazioni del Gruppo della Gonfolite indifferenziate nell'Oligocene (ol).

È indubbio che nel Foglio 32 Como vengano delineati i grandi raggruppamenti rocciosi la cui messa a punto si andrà definendo a partire dagli anni '50 del secolo scorso.

2.2 - GLI STUDI SULLA SUCCESSIONE CRETACICO-EOCENICA DAL DOPOGUERRA

Si deve a VENZO (1954) la prima sintesi moderna della stratigrafia del Cretacico-Eocene di un vasto territorio pedealpino comprendente l'intera Bergamasca e la Brianza orientale; con l'esecuzione di numerose sezioni geologiche regionali dirette Nord-Sud l'autore ricostruisce la geometria strutturale a pieghe sud-vergenti dell'intera successione. A VENZO si deve riconoscere il merito di avere fornito gli elementi per una prima analisi di bacino relativa al Cretacico. Pochi anni più tardi la scuola francese (AUBOUIN *et alii*, 1970) presenta una sintesi sul Cretacico delle Alpi Meridionali reinterpretandone i sedimenti alla luce delle nuove conoscenze sulle torbiditi come depositi di mare profondo. A questa sintesi contribuirono anche numerosi lavori di ricercatori italiani, i primi ad applicare i concetti di risedimentazione torbiditica e di sequenza di Bouma alle successioni cretaciche della Bergamasca (FERNANDEZ, 1962, 1963).

La storia degli studi sul Cretacico del Bacino Lombardo va soggetta ad una forte accelerazione per merito di un gruppo di monografie di sintesi edite dalle scuole italiana e svizzera: agli inizi degli anni '80 con GELATI *et alii* (1982), BICHSEL & HÄRING (1981); successivamente con BERSEZIO (1989, 1992), BERSEZIO & FORNACIARI (1987, 1988, 1989, 1994), BERSEZIO *et alii* (1990). Questi ultimi studiosi, in particolare, portano ad un sostanziale superamento degli schemi precedenti introducendo moderni concetti di stratigrafia fisica e analisi di facies che li portano ad interpretare le successioni in termini di sistemi deposizionali torbiditici, progradanti da NE verso SW, alimentati dalle Alpi centro-orientali.

Studi biostratigrafici moderni sul Paleogene del Foglio 096-Seregno possono essere fatti risalire a CITA (1955) che studiò i foraminiferi della formazione di Tabiago presso Merone e LANTERNO (1958) che si occupò invece del membro di Montorfano nella località-tipo e presso Bulciago. Di particolare interesse sono soprattutto le ricerche stratigrafiche, micropaleontologiche e sedimentologiche di KLEBOTH

(1982) concernenti l'evoluzione del Bacino Lombardo tra il Campaniano superiore e l'Eocene medio dalla Brianza alla Bergamasca occidentale. KLEBOTH documenta lo sviluppo verso l'alto dei flysch cretacici conferendo a Piano di Brenno e Formazione di Tabiago (quest'ultima di nuova introduzione) la collocazione stratigrafica loro attualmente riconosciuta; con prevalenti facies emipelagiche di Scaglia (cinerea e rossa) nel Piano di Brenno e predominanti depositi calcarei risedimentati nella Formazione di Tabiago (la "formazione eocenica lombarda" di DE ALESSANDRI, 1899). La ricca fauna a foraminiferi planctonici consente a KLEBOTH di attribuire il primo al Maastrichtiano e la seconda al Paleocene-Eocene medio. Segnalando il limite Cretacico-Terziario giusto al passaggio tra le due unità, l'autore riprende un argomento discusso in precedenza da CITA *et alii* (1968) e da PREMOLI SILVA & LUTERBACHER (1966).

Gli affioramenti eocenici del Foglio 096-Seregno e delle aree limitrofe sono oggetto di studi specifici, sicuramente esaustivi per la conoscenza di situazioni locali, ma pure di notevole significato per il completamento del quadro geologico regionale. Ci si riferisce alle analisi micropaleontologico-stratigrafiche di FRANCHINO & CAIRO (1985), alla segnalazione di livelli vulcanoclastici nella formazione di Cibrone da parte di GAVAZZI *et alii* (2003), allo studio delle associazioni a nannofossili calcarei di TREMOLADA *et alii* (2008). Questi ultimi, in particolare, analizzano la sezione di Tabiago definendone un'età compresa tra Maastrichtiano inferiore ed Eocene inferiore e riprendono il tema della transizione Cretacico-Paleogene segnalando in particolare la drastica diminuzione del tasso di sedimentazione, da 20 m/Ma a 10 m/Ma, al passaggio tra le formazioni di Brenno e Tabiago.

2.3 - GLI STUDI SULLA SUCCESSIONE OLIGO-MIOCENICA DAL DOPOGUERRA

La conoscenza delle formazioni oligo-mioceniche costituenti il Gruppo della Gonfolite Lombarda comincia a delinarsi in forma moderna a partire dagli anni '50 con i lavori di CONSONNI (1953), SANTINI (1956), CITA (1953, 1957), VILLA (1955) e FIORENTINI POTENZA (1957); con LONGO (1968) che inizia a precisare le relazioni stratigrafiche tra le diverse facies sedimentarie di quella complessa unità, tra le facies arenaceo-conglomeratiche e quelle pelitiche in particolare. Le analisi micropaleontologiche condotte sulle peliti e quelle sedimentologiche sulle facies terrigene più grossolane, con elementi clastici riconosciuti come direttamente provenienti dal massiccio granitico della Val Masino-Bregaglia, permetteranno di collocare il

Gruppo della Gonfolite nei modelli di conoide sottomarina profonda (GUNZENHAUSER, 1985). La sua articolazione in sequenze deposizionali separate da superfici di discontinuità porterà ad interpretarlo (GELATI *et alii*, 1988, 1991) come un cuneo clastico accumulato in un bacino orogenico in evoluzione al fronte di un sistema di *thrust* sud-vergenti sviluppato all'estremità occidentale dell'avanfossa padano-adriatica. Datazioni a nannofossili calcarei al Burdigaliano-Serravalliano di affioramenti della Brianza centrale ne documenterebbero uno stadio evolutivo più recente rispetto a quello riconosciuto nelle località-tipo tra Varese e Como (SCIUNNACH & TREMOLADA, 2004). Infine, rispetto al tradizionale collegamento tra le facies più grossolane del Gruppo della Gonfolite e il massiccio granitico di Val Masino-Bregaglia, CARRAPA & DI GIULIO (2001) - mediante l'analisi petrologica dei litotipi arenaceo-conglomeratici - ne confermano la relazione con i processi di esumazione ed erosione delle unità magmatico-metamorfiche delle Alpi Centrali.

2.4 - VERSO UNA SINTESI REGIONALE

L'intera successione terrigena cretaco-miocenica del Bacino Lombardo per BERSEZIO *et alii* (1993) si sviluppa in un contesto evolutivo unitario con sistemi torbiditici organizzati in due cunei clastici principali. Questi, rappresentando il riempimento di bacini sinorogenici, documenterebbero e daterebbero, al margine meridionale delle Alpi Meridionali, i principali episodi di sovrascorrimento coinvolgenti unità di basamento e di copertura. Si tratta del cuneo clastico cretaco, pre-Adamello, comprensivo dei sistemi torbiditici aptiano-campaniani, e di quello, sin e post-Adamello, del gruppo oligo-miocenico della Gonfolite. Per l'intervallo-tempo Maastrichtiano-Eocene i due cunei risultano separati da pelagiti in facies di Scaglia (formazione di Brenno) ed emipelagiti marnose (formazione di Cibrone) e da limitati accumuli di risedimenti a litoclasti e bioclasti calcarei (formazioni di Tabiago e Ternate) in genere provenienti dallo smantellamento della successione mesozoica delle Alpi Meridionali.

Il confronto tra i dati di superficie dell'area tra Varese e Como e quelli provenienti dalle perforazioni per ricerche d'idrocarburi nell'area padana occidentale porta DI GIULIO *et alii* (2001) a formulare un'articolata analisi di bacino per quanto riguarda l'intervallo Eocene medio-Miocene inferiore. In riferimento alle formazioni del Foglio 096-Seregno si evidenziano in particolare: l'incremento della sedimentazione terrigena fine nel Bartoniano, come alla transizione Tabiago-Cibrone; l'*input* di apporti vulcanoclastici tra Eocene medio e Chattiano inferiore,

espressi dalle arenite vulcanoclastiche della formazione di Cibrone; il brusco inizio, nel Chattiano, della sedimentazione terrigena grossolana della Gonfolite. Si tratta di eventi deposizionali che, nell'avanfossa sudalpina, registrerebbero una complessa interazione tra deformazioni tettoniche, variazioni climatiche e oscillazioni eustatiche in corso nella regione alpina.

BOZZA

III. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

Il Foglio 096-Seregno comprende gran parte dell'Anfiteatro morenico del Lario, edificato, durante le glaciazioni plioquaternarie, dal grande ghiacciaio dell'Adda. A ogni glaciazione il ghiacciaio aveva estensione differente, anche se, nelle linee generali, il suo andamento era sempre il medesimo. In considerazione di ciò e per il maggior numero di dati a disposizione si farà riferimento all'ultima glaciazione.

Durante l'ultima glaciazione non esisteva sulle Alpi un'unica calotta glaciale ma grandi ghiacciai vallivi (BINI *et alii* in stampa); uno di questi era il ghiacciaio dell'Adda proveniente dall'alta Valtellina e formato dalla coalescenza di più ghiacciai, i principali dei quali erano il ghiacciaio del Bernina proveniente dalla Valle di Poschiavo, il ghiacciaio dell'Oglio proveniente dall'Aprica, il ghiacciaio Bregaglia proveniente dalla Val Bregaglia ed Engadina e il ghiacciaio della Val San Giacomo (Fig. 1).

Questo grande ghiacciaio scendeva lungo la valle del Lago di Como e nella zona di centro lago si divideva in più lingue; una lingua percorreva la Valsassina, una lingua percorreva la Val Menaggio verso il Lago di Lugano, dove entrava in coalescenza con il ghiacciaio del Ticino, una lingua percorreva il ramo di Como del lago e una il ramo di Lecco. Queste ultime due lingue formavano, in area pedemontana, un

grande anfiteatro che durante alcune glaciazioni antiche (Glaciazione Bozzente) era unico, mentre durante le glaciazioni più recenti era diviso a formare quattro lobi, denominati da W verso E Lobo del Faloppio, Lobo di Como, Lobo della Brianza e Lobo di Lecco (Fig. 2).

Il Foglio 096-Seregno comprende marginalmente il Lobo del Faloppio, gran parte dei lobi di Como e della Brianza, mentre il Lobo di Lecco è compreso nel contiguo Foglio 097-Vimercate. Dalle morene terminali dei lobi dell'anfiteatro si dipartono grandi piane fluvioglaciali che contraddistinguono la parte meridionale dell'area studiata.

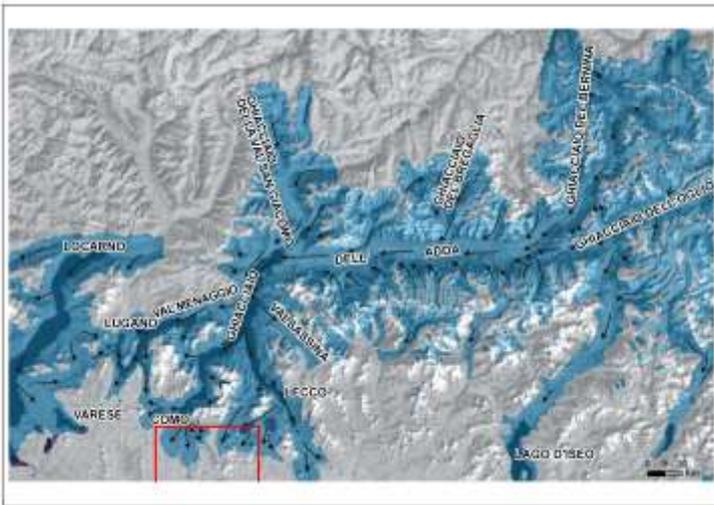


Fig. 1 – LGM-Ghiacciaio dell'Adda (in rosso il limite del Foglio 096- Seregno).

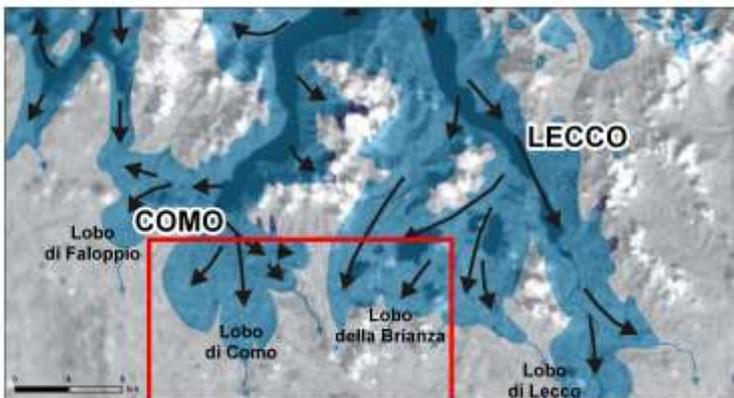


Fig. 2 – LGM-Ghiacciaio dell'Adda, dettaglio (in rosso il limite del Foglio 096-Seregno).

2. - SUBSTRATO ROCCIOSO

Il substrato roccioso limita i suoi affioramenti alla parte settentrionale e centrale del foglio. Si riconosce una successione di unità litostratigrafiche cretacico-mioceniche note dalla letteratura.

Nella parte nord-orientale (Brianza lecchese) la classica successione flyschoides della Bergamasca comprende successioni ritmiche arenaceo-marnose (arenaria di Sarnico, Flysch di Bergamo) alle quali si intercalano corpi grossolani (conglomerato di Sirone) e depositi legati a franamenti sinsedimentari di estensione bacinale (*Megabed* di Missaglia).

Muovendo verso S, tale successione è suturata da emipelagiti (formazione di Brenno e formazione di Tabiago in prevalente facies di "Scaglia"; formazione di Cibrone), che presentano ancora intercalazioni di cunei clastici grossolani (membro di Montorfano della formazione di Tabiago) e, verso la sommità, di sottili letti piroclastici. L'intera successione, la cui età si estende complessivamente dal Coniaciano all'Eocene Medio (Zone P11-NP15), accompagna una fase di strutturazione precoce dell'orogene alpino. Nella parte nord-occidentale dell'area del foglio affiora invece il Gruppo della Gonfolite Lombarda (Oligocene Sup. – Serravalliano), che rappresenta un imponente apparato clastico marino (conglomerati di Como e Lucino, peliti di Prestino, arenaria della Val Grande) deposto durante una fase di intenso smantellamento della catena Alpina in sollevamento. Vale la pena di sottolineare che l'attribuzione biostratigrafica al Miocene Medio (Langhiano-Serravalliano) dei termini sommitali della Gonfolite è stata verificata nel settore centrale del foglio e confermata per il settore nord-occidentale. Il substrato carbonatico mesozoico (Gruppo del Medolo) trova esigue esposizioni all'estremità settentrionale del foglio, tra Albavilla e Tavernerio.

3. - GEOLOGIA DEL SOTTOSUOLO

3.1 - INTRODUZIONE

Alla fine del Miocene si esaurì la strutturazione alpina del margine Sudalpino e dei depositi dell'avanfossa oligo-miocenica, rappresentati dal Gruppo della Gonfolite Lombarda. Il fronte della risultante catena a pieghe e faglie fu progressivamente ammantato da sedimenti continentali e marini di età messiniana, pliocenica e pleistocenica, tanto

che la maggior parte della Gonfolite Lombarda risulta sepolta e può essere descritta solo attraverso metodi di prospezione geofisica o le poche perforazioni profonde effettuate, nella seconda metà del XX Secolo, dal Gruppo ENI. Meno significative, al riguardo, le pur numerose informazioni ottenute da pozzi ad uso idropotabile e sondaggi censiti nella Banca Dati Geologica di Sottosuolo (BDGS) di Regione Lombardia (Fig. 3).

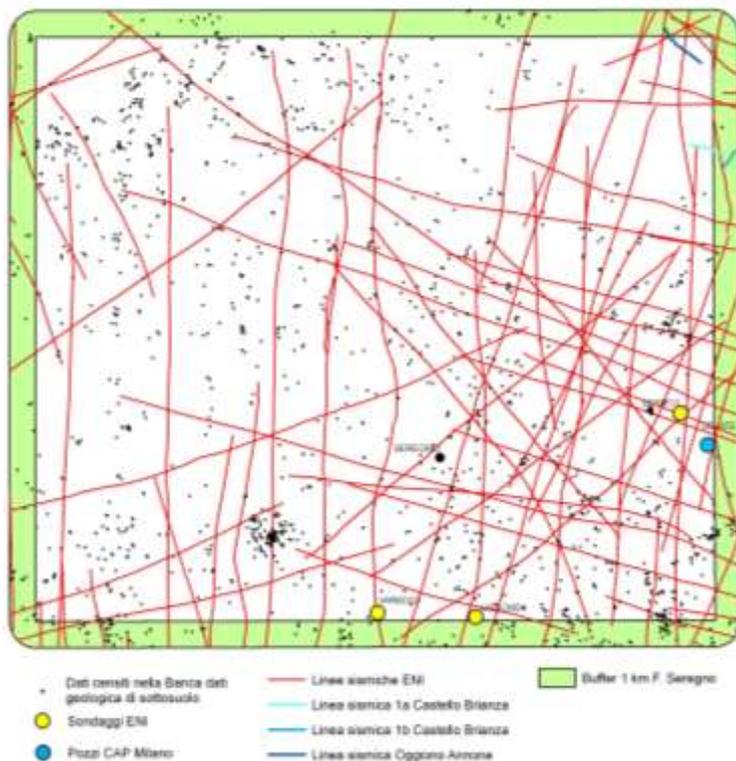


Fig. 3 – Mappa d'inquadramento dei dati di sottosuolo considerati nel presente capitolo.

3.2 - SUBSTRATO ROCCIOSO DELL'AVANFOSSA MIOCENICA

Il Gruppo della Gonfolite Lombarda rappresenta il riempimento dell'avanfossa oligo-miocenica, a sua volta strutturata in un substrato sedimentario di età paleogenica e mesozoica. La geometria profonda di tutte queste unità è stata interpretata da C. CARCANO e S. ROGLEDI, sulla base di profili sismici a rifrazione eseguiti da ENI, lungo una sezione composita che corre radente al margine orientale del foglio, passando

per i sondaggi Gerola 1, Cernusco 1 e Segrate 1 (Fig. 4). La sezione mostra chiaramente l'importanza della tettonica fragile a componente sud-vergente, che si manifesta in un importante accavallamento della successione cretacico-eocenica sui depositi deformati della Gonfolite Lombarda la cui *master thrust fault* si posiziona a una latitudine compresa tra gli abitati di Veduggio e Renate. La struttura “a fiore” che si sviluppa nella successione mesozoica al letto della *master thrust fault*, oltre a suggerire una componente trascorrente per il suddetto *thrust*, sembra rappresentare un discrimine paleogeografico tra un settore settentrionale, dove le unità marnose in facies di Scaglia poggiano sul prisma clastico dei flysch cretacici, e uno meridionale dove le facies di Scaglia si sviluppano con continuità a partire dal tetto della Maiolica. L'attività tettonica rilevabile dalla dislocazione dei principali *marker stratigrafici* si esaurisce tra la deposizione delle Ghiaie di Sergnano (Messiniano) e il soprastante *onlap* del Pliocene marino.

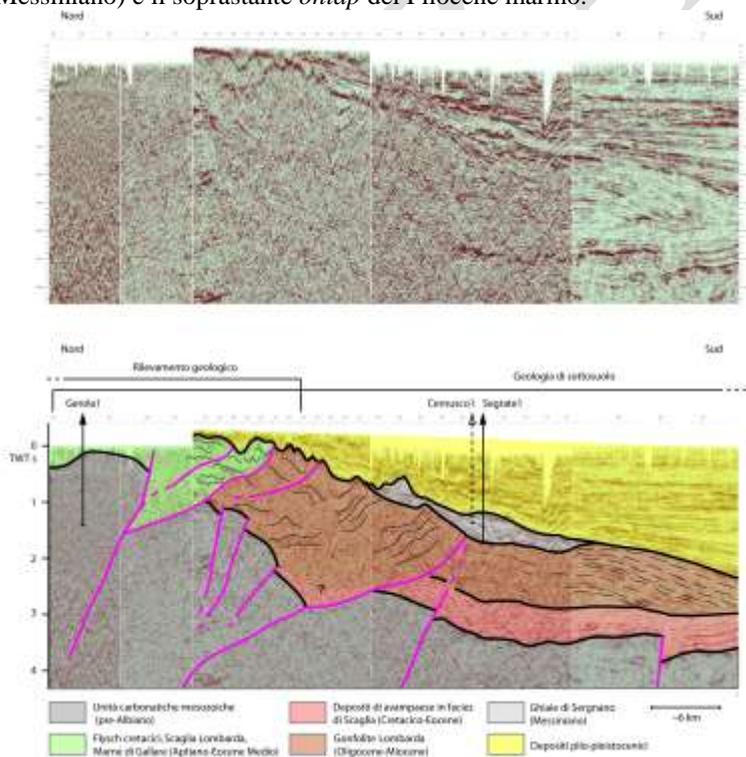


Fig. 4 - Sezione sismica esemplificativa dello stile strutturale presente nel settore orientale del Foglio 096-Seregno (per gentile concessione di ENI).

BOZZA

IV. CARATTERI GEOMORFOLOGICI

1. - INTRODUZIONE

Il territorio del Foglio 096-Seregno è localizzato al margine meridionale delle Prealpi lombarde interessate, tra l'Oligocene e il Messiniano, da attività deformativa che ha determinato un sistema di pieghe, faglie e sovrascorrimenti. Le strutture a pieghe che interessano le unità cretache presenti nel settore nord-orientale del foglio si riflettono sulla morfologia dell'area con una successione di colline allungate NW-SE, la cui presenza e disposizione hanno spesso condizionato la dinamica dei ghiacciai nelle fasi di ritiro. Le morene risultano spesso edificate sulle pieghe mantenendone la stessa direzione.

Questa zona è separata dalle Prealpi da una depressione strutturale allungata NE-SW che si estende nel sottosuolo fino all'altezza di Montorfano; attualmente sull'asse della depressione sono presenti i laghi di Alserio, Pusiano e Annone. Lungo la depressione sono evidenti attività di neotettonica: sul versante NE della collina di Monguzzo, più ripido rispetto al versante S, come ad indicare una scarpata di faglia, sedimenti (sabbie di Ponte Nuovo) dello Zancleano - Piacenziano sono sollevati a circa 300 metri di quota; evidenze si hanno anche in alcuni tratti del Cosia (OROMBELLI, 1976) e nel contiguo Foglio 075-Como

dove affiorano depositi glaciali verosimilmente pliocenici interessati da faglie inverse (OROMBELLI, 1976; ZANCHI *et alii*, 1997).

Il settore nord-occidentale del foglio, in cui affiora il Gruppo della Gonfolite, è invece caratterizzato dalla presenza di colline arrotondate, la cui morfologia è il risultato dell'alterazione iniziata nel Messiniano e proseguita fino al Pliocene. Il passaggio dei ghiacciai ha asportato quasi completamente le alteriti formate, lasciandole visibili solo localmente, come a Malnate nei contigui Fogli 095-Busto Arsizio e 074-Varese (CORSELLI *et alii*, 1985).

Le colline, nel territorio compreso tra Como, Grandate e Capiago, formano un arco di circonferenza con versante nord-orientale molto ripido; questa disposizione è l'espressione morfologica del Retroscorrimento del M. Olimpino che ha interessato il Gruppo della Gonfolite. L'arco delimita in parte, verso W, il prolungamento della depressione strutturale citata in precedenza. Le colline sono inoltre tra loro separate da un sistema di paleovalli formatesi, in tempi diversi, quando l'Adda percorreva la valle ora occupata dal ramo di Como del Lario, che potrebbe indicare attività recente del sovrascorrimento.

L'influenza che l'assetto strutturale del substrato ha sui caratteri geomorfologici del territorio si manifesta solo nella parte più settentrionale del foglio perché più prossima al margine prealpino; nel resto del territorio i caratteri morfologici predominanti sono legati invece ai depositi glaciali.

Lo sguardo d'insieme dell'ambito in studio permette di distinguere quattro aree principali: due aree, una a W e una a E del foglio, con presenza di morene disposte a formare ampi semicerchi denominati Lobo di Como e Lobo della Brianza, un'area meridionale caratterizzata dalla presenza di ampie piane fluvioglaciali e un'area centrale con morene allungate N-S e piane fluvioglaciali.

1.1 - LOBO DI COMO

Il Lobo di Como è caratterizzato, nella sua parte più recente a partire dal sintema della Specola, da morene ad andamento semicircolare, separate le une dalle altre da piane fluvioglaciali ad identica disposizione. La morfologia assunta dalle morene è ben riconoscibile tra Senna Comasco e Figino Serenza, mentre diviene più articolata spostandosi verso W dove il fitto reticolo di piane fluvioglaciali ha smantellato e frammentato le morene, dando origine a quattro importanti valli; da E verso W: Valle del Seveso, Valle tra S. Michele e Cermenate, Valle della Lura e Valle tra Cirimido e Lomazzo.

La Valle del Seveso costituisce il principale scaricatore del ghiacciaio del ramo di Como del Lario e si è formata durante le prime glaciazioni che hanno interessato il territorio, mentre è stata più volte riempita di sedimenti e reincisa durante le glaciazioni più recenti.

Il percorso della Valle del Seveso, da N a S, è divisibile in tre settori:

- un settore settentrionale, comprendente l'ampia piana tra Grandate e Luisago, costituita dal *sandur* del Ghiacciaio della Cà Morta;

- un settore centrale in cui la valle, incisa nei conglomerati del ceppo di Portichetto, si presenta a *canyon* (ben visibile tra Abbadia e Cucciago) profondo circa 100 metri, largo (alla base) circa 150 metri e con versanti subverticali; nella parte centrale della Valle del Seveso confluisce la valle ora occupata dal Rio Acquanegra, che ha origine dalla cosiddetta "soglia di Camerlata". La Valle dell'Acquanegra, ampia in proporzione alle attuali portate del torrente, rappresenta lo scaricatore del Lago di Como quando questo, durante il ritiro dell'ultima glaciazione, aveva un livello delle acque superiore di 70 metri rispetto agli attuali 200 m s.l.m., livello dettato proprio dalla quota della soglia di Camerlata. In corrispondenza della dorsale di Baraggia la Valle dell'Acquanegra assume un andamento meandriforme; questa dorsale non è però una barra di meandro ma una morena-delta formatasi quando, nelle fasi di ritiro del ghiacciaio, l'area era occupata da un grande lago; testimonianze di questo lago sono visibili nei ripiani di Navedano a S e del nuovo carcere di Como a N, dove affiorano (BINI, 1987; BERSEZIO *et alii*, 1999) depositi limosi laminati (Fornace del Gaggio, Torbiera del Bassone);

- un settore meridionale, posto a S di Carimate, caratterizzato da un'ampia valle larga circa 2,5 km che taglia la continuità del pianalto di Meda e delle Groane, portandosi verso S fino al margine del foglio.

La Valle tra S. Michele e Cermenate drenava invece le acque di uno scaricatore minore del ghiacciaio, sicuramente attivo durante le glaciazioni Binago e Besnate. La morfologia attuale della valle è data da un solco poco inciso, bordato da ampi terrazzi, che perde di evidenza a S di Misinto.

La Valle della Lura rappresenta il principale scaricatore del Lobo del Faloppio, solo marginalmente rientrante nel Foglio 096-Seregno. La conformazione del lobo stesso suggerisce che lo scaricatore glaciale doveva avere notevoli portate solo nella fase di massima avanzata dell'ultima glaciazione e durante alcune fasi di ritiro delle glaciazioni precedenti; in tempi diversi il drenaggio del Lobo del Faloppio era sottoglaciale verso N.

Tra Bulgarograsso e Lomazzo, la Valle della Lura, incisa nei conglomerati del ceppo di Portichetto e della Bevera (eteropici lungo la Lura), si presenta a *canyon* profondo circa 30-40 metri e con larghezza non superiore a 500 metri. A S di Lomazzo, pur essendo incisa, la Valle della Lura non è più a *canyon* ma è occupata da una sequenza di ampi terrazzi fluvio-glaciali.

La valle tra Cirimido e Lomazzo drenava un intricato sistema di piccole valli fluvio-glaciali attive durante gli episodi Binago e Besnate-Guanzate; il suo *sandur* si perde tra i terrazzi della Lura, ciò fa pensare che si trattasse di uno scaricatore glaciale minore con limitate portate.

La presenza di dorsali in roccia nel settore nord-orientale del Lobo di Como ha fatto sì che il ghiacciaio si dividesse in due sublobi, di Montorfano e di Albese.

I sublobi sono caratterizzati da una serie di depressioni poste tra una morena e l'altra, formatesi durante le fasi di ritiro dell'ultima glaciazione; queste depressioni erano tutte occupate da laghi ora completamente interrati ad esclusione del Lago di Montorfano. Le attuali valli del Robbia, del Terrò, di Brenna e della val Sorda costituivano i principali scaricatori glaciali dei sublobi di Montorfano e Albese; questi scaricatori, uniti in un'unica valle all'altezza di Cabiato, confluiscono nella Valle del Seveso. Come per le valli descritte in precedenza, anche queste presentano la parte centrale del proprio percorso a *canyon* molto stretto con profondità di circa 30 metri (Valle di Brenna).

1.2 - LOBO DELLA BRIANZA

Il Lobo della Brianza è stato formato dalla lingua glaciale proveniente dal ramo di Lecco del Lario che trasfluiva in territorio brianteo attraverso la sella di Valmadrera (220 m s.l.m.), da Pianrancio (970 m s.l.m.), dal Ghisallo (800 m s.l.m.), dai Piani di Crezzo (800 m s.l.m.) e dalla Valbrona (500 m s.l.m.) scendendo lungo la Valle del Lambro. Le differenze di quota delle confluenze facevano sì che il ghiacciaio che scendeva dalla Valle del Lambro fosse di dimensioni minori (ghiacciaio sottoalimentato) rispetto a quello che scendeva dalla Valmadrera.

Il Lobo della Brianza è formato, soprattutto nella parte sud-orientale (Morena di Monticello), da grandi morene disposte a semicerchio, tagliate da una serie di scaricatori glaciali: tra Beldosso e Besana Brianza, Valle del Lambro e Valle di Fabbrica Durini.

Il settore di NE del Lobo della Brianza è caratterizzato da pochi archi morenici ma da estese piane lacustri marginoglaciali e proglaciali

drenate dai vari torrenti Bevera. I depositi lacustri presenti tra Briosco e Inverigo sono causa di frane di scivolamento e sono stati oggetto in passato di attività estrattiva nell'industria dei laterizi.

Gli scaricatori presenti tra Beldosso e Fabbrica Durini, attivi durante la fase Besnate-Cadorago, formano valli a fondo subpianeggiante, con versanti ripidi ma brevi e ampie non più di 200 metri che tagliano verso S le morene più antiche.

Il Lambro, che ha origine nel Triangolo Lariano presso Pianrancio (Foglio 075-Como), forma tra gli abitati di Erba e Merone un ampio delta-conoide; questo si è formato al ritiro del ghiacciaio Cantù quando i laghi di Alserio e Pusiano erano uniti, molto più vasti e profondi degli attuali. Il Lambro si apre la strada tra vari cordoni morenici, piane lacustri e dossi in substrato, attraversando tutto il Lobo della Brianza. Tra Inverigo e Sovico la Valle del Lambro si presenta profondamente scavata, incidendo i conglomerati del ceppo di Inverigo e il substrato roccioso; presso Agliate il *canyon* del Lambro ha una profondità di circa 50 metri e una ampiezza di 150-200 metri.

Nel tratto a *canyon* la Valle del Lambro riceve da NE diversi affluenti che costituivano gli scaricatori glaciali attivi durante le glaciazioni Besnate e Binago; questi incidono profondamente le unità più antiche del Lobo della Brianza (sintema della Specola, supersintema del Bozzente), raccordandosi poi con il fondovalle del Lambro. Al margine SE del Foglio 096-Seregno la Valle del Lambro si allarga ed è occupata da una serie di terrazzi fluvio-glaciali.

La valle di Fabbrica Durini, affluente della Val Sorda, drenava un sistema di laghi marginoglaciali, presenti nei pressi di Anzano del Parco, formati nelle fasi di ritiro dei ghiacciai.

Tutti gli scaricatori glaciali che attraversano in senso N-S il Foglio 096-Seregno presentano un tratto del loro percorso profondamente inciso che corrisponde ad una fascia che tra Bulgarograsso e Brenna ha andamento E-W e da Brenna a Sovico ha andamento NW-SE. Lungo questa fascia affiorano le unità conglomeratiche (ceppi) che rappresentano le unità continentali più antiche del territorio; poiché i ceppi si trovano a quote superiori rispetto alle aree circostanti, costituendo una monoclinale immersa verso S, indicano che la fascia settentrionale dell'area del foglio ha subito un sollevamento verso N dovuto ad attività tettonica recente o al sollevamento isostatico della catena alpina. In località Portichetto il ceppo di Portichetto, unità più bassa della successione, a contatto con il substrato, forma una collina rilevata rispetto alle unità più recenti, indice pertanto di sollevamento.

Le aree poste all'esterno delle morene morfologicamente più evidenti dei lobi di Como e della Brianza sono costituite da depositi dalle glaciazioni più antiche riconosciute nel territorio (sintema della Specola, supersintema del Bozzente). Queste aree sono caratterizzate da litotipi particolarmente alterati con aumento nel contenuto di argilla e da potenti coperture loessiche. La marcata alterazione e le coperture loessiche hanno provocato uno “sgonfiamento” e addolcimento delle originali morfologie a creste moreniche, dando origine a ripiani suborizzontali o debolmente inclinati, rilevati rispetto alle piane circostanti, che in Lombardia prendono il nome di Pianalti (Pianalto delle Groane, Pianalto di Meda, Pianalto di Brenna). I pianalti sono attualmente ridotti a lembi isolati a causa dei processi erosivi apportati dagli scaricatori glaciali in epoche successive.

La superficie dei pianalti era ricoperta da una spessa copertura loessica che per l'intensa attività estrattiva, che ha interessato in passato l'alto milanese nella produzione di mattoni, è stata quasi completamente asportata e ridotta a spessori di 2-3 metri. Nel pianalto ubicato ad W del Ticino in Piemonte, lontano dalle grandi città dove la richiesta di mattoni era maggiore, la copertura loessica raggiunge i 20 metri di spessore.

L'idrografia dei pianalti è caratterizzata da corsi d'acqua ad andamento parallelo che nella maggior parte dei casi è legata alla paleoidrografia che si è sviluppata negli spazi tra le morene e lungo gli antichi scaricatori glaciali (ZUCCOLI, 1997).

1.3 - SETTORE TRA IL LOBO DI COMO E IL LOBO DELLA BRIANZA

I lobi di Como e della Brianza, durante le glaciazioni più antiche erano uniti, mentre durante le glaciazioni più recenti i due lobi erano separati individuando un'area allungata N-S di ampiezza limitata posta al centro del foglio. Questo settore è occupato da resti di morene antiche e dai depositi fluviali e fluvioglaciali del Cosia che durante le glaciazioni non si dirigeva verso Como, come attualmente, ma verso S, costituendo una piana tra i due lobi ampia circa 1,5 km che tende a stringersi verso S fino a confluire nella Val Sorda-Valle di Brenna.

1.4 - SETTORE MERIDIONALE

Tutta l'area meridionale del foglio è occupata dai *sandur* dei ghiacciai che a partire dagli scaricatori sopra descritti, si aprono a ventaglio verso la pianura. In quest'area i depositi dell'ultima glaciazione sono poco estesi e interessano solo il fondovalle degli attuali fiumi.

1.5 - GEOMORFOLOGIA SEPOLTA

Alla fine del Miocene, durante il Messiniano, il disseccamento del Mar Mediterraneo ha causato l'approfondimento delle valli di tutti i fiumi tributari del bacino. Anche i fiumi sudalpini, come l'Adda, hanno scavato profonde valli che attualmente sono occupate dai laghi prealpini (FINCKH, 1978; FINCKH *et alii*, 1984; CITA *et alii*, 1990; CITA & CORSELLI, 1990; CORSELLI *et alii*, 1985; RIZZINI & DONDI, 1978, 1979; BINI *et alii*, 1978; BINI, 1986, 1994; BINI *et alii*, 2001; FELBER, 1993; FELBER *et alii*, 1994; FELBER & BINI, 1997). Nel caso dell'Adda, il fiume ha formato, in tempi diversi, due valli distinte, che sono ben individuabili in corrispondenza dei due rami del Lario, ma il cui decorso, verso S, deve essere ricostruito con metodi geofisici o con sondaggi. Questi ultimi servono a questo scopo solo in prossimità del margine prealpino, mentre i profili sismici a riflessione servono per tutto il resto del territorio. La carta della base del Pliocene del Foglio 096-Seregno (si veda anche la fogura 30) è stata realizzata da C. CARCANO e S. ROGLEDI sulla base delle linee sismiche messe a disposizione da ENI E&P. Alcuni profili sismici *ad hoc* sono stati eseguiti dalla Regione Lombardia allo stesso scopo, al margine NE del foglio (Fig. 3).

Durante il Messiniano il paesaggio del margine prealpino era caratterizzato da una morfologia a dossi arrotondati coperti da grandi spessori di suoli lateritici, che nell'area comasca hanno interessato tutte le rocce affioranti, in particolare il Gruppo della Gonfolite Lombarda, il calcare di Moltrasio e le formazioni cretacico-eoceniche (CORSELLI *et alii*, 1985; UGGERI, 1992; BINI *et alii*, 1994; FELBER *et alii*, 1994, BINI, 1997; TOGNINI, 1999; VIVIANI, 1997; ZUCCOLI, 1997). Nel Foglio 096-Seregno questa morfologia è deducibile dalla distribuzione del substrato roccioso affiorante nel settore settentrionale e dall'analisi delle stratigrafie dei pozzi per acqua (si veda la carta della base del Pliocene a margine della carta geologica); a W del foglio, nel sottosuolo, tra questi dossi, si osservano argille marine plioceniche che annegano parte di questa morfologia. L'Adda ha percorso alcune delle valli comprese tra i dossi sino a individuare due valli principali, che ha ovviamente percorso in tempi diversi. La più occidentale proviene dalla piana di Grandate e da valli tra dossi e si individua bene poco a N di Cantù, si amplia verso S e, al margine meridionale del foglio, devia decisamente verso W. La seconda valle è riconoscibile con le stratigrafie dei pozzi per acqua in corrispondenza del lago di Montorfano; ha un decorso diretto verso SE sino ad Alzate Brianza, dove devia verso S passando per Brenna, Giussano e Carate Brianza sino ad uscire dal margine inferiore del foglio. Questa seconda valle è meno visibile nella carta di base del

Pliocene a causa anche di alcuni effetti dovuti all'interpolazione operata dal programma, come alcune isoipse circolari al centro della valle. Le due valli sono separate da un'ampia e articolata dorsale.

Più complessa è l'individuazione della valle proveniente dal ramo di Lecco. Nel Foglio 096-Seregno, la carta della base del Pliocene indica che a NE il substrato sale costantemente senza alcuna incisione valliva. Una valle sepolta è stata individuata tra Valmadrera e Rovagnate al confine con i contigui fogli Vimercate e Lecco, grazie a una serie di sondaggi realizzati all'imbocco meridionale del traforo del M. Barro (Fig. 5) e ai suddetti profili sismici realizzati nell'ambito del Progetto CARG-Lombardia (Fig. 6a,b).

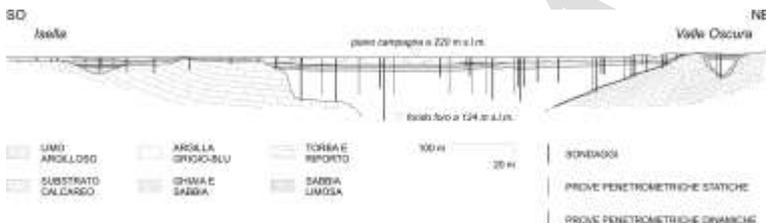


Fig. 5 – Ricostruzione della morfologia sepolta del substrato roccioso all'imbocco SW del traforo del M. Barro (cortesia E. DE MARON). Nessuna esagerazione verticale.

1.6 - PROSPEZIONI GEOFISICHE SULLE PALEOVALLI SEPOLTE

I dati acquisiti nell'alta Brianza lecchese, in prossimità dell'angolo di NE del Foglio (Fig. 3), sono di buona qualità e mostrano un buon rapporto tra segnale e rumore. I risultati del processamento offrono informazioni sulle geometrie sepolte fino a 500 millisecondi in tempi doppi (TWT). I dati sono stati processati sia in riflessione, sia in rifrazione.

La linea sismica 1a-Castello Brianza mostra una chiara riflessione del substrato che immerge verso ESE, passando da circa 100 ms TWT a 450 ms (corrispondenti a 220–100 m s.l.m.).

La linea 1b-Castello Brianza mostra chiaramente due riflettori distinti (Fig. 6a): il primo a circa 130 ms TWT, il secondo - più evidente nella parte centrale della linea - con un minimo a circa 280 ms TWT (corrispondente a 150 m s.l.m.). Il primo riflettore ha una velocità media di 3,5 km/s, stimata dal processamento del segnale rifratto, che potrebbe essere interpretata come indicativa della presenza di conglomerati (depositi grossolani cementati). Nel riflettore più profondo, invece, si può riconoscere la sommità del substrato roccioso.

La linea 2, tra Oggiono e Annone, mostra una riflessione del substrato compresa tra 100 ms TWT a NW e 180 ms nella parte centrale della linea (corrispondente a circa 120 m s.l.m.). Verso SE, la linea è ancorata a un affioramento di substrato roccioso (arenaria di Sarnico di Poggio Stolegarda) dove effettivamente si evidenzia l'emersione del riflettore sepolto.

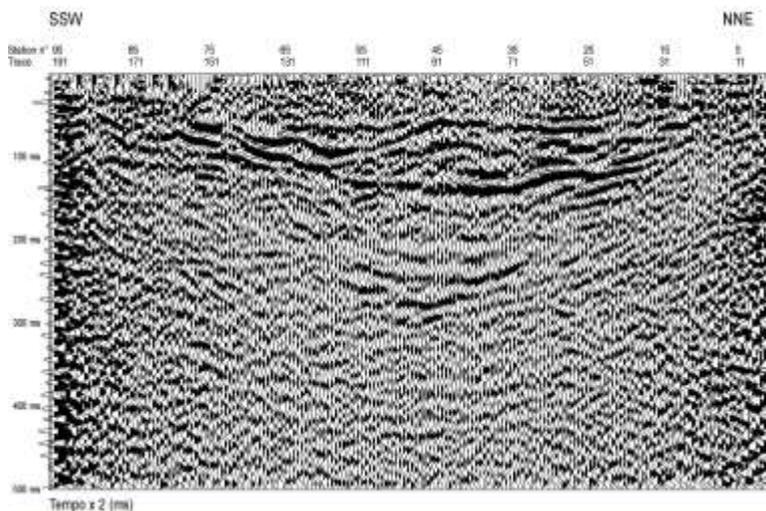


Fig. 6a - Profilo sismico a riflessione lungo la Linea 1b, che evidenzia un profilo paleovallico colmato da due corpi lenticolari sovrapposti.

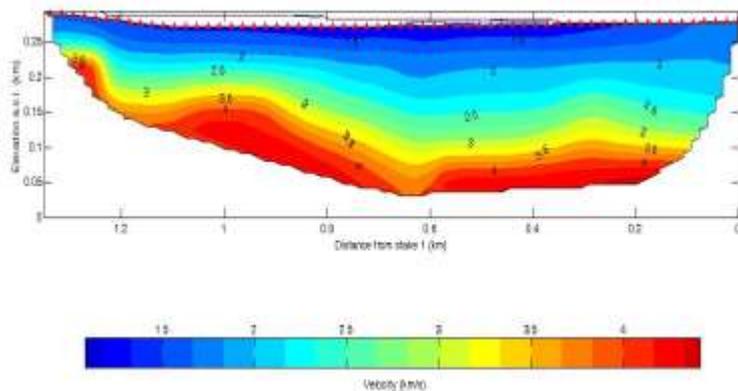


Fig. 6b – Risultati di un'elaborazione tomografica dei dati sismici (velocità in km/s)

Il modello finale, ottenuto dal processamento dei dati di rifrazione, ed eseguito avvalendosi dell'inversione tomografica, ha preso in

considerazione i primi 250 m di sottosuolo per la linea 1b e i primi 200 m per le altre due linee (Fig. 6b). I valori di velocità e le profondità ottenute confermano i risultati del processamento dei dati di riflessione.

BOZZA

V. STRATIGRAFIA

1. - SUCESSIONE SEDIMENTARIA DELLE ALPI MERIDIONALI

1.1 - GRUPPO DEL MEDOLO

1.1.1. - *Calccare di Domaro* (**DOM**)

Denominazione. Il Calccare di Domaro è una formazione geologica giurassica appartenente al Gruppo del Medolo affiorante diffusamente nelle Alpi Meridionali lombarde. Costituita da depositi pelagici selciferi, l'unità è nota per la sua ricca fauna ad ammoniti. La denominazione prende il nome dal Monte Domaro, in Val Trompia, dove questa unità fu originariamente studiata per il suo ricco contenuto fossilifero. La determinazione delle ammoniti permise a BONARELLI (1894) di istituire il sottopiano Domeriano. Studiata in seguito con moderni criteri stratigrafici, l'unità prese il nome di Calccare di Domaro in BONI *et alii* (1968) ed è stata formalizzata da SCHIROLI (2002).

Sinonimi. Nell'area del Foglio 096-Seregno, il Calccare di Domaro è stato precedentemente identificato come "Domeriano" nel Foglio 32 - Como alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1937) e coincide con parte del *Lombardischer Kieselkalk* di BERNOULLI (1964).

Area di affioramento. Il Calccare di Domaro affiora al limite N del

foglio, lungo il margine meridionale del Triangolo Lariano, tra Albavilla e Tavernerio.

Rapporti stratigrafici. I limiti non sono mai osservabili nell'ambito del Foglio 096-Seregno, ma, nelle aree adiacenti al foglio, l'unità poggia sul calcare di Moltrasio con limite transizionale e passa verso l'alto al calcare di Morbio (non affiorante nell'ambito del foglio) con limite netto.

Spessore. Lo spessore massimo del Calcare di Domaro non è valutabile nell'ambito del Foglio 096-Seregno. A causa dell'articolata fisiografia del bacino lombardo, che nel Giurassico si caratterizza per un'articolata sequenza di bacini separati da alti strutturali, lo spessore del Calcare di Domaro è variabile da 0 m, in condizioni di alto strutturale, fino a circa 350 m in aree depocentrali.

Litologia. Il Calcare di Domaro è costituito da due litozone, di cui solo la superiore è presente nel Foglio 096-Seregno. Tale litozona è costituita da una successione di calcilutiti e calcari marnosi selciferi di colore nocciola o grigio chiaro, organizzati in strati generalmente piano-paralleli e separati da interstrati marnoso-argillosi. La selce, di colore grigio o nocciola, si presenta in liste, più raramente in noduli. Gli interstrati sono costituiti da marne e marne pelitiche a stratificazione sottile, spesso amalgamata.

Età. In base alla biostratigrafia ad ammoniti ed a nannofossili calcarei, il Calcare di Domaro è attribuibile nell'area-tipo (Bacino Trumplino-Sebino) al Pliensbachiano (Carixiano sommitale-Domeriano)-Toarciano basale. Nel Foglio 096-Seregno non vi sono elementi paleontologici utili a precisare l'intervallo di tempo rappresentato nei limitati affioramenti disponibili.

1.2 - SUCCESSIONE CLASTICA CRETACICA DEL BACINO LOMBARDO

Sotto questa denominazione informale sono comprese diverse unità stratigrafiche databili al Cretacico, di origine prevalentemente torbiditica (flysch). Il termine è utile per identificare in modo collettivo una successione eterogenea di sedimenti terrigeni ed emipelagiti estesa tra il Varesotto occidentale e il Lago d'Iseo, con le aree di affioramento di gran lunga più continue e significative localizzate in Bergamasca. Nell'interpretazione qui proposta, vengono incluse nella successione anche formazioni prevalentemente pelitiche (marna di Bruntino) o ricche di torbiditi calcaree (Sass de la Luna) in virtù delle analogie di significato paleotettonico o di modalità deposizionale con i flysch propriamente detti. Così intesa, la successione avrebbe una base coincidente con il tetto stratigrafico della sottostante Maiolica.

1.2.1. - *Sass de La Luna (SDL)*

Denominazione. Termine introdotto da VARISCO (1881) e ripreso da VENZO (1954). La denominazione “Sass de la Luna” deriva da un’espressione dialettale lombarda probabilmente utilizzata per definire la scarsa resistenza di tale roccia all’azione degli agenti atmosferici, che la rende pertanto inutilizzabile come pietra da costruzione (VENZO, 1954). L’unità è stata formalizzata da BERSEZIO (2007).

Sinonimi. Si trovano in letteratura variazioni grafiche del termine:

“Sass della Luna”, VENZO (1954), VICENTE (1966);

“Sass de la Lùna”, BONI *et alii* (1970), CASTELLARIN *et alii* (2005);

“Sasso della Luna”, COMIZZOLI *et alii* (1969), BIANCHI *et alii* (1971).

Area di affioramento. Il Sass de la Luna affiora al limite N del foglio, lungo il T. Cosia.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è osservabile lungo il T. Cosia poco a N del limite del Foglio 096-Seregno, dove il Sass de la Luna giace con limite transizionale e concordante sulla marna di Bruntino. Il limite superiore, osservabile nel Foglio 096-Seregno lungo il T. Cosia, è concordante ed è definito dal passaggio transizionale di facies da marne calcaree e calcilutiti grigio-azzurre del Sass de la Luna alle marne rosse della formazione di Sorisole.

Spessore. Lo spessore massimo del Sass de la Luna, intorno a 350 m, è riscontrabile nell’area bergamasca. Nell’area del T. Cosia, lo spessore dell’unità, valutabile poco a N del limite del Foglio 096-Seregno, è intorno ai 20 m. Tale variazione di spessore era già stata messa in evidenza da BERSEZIO (1989,1992) e BERSEZIO & FORNACIARI (1994), i quali osservarono un generale assottigliamento del Sass de la Luna verso N e NW rispetto alla Bergamasca.

Litologia. Nel Foglio 096-Seregno il Sass de la Luna è caratterizzato da una successione di torbiditi pelagiche marnoso-calcaree grigio-azzurre, pressoché prive di silicoclasti, con intercalazioni di marne scagliose. La stratificazione è piano-parallela con strati di spessore variabile da decimetrico a pluri-decimetrico organizzati in sequenze di Bouma con intervallo “e” molto sviluppato e solo eccezionalmente complete (T_{a-e}).

Paleocorrenti. Le paleocorrenti non sono valutabili nell’ambito del Foglio 096-Seregno, ma, altrove, BERSEZIO (1992) e BERSEZIO & FORNACIARI (1994) riportano provenienze da S e SE.

Età. L’età del Sass de la Luna, definita nell’area bergamasca sulla base della biostratigrafia a foraminiferi planctonici, è Albiano superiore-sommitale (BERSEZIO, 1989; BERSEZIO *et alii*, 1990; BERSEZIO, 1992).

1.2.2. - *Formazione di Sorisole (FSE)*

Denominazione. La formazione di Sorisole è stata definita nei nuovi Fogli in scala 1:50.000 076-Lecco, 097-Vimercate e 098-Bergamo con l'obiettivo di formalizzare un intervallo stratigrafico, complesso e articolato, di cui ricorrono in letteratura diverse denominazioni comunemente riferite ad aspetti specifici, difficilmente estrapolabili arealmente. La località e la sezione tipo della formazione di Sorisole sono ubicate nel settore bergamasco centrale (Fogli 098-Bergamo e 097-Vimercate della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000), dove affiorano le sue litozone più significative, che possono essere correlate anche ai fogli geologici adiacenti. La formazione di Sorisole nell'area-tipo è costituita da quattro litozone (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988), dal basso: le marne rosse, i due banchi caotici e le torbiditi sottili, con sostituzione eteropica degli ultimi tre termini da parte del membro del Torrente Sonna a partire dal settore occidentale del Foglio 097-Vimercate.

Sinonimi. Nel Foglio 096-Seregno sono presenti unicamente la litozona delle marne rosse (FSE_a) seguite stratigraficamente dal membro del Torrente Sonna (FSE₁) che sostituisce eteropicamente in quest'area l'intera successione comprendente i due banchi caotici e le torbiditi sottili, che costituiscono la formazione nell'area-tipo. Le marne rosse in precedenza erano note come:

“Scaglia marnosa e scistosa rossa cenomaniana”, VENZO (1954);

“pelites rouges” o “scaglia rossa”, VICENTE (1966);

“torbiditi pelitico-arenacee e peliti variegate”, GELATI *et alii* (1982);

“Marne Rosse”, BERSEZIO & FORNACIARI (1989) BERSEZIO *et alii* (1990).

Il membro del Torrente Sonna era in precedenza attribuito al Sass de la Luna (VENZO, 1954; VICENTE, 1966). All'atto della sua corretta attribuzione stratigrafica, BERSEZIO & FORNACIARI (1989) e poi BERSEZIO *et alii* (1990) denominavano questo intervallo come “Facies eteropiche cenomaniane”.

Area di affioramento. La formazione di Sorisole affiora unicamente in un limitatissimo settore al limite N del foglio, lungo il T. Cosia.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore della formazione è rappresentato dalla base della litozona delle marne rosse, osservabile nel Foglio 096-Seregno lungo il T. Cosia; esso è concordante e marcato da una transizione di facies dalle alternanze di marne calcaree e calcilutiti grigio-azzurre del Sass de la Luna alle marne rosse della formazione di Sorisole. Anche il passaggio al soprastante membro del Torrente Sonna è graduale. Il limite formazionale di tetto non è stato osservato nell'area

di studio in quanto coperto nell'unico affioramento disponibile relativo al membro del Torrente Sonna; la prima unità che affiora superiormente è il membro delle peliti rosse della formazione di Gavarno.

Spessore. Lo spessore della formazione di Sorisole, valutabile lungo il T. Cosia, è intorno ai 50 m, grosso modo equamente ripartiti tra marne rosse e membro del Torrente Sonna. Nelle aree adiacenti al Foglio 096-Seregno lo spessore complessivo viene stimato intorno a 80 m.

Litologia. Nel Foglio 096-Seregno, la litozona delle marne rosse (**FSE_a**) è costituita da marne e calcari marnosi rossi o variegati, a stratificazione piano-parallela da media a molto spessa, con tracce di bioturbazione e laminazioni. Il membro del Torrente Sonna (**FSE₁**) si sviluppa con passaggio graduale alla sommità delle Marne Rosse, presentando calcari marnosi a stratificazione piano-parallela, di colore grigio, raramente screziati di rosa o nocciola. Alcuni strati presentano sequenze gradate e laminate, di origine torbiditica, con una frazione silteosa ricca in quarzo.

Età. L'età della formazione di Sorisole, definita nell'area bergamasca sulla base della biostratigrafia a foraminiferi planctonici, è Cenomaniana (BERSEZIO & FORNACIARI, 1989). Nel Foglio 096-Seregno, sezione del Torrente Cosia, all'interno delle marne rosse sono riconosciute associazioni a foraminiferi planctonici riferibili al Cenomaniano inferiore-medio, e al Cenomaniano medio-superiore all'interno del Membro del Torrente Sonna (BERSEZIO, 1989).

1.2.3. - Formazione di Gavarno – Membro delle peliti rosse (GVR₂)

Denominazione. La formazione di Gavarno è stata definita nel Foglio 098-Bergamo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ove affiorano sia le sezioni depocentrali, continue e complete, che le sezioni marginali, ridotte, discontinue ed incomplete. La definizione è stata poi adottata, nelle sue varianti, nei Fogli 097-Vimercate e 076-Lecco della stessa Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, e per i limitati affioramenti compresi nella presente edizione del Foglio 096-Seregno.

Sinonimi. Nel Foglio 096-Seregno è presente solo il membro delle peliti rosse della formazione di Gavarno, precedentemente indicato come:

“Flysch scistoso-argilloso grigio”, “Scisti argillosi rossi”, VENZO (1954);

“Flysch rouge calcaro-pelitique”, VICENTE (1966);

“Flysch pelitico arenaceo rosso”, GNACCOLINI (in DESIO, 1968);

“Flysch rosso”, BICHSEL & HÄRING (1981);

“Torbiditi pelitico-arenacee”, GELATI *et alii* (1982);

“peliti rosse”, BERSEZIO *et alii* (1990).

Area di affioramento. Il membro delle peliti rosse della formazione di

Gavarno affiora al limite N del foglio, lungo il T. Cosia.

Rapporti stratigrafici. Né il limite inferiore né il limite superiore della formazione di Gavarno sono osservabili nel Foglio 096-Seregno. Inferiormente, la prima unità affiorante è la formazione di Sorisole. Superiormente, nell'ambito del limitrofo Foglio 075-Como, la prima unità affiorante è il Flysch di Pontida, osservabile nel versante destro della Valle del T. Cosia, tra Lora e l'ex Fornace.

Spessore. Lo spessore della formazione di Gavarno nella Valle del T. Cosia è valutabile intorno ai 30 m. Nelle aree adiacenti al Foglio 096-Seregno lo spessore massimo viene stimato intorno ai 215 m.

Litologia. Nell'ambito del Foglio 096-Seregno sono state osservate arenite medie quarzoso-micacee in strati pianoparalleli da sottili a medi, con strutture tipiche delle sequenze di Bouma T_{b-e} e T_{c-e}, con intercalazioni pelitiche sottili. VICENTE (1966) riporta inoltre la presenza di controimpronte basali. Le litologie più fini sono costituite da marne laminate scagliose di colore da rosso cupo a rosato.

Età. L'età del membro delle peliti rosse della formazione di Gavarno è Turoniano inferiore-medio, definita principalmente per inquadramento stratigrafico con le unità sotto e soprastanti, datate in base ai foraminiferi planctonici e ai nannofossili calcarei (BERSEZIO *et alii*, 1990; BERSEZIO & FORNACIARI, 1994; BERSEZIO *et alii*, 2000).

1.2.4. - Arenaria di Sarnico (SAR)

Denominazione. Pietra lombarda d'antica tradizione, impiegata sin dal Medioevo come pietra da mola nel lecchese ("pietra di Oggiono") e come pietra da costruzione nell'area sebina ("pietra di Sarnico"), viene descritta per la prima volta da DE ALESSANDRI (1899). Con VENZO (1954), e quindi FERNANDEZ (1963) e PIAT (1963), l'arenaria di Sarnico viene inquadrata stratigraficamente.

Sinonimi. "Flysch gréseux", VICENTE (1966); "arenarie grigio-verdi", VENZO (1954); "Sarnico Sandstone", DE ROSA & RIZZINI (1967); "Arenaria di Sarnico", BICHSEL & HÄRING (1981); "Arenaria di Sarnico", GELATI *et alii* (1982).

Area di affioramento. L'arenaria di Sarnico affiora limitatamente e in modo discontinuo nel settore NE del foglio tra Oggiono e Bosisio Parini. L'unità costituisce l'ossatura del Poggio Stolegarda e dei rilievi a NE di Bosisio, nonché di un'ampia piattaforma d'abrasione lungo la costa meridionale del Lago di Pusiano a SW di Bosisio.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore non è stato osservato nell'ambito del Foglio 096-Seregno, ma, nelle aree adiacenti, l'arenaria di Sarnico è stratigraficamente sovrastante al Flysch di Pontida,

mediante un contatto netto, benché mal esposto, sottolineato dalla presenza di calciliti grossolane. Il passaggio superiore al conglomerato di Sirone avviene tramite il membro di Colle Brianza (CSH₁) (“Sarnico-Sirone transition” di BERSEZIO *et alii*, 1990) (Fig. 7).

Spessore. Lo spessore dell’arenaria di Sarnico non può essere valutato nell’ambito del Foglio 096-Seregno; nelle aree adiacenti viene stimato intorno a 350–450 m (BERSEZIO *et alii*, 1990; BERSEZIO & FORNACIARI, 1994).

Litologia. Nell’area rilevata l’arenaria di Sarnico è organizzata in alternanze di areniti e peliti fini, in strati da sottili a medi, con strutture tipiche della sequenza di Bouma, generalmente completa (T_{a-e}), superfici di stratificazione piano-parallele, base netta con controimpronte basali. Alle sequenze ritmiche sottili s’intercalano strati medi, talvolta massivi, con frequenti lamine piano-parallele, oblique o convolute, e strutture da fuga d’acqua.

Petrografia. L’unità, nel Foglio 096–Seregno, è costituita da litareniti fini e medie (FOLK, 1980), ben selezionate, con cemento calcitico tardivo. La moda detritica (DICKINSON, 1970) è $Q = 31 \pm 10$, $F = 7 \pm 2$, $L = 62 \pm 9$ (su n.4 campioni provenienti dal limitrofo Foglio 076-Lecco). Il rapporto quarzo mono/policristallino è circa 3:1, tra i pochi feldspati dominano i K-feldspati sui plagioclasti. I litici comprendono rocce sedimentarie (selci, siltiti e dolomiti) e metamorfiche (filladi e scisti). La frazione carbonatica è significativa per la presenza di litici calcarei e dolomitici (CE: $27 \pm 13\%$ dello scheletro detritico) e di intraclasti calcarei (CI: $3 \pm 1\%$ dello scheletro detritico). L’associazione a minerali pesanti presenta modeste quantità di granato (7-25% della *suite*), mentre i minerali ultrastabili sono dominanti (indice ZTR = 42-57%). La matrice (epimatrice, DICKINSON, 1970) è scarsa, mentre abbondante è la pseudomatrice, derivata dalla deformazione da carico dei frammenti litici meno competenti (carbonati). I dati riportati confermano quanto già descritto da FORNACIARI (1989), BERSEZIO *et alii* (1990), BERSEZIO & FORNACIARI (1994).

Il principale processo diagenetico è la compattazione meccanica con diffusa produzione di pseudomatrice. Il cemento è composto da calcite, diffusa sia come riempimento intragranulare che come sostituzione della pseudomatrice.

Tenuto conto della bibliografia sopracitata, i risultati composizionali ottenuti nei limitati affioramenti compresi nel Foglio 096-Seregno si inseriscono nel quadro regionale di alimentazione dell’arenaria di Sarnico verosimilmente provenienti da erosione di un substrato epimetamorfico e di una copertura sedimentaria, genericamente

identificabile con il dominio Austro-Sudalpino, come configurati durante il Cretaceo.

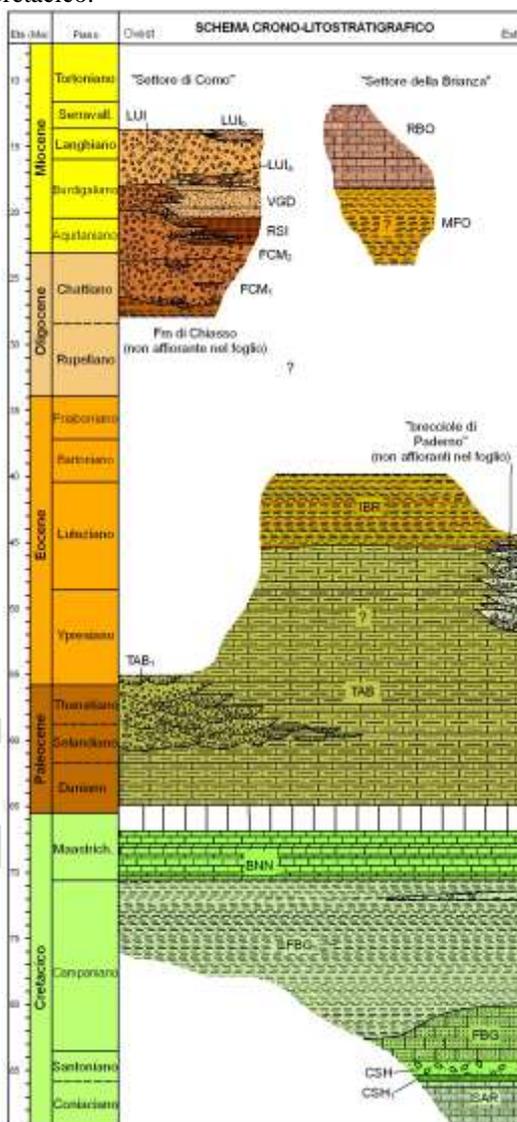


Fig. 7 – Schema crono-litostatigrafico delle unità coniaciano-tortoniane (rappresentativo del Foglio 096-Seregno e limitrofi).

Paleocorrenti. La misura delle paleocorrenti, su controimpronte basali

da impatto e trascinamento, indica invariabilmente una provenienza orientale degli apporti. Secondo FORNACIARI (1989), si osservano nell'area rilevata anche sporadici apporti da W.

Fossili. Il contenuto macrofossilifero è estremamente povero, limitato a frammenti di rudiste (*Hippurites*) rimaneggiati e a un unico esemplare di ammonite (*Anisoceras* aff. *pseudoarmatum-paderbornense* Schluter) segnalato da VENZO (1954). Più frequenti sono le tracce fossili da nutrizione e residenza (*Ophiomorpha* sp.) osservate presso Bosisio.

Paleogeografia. L'arenaria di Sarnico costituisce un sistema torbiditico silicoclastico alimentato da E e progradante verso W (CASTELLARIN, 1976; BICHSEL & HÄRING, 1981; GELATI *et alii*, 1982; FORNACIARI, 1989; BERSEZIO *et alii*, 1990; BERSEZIO & FORNACIARI, 1994; BERSEZIO *et alii*, 1993). Tenuto conto della bibliografia citata, la configurazione del bacino dell'arenaria di Sarnico prevede un rilievo marginale di natura tettonica a N ed un bacino di forma allungata, orientato E-W attualmente preservato dalle Giudicarie al Varesotto. Nella zona rilevata, le associazioni di facies a torbiditi sottili sono interpretabili come lobi arenacei, passanti a depositi di trascinamento, descritti da MUTTI & NORMARK (1987).

Età. La determinazione dei nannofossili calcarei ha evidenziato un'associazione a *Marthasterites furcatus*, *Eiffelithus eximius* e *Lithastrinus septenarius*, riferibile alla zona CC13b (SISSINGH, 1977); in particolare, l'assenza di *Micula staurophora* (marker della zona CC14) suggerisce l'assegnazione alla zona CC13b del Coniaciano.

1.2.5. - Conglomerato di Sirone (CSH)

Denominazione. L'unità prende il nome dall'abitato di Sirone, in Brianza orientale, dove, storicamente, la roccia era cavata per la produzione di macine da mulino.

Sinonimi. "Puddinga di Sirone", DE CRISTOFORIS (1838); "Piano di Sirone", DE ALESSANDRI (1899); "conglomerati poligenici", VENZO (1954); "Sirone conglomerate", HÄRING (1978); "Conglomerati di Sirone", GNACCOLINI (1971), GELATI *et alii* (1982), BERSEZIO *et alii* (1990).

Area di affioramento. Il conglomerato di Sirone costituisce l'ossatura delle colline di Sirone e di Molteno.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore è stato localmente osservato presso la collina di Sirone ed è costituito da un passaggio transizionale all'arenaria di Sarnico tramite la cosiddetta Unità di Colle Brianza (BERSEZIO *et alii*, 1990), qui denominata membro di Colle Brianza (CSH₁) caratterizzato da alternanze di peliti e torbiditi sottili con apporti

settentrionali o da NW. Il limite superiore, non osservabile nell'area rilevata, è caratterizzato da un passaggio presumibilmente netto al Flysch di Bergamo (Fig. 7).

Spessore. Il conglomerato di Sirone costituisce un corpo sedimentario di spessore variabile lungo una fascia di circa 40 km dalla collina di Molteno al Lago d'Iseo attraverso i Colli di Bergamo. Lo spessore diminuisce verso E da circa 200 m fino a 50-60 m.

Litologia. Nel Foglio 096-Seregno, la porzione inferiore del conglomerato di Sirone è rappresentata dal membro di Colle Brianza (**CSH₁**) che affiora unicamente tra Sirone e il Torrente Gandaloglio al limite orientale del foglio. È costituito da alternanze di peliti e torbiditi sottili con superfici piano-parallele, talvolta con base erosiva e sequenze di Bouma troncate (T_{b-e} , T_{c-e}), caratterizzate da apporti settentrionali o da NW. Lo spessore di questa unità transizionale è piuttosto limitato nel Foglio 096-Seregno (da pochi metri a poche decine di metri) e gli affioramenti sono estremamente scarsi.

Nell'area del foglio il conglomerato di Sirone (**CSH**) è caratterizzato da facies conglomeratiche e arenaceo-conglomeratiche, massive. Si osservano frequentemente conglomerati a supporto clastico, disorganizzati, con ciottoli localmente embricati e stratificazione molto grossolana, di solito evidenziata da interstrati pelitici discontinui o allineamenti di ciottoli. Le dimensioni dei clasti variano da centimetriche a decimetriche. Meno frequentemente si osservano strati spessi di arenite massiva intercalati ai conglomerati.

Petrografia. La petrografia del conglomerato di Sirone può essere definita in base alla composizione dei ciottoli della facies conglomeratica e dei clasti arenitici della facies arenacea. La petrografia dei ciottoli riportata da CADEL (1974) è calcari 7%, dolomie 49%, selci 18%, quarzo 13%, arenarie 12%, porfiriti 1%; BICHSEL & HÄRING (1981) riportano invece quarzo+basamento cristallino 40%, dolomite 22%, selce 21%, calcari pelagici 4%, calcari di piattaforma 6%, detrito biogenico grossolano 5%. Oltre alle precedenti litologie sono stati osservati anche ciottoli di conglomerati in facies di Verrucano. Le arenite presenti nel conglomerato di Sirone hanno la seguente composizione media: $Q = 57$, $F = 3$, $L = 40$ (FORNACIARI, 1989). I litici sono costituiti da rocce sedimentarie (dolomie, selci, siltiti), metamorfiche (filladi e micascisti) e sporadici frammenti di vulcaniti intermedie e acide; i litici calcarei sono assenti. Il materiale intragranulare è rappresentato da pseudomatrice, prodotta a spese dei clasti meno competenti (litici terrigeni e metamorfici), e da calcite tardiva, che tende a sostituire la pseudomatrice e a intaccare i contorni

dei clasti quarzosi. Il principale processo diagenetico è attribuibile alla compattazione meccanica che deve aver prodotto la dissoluzione dei clasti più instabili chimicamente (litici calcarei), attualmente assenti nella facies arenacea, ma abbondanti in quella conglomeratica. Sulla base della composizione petrografica di ciottoli e areniti si può identificare un'area sorgente riconducibile ai domini Australpino e Sudalpino.

Paleocorrenti. La misura delle paleocorrenti, eseguita su embricature, impronte di fondo e *pebble cluster*, indica una provenienza da N e NW.

Fossili. Il contenuto macrofossilifero è costituito principalmente da ippuriti, acteonelle e *Inoceramus crispus*, rinvenuti da DE ALESSANDRI (1899) e VENZO (1954). È stata osservata presso il colle di Sirone una *Pascichmia* meandriforme attribuibile all'ichnofacies *nerites* (*Cosmorhaphé*), tipica di ambienti marini batiali.

Paleogeografia. Il conglomerato di Sirone forma un sistema torbiditico continuo, ma di spessore variabile, tra la Brianza Orientale e il Lago di Iseo, prodotto da flussi gravitativi ad alta densità, alimentato da N e NW e progradante verso i quadranti orientali. L'ambiente di sedimentazione è profondo, come dimostrato dall'ichnofacies, ma il grado di arrotondamento dei ciottoli lascia supporre una precedente fase di elaborazione fluviale e deltizia. Il rimaneggiamento di frammenti di rudiste testimonierebbe anche il transito di flussi di detrito attraverso una piattaforma carbonatica prima della loro deposizione in bacino.

Età. La determinazione dei nannofossili calcarei ha evidenziato associazioni riferibili alle zone CC15 (membro di Colle Brianza), CC16 e CC17 (conglomerato di Sirone) del Santoniano.

1.2.6. - *Flysch di Bergamo* (FBG)

Denominazione. Il *Flysch di Bergamo* è un'unità litostratigrafica istituita da GELATI & PASSERI (1967) e formalizzata dagli stessi Autori nel 1968. È stata descritta inoltre da DE ROSA & RIZZINI (1967), GALBIATI (1969), BICHEL & HÄRING (1981), BERSEZIO *et alii* (1990). Tale unità era in precedenza accorpata nella "serie campaniana" di VENZO (1954) e nei piani di Brenno e Sirone *Auct.* Storicamente, le litofacies più arenitiche alimentavano una fiorente attività estrattiva legata alle pietre da mola ("molere") nell'area di Garbagnate Monastero e Viganò.

Sinonimi. "Gruppo di Breno e Sirone", VILLA & VILLA (1844); "Creta superiore", CURIONI (1877), VARISCO (1881); "Piano di Sirone" e "Piano di Brenno", DE ALESSANDRI (1899); "Piano di Brenno", MARIANI (1899); "Flysch campaniano", "Flysch orogeno", VENZO

(1954); “Flysch grésno-pelitique”, “Flysch pelito-gréseux”, “Flysch pelito-gréseux micacé”, “Flysch pelito-micacé”, VICENTE (1966), AUBOUIN *et alii* (1970).

Area di affioramento. L'unità affiora diffusamente in tutto il quadrante NE del Foglio 096-Seregno. Essa costituisce l'anticlinale rovesciata sud-vergente della collina di Montevecchia, nonché la fascia di rilievi tra Merone, Rogeno, Costa Masnaga, Garbagnate Monastero e Barzago.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore non è osservabile nell'ambito del Foglio 096-Seregno; nelle aree adiacenti l'unità passa in modo netto (Colle di Bergamo) o mediante una transizione di circa 50 m (Monte Canto) al sottostante conglomerato di Sirono (Fig. 7). Il Flysch di Bergamo passa superiormente alla formazione di Brenno, mediante una facies transizionale, caratterizzata da alternanze di peliti e torbiditi sottili con almeno un'intercalazione (para)conglomeratica e locali *slump* nella parte stratigraficamente più alta. GELATI & PASSERI (1967) fissarono indicativamente il tetto del Flysch di Bergamo alla comparsa di banchi conglomeratici seguiti da marne grigio-cineree alternate ad areniti sottili, attribuite alla Scaglia. A Montevecchia, GALBIATI (1969) pone lo stesso contatto alla base di un intervallo di marne siltose rossastre in strati decimetrici, in una posizione stratigrafica più alta rispetto a quella suggerita da GELATI & PASSERI (1967). Alla luce del presente rilevamento, si accoglie la proposta di GALBIATI, attribuendo le litologie ad alternanze sottili pelitico-arenitiche e il livello (para)conglomeratico di GELATI & PASSERI (1967) al membro di Rogeno (v. *infra*) del Flysch di Bergamo.

Spessore. Lo spessore del Flysch di Bergamo non è stimabile con certezza nell'area rilevata per via delle ampie coperture e dell'intensa deformazione. Nelle aree adiacenti al Foglio 096-Seregno, sulla base delle sezioni misurate da GELATI & PASSERI (1967) e GALBIATI (1969), si può stimare lo spessore dell'unità in circa un migliaio di metri.

Litologia. Nell'area rilevata il Flysch di Bergamo presenta tipicamente alternanze di peliti e arenarie in strati da sottili a spessi, talora organizzati in cicli *coarsening-upward*; gli strati arenitici risultano gradati e laminati (sequenze di Bouma T_{a-e} e T_{b-e}); alla loro base mostrano frequenti controimpronte e tracce di bioturbazione. Nell'area orientale del Foglio 096-Seregno (Viganò e Garbagnate Monastero) prevale la componente arenitica, costituita da areniti medie e grossolane organizzate in spessi strati massivi o laminati con sequenze di Bouma più o meno troncate, di spessore pluridecimetrico, fino a metrico, con intercalazioni di alternanze decimetriche peliti-areniti. Nell'area di Missaglia-Viganò si osservano inoltre intercalazioni di calcilutiti fini

biancastre, in strati piano-paralleli sottili.

Oltre alla facies arenitica appena descritta, caratteristica dell'area di Montevicchia-Lissolo (GALBIATI, 1969), nel Flysch di Bergamo si possono distinguere:

- **Megastrato di Missaglia:** si tratta di un megastrato intercalato nella porzione inferiore del Flysch di Bergamo e affiorante nell'adiacente Foglio 097-Vimercate. Il Megastrato di Missaglia è costituito da un paraconglomerato basale passante verso l'alto a una successione calcarea gradata, da rudite a calcilutite, per uno spessore di circa 30 m (VENZO, 1954; GALBIATI, 1969; BERNOULLI *et alii*, 1981).
- **Membro di Rogeno (FBG₁):** nella parte alta del Flysch di Bergamo, si osserva una sensibile diminuzione della componente arenitica, che scende a un rapporto pari o inferiore a 1:1 rispetto alla componente pelitica e, nel complesso, prevale un'organizzazione caratterizzata da alternanze di peliti e areniti in strati sottili; nella parte sommitale di tale litozona, inoltre, si osservano intercalazioni metriche di conglomerati e paraconglomerati canalizzati medio-grossolani (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; BERSEZIO & FORNACIARI, 1994). Tale litologia rappresenta la transizione verticale alla soprastante formazione di Brenno e mostra uno spessore crescente da SE (Montevicchia-Lissolo) a NW (Rogeno-Merone). Lo spessore esatto non è valutabile; si ritiene non inferiore ai 200 m.

Petrografia. La petrografia del Flysch di Bergamo può essere definita in base alla composizione delle areniti e dei banchi conglomeratici. Le areniti presentano composizione ibrida con una frazione silicoclastica e una carbonatica spesso distinte, talvolta associate. La frazione silicoclastica rientra nel campo delle litareniti feldspatiche (FOLK, 1980) con $Q = 56$, $F = 19$, $L = 25$, abbondante muscovite tra i minerali accessori e cemento calcitico (FORNACIARI, 1989). Il quarzo monocristallino è più abbondante di quello policristallino (4:1), il K-feldspato predomina sul plagioclasio e i litici sono costituiti da rocce sedimentarie e metamorfiche, in subordine vulcaniche. La cementazione calcitica è estremamente pervasiva.

I livelli conglomeratici del membro di Rogeno presentano una composizione prevalentemente carbonatica con rari ciottoli cristallini: calcari (40%), dolomie (38%), selce (1%), gneiss e micascisti (6%), quarzo e quarziti (14%), arenarie (1%).

Paleocorrenti. Nell'area rilevata, su controimpronte basali da impatto e trascinalamento, si riscontrano paleocorrenti indicanti invariabilmente

apporti da N.

Fossili. Nel membro di Rogeno si segnala la presenza di un livello con diffusi frammenti di inocerami, osservati presso la cava di Brenno della Torre e in affioramenti sparsi presso Merone. MARIANI (1899) riporta nello stesso livello anche la presenza di *Belemnitella mucronata* e, più in generale, le ammoniti *Mortoniceras texanum*, *Pachydiscus colligatus*, *P. negrii*, *P. galicianus*, *Pachydiscus* sp., *Hauericeras pseudo-gardeni*, *Hamites*. GELATI & PASSERI (1967) segnalano un'associazione a foraminiferi planctonici nella parte inferiore (non basale) attualmente attribuibile alla zona a *Dicarinella asymetrica* e nella parte alta della formazione una ricca associazione ora attribuibile alla zona a *Radotruncana calcarata* per la presenza della specie indice. Segnalano inoltre un terzo livello nella parte media con una fauna molto più povera ma in cui è stata identificata *Globotruncanita stuartiformis* (ex *G. stuarti*). Inoltre, PREMOLI SILVA & LUTERBACHER (1966) attribuiscono la ricca fauna planctonica, rinvenuta nelle marne inglobanti i livelli conglomeratici a tetto, alla Zona a *Gansserina gansseri*. Tra le specie riconosciute nello studio dei campioni prelevati entro l'area del foglio, si segnalano:

Planctonici

<i>Globigerinelloides subcarinatus</i>	<i>Heterohelix globulosa</i>
<i>G. caseyi</i>	<i>Heterohelix</i> sp.
<i>Globotruncana hilli</i>	<i>Pseudoguembelina costulata</i>

Bentonici

<i>Lepidorbitoides</i> sp.	
<i>Orbitoides</i> sp.	<i>Quinqueloculina</i> sp.
<i>Siderolites</i> sp.	<i>Nodosariidae</i>

Paleogeografia. Il Flysch di Bergamo è un'unità complessa, composta dalla coalescenza di diversi centri deposizionali torbiditici. Nella parte orientale del Foglio 096-Seregno, il più alto rapporto arenaria/marna suggerisce la presenza di un centro deposizionale prossimale (conoide di Montevecchia), che, spostandosi verso W, si sfrangia lateralmente nella litozona del Membro di Rogeno, indicativa di una facies di conoide distale, in prossimità della base scarpata.

La comparsa del Flysch di Bergamo segna un cambiamento nell'assetto deposizionale del bacino lombardo cretacico in quanto, sulla base delle scarse evidenze stratigrafiche raccolte, sembra configurarsi un bacino di avampaese più vasto di quello precedentemente riempito dalle unità

torbidity fin qui descritte (BERSEZIO & FORNACIARI, 1994). Verso la sommità stratigrafica del Flysch di Bergamo, il membro di Rogeno è trasgressivo sul conoide di Montevicchia, suggerendo una graduale disattivazione del sistema.

Nel complesso, la fase tettonica regionale responsabile della deposizione della successione clastica cretacea si esaurisce gradualmente con il Campaniano, lasciando spazio alla deposizione emipelagica/pelagica, con dominanti apporti intrabacinali, propria del successivo ciclo deposizionale (Scaglia Lombarda).

Età. La determinazione del nannoplancton calcareo ha permesso di distinguere le seguenti associazioni:

- *Calculithes obscurus*, *Rucinolithus hayi*, *Micula staurophora*, *Lithastrinus grillii*, *Micula decussata* e *Tranolithus orionatus* (CC17);
- *Micula concava*, *Broinsonia parca* e marker zonale *Ceratolithus aculeus* (CC20)
- *Arkhangelskiella cymbiformis* e marker zonale *Quadrum sissinghii* (CC21)
- contemporanea presenza di *Uniplanarius trifidus*, *Broinsonia parca*, *Eiffellithus eximius* e *Tranolithus orionatus* (CC22a);
- *Reinardthites levis*, *Uniplanarius trifidus* e *Tranolithus orionatus* con assenza di *Broinsonia parca*, *Reinardthites antophorus* e *Eiffellithus eximius* (CC23b).

Sulla base delle zone a foraminiferi planctonici riconosciute il Flysch di Bergamo ha una età compresa tra il Santoniano probabilmente superiore (zona a *Dicarinella asymerica*) e il Campaniano superiore (zona a *Radotruncana calcarata*), età che probabilmente si estende fino al limite Campaniano/Maastrichtiano per la presenza della zona a *Gansserina gansseri*. Queste età sono confermate dalle associazioni a nannoplancton calcareo (dalla zona CC17, Santoniano, alla zona CC23, Campaniano sommitale/Maastrichtiano basale).

1.3 - UNITÀ IN FACIES DI “SCAGLIA LOMBARDA *Auct.*”

1.3.1. - Formazione di Brenno (**BNN**)

Denominazione. L'unità, storicamente riferita alla “Scaglia Lombarda” *Auct.*, prende il nome dall'antico Piano di Brenno *Auct.* (DE ALESSANDRI, 1899), così denominato dalla località di Brenno della Torre (Frazione di Costa Masnaga, Lecco) dove affiorano i calcari marnosi bianchi e rosati, attualmente soggetti ad attività estrattiva per cemento e prossimamente destinati a ospitare una vasca di laminazione delle piene del F. Lambro. Con KLEBOTH (1982) si abbandona la

generica denominazione di Scaglia (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966), riprendendo la denominazione Piano di Brenno. Con il lavoro di TREMOLADA *et alii* (2008) la dicitura Piano di Brenno è stata modificata a favore della più corretta denominazione formazione di Brenno, sottolineando il criterio litostratigrafico (e non cronostatigrafico, come l'uso del termine "piano" suggerirebbe) adottato nella definizione dell'unità.

Sinonimi. "Piano di Brenno", DE ALESSANDRI (1899), KLEBOTH (1982), BERSEZIO *et alii* (1993); "Scaglia grigia", VENZO (1954); "Piano di Brenno", "Scaglia cinerea", VICENTE (1966), AUBOUIN *et alii* (1970); "Scaglia cinerea", GELATI & PASSERI, (1967); "Scaglia", PREMOLI SILVA & LUTERBACHER (1966), GALBIATI (1969); "Brenno Formation", TREMOLADA *et alii* (2008).

Area di affioramento. La formazione di Brenno affiora prevalentemente nelle vaste cave per cemento di Bulciago-Cassago, Baggero e Brenno della Torre e lungo il tracciato della SS 36 all'altezza di Tabiago e Costa Masnaga (Fig. 8).

Rapporti stratigrafici. L'unità segue in modo estremamente graduale il sottostante Flysch di Bergamo (Fig. 7). Nel presente lavoro si è accolta la proposta di GALBIATI (1969) e il limite inferiore dell'unità viene fissato alla prima comparsa del livello a marne calcaree rosate, al tetto del Membro di Rogeno del Flysch di Bergamo. Le associazioni a nannofossili identificate alla base della formazione sembrano indicare una parziale eteropia con il tetto del Flysch di Bergamo, che nell'ambito dell'area rilevata si sviluppa da NW verso SE. Il limite superiore è netto ed è materializzato da un brusco passaggio di facies da calcari marnosi rosa a peliti rosse. Tale limite coincide con il limite cronostatigrafico Cretacico/Paleocene.

Spessore. L'unità, misurata presso la sezione di Tabiago lungo la SS 36, presenta uno spessore di circa 100 m e, sebbene il limite inferiore nella sezione di Tabiago non sia stato osservato direttamente, si ritiene sulla base di altre sezioni osservate durante il rilevamento geologico che lo spessore reale della formazione di Brenno superi per non più di una decina di metri il valore misurato a Tabiago.

Litologia. La formazione di Brenno consiste in calcari marnosi e marne calcaree di colore bianco, grigio o rosato, con subordinate calciliti bianche, grigie o nocciola. La stratificazione è generalmente regolare, caratterizzata da strati piano-paralleli da sottili a medi. Alla litologia marnoso-calcareo di base s'intercalano sottili livelli arenitici a composizione ibrida, caratterizzati da quarzo, carbonati, selce e frammenti di rocce granitoidi. PREMOLI SILVA & LUTERBACHER (1966)

riportano la presenza di uno strato conglomeratico nella parte bassa dell'unità, composto da frammenti di calcari micritici, dolomie, calcareniti, radiolariti, gneiss migmatitici e paragneiss. Tale conglomerato è in realtà attribuito, sulla base della suddivisione litostratigrafica adottata nel presente rilevamento, al Flysch di Bergamo e corrisponderebbe a uno dei corpi grossolani che si intercalano nella parte sommitale del membro di Rogeno.

Petrografia. I termini lutitici della formazione sono rappresentati da calcilutiti, più o meno marnose, riccamente bioclastiche (*wackestones* secondo Dunham, biomicriti secondo Folk). La maggior parte dei bioclasti è costituita da foraminiferi planctonici, in subordine si segnalano rari foraminiferi bentonici e ostracodi.

I termini arenitici sono rappresentati da calcareniti medio-fini, marnose, con selezione scarsa, ricche di foraminiferi planctonici ("globotruncane" in senso lato) e con subordinati foraminiferi bentonici (calcarei e agglutinati), ostracodi, echinidi e alghe corallinacee. Buona parte dei foraminiferi bentonici è rappresentata da grandi foraminiferi risedimentati dalla piattaforma. La frazione extrabacinale è rappresentata da raro quarzo, in prevalenza monocristallino, mica e selce. Tra i componenti intrabacinali non calcarei si segnala la glauconia, tra gli autigeni la pirite. È diffusa la bioturbazione.

I termini ruditici consistono in biocalciruditi ibride con sparite interstiziale e intraclasti micritici localmente ridotti a pseudomatrice. Per la frazione carbonatica intrabacinale sono comuni grandi foraminiferi, piccoli bentonici calcarei e agglutinati, globotruncane; subordinati echinidi, frammenti di alghe corallinacee, briozoi, ostracodi; rari frammenti di rudiste (Radiolitidi). Frequenti anche gli intraclasti calcarei, in maggioranza intraformazionali (micriti a globotruncane) ma talora di dubbia interpretazione (micriti a radiolari e bivalvi pelagici). Per la frazione extrabacinale sono relativamente abbondanti il quarzo, mono- e policristallino, e i litici gneissici (orto- e parametamorfici); anche litoclasti, probabilmente in dolomia, e selci. Rari *pellets* fosfatici.

Fossili. Il contenuto fossile della formazione di Brenno è costituito da abbondanti grandi foraminiferi. Tra le specie riconosciute si segnalano:

Planctonici

Abatomphalus mayaroensis
A. cf. intermedius?
Archaeoglobigerina cretacea
Contusotruncana contusa
C. patelliformis

Globotruncanita elevata
G. angulata?
G. pettersi
G. stuarti
G. stuartiformis

<i>C. walfishensis?</i>	<i>Globotruncanella pschadae</i>
<i>Globigerinelloides messinae</i>	<i>G. minuta</i>
<i>G. bollii</i>	<i>G. petaloidea</i>
<i>G. subcarinatus</i>	<i>Gublerina</i> sp.
<i>G. ultramicrus</i>	<i>Hedbergella holmdelensis</i>
<i>G. prairiehillensis</i>	<i>Heterohelix striata</i>
<i>Gansserina gansseri</i>	<i>Planoglobulina</i> sp.
<i>Globotruncana arca</i>	<i>Pseudoguembelina costulata</i>
<i>G. bulloides</i>	<i>P. excolata</i>
<i>G. hilli</i>	<i>Pseudotextularia nuttalli</i>
<i>G. linneiana</i>	<i>P. elegans</i>
<i>G. orientalis</i>	<i>Racemiguembelina fructicosa</i>
<i>G. ventricosa</i>	<i>Ventilabrella</i> sp.

Bentonici

<i>Hellenocyclina</i> sp.	<i>Siderolites</i> sp.
<i>Lepidorbitoides</i> sp.	<i>Stensioina</i> sp.
<i>Omphalocyclus</i> sp.	
<i>Orbitoides medius</i>	
<i>O. apiculatus</i>	

Un frammento di *Inoceramus* sp. è stato osservato nella parte bassa dell'unità.

Paleogeografia. La formazione di Brenno si depose a profondità batiali in ambienti di piana bacinale, caratterizzata da una monotona deposizione di sedimenti intrabacinali con subordinati apporti silicoclastici.

Età. Sulla base delle determinazioni di foraminiferi planctonici disponibili in letteratura (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; KLEBOTH, 1982) la formazione di Brenno si estende dalla zona a *Radotruncana calcarata* alla zona a *Abatomphalus mayaroensis* (quindi dal Campaniano superiore al Maastrichtiano). La determinazione del nannoplancton calcareo ha evidenziato la presenza delle zone CC23b–CC25c (TREMOLADA *et alii*, 2008) del Maastrichtiano (Fig. 8).

1.3.2. - Formazione di Tabiago (TAB)

Denominazione. La formazione di Tabiago prende il nome dall'abitato di Tabiago (frazione di Nibionno, Lecco), dove l'unità affiora in relativa continuità lungo il tracciato della SS 36; storicamente accorpata nella "Scaglia Lombarda" *Auct.*, l'unità è stata introdotta da KLEBOTH (1982).

Sinonimi. “Formazione eocenica lombarda”, DE ALESSANDRI (1899); “Scaglia rossa marnosa”, VENZO, 1954; “Scaglia rossa”, VICENTE (1966), CITA *et alii* (1968), AUBOUIN *et alii* (1970); “Tabiago-Formation”, KLEBOTH (1982), BERSEZIO *et alii* (1993).

Area di affioramento. La formazione di Tabiago affiora nel quadrante NE del Foglio 096-Seregno in numerosi affioramenti di limitata estensione, ad eccezione dell’area di Tabiago, dove affiora quasi interamente lungo la SS 36 (Fig. 8), e del fronte N della cava per cemento “Rio Gambaione Nord” presso Bulciago-Cassago.

Rapporti stratigrafici. L’unità sovrasta la formazione di Brenno con un limite netto e paraconcordante (Fig. 7), legato a un evidente cambio litologico da calcari marnosi rosa a peliti rosse e coincidente con il limite cronostatigrafico Cretacico/Paleogene. Il passaggio alla soprastante formazione di Cibrone, osservato solo in località Cibrone, è netto e concordante e legato alla variazione di facies da marne scagliose rosse-violacee a marne grigie con frattura a poliedri rettangolari.

Spessore. Lo spessore della formazione di Tabiago, misurato a Tabiago, è di circa 130 m (110 m secondo KLEBOTH, 1982). Purtroppo la sezione di Tabiago è rappresentativa, in termini di tempo, della metà inferiore, o poco più, dell’unità e lo spessore della metà superiore è difficilmente valutabile per la mancanza di sezioni continue. Estrapolando i tassi di sedimentazione rilevati a Tabiago (~15m/Ma), si può valutare per la formazione di Tabiago uno spessore complessivo di circa 300 m.

Litologia. La parte inferiore della formazione di Tabiago consiste in marne calcaree e subordinati calcari marnosi rossi, rosati o violacei, talvolta ciclicamente alternati a marne pelitiche, con frequenze interpretabili come legate alle variazioni orbitali dell’obliquità (POLETTI *et alii*, 2004). La stratificazione non è sempre regolare con strati da sottili a molto spessi, piano-paralleli nelle facies emipelagiche e talvolta lentiformi nei risedimenti. Nella porzione mediana dell’unità si osserva un banco di marne argillose rosse spesso 11 m, seguito da circa 20 m di torbiditi intrabacinali costituite da strati lentiformi da medi a molto spessi di calciruditi e calcareniti, con abbondanti foraminiferi bentonici (*Assilina*, *Asterocyclina*, *Discocyclina*, *Nummulites*, *Operculina*) e subordinate glauconia e fosfato (collofane). I risedimenti possono costituire strati di medio spessore, strati lenticolari alla scala dell’affioramento e corpi canalizzati; in essi sono presenti comunemente gradazioni normali con base erosiva o laminazioni piano-parallele. Nella parte superiore della formazione di osservano, intercalati in marne calcaree rosse, paraconglomerati e conglomerati in strati decimetrici con intraclasti marnosi, appartenenti alla porzione sottostante della

formazione di Tabiago, e bioclasti.

Verso il settore W del Foglio 096-Seregno affiora un rilievo isolato, il Montorfano, composto prevalentemente da conglomerati. Tali depositi risultano essere coevi con la formazione di Tabiago (LANTERNO, 1958; KLEBOTH, 1982), senza peraltro dividerne la tipica litofacies. Tali condizioni hanno portato KLEBOTH (1982) a considerare questi depositi come un membro della formazione di Tabiago, il membro di Montorfano.

Membro del Montorfano lariano (TAB₁). Il membro è costituito da conglomerati e biocalcareni a nummuliti in strati ondulati o piano-paralleli, da medi a molto spessi, e in banchi metrici. KLEBOTH (1982) riporta uno *slump* nella parte basale della successione. Tra i clasti sono diffusi i ciottoli carbonatici e frammenti di selci, con subordinati ciottoli quarzificati. Nella parte mediana della successione si osserva un livello caotico con diffusi *clay chips* rosso-violacei, provenienti dalla litofacies marnosa della formazione di Tabiago.

Petrografia. Non sono state eseguite campionature a scopo petrografico nella frazione marnosa. Le torbiditi intrabacinali sono rappresentate da calcareniti, da fini a molto grossolane, e da biocalciruditi fini. I sedimenti si presentano per lo più “poco lavati”, con presenza di matrice e selezione da moderata a scarsa. La facies tipica, soprattutto nei suoi termini più grossolani, vede una netta prevalenza dei frammenti di alghe corallinacee sui grandi foraminiferi e su subordinati foraminiferi planctonici (spesso con muricocarena evidente), piccoli bentonici (miliolidi), briozoi, echinidi, ostracodi e poriferi; molto ridotta la frazione extrabacinali, costituita da quarzo mono- e policristallino, miche, selce. Presente una frazione intrabacinali non carbonatica (glauconia, fosfato). Nei termini più fini i rapporti di abbondanza nella frazione bioclastica si modificano a favore di foraminiferi planctonici ed echinidi.

Due campioni alla base dell'unità presentano caratteri del tutto analoghi a quelli descritti per le ruditi ibride della formazione di Brenno (es. i grandi foraminiferi cretacicci), ma contengono già rare forme del Paleogene. L'interpretazione è che i livelli sommitali della formazione di Brenno siano stati parzialmente riciclati nelle prime fasi di sedimentazione della formazione di Tabiago.

Paleocorrenti. Sulla base di controimpronte da impatto e trascinamento osservate esclusivamente nelle torbiditi bioclastiche presenti nella metà superiore della formazione di Tabiago, gli apporti detritici sono legati a due direttrici principali: la prima presenta provenienze prevalenti da W-NW, probabilmente legata alla deposizione del prisma bioclastico del

Montorfano (Paleocene Medio-Superiore), la seconda invece mostra provenienze da NE ed è legata probabilmente alla deposizione del prisma bioclastico del Monte Giglio (Paleocene Superiore-Eocene Medio), affiorante nel contiguo Foglio 097-Vimercate.

Fossili. I foraminiferi planctonici, seppure localmente abbondanti, sono difficilmente distinguibili anche alla lente. Comuni e riconoscibili, spesso a occhio nudo, i grandi foraminiferi bentonici. Tra le specie riconosciute si segnalano:

Planctonici

<i>Acarinina bullbrooki</i>	<i>M. gracilis</i>
<i>A. mckannai</i>	<i>M. occlusa</i>
<i>A. nitida</i>	<i>M. praeangulata</i>
<i>A. rohri</i>	<i>M. velascoensis</i>
<i>A. soldadoensis?</i>	<i>Morozovelloides</i> sp.
<i>Chiloguembelina</i> sp.	<i>Parasubbotina psedobulloides</i>
<i>Eoglobigerina eobulloides</i>	<i>Praemurica inconstans</i>
<i>Globanomalina compressa</i>	<i>P. cf. pseudoinconstans</i>
<i>G. ehrenbergi</i>	<i>P. uncinata</i>
<i>G. pseudomenardii</i>	<i>Subbotina senni</i>
<i>Globoconusa daubjergensis</i>	<i>S. cancellata</i>
<i>Guembelina</i> sp.	<i>S. corpulenta</i>
<i>Igorina pusilla</i>	<i>S. spiralis</i>
<i>I. albeari</i>	<i>S. triangularis</i>
<i>Morozovella abundocamerata</i>	<i>S. triloculinoides</i>
<i>M. aequa</i>	<i>S. velascoensis</i>
<i>M. angulata</i>	<i>Turborotalia frontosa</i>
<i>M. conicotruncata</i>	<i>Woodringina</i> sp.

Bentonici

<i>Cyclammina cancellata</i>	
<i>Assilina</i> sp.	<i>Nummulites?</i> sp.
<i>Daviesina</i> sp.	<i>Operculina</i> sp.,
<i>Discocyclina</i> sp.	<i>Planorbulina</i> sp.

Bentonici cretacici rimaneggiati: *Orbitoides*, *Lepidorbitoides*, *Omphalocyclus*, *Siderolites*.

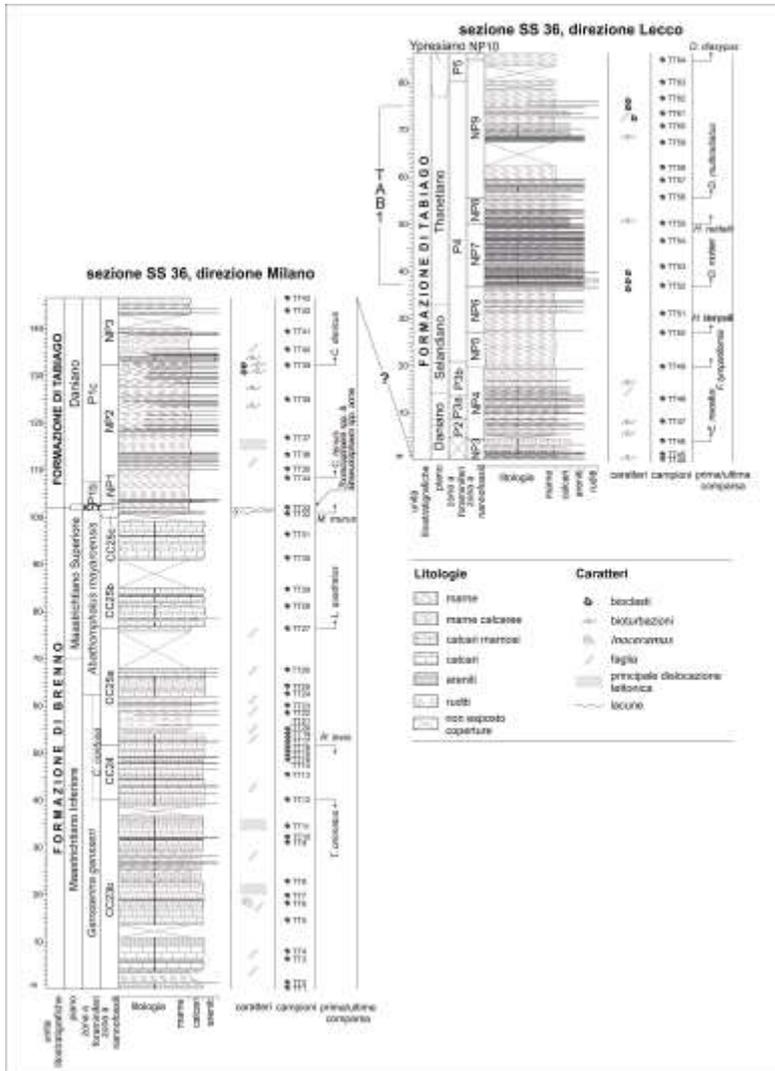


Fig. 8 - Sezione stratigrafica della formazione di Tabiago lungo la SS. 36 (da TREMOLADA et alii, 2008).

Paleogeografia. La formazione di Tabiago è composta da torbiditi intrabacinali distali, deposte in un contesto paleogeografico di paleopendio esterno. I depositi torbiditici rappresentano generalmente l'espressione di corpi canalizzati che riciclano sedimenti provenienti da

una o più piattaforme ubicate a N, presso il margine attivo alpino ma probabilmente isolate dall'orogene vero e proprio (*starved foredeep*): in questo sta la maggiore differenza rispetto allo scenario paleogeografico che accompagnò la deposizione della formazione di Brenno, nella quale le intercalazioni grossolane sono più ricche di silicoclasti. Sono individuate almeno due aree prossimali: una a NE legata ai depositi arenitici e conglomeratici del Monte Giglio e di Paderno d'Adda, e una a W-NW, legata al Montorfano.

Età. Sulla base delle determinazioni di foraminiferi presenti in letteratura (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; KLEBOTH, 1982; TREMOLADA *et alii*, 2008), ricontrollate in alcuni campioni della porzione superiore, la formazione di Tabiago si estende dalla zona a *Parasubbotina pseudobulloides* del Paleocene Inferiore alla zona P10 (= *Hantkenina nuttalli*) dell'Eocene medio. La determinazione del nannoplancton calcareo ha evidenziato le zone dalla NP2 alla NP15 (TREMOLADA *et alii*, 2008) del Daniano–Luteziano inferiore. Sulla base dell'assenza della biozona NP1 gli Autori hanno ipotizzato la natura paraconcordante del limite K/T.

1.4 - GRUPPO DELLE MARNE DI GALLARE

Il gruppo delle marne di Gallare è un'unità litostratigrafica impiegata dai geologi dell'ENI a partire dagli anni '70 (p.e., RIZZINI & DONDI 1978), istituita sulla base di abbondanti dati di sottosuolo ma senza evidenze in affioramento. La sezione-tipo è localizzata nel pozzo Gallare 1, perforato poco a N delle Valli di Comacchio, nell'intervallo di profondità 2792–4159 m (DONDI *et alii*, 1982).

Con il termine estensivo di marne di Gallare si sono indicate emipelagiti, monotone e di scarsa connotazione litologica, depostesi tra l'Eocene medio e il Messiniano (DONDI *et alii*, 1982) in aree bacinali relativamente protette dalla progradazione di corpi clastici alimentati durante le varie fasi di strutturazione alpina (p.e., DONDI & D'ANDREA, 1986; FANTONI *et alii*, 1999; DI GIULIO *et alii*, 2001). Analisi geochemiche su campioni di sondaggio hanno evidenziato un tenore in carbonato sistematicamente più basso rispetto alle sottostanti unità in facies di Scaglia, legato ad un aumento dell'apporto terrigeno nel bacino padano (DI GIULIO *et alii*, 2001). Non sono definiti, se non per aspetti legati alla successiva strutturazione tettonica, caratteri che distinguano le marne di Gallare dalle coeve e analoghe unità emipelagiche, ad es., pertinenti alla successione epiligure dell'Appennino Settentrionale (Marne di Montepiano).

La prima segnalazione di affioramenti ascrivibili, per età e litofacies, al gruppo delle marne di Gallare (GAVAZZI *et alii*, 2003) è stata integrata con l'introduzione di una formazione (formazione di Cibrone), sia per enfatizzare alcuni caratteri litologici riscontrati localmente (es. la presenza di torbiditi vulcanoclastiche intercalate alle marne prevalenti), sia per suggerire la possibilità che il gruppo presenti maggiore articolazione interna nella sua ampia estensione.

1.4.1. - *Formazione di Cibrone (IBR)*

Denominazione. La formazione di Cibrone è stata istituita in questo lavoro e in PREMOLI SILVA *et alii* (2010) e prende il nome dalla località di Cibrone (frazione di Nibionno, Lecco), dove l'unità affiora con maggiore continuità.

Sinonimi. “Tabiago-Formation”, KLEBOTH (1982); “Gallare Marls”, GAVAZZI *et alii* (2003).

Area di affioramento. La formazione di Cibrone affiora in modo limitato nel Foglio 096-Seregno. Gli unici affioramenti osservati sono ubicati nell'area di Cibrone, Tabiago e Bulciago e, più a S, nei pressi dell'abitato di Veduggio. Poco a E del Foglio 096-Seregno, nell'adiacente Foglio 097-Vimercate, affioramenti di questa unità sono stati individuati lungo il T. Molgoretta, presso Missaglia, mentre FRANCHINO & CAIRO (1985) segnalano ulteriori affioramenti di facies eoceniche del tutto confrontabili presso la località Colombina a Montevicchia.

Rapporti stratigrafici. L'unità poggia con limite netto e concordante, peraltro visibile in un solo affioramento, sulla sottostante formazione di Tabiago (Fig. 7). Il limite superiore non è stato osservato nell'ambito del Foglio 096-Seregno, dove l'intervallo Eocene Superiore-Oligocene Inferiore non è rappresentato da affioramenti. Nel contiguo Foglio 074-Varese si segnala la presenza dei litotipi torbiditici della formazione di Ternate (BERNOULLI, 1980), costituiti da calciruditi a bioclasti, calcareniti e paraconglomerati, attribuiti all'Eocene superiore-Oligocene basale (MANCIN *et alii*, 2001).

Spessore. Lo spessore della formazione di Cibrone non è valutabile con certezza, a causa dell'estrema frammentazione degli affioramenti. Sulla base delle sezioni misurate, si stima in almeno un centinaio di metri lo spessore minimo per l'unità.

Litologia. Marne grigie pelitiche o siltose, omogenee con bioturbazione o laminate, con caratteristica sfaldatura a poliedri rettangolari, talvolta “a saponetta”. Sono frequenti intercalazioni di livelli centimetrici di calcilutiti silicizzate e siltiti, e strati lentiformi, da pluricentimetrici a

decimetrici, di areniti caratterizzate da laminazioni piano-parallele con base e tetto netti. Si osservano intercalazioni di peliti ricche in materia organica.

Petrografia. I depositi a grana arenitica attribuiti alla formazione di Cibrone, analizzati nelle aree dei Fogli 096-Seregno e 097-Vimercate, possono essere ripartiti fra tre petrofacies “estreme” (*end-members* di un’associazione), che si differenziano nettamente in base alla natura degli apporti e, presumibilmente, alla provenienza da aree sorgenti distinte; vi è poi una transizione continua fra i tre *end-members*, nella quale ricade la maggior parte dei 20 campioni esaminati. Nessuna di queste petrofacies ha potuto trovare riscontro in una cartografia distinta, né si è potuto chiarire, data la limitatissima esposizione, se a queste evidenti differenze si associ una differenza sistemica anche nella posizione stratigrafica degli intervalli petrologici (DICKINSON & RICH, 1972) che corrispondono a ciascuna petrofacies.

La Petrofacies Eo1 è rappresentata da calciliti ibride fini, con calcite interstiziale (SCHMIDT & McDONALD, 1979). Il quarzo monocristallino prevale su quello policristallino, mentre i litici calcarei e dolomitici, alcuni dei quali sicuramente riconoscibili come frammenti di Maiolica (calcilutiti a tintinnidi), prevalgono nettamente sulla selce, rappresentata anche da singoli radiolari totalmente ricristallizzati. Più rari plagioclasti, litici vulcanici - spesso distinguibili con difficoltà dalla selce - e metamorfici (filladi), mica bianca, biotite e tormalina. Limitata e mal conservata la frazione bioclastica, ridotta a frammenti di foraminiferi planctonici e bentonici. Negli interstizi è localmente abbondante l’argilla glauconitica.

La Petrofacies Eo2 è caratterizzata da Pl-areniti (“*Feldspat-Arenit*” di KLEBOTH, 1982) molto fini, con interstizio calcitico e sparsa matrice marnosa. Lo scheletro detritico è costituito per la massima parte da plagioclasio in cristalli freschi ed euedrali (25-50% del volume della roccia), comunemente geminato e/o zonato; la microanalisi SEM-EDS ne ha evidenziato la composizione basica (labradorite/bytownite: An₅₅₋₈₅). Il quarzo di origine vulcanica (0-5%) e i litici vulcanici (1-15%) sono subordinati, mentre gli accessori femici (anfibolo, biotite, pirosseno cloritizzato e opachi) sono presenti con abbondanze assai variabili (2-30%). Gli altri minerali pesanti sono limitati a zircone, apatite e picotite cromifera. In particolare il Cr-spinello, rilevato solo in 4 campioni della sezione di Cibrone, è presente in granuli da subangolari ad angolari, di dimensioni nell’ordine dei 100 µm, il cui colore in sezione sottile varia dal rosso scuro ambrato al marrone caffè. La microanalisi SEM-EDS su 9 granuli ha rilevato un contenuto in Cr₂O₃

del 34÷48%, che corrisponde a un Cr# tra 0.41 e 0.61. La loro composizione è compatibile con una provenienza da magmatiti basiche e ultrabasiche, plausibilmente presenti come xenoliti nelle rocce vulcaniche che rappresentavano una delle sorgenti di sedimento della Formazione di Cibrone. Per la frazione intrabacinale si segnalano grossi *mudclast* e sparsi frammenti di foraminiferi planctonici.

La Petrofacies Eo3 è caratterizzata da areniti ibride medie e grossolane ad abbondante contenuto bioclastico (rodoficee, grandi foraminiferi, miliolidi, foraminiferi planctonici, echini, briozoi, bivalvi; rari frammenti fosfatici di grandi dimensioni, plausibilmente resti scheletrici di pesci) e con occasionali intraclasti. La diffusa glauconitizzazione conferisce alla compagine rocciosa l'aspetto di un *hard ground*.

Nell'insieme le tre petrofacies delineano un quadro articolato di aree sorgenti, che – analogamente a quanto osservato per il membro del Montorfano lariano della sottostante formazione di Tabiago - comprendono:

- 1) per la Petrofacies Eo1, una successione sedimentaria mesozoica erosa nei suoi termini più superficiali, compatibile con la strutturazione di un prisma accrezionale legato alla subduzione alpina;
- 2) per la Petrofacies Eo2, una successione vulcanica erosa poco dopo la deposizione o, più plausibilmente se si considera la scarsa alterazione di minerali femici assai instabili e l'aspetto eudrale e fresco dei plagioclasti, apporti piroclastici diretti in bacino successivamente rimaneggiati da correnti di torbidità. Entrambe le ipotesi sono compatibili con la strutturazione di un arco insulare a chimismo da intermedio a basico che nel medesimo intervallo tempo troverebbe sparse testimonianze dal Trentino Alto Adige (BARS & GRIGORIADIS, 1969; PICCOLI, 1966; SCIUNNACH & BORSATO, 1994; MAIR *et alii*, 1966) alla successione epiligure dell'Appennino pavese (DI GIULIO *et alii*, 2005);
- 3) per la Petrofacies Eo3, una piattaforma continentale sottoalimentata, dalla quale provenivano apporti pressoché esclusivamente intrabacinali. Tale provenienza presenta forti analogie con il quadro paleoambientale riferito alla formazione di Ternate, affiorante a cavallo tra i contigui Fogli 074-Varese e 095-Busto Arsizio

Paleocorrenti. Sulla base di controimpronte da impatto e trascinamento, osservate nei livelli vulcanoclastici presso Cibrone, gli apporti detritici presentano direzioni circa ESE-WNW e NE-SW con verso

invariabilmente ad W.

Fossili. Dall'esame dei residui di lavaggio ricavati dai campioni marnosi sono state osservate ricche associazioni a foraminiferi planctonici di cui rare forme si ritrovano rimaneggiate anche all'interno delle areniti studiate nelle sezioni sottili.

Planctonici

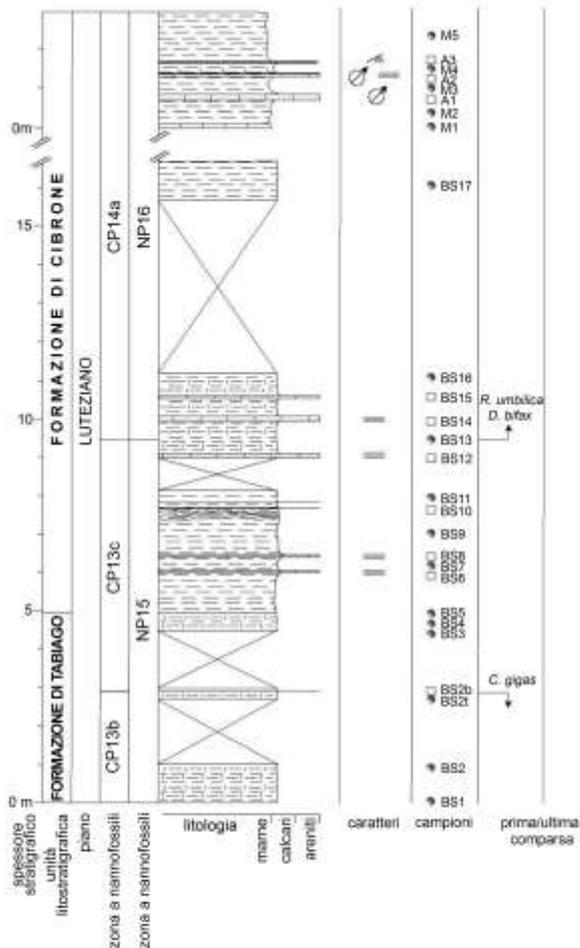
<i>Acarinina bullbrooki</i>	<i>Morozovella aragonensis?</i>
<i>A. pseudotopilensis</i>	<i>Morozovelloides crassatus</i>
<i>A. topilensis</i>	<i>M. cf. lehneri</i>
<i>A. rohri</i>	<i>Pseudohastigerina micra</i>
<i>Catapsydrax unicavus</i>	<i>Subbotina eocaena</i>
<i>Globigerinatheka subconglobata</i>	<i>S. corpulenta</i>
<i>G. index</i>	<i>S. senni</i>
<i>Guembeltriodes nuttalli</i>	<i>Turborotalia cf. cerroazulensis</i>
<i>Hantkenina dumblei</i>	<i>T. frontosa</i>
	<i>T. pomeroli</i>

Bentonici

Lenticulina sp.

Paleogeografia. La formazione di Cibrone è costituita da emipelagiti che si depositano in un contesto di piana bacinale simile a quello delineato per le formazioni di Brenno e Tabiago. Tuttavia, lo scenario paleogeografico sembra differenziarsi, a partire dall'Eocene Medio, per la natura degli apporti extrabacinali, legati a materiale terrigeno fine prodotto, nell'interpretazione di DI GIULIO *et alii* (2001), da un aumento delle precipitazioni nell'area della protocatena alpina e a detriti vulcanoclastici, prodotti dall'adiacente e penecontemporanea attività vulcanica ("magmatismo periadriatico": FANTONI *et alii*, 1999).

Età. Sulla base delle determinazioni di foraminiferi presenti in letteratura (PREMOLI SILVA & LUTERBACHER, 1966; KLEBOTH, 1982) la formazione di Cibrone fu attribuita alla zona *Hantkenina aragonensis* (ora *H. nuttalli*). La presenza, talvolta abbondante, di *Globigerinatheka subconglobata* e *Turborotalia frontosa*, associate a più rare *Globigerinatheka index*, *Hantkenina dumblei*, *Turborotalia pomeroli* e *T. cf. cerroazulensis*, è indicativa della zona P12 dell'Eocene medio. La determinazione del nannoplancton calcareo, estesa a tutti gli affioramenti osservati nel corso del presente rilevamento, ha evidenziato l'appartenenza alle zone NP15 e NP16 (Fig. 9 e Tavola 1) del Luteziano medio–Bartoniano inferiore, confermando e precisando l'età basata sui foraminiferi planctonici.



Litologie

- mame
- mame calcareo
- calcareo mammoso
- calcareo
- arenite
- rudite
- copertura non esposta

Caratteri

- intervallo a slumping
- campioni di areniti
- campioni per nannofossili
- faglia
- laminazione (planare, ripple)
- paleocorrenti

Fig. 9 – Sezione composita della formazione di Cibrone (da PREMOLI SILVA et alii, 2010).

1.1 - GRUPPO DELLA GONFOLITE LOMBARDA

Il termine *gompholite* (dal greco *gomphos*, chiodo + *lithos*, pietra) fu introdotto da BRONGNIART (1827) come traduzione letterale e classicheggiante del termine geologico svizzero *Nägelfluh* (*Nägel*, chiodo + *flu*, roccia o parete rocciosa) di incerta grafia. Questo ultimo era utilizzato dai geologi svizzeri per indicare quei conglomerati, i cui ciottoli sporgono dalla parete rocciosa come teste di chiodi in un portone medievale (ROBERTS, 1839). In Italia, i conglomerati di Como sono denominati “Gonfolite di Como” per la prima volta da CURIONI (1844).

Gonfolite diviene quindi nella prima metà del XX secolo la denominazione informale della molassa subalpina affiorante tra Como e Varese. Nel 1957, è definita come un'unica formazione nella sintesi stratigrafica di CITA (1957). In seguito, con il lavoro di GELATI *et alii* (1988) la Gonfolite viene elevata al rango di gruppo. È riportata tra le Unità tradizionali formalizzate nel fascicolo VII Quaderno 7 del SGN-APAT (DELFRATI, 2007). Nella ricerca di idrocarburi in Pianura Padana, il termine è stato poi esteso informalmente a tutti i depositi grossolani di età oligo-miocenica identificati nel sottosuolo tra Torino e il Lago di Garda (DONDI & D'ANDREA, 1986).

Il Gruppo della Gonfolite affiora parzialmente nel Foglio 096-Seregno e pertanto è stato necessario estendere il presente rilevamento anche al quadrante sud-occidentale dell'adiacente Foglio 075-Como. Sulla base della distribuzione geografica degli affioramenti si possono distinguere due settori, che saranno descritti separatamente (Fig. 7).

1.1.1. - Settore di Como

1.1.1.1. - Conglomerato di Como (FCM)

Denominazione. Nei numerosi studi che si sono succeduti negli ultimi 150 anni il conglomerato di Como, forse l'espressione più caratteristica della Gonfolite, ha avuto molteplici denominazioni, significati e ranghi stratigrafici. L'attuale denominazione formazionale è stata proposta da RÖGL *et alii* (1975).

Sinonimi. “Conglomerato di Como”, DE LA BECHE (1837), CHELUSSI (1903), REPOSSI (1922); “Gonfolite di Como”, CURIONI (1844); “Miocene *bunte Nagelfluh*”, SPREAFICO *et alii* (1873); “conglomerati principali”, SANTINI (1956), NAPOLITANO (1985); “conglomerato di base”, FIORENTINI POTENZA (1957); “membro di Como”, CITA (1957); “*Conglomerat polygenique*”, VICENTE (1966); “*Hauptkonglomerat*”, LONGO (1968); “Como Formation”, RÖGL *et alii* (1975), BERNOULLI *et*

alii (1989); “Conglomerati di Como”, GELATI *et alii* (1988); “*Como Conglomerate*”, GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii* (1993), BERNOULLI & GUNZENHAUSER (2001), CARRAPA & DI GIULIO (2001), BERSEZIO *et alii* (1993).

Area di affioramento. Il conglomerato di Como affiora nel quadrante NW del Foglio 096-Seregno, costituendo l’ossatura del Monte Tre Croci e della Spina Verde.

Rapporti stratigrafici. Il limite inferiore non è osservabile nel Foglio 096-Seregno, ma nell’adiacente Foglio 075-Como l’unità giace sulla formazione di Chiasso con limite erosivo e concordante a scala dell’affioramento. A scala regionale, si ipotizza una transizione per alternanza di facies tra la base del conglomerato di Como e la sommità della formazione di Chiasso: il presente rilevamento ha permesso infatti di riconoscere una sostanziale similarità biostratigrafica, sedimentologica e petrografica tra il *Konglomerate von Villa Olmo* (LONGO, 1968), intercalato nella formazione di Chiasso, e la porzione inferiore dei sovrastanti conglomerati di Como *Auct.*; si è ritenuto che tale similarità costituisse un criterio sufficiente per accorpate il *Konglomerate von Villa Olmo* con i sovrastanti conglomerati in un unico membro del conglomerato di Como, pur non essendo osservabile sul terreno una chiara continuità stratigrafica. Il passaggio tra la formazione di Chiasso e il conglomerato di Como dovrebbe avvenire per progredazioni successive di corpi grossolani canalizzati, evolventi in un apparato conglomeratico più importante.

Il passaggio alle sovrastanti peliti di Prestino è difficilmente apprezzabile per la mancanza di affioramenti, ma, grazie alle osservazioni effettuate durante lo studio del *tunnel* ferroviario Monte Olimpino 2, GELATI *et alii* (1988, 1991) riportano un limite superiore transizionale per alternanza di facies.

Spessore. Lo spessore del conglomerato di Como non è valutabile direttamente all’interno del Foglio 096-Seregno, non affiorando il limite con la sottostante formazione di Chiasso. Sulla base di calcoli stratimetrici eseguiti sugli affioramenti del Foglio 075-Como si possono stimare circa 1000 m di spessore.

Litologia. Il conglomerato di Como è costituito da dominanti conglomerati grossolani con rare intercalazioni pelitiche. Sulla base delle evidenze petrografiche e sedimentologiche è possibile distinguere i seguenti due membri.

Membro di Villa Olmo (FCM₁). Tale unità fu originariamente distinta da LONGO (*Konglomerate von Villa Olmo*, 1968) ed è stata estesa con il presente rilevamento alla porzione inferiore del conglomerato di Como;

corrisponde in parte alla “Lithozone 1” di GELATI *et alii* (1991). Tale membro è costituito da conglomerati a supporto clastico e cemento carbonatico con stratificazione generalmente grossolana e mal distinguibile. La classazione è complessivamente buona e i clasti sono da medi a grossolani (da 5 a 40 cm), talvolta con dimensione massima superiore a 1 m. Gli strati, quando distinguibili, hanno generalmente base netta, forma lenticolare e possono essere internamente disorganizzati o inversamente gradati; più rara è la gradazione normale. Clasti pelitici sono poco frequenti, ma sono stati rinvenuti all’interno dei conglomerati due intervalli pelitici grigio-verdastri con intercalazioni pluricentriche di areniti laminate e frustoli vegetali; tali intervalli sono ubicati lungo la SP17 a SE di Villa Eros e presso la villa a SE del cimitero di Como.

Membro di Camerlata (FCM₂). Tale unità, di nuova istituzione, corrisponde alla lithozone 2 di GELATI *et alii* (1991). Si differenzia dal precedente membro per facies e composizione petrografica. Il membro di Camerlata è costituito da conglomerati a supporto clastico con abbondante matrice arenitica e cemento carbonatico, passanti superiormente a paraconglomerati prevalenti con clasti e blocchi (spesso di dimensioni fino a 2 m) dispersi in matrice arenitica grossolana disorganizzata. Verso l’alto si osservano anche livelli di areniti massive e di conglomerati bipartiti, costituiti da una base conglomeratica a supporto clastico passante verso l’alto a *pebbly sandstone*. La classazione è generalmente scarsa e sono frequenti clasti pelitici anche di dimensioni pluridimensionali. In tale membro sono stati rinvenuti due intervalli pelitici grigio-bruni: il primo affiora a E del Castello di Baradello, presso la località Respaù, il secondo è stato osservato ad Albate, lungo la SP28 presso Villa Mirabello.

Petrografia. Un ulteriore criterio per la suddivisione del conglomerato di Como in due membri è costituito dalla composizione petrografica dei conglomerati e delle areniti. Già REPOSSI (1922) aveva osservato qualitativamente variazioni verticali nella composizione petrografica del conglomerato di Como. FIORENTINI POTENZA (1957) confermò tale osservazione mediante un dettagliato studio quantitativo sui ciottoli, individuando nel settore di Como della Gonfolite tre intervalli petrologici sovrapposti, di cui due nel conglomerato di Como.

Più recentemente, CARRAPA & DI GIULIO (2001) hanno esteso l’analisi petrografica quantitativa anche ai livelli arenitici intercalati nei conglomerati, confermando le osservazioni degli autori precedenti. Nell’ambito del presente rilevamento i dati pregressi sono stati integrati e completati da nuove analisi petrografiche quantitative sulle areniti

(Tab. 1). Le arenarie del membro di Villa Olmo sono rappresentate da arcose litiche con presenza di litici carbonatici (dolomie prevalenti su calcari), metamorfici e soprattutto vulcanici intermedi (porfirici a plagioclasio) di tipo "andesitico". Le soprastanti arenarie del membro di Camerlata sono invece classificabili come arcose con rari litici metamorfici.

Paleocorrenti. Le misure di orientazione dei ciottoli embricati, eseguite da NAPOLITANO (1983) in due stazioni ubicate rispettivamente in entrambi i membri del conglomerato di Como, hanno indicato correnti invariabilmente provenienti da NE (N50°). In FIORENTINI POTENZA (1957) è riportata una direzione NNE-SSW per il membro di Camerlata.

Fossili. Il conglomerato di Como è generalmente sterile, salvo i pochi foraminiferi (mal conservati e non diagnostici) e nannofossili calcarei (riferibili alle associazioni diagnostiche delle Zone a *Sphenolithus ciproensis* e *Reticulofenestra bisecta*) rinvenuti negli intervalli pelitici di cui sopra (TREMOLADA *et alii*, 2010).

Paleogeografia. Il carattere marino profondo del conglomerato di Como era già stato dedotto in RÖGL *et alii* (1975), suggerendo che si trattasse di una conoide marina. Tuttavia l'insieme delle facies osservate ed il loro sviluppo verticale suggeriscono che il conglomerato di Como sia interpretabile nel complesso come uno *slope fan-delta*, costituito da un limitato *shelf*, non preservato, e uno *slope* acclive e batimetricamente sviluppato. Tale *fan-delta* prograda durante il Chattiano superiore sui depositi emipelagici di pendio della formazione di Chiasso (GUNZENHAUSER, 1985), con sparsi corpi canalizzati che verso l'alto divengono coalescenti. Localmente si sono preservate aree di intercanale, costituite da peliti con intercalazioni di sottili strati arenitici. Verso l'alto, il passaggio al membro di Camerlata testimonia una retrogradazione del sistema contemporaneamente a un cambio petrografico, legato all'esumazione di masse plutoniche del tutto analoghe al Masino-Bregaglia.

Nel conglomerato di Como si osservano consistenti tassi di sedimentazione, legati a un'importante fase di strutturazione della catena alpina, la Fase Insubrica dei geologi svizzeri (SCHUMACHER *et alii*, 1996; PFIFFNER *et alii*, 2002) o Fase Gonfolite di CASTELLARIN *et alii* (1992).

Età. La datazione del conglomerato di Como è stato un problema geologico che ha attirato l'attenzione di numerosi studiosi, producendo età biostratigrafiche indirette ed età radiometriche a partire da SANTINI (1956). La determinazione del nannoplancton calcareo nei campioni prelevati dagli intervalli pelitici e dagli intraclasti pelitici presenti nei

conglomerati ha permesso di attribuire il membro di Villa Olmo alla biozona NP25 e il membro di Camerlata alle biozone NP25 superiore e NN1 basale (TREMOLADA *et alii*, 2010) (Fig. 10). La datazione biostratigrafica è in accordo con le datazioni radiometriche fornite da GIGER & HURFORD (1989). Chattiano superiore - Aquitaniano.

BOZZA

Tab. 1 – Mode detritiche (composizione principale) della arenarie della Gonfolite Lombarda nel settore di Como (analisi di G. Vezzoli). Q = quarzo, F = feldspati, L = litici (v = vulcanici, c = carbonatici, p = plutonici, ch = selciosi, m = metamorfici, u = dubbi/indeterminabili), Qp/Q = quarzo policristallino su quarzo totale, P/F = plagioclasi su feldspati totali, Cd/C = litici dolomitici su litici carbonatici.

Campione	Unità	Q	F	Lv	Lc	Lp	Lch	Lm	Lu	totale	Qp/Q	P/F	Cd/C
ML3	Conglomerati di Lucino	45	25	0	19	0	0	8	2	100,0	58	63	55
ML2	Conglomerati di Lucino	45	23	2	18	0	1	11	0	100,0	52	63	36
ML1	Conglomerati di Lucino	50	36	1	5	0	0	8	1	100,0	57	57	0
DR1	Conglomerati di Drezzo*	34	62	1	0	0	0	2	0	100,0	63	60	0
VG1	Arenarie della Val Grande	48	38	1	3	0	0	9	0	100,0	49	53	40
VG2	Arenarie della Val Grande	45	37	0	6	0	0	10	0	100,0	60	60	50
PR1	Peliti di Prestino	47	33	0	9	0	0	11	0	100,0	68	58	33
CGLC3	Conglomerato di Como - Membro di Camerlata	46	51	0	0	0	0	3	0	100,0	70	54	n.d.
CGLC2	Conglomerato di Como - Membro di Camerlata	38	58	1	0	0	0	3	0	100,0	54	56	n.d.
CGLC1	Conglomerato di Como - Membro di Camerlata	38	55	1	0	0	0	5	0	100,0	57	53	0
CGLC4	Conglomerato di Como - Membro di Camerlata	40	52	1	1	0	0	7	0	100,0	59	60	n.d.
VOB	Conglomerato di Como – Membro di Villa Olmo	54	32	4	3	1	0	6	0	100,0	61	50	100
VOA	Conglomerato di Como – Membro di Villa Olmo	46	30	9	7	0	0	8	0	100,0	47	54	55

* non affioranti nel foglio

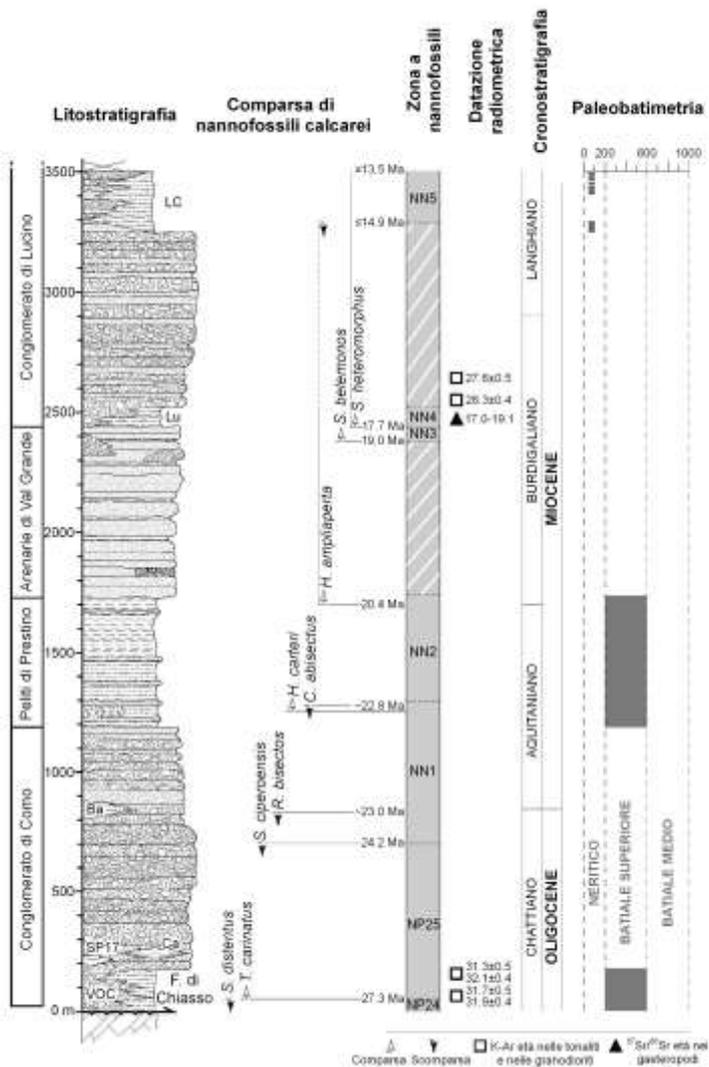


Fig. 10 - Sezione schematica della Gonnate nel Settore di Como (da TREMOLADA et alii, 2010).

1.1.1.2. - Peliti di Prestino (RSI)

Denominazione. L'unità litostratigrafica peliti di Prestino è stata proposta da NAPOLITANO (1985) come membro del conglomerato di Como e quindi elevata al rango di formazione in GELATI *et alii* (1988); prende il nome dall'abitato di Prestino (frazione di Como).

Sinonimi. “Serie di Cavallasca”, SANTINI (1956), CITA (1957); “*Marnes greso-micacées à debris vegetaux*”, VICENTE (1966); “*Merlige Tone und Sandsteine von Brecciago, S. Fermo, Cavallasca*”, “*Tonmergel mit Sandsteineinschlungen von Casate - Villa Piazza bei Cavallasca*”, LONGO (1968); “*Cavallasca Formation*”, RÖGL *et alii* (1975); “*Prestino Formation*”, GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii* (1989), BERSEZIO *et alii*, (1993), BERNOULLI & GUNZENHAUSER (2001); “*Prestino Mudstone*”, BERNOULLI *et alii* (1993), CARRAPA & DI GIULIO (2001).

Area di affioramento. Le peliti di Prestino affiorano nel quadrante NW del Foglio 096-Seregno, lungo il margine SW della Spina Verde e del Monte Tre Croci. L'area di affioramento si estende da Casate (NW) fino ad almeno Senna Comasco (SE). Limitati affioramenti, attribuibili dubitativamente alle peliti di Prestino, sono osservabili presso la collina di Specola.

Rapporti stratigrafici. Entrambi i limiti sono contenuti nel Foglio 096-Seregno, ma sono difficilmente valutabili a causa delle estese coperture. Grazie alle osservazioni effettuate durante lo studio del *tunnel* ferroviario Monte Olimpino 2, GELATI *et alii* (1988, 1991) riportano un limite inferiore transizionale per alternanza di facies con il sottostante conglomerato di Como e un limite superiore transizionale per aumento graduale del rapporto arenaria-pelite con le sovrastanti arenarie della Val Grande.

Spessore. Le peliti di Prestino costituiscono a scala regionale un corpo lentiforme che si assottiglia verso NE. Nel Foglio 096-Seregno lo spessore è grossolanamente costante ed è stato calcolato intorno ai 450-535 m (LONGO, 1968; GELATI *et alii*, 1988, 1991).

Litologia. Le peliti di Prestino sono costituite da argille marnoso-siltose di colore grigio-verde ad alterazione grigio-nocciola con intercalazioni di areniti fini in strati da fini a medi, con base netta, a laminazione piano-parallela e a *ripple*; tali intercalazioni sono più frequenti nella porzione inferiore. La stratificazione è generalmente sottile, ma spesso vi sono intervalli amalgamati dove la stratificazione è mal distinguibile. Frustoli vegetali limonitizzati o carbonificati sono comuni. Nella parte bassa della formazione si osservano alcuni *pebbly mudstones* con ciottoli di medie dimensioni (5-10 cm). GELATI *et alii* (1991) riportano la

presenza di uno *slump* nella parte mediana dell'unità. Verso NW, nel Foglio 075-Como, le peliti di Prestino passano lateralmente per intercalazione di facies a conglomerati, ascrivibili secondo GELATI *et alii* (1988) al conglomerato di Como.

Petrografia. La componente pelitica, quarzoso-micacea, non è stata oggetto di analisi specifiche. La petrografia delle arenarie mostra, rispetto al conglomerato di Como, una diminuzione dei feldspati, la ricomparsa dei carbonati (calcari prevalenti su dolomie) e soprattutto la comparsa di frammenti di serpentiniti e di abbondante granato e staurolite. I ciottoli rinvenuti nei *pebbly mudstones* basali mostrano qualitativamente una sensibile diminuzione dei clasti granitoidi e un aumento dei clasti carbonatici rispetto al sottostante membro di Camerlata. La stazione X di FIORENTINI POTENZA (1957) analizza una di queste intercalazioni conglomeratiche nelle peliti di Prestino e la ascrive al terzo livello petrografico, confermando le osservazioni quantitative sulle arenarie

Paleocorrenti. Non sono stati osservati indicatori utili alla definizione delle paleocorrenti.

Fossili. Le peliti di Prestino mostrano frequentemente tracce di bioturbazione, sono stati inoltre rinvenuti molluschi ed echinoidi con evidenze di autoctonia (GELATI *et alii*, 1988). Tra i foraminiferi bentonici si segnalano *Praeglobobulimina ovata*, *Gyroidinoides altiformis*, *Uvigerina* cf. *auberiana*, *U. proboscidaea* e *Sphaeroidina bulloides*. L'associazione a nannofossili calcarei è dominata da *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, e *Reticulofenestra minuta* oltre alle specie *Helicosphaera carteri*, *H. ampliapertura*, *C. abisectus* e *Triquetrorhabdulus carinatus*, diagnostiche delle Zone a nannofossili NN1-NN2 di YOUNG (1998).

Paleogeografia. Le evidenze sedimentologiche e il contenuto macrofaunistico suggeriscono un ambiente di deposizione emipelagico in prossimità della base del pendio, dove si verificavano episodicamente deposizioni di torbide diluite, fenomeni di rimobilizzazione lungo pendio e colate detritiche. RÖGL *et alii* (1975) e VALDISTURLO in GELATI *et alii* (1988) riferiscono le peliti di Prestino alla zona batiale superiore (500-1000 m).

Età. Le analisi biostratigrafiche del nannoplancton calcareo eseguite nell'ambito del Foglio 096-Seregno hanno evidenziato la presenza della sola biozona NN1 (TREMOLADA *et alii*, 2010). L'analisi dei foraminiferi planctonici ha permesso di identificare anche la biozona N4 e la parte basale della biozona N5 (GELATI *et alii*, 1988). Aquitaniano.

1.1.1.3. - Arenarie della Val Grande (VGD)

Denominazione. La denominazione deriva dalla Val Grande, ubicata tra S. Fermo della Battaglia e Lucinasco e percorsa da un affluente di destra del F. Seveso. L'unità litostratigrafica arenarie della Val Grande è stata proposta da NAPOLITANO (1985) come membro del conglomerato di Como e quindi elevata al rango di formazione in GELATI *et alii* (1988); la denominazione riprende l'originale definizione di LONGO (1968), che però comprendeva solo la parte inferiore dell'attuale unità.

Sinonimi. "Arenarie conglomeratiche intermedie", SANTINI (1956); "Arenarie passanti lateralmente a conglomerati", "conglomerati intermedi", CITA (1957); "*Gres et Conglomerats*", VICENTE (1966); "*Arkosische Sandsteine der Val Grande*", "*Sandsteine mit merligen Einschaltungen von Trivino...*" LONGO (1968); "*Val Grande Formation*", GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii* (1989); "*Val Grande Sandstone*", BERNOULLI *et alii* (1993); BERNOULLI & GUNZENHAUSER (2001); BERSEZIO *et alii*, (1993), CARRAPA & DI GIULIO (2001).

Area di affioramento. Le arenarie della Val Grande affiorano a N di Montano Lucino e lungo il versante nord-orientale della collina di Grandate. L'esposizione migliore della formazione avviene presso gli alvei di alcuni corsi d'acqua impostati lungo strato, di cui il principale è il rio della Val Grande.

Rapporti stratigrafici. Nel Foglio 096-Seregno le arenarie della Val Grande sono comprese tra le sottostanti peliti di Prestino e i sovrastanti conglomerati di Lucino. Il limite inferiore è transizionale per aumento graduale del rapporto arenaria-pelite. Il limite superiore non è mai stato osservato direttamente, ma è verosimilmente erosivo (GELATI *et alii* 1988; BERNOULLI *et alii*, 1989) e probabilmente discordante.

Spessore. Lo spessore delle arenarie della Val Grande è stato calcolato intorno ai 700-725 m (LONGO, 1968; GELATI *et alii*, 1988).

Litologia. La facies più caratteristica delle arenarie della Val Grande è costituita da banchi metrici tabulari di areniti medie e grossolane, a cemento carbonatico. I banchi possono essere massivi o a gradazione diretta, con laminazioni piano-parallele a tetto; l'alterazione superficiale di questi banchi produce generalmente esfoliazione cipollare. Si osservano inoltre sporadici livelli di conglomerati a supporto clastico da medi a fini, livelli arenitici con sequenze di Bouma incomplete (T_{a-b} , T_{a-c}) e intercalazioni da decimetriche a pluridecimetriche di peliti marnose finemente stratificate o bioturbate. GELATI *et alii* (1988) riportano anche la presenza di *pebbly mudstones*.

Petrografia. Lo studio petrografico delle arenarie della Val Grande è

stato eseguito quantitativamente su ciottoli e arenarie (FIORENTINI POTENZA, 1957; CARRAPA & DI GIULIO, 2001; G. VEZZOLI per il presente elaborato). FIORENTINI POTENZA ascrive i livelli conglomeratici intercalati nelle arenarie della Val Grande al 3° livello petrografico (Stazioni XI e XI bis) con minori granitoidi e presenza di calcari.

I campioni arenitici sono caratterizzati da un lieve aumento dei feldspati rispetto ai litici carbonatici e dalla costante presenza di serpentiniti. Si osservano anche frammenti di selce e vulcanici felsitici (riferibili alle vulcaniti permiane), mentre tra i minerali pesanti compaiono gli anfiboli con presenza costante di granato e staurolite.

Paleocorrenti. Rare controimpronte basali hanno permesso a GUNZENHAUSER (1985) di identificare provenienze da NW (N330°), mentre NAPOLITANO (1983) riporta direzioni distribuite tra NW (N300°) e NE (N60°).

Fossili. Gli intervalli pelitici intercalati nelle arenarie della Val Grande mostrano una ben sviluppata macrofauna a molluschi ed echinoidi con caratteristiche di autoctonia (GELATI *et alii*, 1988).

Paleogeografia. Nel complesso, l'associazione di facies riscontrata nelle arenarie della Val Grande consente di interpretare l'unità come un complesso di lobi sabbiosi distali. La geometria, lo spessore e la struttura massiva degli strati, insieme a indicatori di paleocorrenti relativamente dispersi, suggeriscono un certo confinamento, prodotto o da un arretramento del sistema nel *canyon* di alimentazione (GELATI *et alii*, 1991) o da una progressiva strutturazione del bacino della Gonfolite da *foredeep* a *wedge-top depozone* (sensu DECELLES & GILES, 1996; DALLA *et alii*, 1992; SCARDIA *et alii*, 2007).

Età. L'associazione a foraminiferi rinvenuta da GELATI *et alii* (1988) nelle arenarie della Val Grande è ascrivibile alle Zone N5 o N6, rappresentative del Burdigaliano inferiore. Lo studio del nannoplankton calcareo presente nelle sovrastanti peliti di Lucinasco indica un'associazione riferibile alle Zone NN4 o NN5 (TREMOLADA *et alii*, 2010). Nel complesso le arenarie della Val Grande sono riferibili al Burdigaliano.

1.1.1.4. - Conglomerati di Lucino (LUI)

Denominazione. L'unità è stata così definita in GELATI *et alii* (1988), riprendendo l'originale denominazione di Lucino Formation (GUNZENHAUSER, 1985); il termine comprende tutti quei conglomerati che affiorano malamente nei dintorni di Montano Lucino. Nel presente lavoro, accogliendo la proposta di NAPOLITANO (1985) e BERNOULLI *et alii* (1989, 1993) e facendo riferimento alla scheda di revisione proposta

da DELFRATI (2003), le originarie formazioni peliti di Lucinasco e peliti di Lurate Caccivio (GELATI *et alii*, 1988) sono riclassificate come litofacies dei conglomerati di Lucino.

Sinonimi. Conglomerati di Lucino: “Arenaria miocenica di Maccio”, SORDELLI (1896); “Strati arenacei di Maccio”, DAL PIAZ (1929); “Arenarie conglomeratiche superiori”, SANTINI (1956); “Arenarie di Maccio e Villa Guardia”, “conglomerati superiori”, CITA (1957); “*Gres et Conglomerats*”, VICENTE (1966); “*Sandsteine und obere Konglomerate von Maccio, Castello, ...*” LONGO (1968); “membro di Lucino”, NAPOLITANO (1985); “*Lucino Formation*”, GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii* (1989), GIGER & HURFORD (1989); “Lucino Conglomerate”, BERNOULLI *et alii* (1993, 2001), BERSEZIO *et alii*, (1993), CARRAPA & DI GIULIO (2001).

Peliti di Lucinasco: “Serie di Lucinasco”, SANTINI (1956), CITA (1957); “*Marnes greseuses gris-verdastres micacées et gres calcareoux*”, VICENTE (1966); “*Merlige Tone mit Sandsteineinschaltungen von Lucinasco*”, LONGO (1968); “Litozona del Fosso Lusert”, NAPOLITANO (1985); “*Montano Member*”, GUNZENHAUSER (1985), BERNOULLI *et alii* (1989, 1993), BERNOULLI & GUNZENHAUSER (2001), CARRAPA & DI GIULIO (2001);

Peliti di Lurate Caccivio: “affioramenti presso C.na Chiavette, C.na Belvedere e Civello”, SANTINI (1956); “Argille marnoso-arenacee di Civello, Lurate Caccivio e Grandate”, CITA (1957); “*Marnes greseuses*”, VICENTE (1966); “*Sandige Mergel von C.na Chiavette*”, LONGO (1968); “Gironico Member”, GUNZENHAUSER (1985).

Area di affioramento. I conglomerati di Lucino costituiscono i rilievi di Gironico, Castello, Montano Lucino e Villa Guardia. Minori affioramenti tentativamente attribuiti a questa unità sono visibili presso Bostigo (Grandate) e Casnate. Le peliti di Lucinasco (LUI_a) si osservano lungo il Fosso Lusert presso Lucinasco. Le peliti di Lurate Caccivio (LUI_b) affiorano estesamente nell'area compresa tra Villa Guardia, Lurate Caccivio e C.na S. Vittore (a E di Maccio).

Rapporti stratigrafici. I conglomerati di Lucino sono delimitati alla base dalle arenarie della Val Grande, mediante un limite mai osservato direttamente, ma verosimilmente erosivo (GELATI *et alii*, 1988; BERNOULLI *et alii*, 1989) e probabilmente discordante. Il limite superiore non è esposto.

Spessore. Lo spessore complessivo dei conglomerati di Lucino non è valutabile perché manca il limite superiore. Lo spessore osservabile è circa 800 m (LONGO, 1968; GELATI *et alii*, 1988). Per le peliti di Lucinasco (LUI_a) e di Lurate Caccivio (LUI_b) sono valutati

rispettivamente 50-100 m e 250 m di spessore (LONGO, 1968; BERNOULLI & GUNZENHAUSER, 2001).

Litologia. La facies tipica dei conglomerati di Lucino è rappresentata da conglomerati medio-grossolani a supporto clastico o di matrice, in banchi tabulari internamente disorganizzati. In alternativa si possono avere arenarie conglomeratiche massive in strati da medi a spessi con clasti pelitici, probabilmente erosi dalla formazione di Chiasso (BERNOULLI *et alii*, 1989). Lateralmente, i conglomerati passano tramite eteropia di facies a corpi pelitici con una distribuzione areale ben definita. Nel presente studio si riclassificano le peliti di Lucinasco e di Lurate Caccivio come litofacies dei conglomerati di Lucino.

Peliti di Lucinasco (LUI_a). Alternanza di argille marnose siltose grigie o grigio-verdi e areniti medio-fini in strati da centimetrici a decimetrici, passanti verso l'alto a peliti grigio-azzurre debolmente siltose. BERNOULLI & GUNZENHAUSER (2001) riportano la presenza di una diatomite dolomitizzata intercalata nella parte basale delle peliti di Lucinasco.

Peliti di Lurate Caccivio (LUI_b). Argille marnose e marne argillose siltose grigio-azzurre o grigio chiaro, a stratificazione fine, con rare intercalazioni di strati arenitici sottili debolmente laminati. Si osserva la presenza diffusa di noduli limonitici e frustoli vegetali.

Petrografia. Lo studio petrografico dei conglomerati di Lucino è stato eseguito quantitativamente su ciottoli (FIORENTINI POTENZA, 1957) e areniti. FIORENTINI POTENZA studiò la composizione petrografica dei conglomerati in tre stazioni (Stazioni XII, XV e XVI), attribuendo l'unità al 3° livello petrografico, con elevata percentuale di carbonati, comparsa di selci e diminuzione dei granitoidi. Qualitativamente si riporta anche la presenza di calcari nummulitici (GELATI *et alii*, 1988) e di serpentiniti.

La petrografia delle arenarie mostra nei livelli basali una certa affinità con le arenarie della Val Grande, solo con un leggero aumento del quarzo ma costante presenza di litici carbonatici, serpentinosi, vulcanici felsici (vulcaniti permiane), e - tra i minerali pesanti - anfiboli e staurolite. Verso l'alto, in livelli di età indicativamente langhiana, la composizione varia con l'aumento significativo dei litici carbonatici (calcari e dolomie), in buona correlazione con il coevo incremento di detrito carbonatico nelle arenarie di Briosco (v. *infra*). Registrano incrementi più contenuti anche i frammenti di roccia vulcanici, di selce e serpentiniti, mentre tra i minerali pesanti si osservano anfiboli e granato. A livello classificativo, si passa da arcose litiche nella parte basale dell'unità a litareniti feldspatiche in quella sommitale.

Sulle peliti quarzoso-micacee di Lucinasco (**LUI_a**) e di Lurate Caccivio (**LUI_b**) non sono state condotte analisi specifiche.

Paleocorrenti. Non sono stati osservati indicatori utili alla definizione delle paleocorrenti.

Fossili. I conglomerati di Lucino sono generalmente sterili. Tuttavia, SORDELLI (1896) riporta, oltre alla presenza di generici molluschi marini (prevalentemente lamellibranchi), il sorprendente ritrovamento di un frammento di mammifero terrestre determinato in seguito come *Prodremotherium* (PORTIS, 1889) e quindi come *Bachitherium* (DAL PIAZ, 1929). GELATI *et alii* (1988) riportano la presenza di molluschi in frammenti nelle peliti di Lurate Caccivio. Nelle peliti di Lucinasco (**LUI_a**) sono presenti foraminiferi (*Uvigerina mantaensis*) e nannoplancton caratterizzato dall'associazione di *Sphenolithus heteromorphus* e *Helicosphaera ampliapertura*. Le peliti di Lurate Caccivio (**LUI_b**) contengono anch'esse foraminiferi (*Sphaeroidina bulloides*, *Asterigerinata planorbis* e *Hanzawaia boueana*) e nannoplancton, in particolare *S. heteromorphus*.

Paleogeografia. CITA (1957) suggerisce per le peliti di Lurate Caccivio un ambiente di sedimentazione poco profondo per via dell'abbondanza di *Nonionidae* e di *Rotalidae*, forme comuni nei bassi fondali. Il ritrovamento stesso di un mammifero terrestre, per quanto rimaneggiato, avvalorava l'ipotesi di un ambiente marino prossimo alla linea di costa piuttosto che distale e profondo, come suggerito da GELATI *et alii* (1988). Partendo da queste osservazioni, i conglomerati di Lucino potrebbero essere quindi interpretati come uno o più *shelf fan delta* coalescenti soggetti a migrazioni laterali, con subordinate aree interdistributarie caratterizzate da sedimentazione a bassa energia.

Età. L'età dei conglomerati di Lucino è deducibile sulla base del contenuto micropaleontologico delle due litofacies pelitiche, poste rispettivamente nella parte inferiore (peliti di Lucinasco) e superiore (peliti di Lurate Caccivio) dell'unità. L'associazione a foraminiferi rinvenuta da SANTINI (1956) suggerì un'età compresa tra l'Aquitano sommitale (ma all'epoca il Burdigaliano non veniva considerato) e il Langhiano o Elveziano (CITA, 1957). Secondo GELATI *et alii* (1988), i conglomerati di Lucino sono riferibili al Burdigaliano. Dati palinologici inediti di BERNOULLI e MOHR suggeriscono un Miocene medio per le peliti di Lurate Caccivio (BERNOULLI *et alii*, 1993). TREMOLADA *et alii*, 2010 identificano mediante i nannofossili calcarei la biozona NN4 del Burdigaliano nelle peliti di Lucinasco e la biozona NN5 del Langhiano nelle peliti di Lurate Caccivio.

1.1.2. - Settore della Brianza

1.1.2.1. - Marne di Fornaci di Briosco (MFO)

Denominazione. La formazione delle marne di Fornaci di Briosco è stata istituita nel presente lavoro e prende il nome dalla località di Fornaci (frazione di Briosco, Monza e Brianza), dove l'unità affiora con la migliore esposizione.

Sinonimi. "Marne della C.na Belvedere", CITA (1957); "*Chiasso Formation*", GUNZENHAUSER (1985); "Fornaci lithozone", in SCIUNNACH & TREMOLADA (2004).

Area di affioramento. Le marne di Fornaci di Briosco affiorano in un areale assai limitato del Foglio 096-Seregno. Gli unici affioramenti osservati si trovano nell'area di Fornaci, C.ne Piodi e Piodiggi (Briosco). Ben più a N, è attribuito alla medesima formazione, per analogia di litofacies e di petrografia delle areniti, un affioramento isolato esposto lungo il Rio Bevera di Renate Brianza.

Rapporti stratigrafici. Date le estese coperture, non sono esposti né il limite inferiore, né il limite superiore.

Spessore. Lo spessore delle marne di Fornaci di Briosco non è valutabile con certezza, a causa dell'estrema dispersione degli affioramenti. Nello sbancamento artificiale a tergo della zona industriale di Fornaci sono esposti con continuità oltre 155 m di successione; con calcoli stratimetrici, si stima in circa 350 metri lo spessore minimo per l'unità. Lo spessore potrebbe risultare sensibilmente maggiore, nell'ordine dei 1000 m, qualora si potesse dimostrare una sostanziale continuità, a letto, con l'affioramento di Renate.

Litologia. Marne massive, di colore grigio, con sfaldatura a blocchetti o a scaglie, più raramente "a saponetta", con sottili intercalazioni di arenarie a granulometria da fine a grossolana. Gli intervalli marnosi sono spessi sino a 15 m (6 m in media) e a luoghi mostrano sottili veli rugginosi apparentemente legati a concentrazioni di materia organica ossidata. Le arenarie si presentano in strati planari o lenticolari, spessi al massimo 10 cm, e mostrano laminazioni parallele, convolute e incrociate (sequenze T_{b-e} fino a T_{d-e} di Bouma). La bioturbazione, per lo più rappresentata da *Paleophycus* (tubuli rettilinei o a T, fino a 1 cm di diametro), è diffusa alla sommità degli strati arenacei. Nella sezione di Fornaci, un singolo megastrato "slumpato", spesso 4 m, si presenta in facies di *pebbly mudstone*: i ciottoli, ben arrotondati, raggiungono diametri di 1 cm. Gli *slumping* sono diffusi soprattutto negli intervalli marnosi e siltosi.

Tab. 2 - Mode detritiche (composizione principale) della arenarie della Gonfolite Lombarda nel settore della Brianza (analisi di D. Sciunnach). Per il significato delle sigle, v. Tab.1.

Campione	Unità	Q	F	Lv	Lc	Lp	Lch	Lm	Lu	Tot	Qp/Q	P/F	Cd/C
29.4.1	Arenarie di Briosco	32,2	16,2	2,5	32,1	3,1	2,0	9,9	2,0	100,0	0,07	0,50	0,60
DF 9	Arenarie di Briosco	35,9	11,6	2,9	26,4	10,1	1,6	11,2	0,3	100,0	0,44	0,55	0,38
DF 5	Arenarie di Briosco	28,7	17,8	2,8	37,1	1,4	1,8	9,3	1,1	100,0	0,24	0,59	0,51
DF 1	Arenarie di Briosco	26,7	13,1	5,3	34,1	2,0	2,0	15,6	1,2	100,0	0,22	0,42	0,65
231.7.1	Arenarie di Briosco	29,3	23,2	2,1	27,8	3,4	1,9	10,4	1,9	100,0	0,31	0,52	0,73
231.7.2	Arenarie di Briosco	36,9	18,3	1,8	19,8	9,3	1,8	8,7	3,4	100,0	0,37	0,58	0,42
DF 30	Arenarie di Briosco	32,7	20,9	6,4	21,8	4,1	1,8	10,9	1,4	100,0	0,23	0,65	0,56
29.4.2	Marne di Fornaci di Briosco	59,3	21,2	1,5	4,2	2,0	2,0	8,7	1,1	100,0	0,21	0,50	0,63
DF 23	Marne di Fornaci di Briosco	35,8	22,3	4,9	7,9	8,3	1,9	16,4	2,5	100,0	0,39	0,34	0,50
DF 22	Marne di Fornaci di Briosco	37,4	21,2	5,6	16,7	3,0	2,0	14,1	0,0	100,0	0,13	0,74	0,48
DF 21	Marne di Fornaci di Briosco	42,9	21,6	5,9	9,3	3,6	2,1	14,6	0,0	100,0	0,22	0,46	0,50

Petrografia. I campioni studiati ricadono nel campo delle arcose litiche secondo FOLK (1980); la granulometria varia da fine a grossolana ($\Phi = 2.50 \div 0.50$); la selezione è moderata.

Tra i costituenti principali c'è il quarzo, mono- e policristallino, con un rapporto C/Q assai variabile ($0.07 \div 0.44$), in funzione delle classi granulometriche.

I feldspati sono rappresentati da plagioclasio, comunemente geminato e più di rado zonato, e da feldspati alcalini: ortoclasio peritico, albite a scacchiera e microclino. Il rapporto P/F presenta forte variabilità rispetto ad una media di 0.5 (Tab. 2).

I litici vulcanici sono diffusi benché non abbondanti (1÷5% del volume della roccia) e presentano una varietà di strutture (felsitiche, vitriche e microlitiche). Sono comuni anche i frammenti di rocce subvulcaniche e granitoidi, ortogneiss, ardesie, filladi, paragneiss cloritici e micascisti a granato. Più rari i litici sedimentari non carbonatici (argilliti e selci). I litici calcarei e dolomitici sono invece piuttosto abbondanti. Pseudomorfi, cresciuti alle spese di granuli dell'ossatura (SCHMIDT & McDONALD 1979) e pseudomatrice (DICKINSON 1970) sono anch'essi presenti, senza mai superare il 2.5% del volume della roccia. I minerali pesanti (3-8% del volume della roccia) sono rappresentati per lo più dai fillosilicati detritici (mica bianca, biotite e clorite) assieme a subordinato granato, titanite, epidoto, tormalina, anfibolo, zirconio, rutilo, apatite, pirosseni, allanite, xenotimo e cianite; tra i minerali opachi, sono stati riconosciuti titanomagnetite e ilmenite.

I frammenti intrabacinali non-carbonatici (NCI) sono rappresentati per lo più da rari *pellets* glauconitici (K_2O fino al 6%); gli ancor più rari frammenti carbonatici intrabacinali (CI) comprendono bioclasti abrasivi (tra cui foraminiferi ed echinidi) e intraclasti micritici.

I pori primari furono colmati da matrice e cementi sintassiali, mentre i pori residuali e secondari sono occupati da calcite spatica e subordinata pirite framboideale.

Fossili. È stata riconosciuta l'associazione a nannoplancton calcareo che comprende principalmente le forme *Sphenolithus belemnus*, *Cyclicargolithus floridanus* e *Calcidiscus pelagicus* riferibili alla biozona NN3 di YOUNG (1998) (Burdigaliano).

Paleogeografia. Le marne di Fornaci di Briosco sono costituite da emipelagiti che si depositano in un contesto di avampaese/avanfossa prodromico al parossismo alpino testimoniato dalla soprastante formazione delle arenarie di Briosco e dalla, poco successiva, strutturazione dell'intero Gruppo della Gonfolite Lombarda. Il bacino emipelagico può essere ricondotto a un ambiente di base scarpata, dove

cunei torbiditici di *overbank* passavano distalmente alla piana bacinale (NORMARK *et alii*, 1993).

Età. La determinazione del nannoplancton calcareo ha evidenziato l'appartenenza alle zone NN3 e, per il solo affioramento di Renate, NN1. Non è stata riconosciuta la zona NN2, presumibilmente occultata dalle coperture. Aquitaniano inf.?–Burdigaliano medio.

1.1.2.2. - Arenarie di Briosco (RBO)

Denominazione. La formazione delle arenarie di Briosco è stata istituita nel presente lavoro e prende il nome dal Comune di Briosco (Monza e Brianza), nel cui territorio l'unità affiora con maggiore continuità.

Sinonimi. "Membro della Bevera", CITA (1957); "*Lower - Upper Bevera, Roggia Pissavacca, Roggia Riale-Cascina Guasto, Lambro lithozones*", SCIUNNACH & TREMOLADA (2004).

Area di affioramento. Le arenarie di Briosco affiorano in modo discontinuo in un areale significativo del settore centrale del Foglio 096-Seregno. Le migliori esposizioni si incontrano lungo il rio Bevera di Renate, all'altezza di Briosco e lungo due rogge (Pissavacca e Riale) al confine tra Arosio (CO), Inverigo (CO) e Briosco. Affioramenti discontinui si dispongono lungo un tratto significativo dell'alveo del Fiume Lambro, spingendosi verso S fino a interessare il territorio dei Comuni di Giussano (MB) e Verano Brianza (MB).

Rapporti stratigrafici. Date le estese coperture, non è esposto il limite inferiore con le marne di Fornaci di Briosco. L'unità rappresenta la sommità della successione rocciosa esposta.

Spessore. Lo spessore delle arenarie di Briosco non è valutabile con certezza, a causa dell'accentuata dispersione degli affioramenti. L'estrema monotonia delle giaciture e la regolare successione delle biozone su un vasto areale autorizzano a confidare in calcoli stratimetrici che assegnerebbero all'unità uno spessore minimo nell'ordine dei 1500 m. Spingendosi verso S, alla sporadicità degli affioramenti si somma la presenza di blande strutture plicative che rendono arbitraria ogni valutazione di ulteriori spessori da sommare al valore minimo sopra indicato.

Litologia. Arenarie e marne arrangiate in sequenze ritmiche di Bouma, localmente troncate alla base (T_{b-e}) o sottili e incomplete (T_{ab} , T_{acc} , T_{bde}); subordinate intercalazioni di conglomerati. Le arenarie, in strati da planari a lenticolari, sovente con controimpronte basali, possono presentarsi di granulometria molto grossolana, ciottolose; strati massivi, non gradati e privi di strutture, possono raggiungere spessori fino a 1,2 m. Fenomeni di amalgamazione sono legati alla parziale rimozione degli

interstrati marnosi. Sono frequenti le concrezioni ovoidali decimetriche (“cogoli”) e l’esfoliazione cipollare in superficie. Le intercalazioni grossolane sono rappresentate da *pebbly mudstone* in banchi spessi sino a 2 m e conglomerati, a supporto clastico o di matrice, con ciottoli ben arrotondati, in strati spessi da 10 cm a 4 m. Il massimo diametro per un clasto extrabacinale è di 30 cm, per un *mudclast* intrabacinale è di 45 cm. Le marne, di colore grigio e sovente siltose, presentano bioturbazioni, localmente intense, di tipo *Palaeophycus* (tubuli rettilinei o a “T”, di diametro fino a 2 cm).

Petrografia. La frazione conglomeratica presenta composizione carbonatica (calcarei e dolomie di presumibile provenienza sudalpina, talora attribuibili a unità litostratigrafiche quali Gruppo del Medolo e Maiolica) per il 50-80%, metamorfica (paragneiss, micascisti, quarziti, anfiboliti) per il 15-40%, intrusiva (granitoidi, metagabbri) per lo 0-10%, terrigena, selciosa e vulcanica per lo 0-5%. Tra i frammenti metamorfici sono stati rinvenuti litotipi milonitizzati, mentre un frammento di tonalite presenta una facies ignea confrontabile con quella del Plutone di Triangia (FELLIN *et alii*, 2005).

La frazione arenacea è costituita da litareniti sedimentarie (sedareniti secondo FOLK) feldspatiche; la granulometria varia da fine a grossolana ($\Phi = 2.50 \div 0.50$); la selezione è moderata. Per la descrizione della natura mineralogica dei costituenti si rimanda alla descrizione delle arenarie intercalate nelle marne di Fornaci di Briosco, rispetto alle quali le arenarie di Briosco si differenziano tuttavia per la maggiore abbondanza di litici carbonatici (CE, DE), per la scarsità di microclino e frammenti ortogneissici, e per la presenza di Cr-spinello.

Il Cr-spinello è presente in granuli da subangolari a subarrotondati, da 90 a 240 μm in lunghezza (165 μm in media), il cui colore varia da marrone caffè a rosso-ambrato e, eccezionalmente, verde bottiglia (colore, quest’ultimo, associato al valore minimo di Cr#). La microanalisi SEM-EDS ha rilevato un contenuto in Cr_2O_3 del 23÷33%, che corrisponde a un Cr# tra 0.29 e 0.39. Una volta normalizzati i dati di microsonda, i Cr-spinelli analizzati possono essere classificati come soluzioni solide degli *end-members* magnetite (28÷47%), Mg-ferrite (21÷37%), cromite (7÷24%) e Mg-cromite (6÷19%); altri *end-members*, quali spinello (1÷4%) ed ercinite (1÷4%) sono subordinati, mentre jacobsite, Mn-cromite, ulvöspinello e Zn-spinello sono trascurabili. Si riconoscono tipiche correlazioni inverse tra Cr/Al e Mg/Fe. L’alterazione al bordo determina una forte perdita di Al, una significativa perdita di Mg e un leggero impoverimento in Cr, parzialmente compensato da arricchimenti in Si, Fe, Ti, Mn e Ca. La

composizione degli spinelli analizzati è compatibile con una provenienza da complessi ofiolitici di tipo alpino (SCIUNNACH & TREMOLADA, 2004).

Fossili. Oltre a rari foraminiferi (*Brizalina* sp.) individuati nelle arenarie, sono state riconosciute diverse associazioni a nannoplancton calcareo caratterizzate dalle specie *Sphenolithus belemnos*, *S. heteromorphus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*, *Helicosphaera ampliaptera*, *R. pseudoumbilica* >7µm, *Discoaster kugleri*, *Cyclicargolithus floridanus*, che nell'insieme abbracciano le biozone NN4-NN7 (Burdigaliano superiore – Serravalliano).

Paleogeografia. Le arenarie di Briosco segnano un'importante fase di sedimentazione clastica di avanfossa, con tassi di sedimentazione nell'ordine dei 300 m/Ma, che prelude al parossismo alpino testimoniato dalla successiva strutturazione dell'intero Gruppo della Gonfolite Lombarda. Da un punto di vista sedimentologico, le facies torbiditiche esposte in affioramento sembrano documentare la coesistenza di un complesso canale-argine naturale (*channel-levee complex* di NORMARK *et alii*, 1993), talora interessato dalla migrazione laterale di canali distributori ad alta energia, con dei lobi non confinati. In termini di evoluzione del bacino, se l'inizio della sedimentazione clastica grossolana ricade in un intervallo-tempo confrontabile con quello in cui, una decina di km più a occidente, andavano deponendosi le facies di alta energia del conglomerato di Lucino, l'analisi delle tracce di fissione su apatiti detritiche indica un progressivo rallentamento dei tassi di erosione verso l'alto stratigrafico (FELLIN *et alii*, 2005).

Età. La determinazione del nannoplancton calcareo ha evidenziato l'appartenenza delle arenarie di Briosco alle biozone NN3 (parte sommitale) – NN6 Burdigaliano superiore–Serravalliano (Fig. 11).

1.1.1. - Dati di sottosuolo

Osservazioni dirette sulle unità sepolte sono possibili solo su porzioni limitatissime della Gonfolite Lombarda, campionate nei sondaggi ENI Lesmo 1, Lissone 1 e Varedo 1 (Fig.3), oltre che nel sondaggio Trenno 1 (ricadente nell'area dell'attiguo Foglio 118-Milano), e a suo tempo descritte in GUNZENHAUSER (1985). Le nuove campionature effettuate in ambito CARG hanno permesso di confrontare la composizione petrografica delle arenarie con quella delle successioni affioranti (tenendo in considerazione l'assenza di effetti di alterazione superficiale nei campioni di sondaggio) e di verificare o precisare, attraverso le determinazioni biostratigrafiche sul nannoplancton calcareo, le età interpretate dai geologi dell'ENI nei rapporti analitici sui sondaggi.

Analoghi risultati sono stati ottenuti da una campionatura basata su *cuttings* ricavati dal pozzo CAP “Velate”, al margine SE del Foglio.

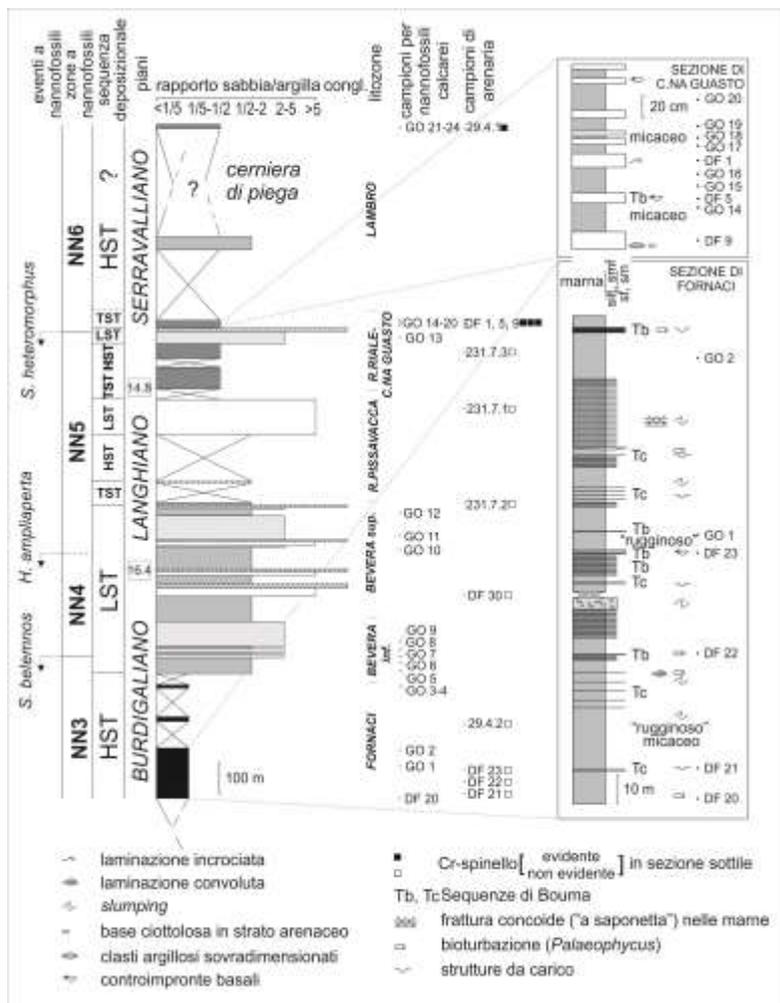


Fig. 11 - Sezione schematica della Gonfolite nel Settore della Brianza (da: SCIUNNACH & TREMOLADA, 2004).

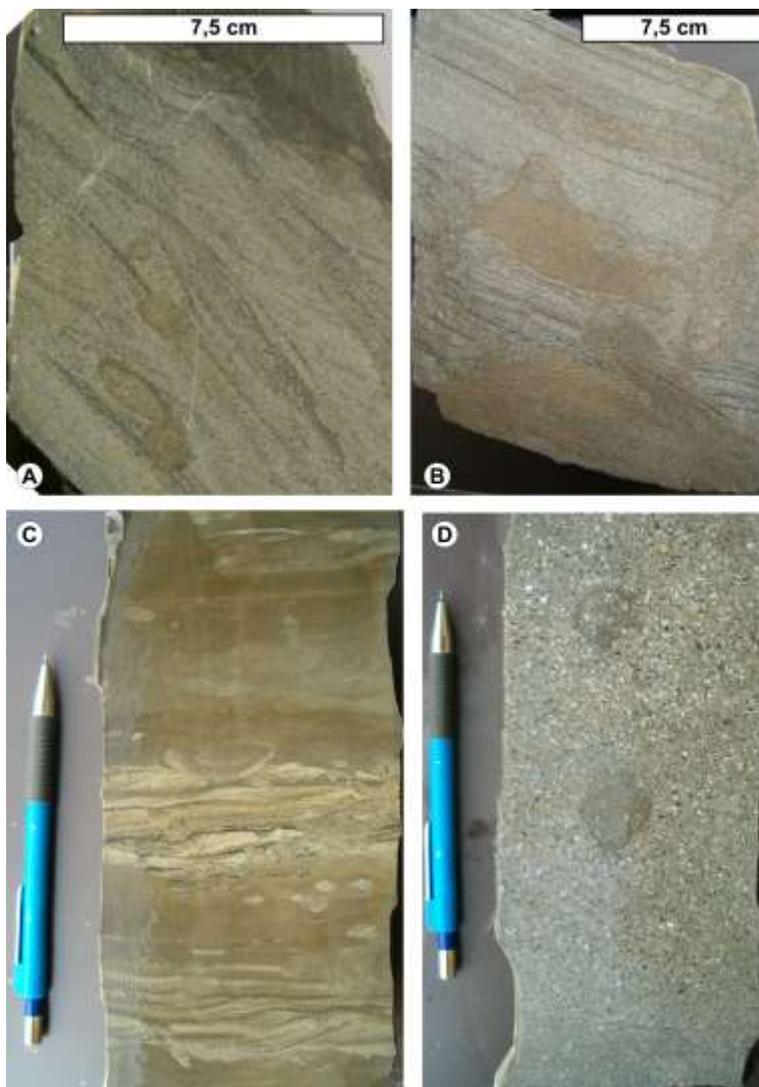
Tab. 3 - Analisi petrografiche modali eseguite su campioni ottenuti dai sondaggi ENI "Trenno 1", "Lesmo 1" e "Lissone 1" e dal pozzo CAP "Velate" (a cura di G. VEZZOLI). Per il significato delle sigle, v. Tab. 1.

Sondaggio	profondità	Q	F	Li	Lv	Lc	Lp	Lch	Lm	Lu	totale	Qp/Q	P/F	Cd/C
Lesmo 1	749,5	48	24	0	3	20	1	0	4	0	100,0	40	62	40
Lesmo 1	841,0	53	32	0	1	10	0	0	5	0	100,0	40	61	42
Lissone 1	1292,5	27	8	0	3	57	0	2	3	0	100,0	14	65	64
Lissone 1	1497,0	64	24	0	0	8	0	1	3	0	100,0	19	58	60
Lissone 1	1861,0	41	51	0	0	5	0	0	3	tr.	100,0	31	57	52
Trenno 1	2679,8	42	50	0	0	6	0	0	3	0	100,0	15	54	50
Trenno 1	2681,8	43	49	0	0	5	0	0	4	0	100,0	12	49	36
Trenno 1	3952,4	41	52	0	0	4	0	0	2	0	100,0	44	62	21
Trenno 1	3956,8	43	51	0	0	1	0	0	5	0	100,0	63	57	80
Velate	150-180	45	30	0	3	19	0	0	3	0	100,0	25	52	52
Velate	150-180	45	33	0	3	15	0	0	3	0	100,0	16	56	61

1.1.1.1. - Litofacies

I campioni ottenuti dai sondaggi ENI sono rappresentativi di arenarie arcose (Tab. 3) di granulometria fino a molto grossolana e bassissimo grado diagenetico, con subordinate intercalazioni di marne silteose. Le strutture sedimentarie osservabili comprendono strati a base erosionale e gradazione diretta, che sovente inglobano *mudclasts* strappati al substrato pelitico; strutture da carico, docce d'erosione (*flute casts*) e *balls and pillows*; strati a gradazione inversa; treni di *ripple-marks* asimmetrici e *hummocky cross-stratification*; bioturbazioni e strutture da espulsione d'acqua (Fig. 12). Litofacies analoghe sono state osservate su *cuttings*, talora di grandi dimensioni, recuperati durante la perforazione del pozzo CAP Velate a profondità comprese tra 150 e 180 m circa. Qui, gli strati arenacei, a grana da media a grossolana, si presentano intervallati da sottili strati marnosi discontinui e contengono allineamenti di *mudclasts* di dimensioni centimetriche; la giacitura è quasi perfettamente verticale (inclinazione sull'orizzontale di 85° circa).

Fig. 12 (pagina a lato) - Campioni di Gonfolite Lombarda ottenuti dai sondaggi ENI. A – Sondaggio Lesmo 1, prof. 840-842 m (Oligocene sommitale): arenaria media in strati pluricentimetrici a base netta, con laminazioni incrociate (treni di ripples asimmetrici) sottolineate da minerali pesanti e troncate dalla diffusa bioturbazione; strati basculati tettonicamente a 45° sull'orizzontale. B – Sondaggio Lissone 1, prof. 1292-1293.5 m (Aquitaniiano-Burdigaliano inferiore): arenaria media in straterelli centimetrici, con laminazione pianoparallela e incrociata troncata dalla bioturbazione; strati basculati tettonicamente a 20° sull'orizzontale. C – Sondaggio Trenno 1, prof. 3953-3954 m (Aquitaniiano): prevalenti marne silteose con intercalazioni di arenaria fine in straterelli centimetrici a base netta, con docce d'erosione e strutture a balls and pillows e da espulsione d'acqua, che presentano laminazione pianoparallela, incrociata (treni di ripples asimmetrici) e ad hummocky; l'intera compagine rocciosa, a giacitura suborizzontale, è interessata da convoluzioni (slumping?) e bioturbazione. D – Sondaggio Trenno 1, prof. 3952-3953 m: arenaria feldspatica (arcose) grossolana passante a microconglomerato per gradazione inversa, massiva e bioturbata. La matita nelle foto C e D misura circa 15 cm di lunghezza. Tutti gli spezzoni di carota sono rappresentati con polarità verso l'alto, compatibilmente con l'inclinazione degli strati.



1.1.1.2. - Biostratigrafia a nannofossili calcarei

Sondaggio ENI Lesmo 1 (n = 4 campioni)

I due campioni a profondità 840.5 e 841.5 contengono un'associazione a nannofossili piuttosto abbondante composta da

Coccolithus pelagicus, *Cyclicargolithus floridanus* e *C. abisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera bramlettei* e *H. intermedia*, *Reticulofenestra minuta/haqii* group, *R. lockeri*, *R. scissura (bisecta)*, *Sphenolithus moriformis* e *S. ciperoensis*, *Triquetrorhabdulus carinatus* e *Zyghrablithus bijugatus*.

La presenza concomitante di *T. carinatus* (NP25-NN2), *R. bisecta* (NP17-NN1), *C. abisectus* (NP24-NN1), *Z. bijugatus* (NP7-NN2), *H. bramlettei* (NP16-NN1), *R. lockeri* (NP25-NN1) e *S. ciperoensis* (NP24-NP25) indica che i campioni sono databili come Oligocene sommitale (NP25).

I due campioni a profondità 747.5 e 748.5 mostrano un'associazione a nannofossili del tutto confrontabile, che differisce dalla sottostante solo per la presenza di *Helicosphaera carteri* (NN1-Recente) e l'assenza di *S. ciperoensis* (NP24-NP25). Questa variazione suggerisce che i campioni soprastanti siano di età miocenica inferiore (NN1).

Sondaggio ENI Lissone 1 (n = 6 campioni):

I due campioni a profondità maggiore (1861.0 e 1863.0) contengono un'associazione piuttosto abbondante composta da: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *C. abisectus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera recta*, *H. carteri*, *H. intermedia*, *Reticulofenestra minuta/haqii* group, *R. scissura (bisecta)*, *R. lockeri*, *Sphenolithus moriformis*, rarissimo *Triquetrorhabdulus carinatus* e *Zyghrablithus bijugatus*.

La presenza concomitante di *T. carinatus* (NP25-NN2), *R. bisecta* (NP17-NN1), *C. abisectus* (NP24-NN1), *Z. bijugatus* (NP7-NN2), *R. lockeri* (NP25-NN1), *H. recta* (NP24-NN1) e *H. carteri* (NN1-Recente) suggeriscono una età miocenica inferiore (NN1). Evidenti le tracce di rimaneggiamento di nannofossili eocenici e cretaci.

I quattro campioni nell'intervallo di profondità da 1497.0 a 998.4 contengono *Sphenolithus disbelemnus* (NN2-NN3) e *Helicosphaera ampliapertura* (NN2-NN4), nonché abbondanti *C. abisectus*, *R. scissura (bisecta)* e *R. lockeri*, *Z. bijugatus* plausibilmente per effetto di rimaneggiamento. L'ipotesi più probabile è che i quattro campioni appartengano tutti alla zona NN2 (durata circa 4 milioni di anni – Aquitaniano e Burdigaliano inferiore). Il marker zonale della zona NN3 (*Sphenolithus belemnus*) non è presente nei suddetti campioni, mentre *T. carinatus* (NP25-NN2) è presente, anche se raro, e probabilmente *in situ*.

Sondaggio ENI Trenno 1 (n = 8 campioni)

I 5 campioni TR 4300, TR 3958, TR 3955, TR 3953.5 e TR 3950.5 presentano la medesima associazione a nannofossili: *Coccolithus*

pelagicus, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera carteri*, *H. obliqua*, *H. intermedia*, *Reticulofenestra lockeri*, *R. minuta/haqii* group, *R. scissura (bisecta)*, *Sphenolithus dissimilis*, *S. moriformis*, *Triquetrorhabdulus carinatus* (rarissimo, trovato solo in TR 3958), *Zyghrablithus bijugatus*. La presenza di *R. bisecta* (NP17-NN1), *C. abisectus* (NP24-NN1), *Z. bijugatus* (NP7-NN2), *R. lockeri* (NP25-NN1), e *H. carteri* (NN1-Recente) suggerisce che questi campioni abbiano un'età miocenica inferiore (NN1). L'assenza di *Helicosphaera recta* potrebbe indurre a collocare questi campioni nella parte superiore della zona NN1. La particolarità del campione sommitale TR 3950.5 sta nella notevole abbondanza di *Braarudosphaera bigelowii* indicante condizioni di mare basso. L'associazione si presenta assai rimaneggiata, come dimostra la presenza di nannofossili di età cretacea e eocenica.

L'intervallo di 5 m da cui sono stati ricavati i campioni TR 2679, TR 2682 e TR 2684 è caratterizzato da un'associazione a nannofossili con evidenti tracce di rimaneggiamento eocenico, cretatico e miocenico basale (zona NN1). I nannofossili *in situ* sono *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera ampliaperata*, *H. carteri*, *Sphenolithus belemnos* e *S. disbelemnos*. La presenza di *S. belemnos* (NN3), *S. disbelemnos* (NN2-NN3) e *H. ampliaperata* (NN2-NN4) indicano chiaramente la zona NN3 (Burdigaliano medio). In particolare, *S. belemnos* è molto abbondante e ben conservato.

Pozzo CAP Velate

Un campione marnoso a fondo foro (- 200 m da piano campagna) contiene nannofossili calcarei ben conservati e abbondanti: *Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *C. floridanus*, *Discoaster deflandrei*, *Helicosphaera bramlettei* e *H. intermedia*, *Reticulofenestra minuta/haqii* group, *R. scissura (bisecta)*, *Sphenolithus calyculus*, *S. delphix*, *S. moriformis*, *Triquetrorhabdulus carinatus*, *Zyghrablithus bijugatus*. La presenza concomitante di *T. carinatus* (NP25-NN2), *R. bisecta* (NP17-NN1), *C. abisectus* (NP24-NN1), *Z. bijugatus* (NP7-NN2), *H. bramlettei* (NP16-NN1) e *S. delphix* (NN1) suggerisce che il campione appartenga alla zona NN1 (Miocene basale).

1.1.1.3. - Conclusioni sul substrato roccioso sepolto

I pochi dati a corredo del frammentario quadro descrittivo delle unità di substrato sepolte (profondità, giacitura, litofacies, età relativa, petrografia dei clasti) permettono tuttavia di desumere un quadro di massima coerente con le indicazioni ricavate dalla distribuzione degli affioramenti e delle prospezioni sismiche. Nel settore di Lesmo-Velate,

termini relativamente antichi del Gruppo della Gonfolite Lombarda si incontrano a profondità modeste (biozona NN1 a 150 m di profondità a Velate; biozona NP25 a 840 m a Lesmo) e presentano un'accentuata deformazione tettonica, desumibile dall'inclinazione degli strati (45° a Lesmo 1, 85° a Velate), che rende questo settore correlabile con lo *stack* strutturale visibile in Fig. 4 a N del sondaggio ENI Cernusco 1. Per contro, nel sondaggio Trenno 1 a S dell'area del foglio, termini coevi o più recenti della Gonfolite Lombarda (biozone NN1 – NN3) si rinvencono a profondità ben maggiori (biozona NN3 attorno a 2680 m di profondità; biozona NN1 da 3950 a 4300 m) con giacitura suborizzontale: caratteri tutti compatibili con una posizione di *footwall* dei sovrascorrimenti settentrionali, come quello evidenziato dalla Fig. 4 per la Gonfolite Lombarda a S del sondaggio Segrate 1. Più ambigua la posizione del sondaggio Lissone 1, che si colloca in una situazione intermedia, in termini sia di profondità delle biozone (NN2 da 1000 a 1500 m di profondità; NN1 a 1860 m), sia di inclinazione degli strati (20°). Il settore di Lissone potrebbe perciò rappresentare o il fronte settentrionale, uncinato tettonicamente, del *footwall* di Trenno 1, o un settore meno inclinato dello *stack* strutturale settentrionale.

Dal punto di vista della composizione petrografica, l'unico campione attribuibile alla biozona NP 25 (sondaggio Lesmo 1) presenta 'composizioni confrontabili con il coevo conglomerato di Villa Olmo. Composizioni del tutto simili si incontrano, nello stesso sondaggio e nel vicino pozzo Velate, anche nella soprastante biozona NN1. Nel sondaggio Trenno 1, invece, i campioni ricavati dalla biozona NN1 sono classificabili come arcose pressoché pure e presentano ottima correlazione con i campioni analizzati all'interno del coevo conglomerato di Como, mentre i campioni della biozona NN3 presentano un leggero ma significativo incremento in litici carbonatici, che li rende più simili alla coeva successione peliti di Prestino-arenarie della Val Grande del settore di Como (TREMOLADA *et alii*, 2010), o alle marne di Fornaci di Briosco del settore di Briosco (SCIUNNACH & TREMOLADA, 2004). Nel sondaggio Lissone 1 il picco di abbondanza dei litici carbonatici, registrato a profondità 1292.5, potrebbe riflettere fattori di alimentazione locale, o, più realisticamente, un'età più recente per il livello considerato, che potrebbe ricadere nelle biozone NN3-NN4 e correlarsi ai livelli dei conglomerati di Lucino e delle arenarie di Briosco che registrano un analogo *trend* di arricchimento in detrito carbonatico.

Dal punto di vista sedimentologico si confermano, pur nella frammentarietà della campionatura, meccanismi di deposizione ad opera

di torbiditi prossimali, non di rado in condizioni di regime di flusso superiore, benché solo di rado si raggiungano condizioni iperpicnali. L'andamento eterocrono dei limiti tra petrofacies e i caratteri deposizionali sembrano suggerire, in buon accordo con i modelli prevalenti, la coalescenza di un sistema di conoidi sottomarine di diversa estensione, alimentate da *entry point* distinti all'interno del fronte meridionale della catena alpina in via di sollevamento.

Per alcuni tratti della successione è possibile dedurre tassi di sedimentazione cospicui (a Trenno 1 almeno 350 m di successione si sono depositi durante una biozona breve come la NN1, di durata < 1.5 Ma) e locali episodi di *shallowing*, suggeriti dalla locale abbondanza di frustoli vegetali e dimostrati dalla presenza di nannofossili diagnostici (*Braarudosphaera bigelowii*): i due fattori inducono a ritenere che l'avanfossa della Gonfolite Lombarda fosse, almeno a tratti, sovrallentata in virtù di un tasso di sedimentazione maggiore della subsidenza, in analogia con quanto rilevato per le successioni in affioramento.

La deformazione tardo-miocenica della successione, compatibile con la sua posizione di *wedge-top basin* secondo DE CELLES & GILES (1996), ne avrebbe determinato lo smembramento in due settori: uno settentrionale, interessato da pieghe di estensione chilometrica e faglie per lo più inverse, in complessivo sovrascorrimento su un settore meridionale sostanzialmente indeformato se non in prossimità del piano di sovrascorrimento basale, dove gli strati avrebbero assunto giaciture verso S per uncinatura tettonica.

2. - SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA

2.1 - UNITÀ DI SOTTOSUOLO

2.1.1. - Argille di Castel di Sotto

Unità istituita da FELBER (1993) a Castel di Sotto presso Mendrisio, Canton Ticino (Svizzera); si tratta di depositi costituiti da limi, limi argillosi sabbiosi e argille di colore variegato dal grigio all'azzurro al verde, sia stratificate sia massive. Spesso si intercalano livelli grossolani costituiti da ghiaie, ghiaie sabbiose e sabbie e orizzonti costituiti da ghiaie argillose e conglomerati. Sono presenti macrofossili (*Bivalvia*, *Gastropoda*, *Scaphopoda*, *Pteropoda*, *Echinoida*, *Anthozoa*, *Pisces*), microfossili, livelli torbosi e resti vegetali.

La frequente alternanza di litologie fini e grossolane e il contenuto in sostanza organica si spiega col fatto che l'area in studio, dopo la fase di erosione messiniana, faceva parte di una costa a rìa, con bracci di mare che separavano zone emerse; in una tale situazione geografica gli apporti in mare dalle zone emerse erano frequenti e dovuti principalmente a progradazione di corsi d'acqua locali a formare delta-conoidi nel rìa o apporti fluviali e torrentizi durante eventi di piena o da correnti di torbida provocate dai sedimenti alluvionali dei fiumi sfocianti nei rìa più a monte (STRINI, 2001).

Inoltre in una simile situazione ogni variazione del livello del mare per cause climatiche, sia pure di lieve entità, comportava l'emersione di parte dei sedimenti marini, la loro erosione e rielaborazione da parte dei corsi d'acqua e la costruzione di spiagge e di lidi (STRINI, 2001), nonché la formazione di suoli locali come testimoniato dalla presenza di orizzonti costituiti da ghiaie argillose.

L'unità è riportata con la sigla AKS nello schema dei rapporti stratigrafici delle unità neogenico quaternarie presente a margine del foglio. Le argille di Castel di Sotto si appoggiano sul substrato roccioso con probabile contatto in *onlap*, mentre sono coperte, con contatto erosionale, dai depositi continentali di piana alluvionale del supersistema di Lazzate nella zona centro occidentale del Foglio 096-Seregno, e dai ceppi di Inverigo e Monguzzo nella zona orientale.

Sulla base della posizione stratigrafica ma soprattutto del contenuto microsossilifero e del nannoplancton (VIOLANTI, 1991), le argille di Castel di Sotto sono attribuite al Piacenziano.

2.1.2. - Supersistema di Lazzate

Unità di nuova istituzione presente nel sottosuolo del territorio del Foglio 096-Seregno, individuata ricostruendo la geologia di sottosuolo partendo dai dati stratigrafici di pozzi e sondaggi uniformemente distribuiti nell'area in studio. L'unità è riportata con la sigla LZT nello schema dei rapporti stratigrafici presente a margine del foglio.

Si tratta di depositi di piana alluvionale, costituiti da ghiaie e sabbie più o meno compatte, ghiaie con sabbie limose e argillose e sabbie, a cui si intercalano orizzonti fini di limi e argille limose con ciottoli e strati di conglomerati e arenarie.

I depositi del supersistema di Lazzate sono coperti, con superficie erosionale, dai depositi del ceppo della Bevera, del ceppo di Portichetto e solo marginalmente (verso E) dai depositi del ceppo di Inverigo; lungo la valle del Seveso e del Terrò i depositi del supersistema di Lazzate

sono incisi da due paleovalli, lungo le quali vengono a contatto con i depositi del supersistema di Vimercate.

Inferiormente, sempre con limite erosionale, il contatto è con i depositi marini delle argille di Castel di Sotto. Pertanto per posizione stratigrafica i depositi del supersistema di Lazzate sono attribuibili allo Zancleano e Piacenziano.

2.1.3. - *Supersistema di Vimercate*

Unità istituita da STRINI (2001) suddivisibile in supersistema di Vimercate inferiore e supersistema di Vimercate superiore. Il supersistema di Vimercate è riportato con la sigla VIM nello schema dei rapporti stratigrafici presente a margine del foglio. L'unità superiore è costituita da ghiaie, ghiaie e sabbie, ghiaie argillose con ciottoli, ghiaie e sabbie compatte, conglomerati e argille, ghiaie e sabbie pedogenizzate, ghiaie e sabbie rosse. L'unità inferiore è invece costituita da argille ghiaiose, ghiaie argillose, argille massive con ciottoli e argille laminate, sottili orizzonti arenacei e conglomeratici. L'unità inferiore ha a tetto un paleosuolo definito come sabbie argillose rosse, argille rosse o argille miste a ghiaie, che identifica il limite tra le due unità.

Si tratta di depositi fluviali e/o fluvioglaciali (STRINI, 2001) legati al riempimento di paleovalli; la superficie limite inferiore del supersistema di Vimercate è rappresentata da una superficie erosionale che taglia i depositi delle argille di Castel di Sotto, del supersistema di Lazzate, del ceppo di Portichetto e del ceppo di Inverigo. La superficie limite superiore è una superficie di erosione che pone a contatto i depositi del supersistema di Vimercate con la successione di depositi compresa tra la tillite di San Salvatore e il sistema di Binago; la superficie superiore può essere anche caratterizzata da paleosuolo costituito da ghiaie e ciottoli molto argillosi compatti e ghiaie compatte e argilla, argille gialle e ciottoli.

L'età di questi depositi è deducibile solo per via stratigrafica, non essendo presenti elementi che consentano una datazione diretta. Poiché il supersistema taglia i depositi del ceppo di Portichetto e del ceppo di Inverigo ed è coperto da depositi attribuibili alla successione tillite di San Salvatore – sistema di Binago, può essere indicativamente attribuito al Calabriano.

2.2 - UNITÀ DI SUPERFICIE

2.2.1. - *Formazione di Lambrugo (MBU)*

Definizione. Argille a laminazione piano-parallela: depositi lacustri.

Sinonimi. L'unità fa parte delle "Argille sotto il ceppo" degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite inferiore non è stato osservato in affioramento; da dati stratigrafici di pozzi si ricava che le argille sono in diretto contatto con il substrato. Il limite superiore è una superficie di erosione su cui poggia il ceppo di Inverigo. Questo limite è facilmente individuabile per la presenza di un allineamento di sorgenti, dovuta all'emergenza della falda, sviluppata all'interno del conglomerato e sostenuta dai sedimenti argillosi impermeabili. Data la limitatezza dell'area di affioramento l'unità non è riportata nello schema dei rapporti stratigrafici del foglio.

Litologia. L'unità è costituita da depositi lacustri: argille a laminazione piano-parallela. Sono presenti livelli limosi localmente cementati e locali intercalazioni di sabbie. Non sono stati rinvenuti fossili (BREVIGLIERI, 1991).

Area di affioramento. Affiora lungo la SS342 Como-Bergamo "Briantea", tra C.na Giulia e C.na Ruspo (Lambrugo).

Età. Zancleano - Piacenziano in base alla posizione stratigrafica.

2.2.2. - Sabbie di Ponte Nuovo (PTU)

Definizione. Sabbie e argille, laminate e stratificate: depositi fluviali.

Sinonimi. SACCO (1893) menziona i depositi al Casotto del lago e alla Fornace di Ponte Nuovo sul Lago di Alserio, attribuendoli al Villafranchiano per la loro posizione stratigrafica sotto il ceppo.

Rientrano nelle "Argille sotto il Ceppo" di RIVA (1957), unità entro la quale gli autori precedenti accorpavano le argille presenti sotto tutti i conglomerati lombardi. L'unità è stata istituita da PELLIZZARI (1994).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il limite superiore è con il ceppo di Monguzzo, ma non è possibile stabilire se in continuità o in discordanza angolare per l'impossibilità di raggiungere la zona di contatto. Il limite inferiore non è visibile in affioramento.

Litologia. L'unico affioramento dell'unità ha un'estensione di circa 50 metri e mostra nella parte inferiore sabbie fini limose debolmente stratificate e mal cementate, che passano verso l'alto a una alternanza di sabbie fini e argille a strati convoluti e successivamente ad alternanze centimetriche di argille fissili sottilmente laminate e sabbie. Lateralmente si osservano alternanze di limi massivi e sabbie fini debolmente stratificate, sopra le quali sono presenti litologie più grossolane costituite da orizzonti a sabbie medie con stratificazione obliqua a basso angolo e orizzonti a ghiaie medio-grossolane a

stratificazione obliqua. Alcuni livelli sono cementati e mostrano alla base controimpronte di erosione (*flute cast*) (Fig. 16).

Area di affioramento. Affiorano sul versante N della collina di Monguzzo, presso la località Ponte Nuovo (Figg. 13, 14).



Fig. 13 - Monguzzo. Sabbie di Ponte Nuovo (Foto A. Bini).



Fig. 14 - Monguzzo. Sabbie di Ponte Nuovo (particolare) (Foto A. Bini).

Contenuto paleontologico. Sono stati rinvenuti frammenti di bivalvi probabilmente rimaneggiati. L'analisi micropaleontologica non ha permesso di reperire né foraminiferi né ostracodi; per quanto riguarda il nannoplancton calcareo sono presenti esemplari cretacici rimaneggiati e *Reticulofenestra pseudoumbilica* di età zancleana, anch'essi probabilmente rimaneggiati.

Morfologia e paleogeografia. Rappresentano depositi fluviali di *overbank* passanti verso l'alto a zone di sedimentazione marginale di un corso d'acqua *braided*. Le sabbie di Ponte Nuovo sono quindi di ambiente continentale attribuibili a un fiume con decorso N-S (paleoLambro) che prograda su sedimenti marini di età Pliocene Inferiore (Zancleano). Probabilmente l'unità rappresenta la prima progredazione dei fiumi dopo la trasgressione marina della base del Pliocene inferiore.

Età. Per le considerazioni paleogeografiche l'unità può avere un'età compresa tra lo Zancleano e il Piacenziano.

2.2.3. - Ceppo di Monguzzo (LBM)

Definizione. Conglomerati costituiti da ghiaie medio-fini a supporto di matrice e arenarie grossolane; clasti alterati dall'interno. Tenace cementazione: depositi fluviali.

Sinonimi. Unità istituita da PELLIZZARI (1994), e in parte facente parte del ceppo di Calpuno di BREVIGLIERI (1991). Corrisponde al “ceppo” degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. I conglomerati del ceppo di Monguzzo sono coperti in discordanza dai depositi del sintema di Cantù, mentre alla base poggiano sulle sabbie di Ponte Nuovo (località Ponte Nuovo). L’unità è in eteropia con il ceppo di Inverigo.



Fig. 15 - Monguzzo, Lago di Alserio. Ceppo di Monguzzo (particolare dell'alterazione) (Foto A. Bini).

Litologia. I caratteri litologici e sedimentari di questi conglomerati sono marcatamente disomogenei in tutta la ristretta area in cui affiorano. Si tratta di:

- Conglomerati a supporto clastico con matrice marnosa e cemento carbonatico, in banchi orizzontali di spessore variabile da 1 metro a pochi decimetri. I clasti hanno dimensioni centimetriche, massimo 20 centimetri, di forma arrotondata e spesso discoidale. La petrografia è caratterizzata da litotipi calcarei (calcere di Moltrasio, Maiolica, Rosso Ammonitico Lombardo e Radiolariti), granitici e metamorfici. Si osservano evidenti embriature. I clasti carbonatici sono spesso alterati dall'interno o completamente disciolti lasciando cavità arrotondate spesso riempite da cristalli di calcite in forma di geode (Fig. 15).

- Conglomerati massivi a marcato supporto di matrice arenacea e cemento carbonatico. I clasti, principalmente carbonatici, hanno dimensioni modali di 1 - 2 centimetri e massime di 5 centimetri; forma subarrotondata con sfericità bassa. Abbondanti clasti alterati dall'interno e completamente disciolti tanto da conferire all'affioramento un aspetto cariato. A grande scale è intuibile una stratificazione.

- Alternanza di arenarie grossolane e conglomerati fini a supporto di matrice. Clasti alterati dall'interno e cariate. Presenza di colate di travertino.

Gli affioramenti di conglomerato del ceppo di Monguzzo sono frequentemente interessati da instabilità di versante con distacco di massi metrici; inoltre sono presenti piccole cavità dovute a processi di carsificazione.

Al limite con le sabbie di Ponte Nuovo si osservano controimpronte di erosione che indicano una direzione di flusso di $40^\circ/220^\circ$ e N/S (Fig. 16).



Fig. 16 - Monguzzo. Parete con ceppo di Monguzzo (sopra) e sabbie di Ponte Nuovo (sotto). Si osservi la presenza di controimpronte (flute casts) che indicano il verso della corrente (Foto A. Bini).

Sono state eseguite varie determinazioni petrografiche sui clasti in tutta l'area di affioramento. I dati sono riportati nella Tab. 4.

Tab. 4 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del ceppo di Monguzzo nel settore a N e a S della collina di Monguzzo.

Litotipo	N	S	Litotipo	N	S
Calcari s.l.	33,1%	29,0%	Rocce granitiche	0,8%	3,0%
Calcari chiari	25,3%	18,9%	Porfidi	0,4%	-
Calcari scuri	19,0%	9,7%	Arenarie s.l.	1,5%	1,0%
Dolomie	3,5%	4,0%	Arenarie calcaree	0,7%	0,4%
Selci	0,8%	8,4%	Arenarie del Verrucano	0,1%	-
Metamorfiche s.l.	1,8%	-	Marne rosse	1,4%	4,0%
Gneiss + micascisti	3,9%	8,5%	Altro	1,8%	8,8%
Quarziti	6,0%	4,4%			

Area di affioramento. Affioramenti del ceppo di Monguzzo si trovano nella parte centro-orientale del versante N della collina di Monguzzo, a una quota compresa tra 270 m s.l.m. e 330 m s.l.m. L'unità affiora anche sul versante occidentale dell'alto morfologico di località Castello (Monguzzo).

Morfologia e paleogeografia. I dati litologici e sedimentologici indicano che questi depositi sono stati messi in posto da torrenti locali e dal paleoLambro.

Età. Per posizione stratigrafica il ceppo di Monguzzo è attribuibile all'inizio del Piacenziano.

2.2.4. - Ceppo di Inverigo (LBI)

Definizione. Conglomerati con tessitura dalle sabbie alle ghiaie medie, a stratificazione incrociata a grande scala: deposito fluviale a meandri. Conglomerati grossolani ad aspetto massivo o vagamente stratificato: deposito fluviale *braided*.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, corrisponde al ceppo del Fiume Lambro di BREVIGLIERI (1991) e al "ceppo" degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie superiore è caratterizzata da strutture a organi geologici, ed è visibile lungo la Valle Pegorino. A questa si sostituisce spesso una normale superficie erosionale sulla quale poggiano depositi più recenti, come il ceppo di

Calpuno, visibile unicamente sulla parete sud-orientale di Inverigo (BREVIGLIERI, 1991) e il sintema di Cantù, nella zona di Lambrugo (BREVIGLIERI, 1991).

A N di Carugo, circa alla confluenza della Valle di Brenna con la Val Sorda, differenze petrografiche e litologiche hanno permesso di stabilire che i conglomerati del ceppo di Inverigo hanno rapporti di eteropia con i conglomerati del ceppo di Portichetto e con il ceppo di Monguzzo.

Il limite inferiore è erosionale e pone a contatto l'unità con le argille della formazione di Lambrugo; tale contatto è visibile in un limitatissimo affioramento a Lambrugo lungo la SS342 "Briantea". Sulla base di dati di sottosuolo i conglomerati del ceppo di Inverigo sono anche o prevalentemente in contatto con i depositi marini delle argille di Castel di Sotto. Questo limite è spesso marcato da un allineamento di sorgenti, come è ben visibile in località Agliate in sponda idrografica sinistra del Lambro.

L'unità poggia anche sul substrato roccioso costituito da arenarie di Briosco, in un impluvio in località C.na Peregallo, a NW di Briosco.

Litologia. Il ceppo di Inverigo è costituito da conglomerati medio-fini, organizzati in banchi di spessore variabile tra 20 - 40 cm e 100 cm (Fig. 17, 18). Sono presenti strati più fini costituiti da arenarie e sabbie pulite. Il deposito è costituito da banchi a supporto di matrice arenacea e banchi a supporto clastico con matrice interstiziale arenacea debolmente limosa. La cementazione è buona, anche se sono talora presenti livelli di sabbie e ghiaie non cementate, spesso alterate, come tra Sovico e Canonica; in corrispondenza di questi livelli sciolti si formano importanti scavarnamenti dell'ordine delle decine di metri di dimensione (Agliate, versante sinistro del Lambro; Sovico, versante destro del Lambro). I clasti hanno dimensioni modali di 2 - 3 centimetri e massime di 10 - 20 centimetri, con strati sia ben selezionati sia mal selezionati. La forma dei ciottoli, indipendente dalla petrografia, è principalmente arrotondata; negli affioramenti tra Agliate e Riverio sono presenti anche clasti subangolosi. La sfericità è in genere medio-bassa e sono presenti anche ciottoli appiattiti tra Agliate e Riverio.

La petrografia è poligenica con predominanza, generalmente >50%, di litotipi carbonatici locali, buona percentuale di cristallini, con presenza di vulcaniti e ciottoli di Verrucano Lombardo (Tab. 5). Sono spesso presenti clasti carbonatici, soprattutto di dimensioni minori, alterati dall'interno, ma in percentuale inferiore ai conglomerati del ceppo di Monguzzo.



Fig. 17 - Brenna, Fontana del Guercio. Ceppo di Inverigo (Foto A. Bini).



Fig. 18 - Brenna, Fontana del Guercio. Ceppo di Inverigo, particolare. Si osservi la presenza di clasti alterati dall'interno (Foto A. Bini).

A grande scala i banchi di conglomerato presentano quasi sempre una stratificazione incrociata a medio-basso angolo. I singoli banchi mostrano strutture sedimentarie riconducibili a gradazioni normali, embricature, con direzione di flusso da N nei pressi di Lambrugo, e isorientazione dei clasti.

Area di affioramento. Il ceppo di Inverigo affiora nella Valle del Lambro, dove forma alte e ripide pareti e nei suoi principali affluenti, quali la valle a N di Riverio e la Valle Pegorino.

Tab. 5 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del ceppo di Inverigo.

Litotipo	Valle di Brenna	Lambrugo -Inverigo	Valle del Lambro Briosco-Verano Brianza	Valle del Lambro Agliate-Sovico	Valle Pegorino
Calcari	29,5%	29,8%	60,1%	62,5%	50,2%
Dolomie	5,0%	9,7%	14,1%	5,6%	6,0%
Rocce Metamorfiche	36,5%	27,7%	8,8%	13,2%	20,7%
Quarziti	14,0%	14,2%	1,4%	3,2%	3,6%
Rocce Granitiche	9,0%	3,6%	1,7%	0,8%	0,5%
Porfidi/Vulcaniti	1,0%	9,7%	2,2%	2,8%	1,8%
Verrucano Lombardo	-	1,3%	0,1%	1,4%	4,0%
Rocce Terrigene	-	1,0%	4,4%	6,5%	11,0%
Anfiboliti	-	-	-	-	0,3%
Pegmatiti	4,0%	-	-	-	-
Serpentiniti	-	0,3%	0,7%	0,2%	-
Marne	-	0,3%	0,4%	0,8%	-
Conglomerato s.l.	-	-	1,6%	0,4%	0,2%
Altro	3,0%	1,9%	4,6%	2,8%	1,7%

Morfologia e paleogeografia. I dati litologici e sedimentologici indicano che questi depositi sono stati messi in posto da un fiume a carattere sia a meandri, sia *braided*.

I depositi del ceppo di Inverigo non mostrano attualmente una morfologia propria; formano pareti verticali in Valle del Lambro con altezze anche di 30-40 metri. Le bancate conglomeratiche sono soggette a franamenti di blocchi anche plurimetrici come è possibile osservare in sponda sinistra della valle presso la località Rancate e nei pressi di Molino Rescia a N di Agliate.

I conglomerati, sulla base dell'interpretazione dei dati di sottosuolo, costituiscono un corpo non molto esteso arealmente e allungato NNW-SSE circa secondo l'attuale Valle del Lambro. Il ceppo di Inverigo mostra apporti di un paleofiume proveniente da E e apporti da N riconducibili al paleoLambro.

Età. Per posizione stratigrafica il ceppo di Inverigo è attribuibile all'inizio del Piacenziano.

2.2.5. - *Ceppo di Portichetto (PHE)*

Definizione. Conglomerati costituiti da ghiaie medio-grossolane e arenarie con buon grado di cementazione. La petrografia è generalmente poligenica, con predominanza di litotipi carbonatici: depositi fluviali.

Sinonimi. L'unità è stata identificata da BINI (1987) come conglomerati di età imprecisata in facies fluviale o fluvioglaciale; coincide in parte con il ceppo del Terrò di BREVIGLIERI (1991) e corrisponde al "ceppo" degli autori precedenti; è stata istituita da TOMASI (2001) e GUERRIERI (2001).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è caratterizzata da strutture a organi geologici (Figg 19, 20); in Valle di Brenna alti pinnacoli in conglomerato sono intervallati da tasche dovute alla irregolare alterazione del conglomerato stesso. Strutture a organi geologici meno evolute si osservano anche in Valle della Lura. Tale superficie è spesso sostituita da una normale superficie erosionale che pone i conglomerati in contatto con tutte le unità glaciali presenti nel territorio tra la Valle di Brenna e la Valle della Lura, anche se tale contatto risulta spesso nascosto da coperture colluviali. La superficie limite inferiore non è mai direttamente osservabile in affioramento.

A W il ceppo di Portichetto copre in successione stratigrafica il ceppo della Bevera con il quale, lungo la Valle della Lura, ha anche rapporti di eteropia. Verso E, lungo la Valle di Brenna, il ceppo di Portichetto è eteropico ai conglomerati del ceppo di Calpuno e del ceppo di Inverigo.

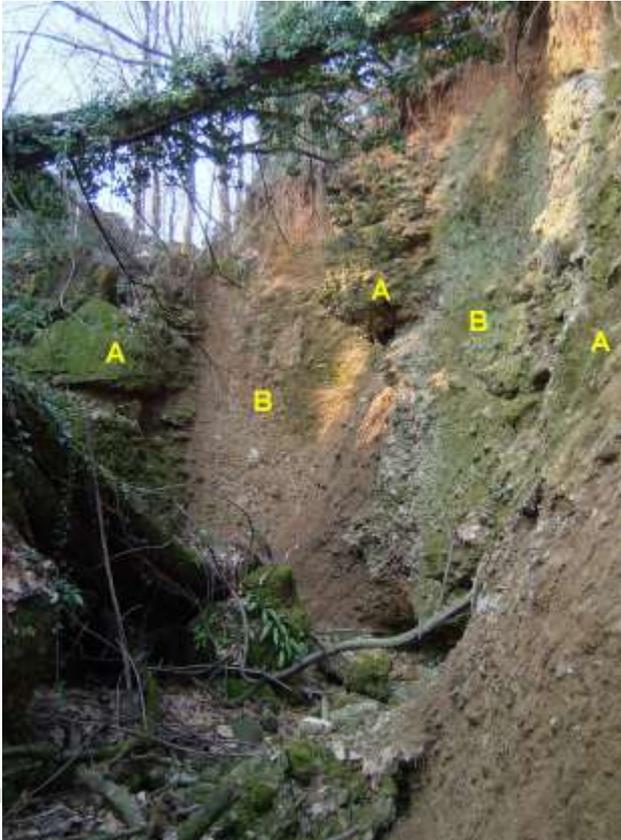


Fig. 19 - Brenna. Ceppo di Portichetto con superficie a organi geologici. A: pinnacoli costituiti da conglomerato; B: tasche di alteriti (Foto A. Bini).

Litologia. Si tratta di conglomerati costituiti da ghiaie medio-grossolane a supporto di matrice e localmente a supporto clastico, organizzati in banchi anche metrici. La cementazione è generalmente buona e tende a diminuire avvicinandosi alla superficie a organi geologici. Sono presenti strati più fini costituiti da arenarie e sabbie medie lavate (Valle di Brenna). I clasti hanno dimensioni modali comprese tra 15 e 20 centimetri, alcuni raggiungono dimensioni pluridecimetriche dell'ordine di 40 - 50 centimetri. La forma dei clasti, indipendente dalla petrografia, è principalmente subarrotondata, talvolta subangolosa. La petrografia è generalmente poligenica, ma con netta predominanza di litotipi calcarei, con percentuali del 60-70%. Sono presenti rari clasti alterati dall'interno, visibili in Valle di Brenna e del Serenza.

Le strutture sedimentarie sono, a scala del singolo banco, gradazioni dirette, embricature e isorientazione dei clasti appiattiti, anche se non mancano banchi caotici. A scala dell'affioramento, in Valle di Brenna, si osserva una blanda stratificazione incrociata a grande scala (*epsilon cross stratification*), che permette di definire una paleodirezione di corrente da NW.

In località Portichetto sono presenti banchi conglomeratici costituiti da ghiaie medio-fini gradate a supporto di matrice sabbiosa. I clasti hanno dimensione modale di 5 centimetri, sono subarrotondati, con una sfericità bassa. Il limite tra i banchi grossolani e i fini è netto, probabilmente a carattere erosionale.

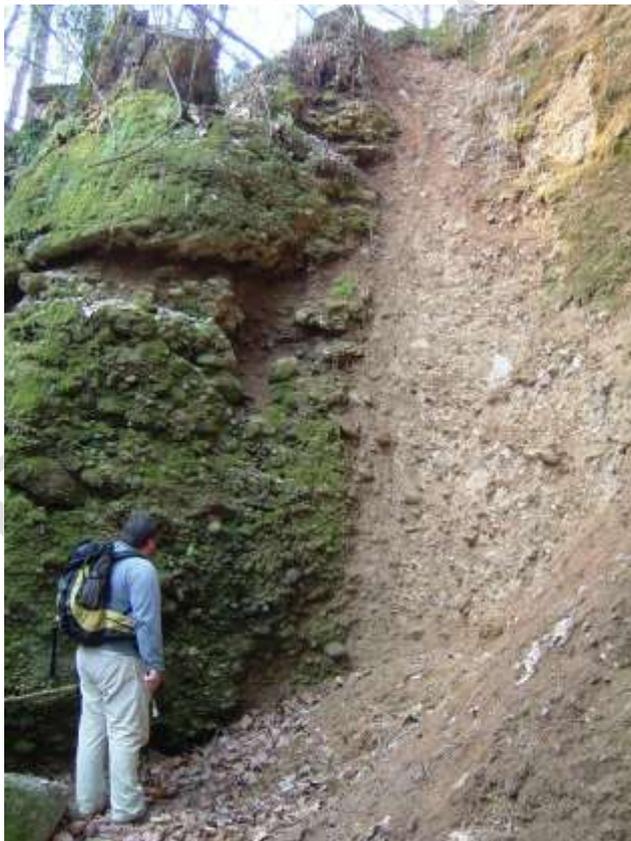


Fig. 20 - Brenna. Ceppo di Portichetto con superficie a organi geologici. A sinistra pinnacolo, a destra alteriti (Foto A. Bini).

Il ceppo di Portichetto si presenta alterato in corrispondenza della superficie a organi geologici, con colore 10YR e presenza di patine

color ruggine. Le strutture gradate presenti sono seguibili con continuità dalla porzione alterata alla porzione non alterata del conglomerato.

Sono state eseguite varie determinazioni petrografiche sui clasti in tutta l'area di affioramento. I dati sono riportati nella Tab. 6.

Il ceppo di Portichetto è a predominanza di clasti calcarei locali appartenenti alla formazione del calcare di Moltrasio. La percentuale di clasti calcarei presenta un massimo tra la Valle del Seveso e la Valle del Serenza, mentre diminuisce drasticamente spostandosi verso E lungo la Valle di Brenna, dove aumentano invece i clasti dolomitici.

Lungo la Valle di Brenna aumentano anche le rocce metamorfiche e compaiono clasti vulcanici che più a W risultavano praticamente assenti. Queste variazioni possono essere messe in relazione al fatto che in corrispondenza della Valle di Brenna i depositi del paleoAdda (uscendo dal ramo di Como del Lario) andavano a mischiarsi con i depositi del ceppo di Inverigo riconducibili ad un paleoLambro.

Tab. 6- *Composizione percentuale della petrografia dei clasti del ceppo di Portichetto.*

Litotipo	Lura	Seveso	Serenza	Valle di Brenna
Calcari	70,9%	74,7%	76,9%	56,7%
Dolomie	-	1,3%	0,4%	5,2%
Rocce Metamorfiche	10,7%	9,3%	9,9%	18,2%
Quarziti	2,5%	2,4%	2,2%	9,5%
Rocce Granitiche	9,3%	1,7%	0,6%	4,1%
Porfidi/Vulcaniti	0,3%	0,1%	0,2%	1,5%
Verrucano Lombardo	2,0%	0,5%	-	1,7%
Rocce Terrigene	0,7%	2,4%	0,5%	0,6%
Anfiboliti	-	0,1%	-	-
Pegmatiti	-	-	0,3%	0,6%
Marmo	-	0,2%	-	0,5%
Marne	-	-	0,5%	-
Conglomerato s.l.	-	0,7%	-	-
Altro	3,7%	3,7%	8,3%	1,0%

Area di affioramento. Il ceppo di Portichetto affiora in corrispondenza delle principali valli che tagliano il territorio: nella Valle della Lura tra Cadorago e Caslino al Piano, nella Valle del Seveso tra Portichetto e Cermenate, nella Valle del Serenza tra Figino Serenza e Carimate - Novedrate e nella Valle di Brenna tra Brenna e Carugo.

Morfologia e paleogeografia. L'unità non presenta attualmente una morfologia propria; forma le pareti verticali, con altezza dell'ordine delle decine di metri, delle valli principali. Esso è inoltre caratterizzato dalla presenza di inghiottitoi lungo la Lura e in Valle di Brenna.

I caratteri sedimentologici e litologici che contraddistinguono il ceppo di Portichetto consentono di definire che esso rappresenti l'espressione sedimentaria di una vasta piana alluvionale di tipo *braided* legata al paleoAdda prima della sua deviazione nella valle del ramo di Lecco del Lario, avvenuta nel Pleistocene inferiore.

Età. Il ceppo di Portichetto ha un'età compresa tra il Piacenziano e il Calabrian.

2.2.6. - *Ceppo della Bevera (CBV)*

Definizione. Conglomerati costituiti da ghiaie medio-grossolane a supporto generalmente di matrice. Petrografia poligenica con predominanza di clasti carbonatici e con significativa percentuale di clasti di natura porfirica (porfiriti del Varesotto).

Sinonimi. Unità istituita da UGGERI *et alii* (1994) e genericamente attribuita al "ceppo" dagli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Nel Foglio 096-Seregno il colluvio impedisce l'osservazione diretta dei limiti e dei rapporti stratigrafici del ceppo della Bevera con le altre unità. Verso W, nel contiguo Foglio 095-Busto Arsizio (ZUCCOLI, 1997), la superficie limite superiore è caratterizzata da strutture ad organi geologici che mettono a contatto il ceppo della Bevera con la formazione di Rio Quadronna che rappresenta la parte alterata del ceppo. Tale superficie è spesso sostituita da una normale superficie di erosione che si pone alla base dei depositi della formazione di Cascina Ronchi Pella del supersistema del Bozzente. Nel Foglio 096-Seregno il ceppo della Bevera è coperto stratigraficamente dal ceppo di Portichetto con il quale, lungo la Valle della Lura, ha anche rapporti di eteropia.

Litologia. Il ceppo della Bevera è costituito da conglomerati a ghiaie grossolane a supporto di matrice e localmente a supporto clastico. La matrice è costituita da sabbie grossolane e ghiaie fini. Il cemento è abbondante e talvolta organizzato in cristalli attorno ai clasti (cemento da incrostazione). I clasti hanno dimensioni da centimetriche a

decimetriche, con forma subarrotondata; presenza di embricature e grossolana organizzazione in strati.

La petrografia è poligenica con predominanza di litotipi carbonatici e significativa percentuale di vulcaniti rosso-violacee del varesotto. La percentuale di ciottoli porfirici diminuisce da NE (Foglio 074-Varese e 095-Busto Arsizio) verso il Foglio 096-Seregno, lungo il corso del paleoOlona, passando dal 44% al 21% (Tab. 7 e Tab. 8).

Nel sottosuolo di Lazzate si segnala anche la presenza di qualche clasto di granofiro tipico della zona di Cuasso al Monte (VA). La presenza di tali petrografie permette di riconoscere e distinguere con certezza il ceppo della Bevera dalle altre unità conglomeratiche presenti nel territorio. I dati petrografici quantitativi sono riassunti nelle tabelle seguenti.

Tab. 7 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del ceppo della Bevera nel Foglio 096-Seregno (Valle della Lura, tra Cadorago e Lomazzo).

Calcari s.l.	37,3%	Serpentiniti	0,1%
Calcari chiari	6,1%	Rocce granitiche	2,9%
Calcari scuri	10,1%	Porfidi	21,6%
Dolomie	0,6%	Arenarie s.l.	0,1%
Selci	0,3%	Arenarie calcaree	0,1%
Metamorfiche s.l.	5,8%	Arenarie del Verrucano	0,1%
Gneiss + micascisti	3,7%	Conglomerati del Verrucano	0,5%
Quarziti	4,5%	Altro	6,4%

Area di affioramento. Il ceppo della Bevera affiora nella Valle della Lura, indicativamente tra gli abitati di Cadorago (Como) e Lomazzo (Como).

Tab. 8 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del ceppo della Bevera nel Foglio 095-Busto Arsizio (ZUCCOLI, 1997).

Carbonati	39,7%	Quarziti	5,4%
Granitoidi	5,9%	Terrigene	0,2%
Porfidi	44,0%	Altri	0,1%
Metamorfici	4,7%		

Morfologia e paleogeografia. Attualmente l'unità non presenta nessuna morfologia propria. I depositi del ceppo della Bevera testimoniano un temporaneo mutamento nell'idrografia della media valle Olona in territorio varesino. Depositati fluvioglaciali e glaciali riconducibili ai primi episodi glaciali del Pleistocene inferiore (Glaciazione Vivirolo e Glaciazione Immacolata) riempivano le paleovalli Olona rendendole inattive o scarsamente attive (ZUCCOLI, 1997; BINI, 1997). Questo ha fatto sì che per un certo periodo di tempo l'Olona scorresse in direzione SE in territorio comasco, formando una piana fluviale *braided* estesa almeno fino all'altezza di Saronno-Cogliate.

Età. Per posizione stratigrafica il ceppo della Bevera è di età Gelasiana (ZUCCOLI, 1997; BINI, 1997).

2.2.7. - *Ceppo della Molgora (OLG)*

Definizione. Conglomerati costituiti da ghiaie a supporto di matrice e ghiaie a supporto clastico: depositi fluviali. Presenza di livelli con ciottoli prevalentemente di flysch e carbonati e livelli con abbondanti percentuali di litologie cristalline e metamorfiche.

Sinonimi. È indicato genericamente come ceppo dagli autori precedenti. Comprende anche il conglomerato identificato da REDAELLI (1995) come ceppo della Molgoretta.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è costituita dal passaggio graduale per alterazione con organi geologici alla formazione di Missagliola, visibile ad E nel contiguo Foglio 097-Vimercate, (ghiaie alterate e argillificate con colore 5YR) che, essendo facilmente erodibile, consente a qualunque formazione successiva di coprire direttamente il ceppo della Molgora. La superficie limite inferiore non è invece visibile nel Foglio 096-Seregno, anche se pochi chilometri a E, tra le località Butto e Barriano, nel Foglio 097-Vimercate, il ceppo della Molgora poggia in discordanza sul substrato roccioso.

Litologia. Il ceppo della Molgora è costituito da depositi fluviali di tipo *braided*; lo spessore complessivo del ceppo della Molgora e della formazione di Missagliola raggiunge i 30 m. Si tratta di conglomerati costituiti da ghiaie a supporto di clasti, con organizzazione in banchi metrici a granulometria e cementazione differente. I clasti presentano dimensione massima tra i 90 e i 100 cm, da ben arrotondati a subangolosi, embricati. Litologicamente sono costituiti in prevalenza da clasti carbonatici (50-70%), flysch (35%), clasti esotici cristallini (10%), rare le quarziti (2%). Sono stati riscontrati anche clasti appartenenti al Verrucano Lombardo (1%) e occasionalmente del conglomerato di

Sirone (1%). Presenza di piccole cavità secondarie per carsismo e ciottoli alterati dall'interno.

Area di affioramento. L'unità affiora a E di Casatenovo nella valle della Roggia Nava presso la località Quattro Valli e nella Valle del Lavandaia presso Missaggiola.

Morfologia e paleogeografia. I conglomerati di questa unità sono prevalentemente carbonatici (70%). La bassa percentuale di esotici cristallini potrebbe provenire dall'erosione del substrato, in particolare dai livelli conglomeratici del Flysch di Bergamo (Megabed), come risposta ad un evento tettonico, oppure, dato che il ceppo della Molgora è successivo ai primi eventi glaciali, i clasti esotici potrebbero essere attribuiti al rimaneggiamento di precedenti sedimenti glaciali o fluvioglaciali.

Età. L'età del ceppo della Molgora può essere valutata solo dalla posizione stratigrafica. Essendo il conglomerato tagliato direttamente dai depositi attribuiti al supersistema del Bozzente, esso può essere attribuito al Calabriano (STRINI 2001).

2.2.8. - *Ceppo di Calpuno (CNU)*

Definizione. Conglomerati costituiti da ghiaie grossolane a supporto di matrice, stratificati in banchi decimetrici: depositi fluviali.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione, di cui fanno parte i conglomerati denominati ceppo di Calpuno e in parte quelli del ceppo del Terrò della Val Sorda (BREVIGLIERI, 1991). Corrisponde al "ceppo" degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è caratterizzata da strutture a organi geologici, osservabili presso Brenna in un impluvio sul versante rivolto verso la Val Sorda. A questa superficie si sostituisce su gran parte dell'area di affioramento una normale superficie erosionale, al di sopra della quale si osservano depositi di unità più recenti come i depositi glaciali del sistema della Specola, del sistema di Binago (Val Sorda) e del sistema di Cantù; quest'ultimo ricopre i conglomerati con spessore di pochi decimetri (N di Lurago d'Erba). Il limite inferiore è di tipo erosionale (BREVIGLIERI, 1991) con il ceppo di Inverigo, visibile unicamente sulla parete sud-orientale di Inverigo (Fig. 21).

Il ceppo di Calpuno presenta rapporti di eteropia con il ceppo di Portichetto, osservabile in affioramento nei pressi di Pozzolo inferiore (tra Brenna e Carugo); i rapporti con il ceppo di Monguzzo sono ipotizzati sulla base delle geometrie dei corpi.



Fig. 21 - Inverigo. Ceppo di Inverigo e ceppo di Calpuno (Foto A. Bini).

Litologia. Il ceppo di Calpuno è costituito da conglomerati grossolani organizzati in banchi con spessore mediamente di 50-60 centimetri, a blanda inclinazione. Sono presenti livelli lenticolari costituiti da sabbie medio-grossolane passanti a ghiaie (Inverigo).

Il supporto è di matrice principalmente arenacea a granulometria grossolana e localmente passante a conglomerato fine.

I clasti hanno dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche (40 cm), mal selezionati; la forma è ben arrotondata, con sfericità medio-bassa. Clasti appiattiti negli affioramenti di Rovate di Inverigo.

La cementazione è variabile da buona a scarsa anche in relazione alla vicinanza della superficie ad organi geologici. Gli affioramenti nei pressi di Lurago d'Erba presentano cementazione bassa con livelli sciolti; gli affioramenti nei pressi di Brenna presentano invece cementazione buona.

La petrografia è a predominanza carbonatica (Tab. 9) con presenza anche di litotipi cristallini; nella tabella seguente il dettaglio della petrografia del ceppo di Calpuno. In corrispondenza degli orizzonti non cementati e al passaggio con la superficie a organi geologici si hanno frequenti clasti alterati, sia carbonatici sia cristallini. Nell'affioramento di Inverigo sono presenti anche clasti alterati dall'interno.

I ciottoli sono spesso embricati ed isorientati. Nell'affioramento in località Costone (W di Lambrugo) sono riconoscibili strutture di flusso che indicano una direzione di paleocorrente 40/220. Canali di erosione,

con riempimento dato da sabbie e ghiaie, sono riconoscibili negli affioramenti presso Brenna.

Area di affioramento. Il ceppo di Calpuno affiora nei pressi di Inverigo-Lambrugo, spesso subaffiorante sotto una sottile copertura di depositi del sistema di Cantù. Conglomerati costituiscono la parete occidentale della Val Sorda, tra gli abitati di Brenna e Carugo.

Morfologia e paleogeografia. Il ceppo di Calpuno non presenta attualmente una morfologia propria; dai dati di sottosuolo si ricava che i conglomerati di questa unità occupano un'area limitata tra Lambrugo e la Val Sorda e costituivano una piana alluvionale.

Età. I rapporti stratigrafici con le altre unità conglomeratiche fanno ricondurre al Calabriano i conglomerati del ceppo di Calpuno.

Tab. 9 - Composizione percentuale della petrografia dei clasti del ceppo di Calpuno.

Litotipo	Valle di Brenna-Val Sorda	Lambrugo-Inverigo
Calcari	70,0%	63,7%
Dolomie	0,5%	6,4%
R. Metamorfiche	10,9%	15,8%
Quarziti	7,0%	6,1%
R. Granitiche	4,3%	2,2%
Porfidi/Vulcaniti	0,5%	1,2%
Verrucano Lombardo	1,0%	0,6%
R. Terrigene	0,8%	0,6%
Serpentiniti	0,3%	0,2%
Marne	-	0,4%
Altro	4,7%	2,9%

2.2.9. - Tillite di San Salvatore (SSX)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice, localmente a supporto clastico; ghiaie massive a supporto di matrice, sovraconsolidate e parzialmente cementate: *till* di alloggiamento.

Diamictiti massive a supporto di matrice: tillite.

Sinonimi. Unità istituita da ZUCCOLI (1997), di cui prima di allora non sono state trovate indicazioni negli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Gli unici affioramenti rinvenuti nell'area del Foglio 096-Seregno non consentono di osservare le superfici limite e i reali rapporti stratigrafici con le altre unità. In ZUCCOLI (1997) si evidenzia che la tillite di San Salvatore presenta un limite superiore erosivo, talora sottolineato dalla presenza di grossi massi. Limite inferiore erosivo. L'unità copre il ceppo della Bevera e il ceppo di Calpuno ed è coperta dai depositi del supersintema del Bozzente.

Litologia. La tillite di San Salvatore è costituita da:

- Tillite. Diamictiti massive a supporto di matrice, poligeniche; clasti mediamente di dimensioni centimetriche. Matrice limosa di colore grigio.

- *Till* di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice e localmente a supporto clastico; ghiaie massive a supporto di matrice. Sovraconsolidati. Matrice sabbiosa di colore 2.5Y, e 5Y. Clasti poligenici con debole alterazione di quelli cristallini; carbonati striati. Presenti orizzonti costituiti da limi massivi compatti, fortemente deformati per glaciotettonica.

Area di affioramento. Affiora esclusivamente nella Valle del Serenza, poco a N dell'abitato di Figino Serenza e in una vallecchia immissaria alla Lura, a W di Puginate.

Morfologia e paleogeografia. Non è possibile definire né la morfologia né la paleogeografia per l'esiguità degli affioramenti.

Età. Da ZUCCOLI (1997): “La tillite di San Salvatore è precedente rispetto al supersintema del Bozzente e posteriore al ceppo della Bevera; può perciò essere riferita al Pleistocene inferiore”.

2.2.10. - *Supersintema del Bozzente (BO)*

Il supersintema del Bozzente, indicato come Mindel dagli autori precedenti, è costituito da depositi marcatamente alterati, con più del 90% dei clasti alterati e matrice arrossata con colori 5YR e 7.5YR.

Il supersintema del Bozzente è stato suddiviso, nell'area di istituzione, in tre unità di rango differente, riconoscibili per la loro posizione e la loro espressione morfologica denominate (ZUCCOLI, 1997): sintema di Cascina Fontana, formazione di Castelnuovo e formazione di Cascina Ronchi Pella. Delle tre subunità, nel Foglio 096-Seregno, sono riconoscibili solo la formazione di Cascina Ronchi Pella e il sintema di Cascina Fontana.

Quando mancano i presupposti per tale suddivisione i depositi di questo supersintema sono cartografati come indifferenziati.

I rapporti stratigrafici con il ceppo di Portichetto e con la tillite di San Salvatore fanno ricondurre al Pleistocene medio il supersintema del

Bozzente.

Definizione. Ghiaie grossolane massive o con rozza stratificazione e intercalazione di orizzonti sabbiosi; localmente cementate: depositi fluviali e fluvioglaciali. L'alterazione interessa l'intero spessore dell'unità, con più del 90% dei clasti alterati. Colore della matrice 5YR e 7.5YR nelle porzioni superiori, 10YR e 2.5Y scendendo nella successione. Presenza di patine e screziature Fe/Mn.

Limi sabbiosi laminati: depositi glaciolacustri.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è data da un profilo di alterazione molto evoluto che interessa tutto lo spessore dell'unità. Il supersistema del Bozzente è coperto da depositi della formazione di Monte Carmelo e in contatto erosionale con i depositi del supersistema di Venegono e del sistema della Specola presso Cogliate lungo il Lombra (Fig. 22).

In località Malpensata, presso Cesano Maderno, la superficie limite superiore coincide invece con la superficie topografica. La superficie limite inferiore non è mai direttamente osservabile in affioramento; ricostruzioni di sottosuolo permettono, però, di affermare che i depositi del supersistema del Bozzente ricoprono il ceppo di Portichetto e la tillite di San Salvatore.

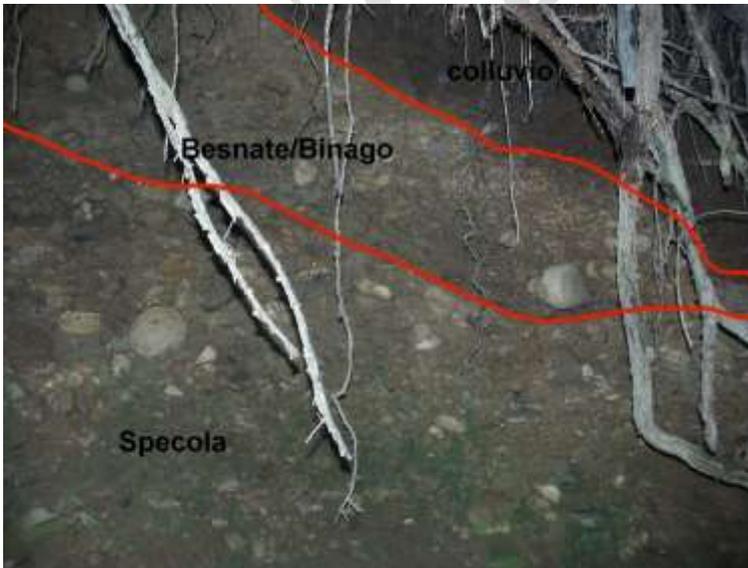


Fig. 22 - Cogliate, Groane. Supersistema del Bozzente (sistema della Specola) coperto da depositi del supersistema di Besnate o del sistema di Binago, non distinguibili in queste condizioni, e successivamente da colluvio del supersistema di Venegono (Foto A. Bini).

Litologia. Nell'area del Foglio 096-Seregno il supersintema del Bozzente è costituito da:

- Depositi fluviali e fluvioglaciali. Ghiaie medio-grossolane massive o debolmente isorientate a supporto di matrice, nel complesso compatte. I clasti hanno dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche, forma da subarrotondata a subangolosa, con bassa sfericità. Petrografia: clasti carbonatici da decarbonatati ad argillificati, clasti metamorfici e ignei arenizzati o con *cortex* di alterazione di 1-3 mm di spessore, quarziti non alterate. La matrice è costituita da sabbie medio-grossolane e sabbie limose di colore 10YR-7.5YR. Sono presenti piccole patine di Fe/Mn associate ai clasti e nella matrice.

Ghiaie medie a supporto tra clastico e di matrice. Clasti di dimensioni di 1-2 centimetri, raramente di 10 centimetri; quasi la totalità dei clasti risulta alterato.

Sabbie grossolane con clasti centimetrici annegati. Clasti carbonatici argillificati e quarziti sane. Colore 10YR. Sabbie gradate a granulometria medio-grossolana con rari clasti millimetrici. Sabbie grossolane con ghiaia, laminate.

- Depositi glaciolacustri. Limi sabbiosi laminati, con lamine piano-parallele, ondulate e deformate; si presentano molto compatti e con sottili livelli arenacei. Sono riconoscibili *dropstone* e lenti ghiaiose (*till* di colata).

Area di affioramento. Depositi del supersintema del Bozzente affiorano negli intagli dei principali corsi d'acqua che solcano il Pianalto delle Groane; affioramenti significativi si hanno nel Lombra e nel Garbogero tra Cogliate/Barlassina e Ceriano Laghetto e in un piccolo impluvio, presso il campo sportivo di Seveso, che solca il margine orientale del pianalto stesso.

Profili si hanno anche tra Cermenate e Vertemate con Minoprio, a N di Cadorago-Bulgorello e negli impluvi immissari alla Valle della Lura presso Bregnano.

I depositi glaciolacustri affiorano in un piccolo impluvio presso Brugora a S di Casatenovo (Fig. 23, 24).

Morfologia e paleogeografia. Il supersintema del Bozzente costituisce aree rilevate (in Lombardia denominate *pianalti*) rispetto al livello generale della pianura, tagliate e isolate dagli eventi deposizionali successivi. Il Pianalto delle Groane è, infatti, riconducibile a un'antica piana fluvioglaciale associata a un evento glaciale Bozzente. Il pianalto presenta attualmente una morfologia generalmente pianeggiante e subpianeggiante; il suo bordo orientale è netto con una scarpata a forte pendenza, mentre il margine occidentale, tra Lentate sul Seveso e

Cogliate, si presenta blando a bassa pendenza in raccordo con le aree circostanti, e più simile al margine orientale tra Cogliate e Cesate (Fig. 25).



Fig. 23 - Brugora. Supersintema del Bozzente, sintema di Cascina Fontana. Depositi lacustri marginoglaciali (Foto A. Bini).



Fig. 24 - Brugora. Supersintema del Bozzente, sintema di Cascina Fontana. Depositi lacustri marginoglaciali. Si osservino i till di colata e i dropstone all'interno delle laminiti lacustri (Foto A. Bini).

Il pianalto è caratterizzato da un'idrografia ben sviluppata con valli ben incise (Cisnara, Lombra, Garbogero, Seveso), conseguenza della presenza di litologie marcatamente alterate ricche in argilla e pertanto a bassa permeabilità superficiale che favorisce lo scorrimento superficiale delle acque e la conseguente incisione dei depositi stessi a discapito dell'infiltrazione.

Età. Pleistocene medio.



Fig. 25 - Cogliate, Groane. Una delle tipiche vallecole presenti nei pianalti lombardi e incise nel supersistema del Bozzente (Foto A. Bini).

2.2.10.1. - Formazione di Cascina Ronchi Pella (BOP)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice. Ghiaie massive a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi con argilla. Marcata alterazione che localmente interessa anche i clasti quarzitici con un sottile *cortex* di alterazione.

Sinonimi. Unità istituita da ZUCCOLI (1997).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è di tipo erosionale e pone la formazione di Cascina Ronchi Pella a contatto con i depositi del sintema della Specola e del supersintema di Venegono. La superficie limite inferiore non è visibile in affioramento.

Litologia. Le dimensioni ridotte e la scarsità di affioramenti riconosciuti nell'area del Foglio 096-Seregno non consentono di distinguere diverse facies deposizionali. L'unità è costituita da:

- Diamicton massivi a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni da millimetriche a massimo 30 cm (S di Casatenovo). Marcata alterazione che interessa la quasi totalità dei clasti, con carbonati argillificati, cristallini sia arenizzati sia argillificati e quarziti con un sottile *cortex* di alterazione (S di Calò). La matrice è costituita da limi sabbiosi con argilla di colore 7.5YR con screziature di colore 2.5Y; presenza di noduli millimetrici di Fe/Mn.

- Ghiaie medie massive a supporto di matrice, marcatamente alterate. La matrice è costituita da limi debolmente sabbiosi e argillosi, compatti, di colore 10YR.

Area di affioramento. Affiora limitatamente al settore centro orientale del Foglio 096-Seregno, tra Tregasio e Casatenovo, in corrispondenza delle principali incisioni vallive.

Morfologia e paleogeografia. Nel territorio del Foglio 096-Seregno la formazione di Cascina Ronchi Pella non presenta alcuna morfologia propria, ampiamente cancellata dagli eventi successivi.

L'unità testimonia una fase di avanzata glaciale leggermente maggiore rispetto a quella del sintema di Cascina Fontana.

2.2.10.2. - Sintema di Cascina Fontana (BOF)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice: depositi glaciali. Ghiaie massive o grossolanamente stratificate a supporto di matrice e occasionalmente clastico, con intercalazioni sabbiose: depositi fluvioglaciali. Marcata alterazione che interessa più del 90% dei clasti per tutto il profilo dell'unità.

Sinonimi. Unità istituita da ZUCCOLI (1997; RIVA (1957) definisce l'area tipo di questa unità come la "cerchia in puro ferretto di Camparada".

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è caratterizzata da alterazione che interessa più del 90% dei clasti. Il sintema di Cascina Fontana è coperto, con contatto netto, dai depositi della formazione di Monte Carmelo (Valle del Laghetto a E di Cascina Amata, Valle Cantalupo, Valle Pegorino tra Lesmo e Triuggio). Il limite,

generalmente erosivo, pone i depositi del sintema di Cascina Fontana in contatto con il sintema di Binago (C.na Varenna), con il subsintema di Fino Mornasco (Figino Serenza), con depositi fluvioglaciali del sintema della Specola (Valle del Boscaccio tra Figino Serenza e Cabiato), con l'unità di Minoprio (Minoprio), con l'unità di Bulgarograsso (Cadorago presso Moncasolo), con l'unità di Cadorago (Puginate) e con le coltri loessiche pedogenizzate in posto e colluviate. Occasionalmente la superficie limite superiore coincide con la superficie topografica (Cabiato presso Villa Padulli, Mariano Comense presso C.na il Castello). La superficie limite inferiore non è visibile in affioramento; da ricostruzioni stratigrafiche di sottosuolo si evince che l'unità sia in contatto con i conglomerati del ceppo di Portichetto, del ceppo di Calpuno, del ceppo di Invergo (Pianalto di Brenna) e della tillite di San Salvatore.

Verso W, nel contiguo Foglio 095-Busto Arsizio (ZUCCOLI, 1997) l'unità copre in discordanza la formazione di Castelnuovo e la formazione di Cascina Ronchi Pella.

Litologia. Il sintema di Cascina Fontana è costituito da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie massive a supporto di matrice che presso Carugo-C.na S. Ambrogio si presentano debolmente stratificate; solo raramente a supporto clastico. I clasti hanno dimensioni modali in genere di 3-4 centimetri e dimensioni massime di 20-30 centimetri; forma subarrotondata con clasti, spesso carbonatici, subangolosi. La sfericità è bassa con clasti appiattiti e a "sigaro". La petrografia è data principalmente da clasti carbonatici e metamorfici ai quali seguono petrografie granitoidi; raramente si riconoscono ultramafici, terrigeni, clasti di Verrucano Lombardo (Cabiato presso Villa Padulli, C.na S. Martino, Olgelasca). L'alterazione è sempre marcata, mediamente con il 70% dei clasti alterati e punte del 90% a seconda della posizione nel profilo: i carbonati sono principalmente decarbonatati e argillificati, solo occasionalmente fragili, i clasti metamorfici sono arenizzati, argillificati e con spesso *cortex* di alterazione color ruggine, i clasti granitoidi sono arenizzati e con spesso *cortex* di alterazione, solo occasionalmente si presentano fragili o sani (C.na Varenna); i clasti ultramafici hanno un *cortex* di alterazione mentre le quarziti si presentano sane.

La matrice è costituita da limi sabbiosi con argilla, sabbie limose con argilla, sabbie medio-grossolane, sabbie grossolane con argille, sabbie. Il colore d'insieme, spesso difficilmente determinabile vista la marcata alterazione dei profili osservati, è 7.5YR nelle porzioni superiori, passando a 10YR fino a 2.5Y scendendo nelle parti basse del profilo. Sono presenti venature disposte orizzontalmente di colore 5Y passante

all'esterno a 7.5YR, screziature color ruggine e grigiastre associate ai clasti, patine e noduli di Fe/Mn.

Strutture sedimentarie riconducibili ad embricature e orientazione dei clasti si riconoscono in località Mariano Comense, Cabiato presso Villa Padulli; in località C.na S. Martino i clasti si presentano embricati ed orientati come a formare barre ghiaiose.

Sabbie fini e grossolane ghiaiose debolmente limose. I clasti hanno dimensioni modali di 3-4 centimetri con forma subarrotondata a bassa sfericità. Cristallini arenizzati, metamorfici poco alterati o con *cortex* di alterazione. Colore 10YR con patine di Fe/Mn associate ai clasti. Sabbie discretamente lavate con debole laminazione (C.na S. Martino).

- Depositi glaciali. Diamicton massivi a supporto di matrice solo localmente a supporto clastico, compatti e sovraconsolidati presso Brenna. I clasti si presentano generalmente mal selezionati con dimensioni da pochi centimetri a pluridecimetriche con massi anche di un metro (Figino Serenza); forma sia subarrotondata sia subangolosa con sfericità bassa. Si osservano principalmente clasti carbonatici e metamorfici con percentuali inferiori di ignei, quarziti e clasti terrigeni. L'alterazione risulta marcata per tutto il profilo con circa il 90% dei clasti alterati: i carbonati si presentano principalmente argillificati, in minor misura decarbonatati; i clasti metamorfici si presentano generalmente arenizzati e fragili anche se spesso mostrano uno spesso *cortex* di alterazione anche di 5 mm; i clasti ignei sono arenizzati e raramente con *cortex* di alterazione; i clasti ultramafici hanno un *cortex* di alterazione o si presentano sani come le quarziti. La matrice è costituita da sabbie limose, limi sabbiosi, argilla, sabbie fini con argilla, ghiaie fini, sabbie ghiaiose. Il colore d'insieme, nelle porzioni sommitali del profilo è 2.5YR, 5YR e 7.5YR, passante verso le parti inferiori a 10YR e 2.5Y. Sono spesso presenti screziature di colore 5YR, screziature disposte orizzontalmente di colore grigio passante esternamente a ruggine e abbondanti patine e noduli di Fe/Mn.

Area di affioramento. I depositi del sintema di Cascina Fontana affiorano estesamente lungo le incisioni vallive che solcano il Pianalto di Figino Serenza, il Pianalto di Brenna (Fig. 26) e tra gli abitati di Camparada, Lesmo e Sovico.

Morfologia e paleogeografia. L'unità dà in genere luogo a morfologie ben conservate, con morene che costituiscono un imponente lobo la cui cerchia da Sovico è seguibile, verso E al di fuori dell'area in studio, fino a C.na Bracchi e Maresso (STRINI, 2001). Si tratta di più morene addossate che risultano molto evidenti nella parte esterna e meno verso quella interna. Le morene sono caratterizzate dalla presenza di numerosi

dossi piuttosto che da una cresta continua. Questa morfologia sembrerebbe richiamare la forma di morene “annegate”; tuttavia non c’è evidenza, nella cerchia principale, di sedimenti appartenenti a formazioni più giovani. Potrebbe essere che le morene siano state in parte modellate da corsi d’acqua che hanno solo eroso senza deporre sedimenti.



Fig. 26 - Brenna, Terrò, supersintema del Bozzente, sintema di Cascina Fontana (Foto A. Bini).

Altro fattore che può avere contribuito alla morfologia della cerchia più esterna è lo “sgonfiamento” che subiscono i sedimenti più antichi e alterati dovuto alla dissoluzione dei ciottoli carbonatici (TARAMELLI, 1903; BINI, 1987). Può essere che questa riduzione di volume non sia omogenea nel corpo della morena, sia per maggiore concentrazione di carbonati in una parte della morena stessa sia per variazioni nell’alterazione.

Più a W sui Pianalti di Figino Serenza e Brenna le morene attribuite al sintema di Cascina Fontana si presentano ben evidenti ma con fianchi molto addolciti; costituiscono dossi allungati con cresta ben seguibile soprattutto tra Brenna, Olgelasca e Cantù presso C.na San Carlo.

Le cerchie moreniche di Camparada e quelle di Figino Serenza-Brenna costituivano probabilmente un unico esteso anfiteatro ora separato da

un'imponente piana fluvioglaciale, risultato della sovrapposizione dei successivi eventi glaciali.

Esternamente all'anfiteatro di Camparada è ancora presente un lembo cospicuo della piana fluvioglaciale che si spinge fin verso Arcore (STRINI, 2001). Oltre a questa non sono presenti altre espressioni morfologiche delle piane fluvioglaciali del sistema di Cascina Fontana, ma solo affioramenti isolati.

2.2.11. - *Formazione di Monte Carmelo (MCX)*

Definizione. Limi e limi argillosi massivi di colore 5YR e 7.5YR. Presenza di glosse e venature grigiastre, patine e noduli di Fe/Mn. Indurito: *loess* fortemente pedogenizzato.

Sinonimi. Unità litostratigrafica istituita da ZUCCOLI (1997), genericamente indicata dagli autori precedenti con il termine "ferretto".

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è una superficie di erosione; occasionalmente può coincidere con la superficie topografica. La formazione di Monte Carmelo è coperta da coltri loessiche più recenti e dai depositi del supersistema di Venegono. La superficie limite inferiore è una superficie evidente dal punto di vista sedimentologico, che di fatto rappresenta l'originaria superficie su cui il *loess* si è depositato ricoprendo i depositi del supersistema del Bozzente.

Litologia. Limi e limi argillosi massivi: *loess* fortemente pedogenizzato. Limi argillosi massivi con clasti sparsi alterati: *loess* colluviato e fortemente pedogenizzato in seguito. Fortemente induriti con tendenza a presentare fratturazione poligonale. Colore compreso tra 5YR e 7.5YR. Abbondanti patine e noduli di Fe/Mn, in taluni casi anche ben sviluppate, raggiungendo dimensioni di 1-2 cm; presenti screziature e venature di colore grigio 2.5Y anche di grosse dimensioni, a volte sono rivestite da materiale fine di color ruggine. Nella parte alta del profilo queste tendono ad avere andamento regolare creando un reticolo di venature ben organizzato sia verticale sia orizzontale; nella parte inferiore del profilo assumono un andamento più irregolare e caotico.

Area di affioramento. Depositi della formazione di Monte Carmelo affiorano in modo discontinuo sui pianalti di Cascina Amata-Brenna e delle Groane (Fig. 27) e sporadicamente tra Triuggio, Correzzana e Lesmo.

Morfologia e paleogeografia. La formazione di Monte Carmelo, per la natura del deposito, non presenta morfologia propria ma tende ad ammantare la topografia precedente talora nascondendola o addolcendola. Poiché l'unità è molto antica, essa ha subito una forte erosione da parte degli eventi successivi. In vaste aree la sua mancanza è

da ricondurre anche all'intensa attività estrattiva; già in epoca romana questi depositi venivano cavati e utilizzati per la produzione di laterizi.

Età. Per posizione stratigrafica l'unità è attribuibile al Pleistocene medio.



Fig. 27 - Cogliate, Groane. Formazione di Monte Carmelo (Foto A. Bini).

2.2.12. - *Sintema della Specola (PEO)*

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice: depositi glaciali. Ghiaie a supporto di matrice con clasti isorientati e locali intercalazioni sabbiose, ghiaie massive a supporto di matrice: depositi fluvioglaciali. L'alterazione interessa circa l'80% dei clasti, con profilo di alterazione che può raggiungere spessori di 6-8 metri.

Sinonimi. Unità istituita da BINI (1987) come Complesso Glaciale della Specola. Coincide con l'unità di Sirtori per REDAELLI (1995). Corrisponde in parte al Riss degli autori precedenti e in parte al "ferretto".

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione evoluto con alterazione che interessa circa l'80% dei clasti su spessori di 6-8 metri. Il sintema della Specola è coperto, con limite erosivo, dai depositi del sintema di Binago, del supersintema di Besnate (unità di Guanzate, unità di Bulgarograsso), dai depositi del supersintema di Venegono, del sintema di Cantù e del sintema del Po. Occasionalmente il limite superiore può coincidere con la superficie topografica.

La superficie limite inferiore è sovente una superficie di erosione. Il sintema della Specola è a contatto con la tillite di San Salvatore, copre i depositi del supersintema del Bozzente e del sintema di Cascina Ronchi Pella, della formazione di Monte Carmelo e della formazione di Missagliola.

Il limite con l'unità del ceppo di Calpuno è molto irregolare, caratterizzato da strutture a organi geologici (Brenna-Val Sorda). Sebbene non sia mai stato osservato il contatto diretto è tuttavia verosimile che i depositi del sintema della Specola coprano anche i depositi del ceppo della Molgora (STRINI, 2001).

Sul dosso della Specola è in diretto contatto con il substrato roccioso (BREVIGLIERI, 1991).

Litologia. Il sintema della Specola mostra caratteri litologici un po' diversi a seconda della loro posizione nell'area del Foglio 096-Seregno. Pertanto si è deciso di separarne la descrizione facendo riferimento ai caratteri per il settore orientale e occidentale del foglio.

Nel settore orientale del Foglio 096-Seregno il sintema della Specola è costituito da depositi fluvioglaciali e glaciali.

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie a supporto di matrice. I clasti si presentano isorientati ed embricati. Petrografia poligenica con predominanza di clasti cristallini fragili ed arenizzati, carbonati decarbonatati e raramente argillificati. La matrice è costituita da sabbie, limi e sabbie limose, a volte compatte, di colore 7.5YR e 5YR.

Abbondanti patine di Fe/Mn sia nella matrice sia associate ai clasti e venature di colore 2.5YR.

Ghiaie a supporto di matrice limoso-argillosa o ghiaie a supporto di matrice localmente clastico. Ciottoli con dimensioni massime da centimetriche fino a circa 15-20 cm, in genere 5-10 cm; occasionalmente la dimensione massima può essere uguale o superiore a 25 cm. I ciottoli sono da subarrotondati ad arrotondati. Condotte da *piping*. Presenza di lenti sabbiose.

- Depositi glaciali. Diamicton massivi a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni modali di 2-4 centimetri, massime di 40 centimetri. Clasti cristallini fragili e arenizzati, arenacei alterati e rari carbonati decarbonatati. La matrice è costituita da sabbie limose e limi, discretamente compatti di colore 10YR passante verso l'alto a 7.5YR, con screziature 7.5YR e 10YR.

Diamicton a supporto di matrice. Clasti con dimensioni massime da centimetriche a 40 cm, da subangolosi a subarrotondati. La matrice è costituita da limi argillosi raramente sabbiosi con colore variabile compreso tra 5YR e 10YR; localmente aspetto a graticcio con glosse decolorate con bordo di colore 7.5YR o grigiastro con noduli 7.5YR. Occasionale presenza di screziature 2.5YR.

Nel settore occidentale del Foglio 096-Seregno il sintema della Specola è invece costituito da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie massive o stratificate a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni modali centimetriche, dimensioni massime 20-30 cm; i clasti di dimensione maggiore sono, in genere, orientati ed embricati. Clasti poligenici, in prevalenza carbonati e metamorfici. Grado di alterazione maggiore dell'80%, carbonati da decarbonatati ad argillificati, metamorfici in prevalenza fragili o con *cortex* di alterazione sviluppato (3-4 mm), in minor percentuale clasti arenizzati. La matrice è costituita da sabbie medio-grossolane di colore 7.5YR nella parte alta del profilo, inferiormente tende a un colore 10YR. Presenti livelli e lenti di ghiaie fini e sabbie.

- Depositi glaciali. Diamicton massivi a supporto di matrice, moderatamente consolidati. I clasti hanno dimensioni modali centimetriche, dimensioni massime 10-15 cm, subarrotondati, bassa sfericità, pessima selezione. Petrografia poligenica.

Area di affioramento. Il sintema della Specola affiora come deposito fluvioglaciale sul Pianalto di Cascina Amata, sia nella parte sommitale sia negli impluvi che incidono il pianalto stesso. È presente all'interno di una valle nel tratto compreso tra C.na Biolce e Villa Monterotondo presso Cesano Maderno e nella Valle del Garbogero presso Solaro.

Sporadicamente affiora nella Valle del Terrò. I depositi glaciali dell'unità sono presenti in un'area limitata, nei pressi di Figino Serenza e Vighizzolo-C.na Savionica e tra Cadorago e Bulgorello.

Il sintema della Specola affiora inoltre presso Brugora, nell'incisione del Pegorino, a Calò, nella Roggia Nova presso C.na Bracchi, nell'impluvio tra Giovenigo e Porrinetti presso Tregasio, a S di C.na Crippa e nell'impluvio presso Galgiana.

Morfologia e paleogeografia. La morfologia del sintema della Specola mostra caratteri differenti nell'area del Foglio 096-Seregno. A W l'unità è rappresentata da blandi dossi allungati a morfologia relitta; le piane fluvioglaciali sono state ricoperte o erose dagli eventi successivi. Lembi isolati di piane fluvioglaciali si riconoscono all'interno di valli preesistenti che solcano il Pianalto delle Groane.

Tra Intimiano e Figino Serenza i cordoni morenici presentano invece morfologie ben evidenti a descrivere un ampio semicerchio. La morena di Figino Serenza, che rappresenta la massima espansione del Ghiacciaio Specola, mostra il fianco N particolarmente ripido mentre il fianco esterno si presenta ampio, a blanda pendenza.

Le principali piane fluvioglaciali sono direttamente correlate alla morena di Figino Serenza; queste seguono la Valle del Terrò e la Valle del Seveso (attualmente rimangono evidenze solo in sponda idrografica sinistra). Lembi isolati di piana fluvioglaciale sono anche presenti all'interno delle valli Boscaccio e Cabiato.

Nel settore orientale i depositi del sintema della Specola danno luogo a dossi che formano delle cerchie interne a quella di Camparada, comprendenti le località Rogoredo, Villa Montecarmelo, Levada, Mondromeno e Caparra. Poiché in questo settore sono presenti anche depositi facenti parte del supersintema del Bozzente non è escluso che, al momento della deposizione, i depositi del sintema della Specola abbiano risentito di una precedente morfologia già articolata. I depositi fluvioglaciali sono in genere confinati in valli preesistenti e le piane fluvioglaciali risultanti sono di estensione molto ridotta o addirittura assenti.

Età. Per posizione stratigrafica il sintema della Specola è attribuibile al Pleistocene medio (BINI, 1987; ZUCCOLI, 1997; BINI, 1997).

2.2.13. - Sintema di Binago (BIN)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice e clastico; depositi glaciali. Ghiaie massive o debolmente orientate a supporto di matrice; depositi fluvioglaciali. Alterazione poco evoluta che interessa mediamente il 50% dei clasti per uno spessore massimo di 4 metri.

Sinonimi. Unità istituita da ZUCCOLI (1997), i cui depositi corrispondono al Riss degli autori (NANGERONI, 1954; RIVA, 1957). Afferiscono a questa unità anche i depositi indicati come unità di Viganò da REDAELLI (1995).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione poco evoluto con spessore variabile da 1 a 4 metri. L'unità è coperta dai depositi del supersintema di Besnate, del supersintema di Venegono, del sintema del Po e da coltri loessiche sia in posto sia colluviate. La superficie limite inferiore è una superficie di erosione che pone a contatto l'unità con i conglomerati del ceppo di Calpuno e presumibilmente anche del ceppo di Portichetto, anche se mai direttamente osservato in affioramento ma dedotto da ricostruzioni stratigrafiche di sottosuolo; il sintema di Binago copre anche i depositi del sintema di Cascina Fontana e del sintema della Specola; nel contiguo Foglio 097-Vimercate, presso Casatenovo, taglia i depositi della formazione di Missagliola.

Litologia. Il sintema di Binago è costituito da depositi fluvioglaciali e glaciali.

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie a supporto di matrice. Clasti discretamente selezionati, subarrotondati e localmente embricati. Clasti poligenici con carbonati decarbonatati, metamorfici in facies a scisti verdi sani o con un *cortex* di alterazione millimetrico, granitoidi arenizzati e quarziti. La matrice è costituita da sabbie medio-grossolane e limi sabbiosi, colore 7.5YR e 10YR.

Ghiaie a supporto clastico o al limite del supporto clastico. La matrice è costituita da sabbie limose. Ciottoli con dimensione massima di 50 cm.

- Depositi glaciali. Diamicton massivi a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni modali centimetriche e massime 60 cm, scarsamente selezionati; forma subarrotondata. La matrice è costituita da limi sabbiosi di colore 10YR passante verso l'alto a 7.5YR.

Diamicton massivi a supporto clastico. I clasti hanno dimensione massima di 15 cm. Carbonati argillificati, esotici cristallini da arenizzati ad argillificati, ultramafiti con *cortex* di alterazione, flysch argillificati, quarziti. La matrice è costituita da limi argillosi di colore 7.5YR (REDAELLI, 1995).

Area di affioramento. I depositi del sintema di Binago affiorano in limitate zone del territorio del Foglio 096-Seregno; si ritrovano nei pressi di Puginate, San Giorgio, Villa Calvi. Depositi fluvioglaciali affiorano a Misinto e Lazzate, nel Pegorino e nella Molgora poco a S di Casatenovo.

Morfologia e paleogeografia. Le morene del sintema di Binago descrivono due grossi lobi, testimonianza di due importanti lingue glaciali, una uscente dal ramo di Como del Lario e l'altra dal ramo di Lecco; esse individuano un margine glaciale simile al successivo evento glaciale. Le morene del settore occidentale del Foglio 096-Seregno, tra Guanzate-Cermenate-Cantù, mostrano una morfologia poco evidente, ad eccezione della morena di Asnago. Nel settore orientale le morene descrivono un ampio semicerchio, mostrando una morfologia più accentuata rispetto alle precedenti; la più importante delle quali è la grossa morena su cui sorge l'abitato di Casatenovo.

Le morene dei due lobi sono marcatamente discontinue a causa dello smantellamento operato dagli scaricatori glaciali del successivo episodio glaciale Besnate.

Le piane fluvioglaciali sono invece ben sviluppate anche se si presentano a loro volta tagliate dai successivi eventi; morfologicamente sono individuabili come ampi terrazzi subpianeggianti e debolmente progradanti verso S. Nel settore orientale, tra Agliate e Casatenovo, i terrazzi fluvioglaciali sono invece confinati all'interno di valli preesistenti, spesso erosi da eventi successivi.

Età. Per posizione stratigrafica il sintema di Binago è attribuibile al Pleistocene medio (ZUCCOLI, 1997).

2.2.14. - *Supersintema di Besnate (BE)*

Il supersintema di Besnate, attribuito dagli autori precedenti al Würm e al Riss nelle porzioni marginali, è costituito da depositi glaciali e fluvioglaciali. Il profilo di alterazione non è molto evoluto con spessori di 3-4 metri; l'alterazione è variabile e interessa tra il 30% e il 50% dei clasti. Il colore della matrice è generalmente compreso tra 10YR e 7.5YR, localmente 2.5Y e 5Y. Coperture loessiche presenti.

L'unità è stata istituita da DA ROLD (1990) ed è sinonimo di Complesso Glaciale di Muselle (BINI, 1987) e di supersintema di Muselle (BINI *et alii*, 1992).

Il supersintema di Besnate è stato suddiviso in quattro unità informali, distinte sulla base dei caratteri morfologici e sul diverso grado di alterazione dei depositi. Le unità distinte sono, dalla più avanzata alla più interna: unità di Guanzate, unità di Cadorago, unità di Minoprio e unità di Bulgarograsso. Nel margine SW del Foglio 096-Seregno è anche presente un lembo della vasta piana fluvioglaciale della Valle Olona, attribuita all'unità di Sumirago. Quando mancano i presupposti per tale suddivisione i depositi di questo supersintema sono cartografati come indifferenziati.

Per posizione stratigrafica il supersintema di Besnate è attribuibile al Pleistocene medio-superiore. Tale affermazione è anche validata da datazioni effettuate da autori precedenti (DA ROLD, 1990; OROMBELLI, 1987) su campioni prelevati nei pressi di Castelnovate (Vizzola Ticino, Varese).

Il supersintema di Besnate è presente marginalmente nel settore nord-occidentale del Foglio 096-Seregno, dove il ghiacciaio di provenienza comasca del Lario veniva a contatto con quello del Faloppio. La mancanza di affioramenti non permette di descrivere i caratteri litologici e stratigrafici, pertanto si riprende quanto osservato in aree adiacenti nel confinante Foglio 095-Busto Arsizio.

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice: depositi glaciali. Ghiaie stratificate a supporto di clasti o a supporto di matrice: depositi fluvioglaciali.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione poco evoluto con spessore di circa 4 metri; l'alterazione interessa mediamente il 50% dei clasti. È presente copertura loessica discontinua di colore variabile da 10YR a 7.5YR; la sua mancanza è dovuta sia a fattori erosivi sia ad attività antropica.

L'unità è coperta in discordanza dai depositi fluvioglaciali del sintema di Cantù, dai depositi del sintema del Po e da quelli del supersintema di Venegono. La superficie limite inferiore è una superficie di erosione priva di caratteristiche peculiari; presso Bulgarograsso il supersintema di Besnate indifferenziato taglia i depositi dell'unità di Guanzate e dell'unità di Cadorago. Presso Gironico il supersintema di Besnate indifferenziato poggia sui conglomerati di Lucino (Gruppo della Gonfolite Lombarda).

Litologia. Il supersintema di Besnate è costituito da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie stratificate a supporto clastico o di matrice, con clasti poligenici di dimensione massima di 40 cm, in genere ben selezionati e arrotondati. Occasionalmente si presentano con gradazione diretta e inversa. La matrice è costituita da sabbie limose, raramente argillose; talvolta è costituita da ghiaie fini e sabbie grossolane.

Sabbie grossolane pulite a laminazione piano-parallela.

Limi in lamine piano-parallele alternati a sabbie in stati spessi 3 cm; limi con argilla e strati di sabbia.

- Depositi glaciali. Diamicton massivi a supporto di matrice. Clasti poligenici. La matrice è costituita da limi o sabbie limose, raramente debolmente argillose.

Area di affioramento. Nel territorio del Foglio 096-Seregno non sono presenti affioramenti; l'unità è stata cartografata su base morfologica in continuità con le cerchie moreniche e le piane fluvioglaciali del limitrofo Foglio 095-Busto Arsizio.

Morfologia e paleogeografia. Le morene attribuite a questa unità mostrano, per il settore considerato, una morfologia evidente, espressione della sovrapposizione con una antica morfologia a dossi in substrato roccioso. Le morene rappresentano il margine più esterno orientale dell'anfiteatro glaciale del Faloppio, a cui si associano ampie piane fluvioglaciali.

Età. Pleistocene medio – superiore.

2.2.14.1. - Unità di Guanzate (BEZ)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice: depositi glaciali. Ghiaie massive e localmente isorientate a supporto di matrice: depositi fluvioglaciali. L'alterazione interessa almeno il 50% dei clasti. Coperture loessiche presenti di colore 10YR e 7.5YR.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è una superficie netta a carattere erosionale; localmente (Montesorso a N di Cermenate) evidenziata da allineamento di clasti. L'unità di Guanzate è coperta dai depositi dell'unità di Cadorago. La superficie limite inferiore non è stata mai osservata in affioramento; dai dati di sottosuolo si tratta di una superficie di erosione che pone a contatto l'unità di Guanzate con i depositi dei sintemi della Specola e di Binago.

Litologia. L'unità è costituita da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie medio-grossolane massive, occasionalmente a debole isorientazione, a supporto di matrice. Clasti con dimensioni modali centimetriche, forma sia subarrondata sia subangolosa. Petrografia poligenica con ciottoli carbonatici decarbonatati, metamorfici sani o fragili e arenizzati, ignei sani solo raramente alterati. La matrice è costituita da sabbie grossolane di colore 10YR.

- *Till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni variabili da centimetriche a pluridecimetriche. La petrografia è poligenica con predominanza (Montesordo a N di Cermenate) di clasti metamorfici di cui più del 50% risultano alterati (arenizzati e con *cortex* di alterazione); in percentuale nettamente minore clasti carbonatici decarbonatati e argillificati, ignei alterati e sani. Sono presenti anche quarziti e rari porfidi e ciottoli di Verrucano

Lombardo. La matrice è costituita da sabbie fini limose di colore 10YR e localmente 2.5YR, passante verso il limite superiore a 7.5YR.

Area di affioramento. Depositi glaciali affiorano nei pressi di Montesordo a N di Cermenate. Depositi fluvioglaciali sono stati osservati in spaccati antropici a N di Barlassina e a SW di Saronno. Nel settore orientale del foglio l'unità non affiora.

Morfologia e paleogeografia. Le morene appartenenti all'unità di Guanzate rappresentano la massima avanzata dei ghiacciai "Besnate", arrivata a ridosso del precedente evento Binago. Le morene si presentano profondamente frammentate e smantellate dalla successiva avanzata glaciale e dai relativi fluvioglaciali. Malgrado l'intensa attività erosiva le morene residue mostrano una morfologia evidente.

L'unità di Guanzate delinea due lobi testimonianza di due distinti fronti glaciali provenienti dai due rami del Lario. Il lobo comasco è maggiormente esteso per la sua parte occidentale, venendo bruscamente troncato presso Cermenate da una maggiore avanzata del successivo "evento Minoprio". Il lobo lecchese è stato invece quasi completamente smantellato; rimangono solo isolate morene tra Molino Resica e Villa Raverio.

Ampie piane fluvioglaciali sono invece la morfologia meglio conservata riferita all'unità di Guanzate. Un importante scaricatore glaciale fuoriusciva dalla porta di Cirimido, formando una piana estesa fino a Saronno con andamento circa parallelo all'attuale Valle della Lura.

Un'ampia piana fluvioglaciale, frammentata nella parte N dal successivo "evento Cadorago" tra Carugo e Giussano, si estende fino al margine meridionale del Foglio 096-Seregno. Terrazzi fluvioglaciali sono anche presenti all'interno della Valle del Lambro.

2.2.14.2. - Unità di Sumirago (SUM)

L'unità di Sumirago interessa solo marginalmente il Foglio 096-Seregno ed è stata cartografata per continuità morfologica con la contigua piana fluvioglaciale della Valle Olona. La mancanza di sezioni stratigrafiche ha fatto sì che l'unità venisse descritta rifacendosi a quanto osservato nel confinante Foglio 095-Busto Arsizio in ZUCCOLI (1997) e DA ROLD (1990).

Definizione. Ghiaie a stratificazione orizzontale, gradate; sabbie limose massive: depositi fluvioglaciali. L'alterazione interessa più del 50% dei clasti con metamorfici e cristallini arenizzati, carbonati decarbonatati e argillificati. Colore 2.5Y e 10YR. Copertura loessica presente.

Sinonimi. Unità istituita da DA ROLD (1990).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione spesso circa 4 metri. La superficie limite inferiore è una superficie di erosione priva di caratteristiche peculiari.

Litologia. L'unità è costituita da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie a stratificazione orizzontale, gradazione diretta e supporto di matrice e sabbie limose massive con ciottoli sparsi e a gradazione diretta. Nelle ghiaie i ciottoli hanno dimensioni inferiori ai 15 centimetri.

Area di affioramento. Non sono presenti affioramenti, pertanto i caratteri litologici si riferiscono a quanto osservato in aree limitrofe (ZUCCOLI 1997; DA ROLD 1990).

Morfologia e paleogeografia. L'unità è morfologicamente espressa da un lembo della vasta piana fluvioglaciale che occupa la Valle Olona.

2.2.14.3. - Unità di Cadorago (BEE)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice: *till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati: *till* alloggiamento. Ghiaie medio-fini a supporto di matrice, diamicton massivi a supporto di matrice: depositi di contatto glaciale. Ghiaie medio-grossolane massive, debolmente stratificate a supporto sia di matrice sia clastico, sabbie medio-fini massive con clasti: depositi fluvioglaciali. Limi argillosi laminati: depositi glaciolacustri.

L'alterazione interessa circa il 40% dei clasti per uno spessore mediamente di 2 metri. Copertura loessica presente.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è generalmente netta e pone a contatto i depositi dell'unità di Cadorago con depositi colluviali del supersistema di Venegono e con le coltri loessiche. La superficie limite inferiore è una superficie di erosione; l'unità di Cadorago copre i conglomerati del ceppo di Portichetto (Alzate Brianza) e con depositi da alterazione del ceppo di Portichetto stesso nei pressi di Cadorago lungo il corso della Lura. A S di Missaglia l'unità di Cadorago è invece a contatto con la formazione di Missagliola (alterazione del ceppo della Molgora).

L'unità di Cadorago poggia anche sui depositi del supersistema del Bozzente (Puginate), del sistema di Binago (Missaglia) e sui depositi dell'unità di Guanzate presso Barlassina.

Litologia. Nel settore occidentale del Foglio 096-Seregno l'unità di Cadorago è rappresentata da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie medio-grossolane massive e localmente isorientate, a supporto principalmente di matrice, raramente a supporto clastico. I clasti si presentano marcatamente eterometrici con dimensioni da millimetriche a pluridecimetriche, con forma da subarrotondata a subangolosa. Gradazione diretta. Clasti principalmente carbonatici la maggior parte dei quali sani, fragili e decarbonatati solo raramente argillificati; abbondanti clasti ignei sia sani sia arenizzati e con *cortex* di alterazione. Pochi metamorfici quasi tutti arenizzati, rare quarziti e clasti terrigeni. La matrice è costituita da sabbie, sabbie limose e limi sabbiosi di colore 10YR con presenza di patine di colore 5YR.

Sabbie medio-fini massive con clasti millimetrici di colore 10YR.

Ghiaie medie massive a supporto di matrice; ghiaie medie debolmente isorientate a supporto da clastico a matrice. I clasti presentano dimensioni modali di 3-5 centimetri e massime di 20 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. Clasti carbonatici in parte alterati e in parte sani, clasti metamorfici principalmente arenizzati raramente sani, clasti ignei in parte non alterati e in parte arenizzati, rare quarziti. La matrice è costituita da sabbie grossolane e limi di colore 10YR passante a 7.5YR nelle parti superiori del profilo.

Ghiaie massive e debolmente isorientate a supporto di matrice, localmente a supporto clastico. I clasti hanno dimensioni da centimetriche a decimetriche; forma da subarrotondata a subangolosa. Petrografia eterogenea con clasti carbonatici decarbonatati e argillificati, metamorfici e ignei arenizzati, raramente sani. La matrice è costituita da sabbie grossolane di colore 10YR.

- *Till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice. Clasti con dimensioni da millimetriche a decimetriche, scarsamente selezionati. Si osservano principalmente clasti carbonatici fragili o debolmente decarbonatati e sani; clasti metamorfici mediamente alterati, fragili e con *cortex* di alterazione. La matrice è costituita da limi sabbiosi e sabbie limose di colore 10YR.

Nel settore orientale del Foglio 096-Seregno l'unità di Cadorago è costituita invece da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie massive o debolmente stratificate a supporto clastico e localmente a supporto di matrice sabbiosa. I clasti hanno dimensioni massime di 30-40 centimetri, forma da subarrotondata a subangolosa a volte embricati. Petrografia principalmente cristallina con granitoidi arenizzati, gneiss sia sani sia arenizzati, serpentiniti sane o con sottile *cortex* di alterazione, clasti carbonatici in prevalenza sani raramente argillificati, qualche clasto quarzítico e di Verrucano Lombardo. Colore 10YR.

- Depositi glaciolacustri. Limi argillosi di colore grigio chiaro, con lamine millimetriche piano-parallele.

- *Till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice, localmente induriti presso Briosco. I clasti hanno dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche, con anche massi di dimensioni metriche; forma da subarrotondata a subangolosa. Prevalenza di clasti metamorfici scistosi e gneissici arenizzati; carbonati, in percentuale inferiore, decarbonatati; rari clasti quarziti e di Verrucano Lombardo. La matrice è costituita da limi sabbiosi, sabbie e sabbie fini limose con argilla di colore 10YR, 2.5Y e 7.5YR.

- *Till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice. Clasti di dimensioni da centimetriche a massimo 70 centimetri costituiti in prevalenza da granitoidi e metamorfici scistosi e gneissici sia sani sia arenizzati; in minor percentuale clasti carbonatici non alterati. La matrice è costituita da sabbie fini e sabbie fini limose di colore 10YR e 2.5Y.

- *Till* di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati. I clasti hanno dimensioni massime di 15-20 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. La petrografia è data in prevalenza da clasti cristallini (granitoidi, scisti, gneiss e rare serpentiniti) arenizzati; in minor percentuale clasti carbonatici sia argillificati sia sani. Questi ultimi si presentano striati e sagomati a “ferro da stiro”. La matrice è costituita da sabbie medio-fini, sabbie limose e sabbie limose debolmente argillose.

- Depositi di contatto glaciale. Ghiaie medio-fini a supporto di matrice. Clasti metamorfici sani, granitoidi sani o debolmente alterati, carbonati sani e decarbonatati, quarziti. La matrice è costituita da sabbie limose di colore 10YR.

Diamicton massivi a supporto di matrice. Clasti granitoidi arenizzati, clasti metamorfici verdastri (serpentino) poco alterati, gneiss arenizzati, clasti di Verrucano Lombardo con *cortex* di alterazione, sporadiche quarziti. La matrice è costituita da sabbie e sabbie fini limose di colore 10YR.

Area di affioramento. L'unità di Cadorago affiora lungo la Valle della Lura e lungo la Valle del Seveso. Depositi glaciali sono presenti a N e NE di Cadorago. *Till* di ablazione affiorano presso Briosco, Besana Brianza, Viganò e Alzate Brianza; *till* di fondo affiorano presso Besana Brianza, Sirtori e Viganò; depositi di contatto glaciale e glaciolacustri affiorano presso Besana Brianza.

I depositi fluvioglaciali affiorano invece tra Cadorago e Lomazzo, presso Cascina Nuova (Misinto), Saronno, poco a N di Barlassina, a Cesano Maderno, Besana Brianza, Renate, Sirtori e Missaglia.

Morfologia e paleogeografia. L'unità di Cadorago, delle quattro in cui è stato suddiviso il supersistema di Besnate, è quella meglio conservata. Le morene sono sempre ben evidenti e rilevate rispetto alle aree circostanti, seguibili con buona continuità. Il lobo comasco del Lario si estende a semicerchio da Montano Lucino fino a Cermenate dove è bruscamente tagliato dalla successiva avanzata glaciale del sistema Minoprio.

Nel settore orientale le morene descrivono un ampio lobo in cui si distinguono due sublobi; la zona delle morene mediane è ubicata presso l'abitato di Renate. Nei pressi di Alzate Brianza è presumibile affermare che il ghiacciaio di provenienza comasca e quello di provenienza lecchese venissero a contatto.

Ampie ed estese piane fluvioglaciali caratterizzano anche l'unità di Cadorago, tra cui la piana fluvioglaciale nella Valle della Lura, i due terrazzi di Novedrate e Lentate sul Seveso e l'ampio terrazzo tre Arosio e Meda a seguire il corso del Terrò. Nel settore più orientale gli scaricatori del "ghiacciaio Cadorago" si sono aperti la strada tra le morene di precedenti eventi glaciali o comunque in valli già esistenti, conflueno poi nella Valle del Lambro; un ampio terrazzo si riconosce a E di Biassono-Vedano al Lambro e presso Villasanta dove si ha confluenza con un altro importante scaricatore proveniente da Vimercate, nel confinante omonimo foglio.

L'unità di Cadorago si contraddistingue anche per la presenza di aree pianeggianti riconducibili ad antichi laghi glaciali intramorenici, il più sviluppato dei quali è presente tra le morene di Besana Brianza e Cortenova.

2.2.14.4. - Unità di Minoprio (BMI)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice, debolmente compatti; ghiaie massive a supporto clastico e localmente a supporto di matrice: *till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati, diamicton massivi a supporto clastico, sovraconsolidati, ghiaie massive a supporto di matrice, addensate: *till* di alloggiamento. Limi massivi debolmente compatti con clasti mediamente millimetrici: *till* di colata. Limi argillosi laminati, sabbie fini limose e limi sabbiosi laminati, con clasti annegati pluricentrici: depositi glaciolacustri. Ghiaie massive a supporto di matrice sabbiosa debolmente limosa; ghiaie e ghiaie sabbiose massive a supporto clastico;

diamicton massivi a supporto clastico con matrice interstiziale; sabbie fini limose con clasti centimetrici: depositi fluvioglaciali.

L'alterazione interessa mediamente il 30-40% dei clasti, con spessore osservato non superiore a un metro. Copertura loessica presente ma spesso poco sviluppata perché colluviata o asportata per intervento antropico.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è in genere una superficie a carattere erosivo che pone i depositi del sintema di Minoprio a contatto con depositi colluviali di versante appartenenti al supersintema di Venegono e alla coltre loessica. Inferiormente l'unità di Minoprio poggia, con contatto netto, su substrato gonfolitico, spesso alterato. I rapporti con le altre unità presenti non sono invece visibili in affioramento.

Litologia. L'unità di Minoprio è ben espressa e litologicamente caratterizzata nel settore orientale del Foglio 096-Seregno, mentre per il settore occidentale la sua identificazione è principalmente morfologica per l'assenza di sezioni significative.

Nel settore occidentale l'unità di Minoprio è costituita da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie massive a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni modali di 5-6 centimetri, massime di 60 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. Si riconoscono principalmente clasti carbonatici decarbonatati, raramente argillificati, clasti metamorfici e ignei scarsamente alterati. In minor percentuale quarziti e clasti di Verrucano Lombardo. La matrice è costituita da sabbie medio-grossolane debolmente limose di colore 10YR con screziature di colore 2.5YR.

Nel settore orientale l'unità di Minoprio è invece costituita da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie e ghiaie sabbiose massive a supporto sia clastico sia di matrice. I clasti hanno dimensioni massime di 40 centimetri; forma da arrotondata a subangolosa. Si hanno clasti granitoidi non alterati e arenizzati, flysch con sottile *cortex* di alterazione e arenizzati, gneiss sia sani sia con *cortex* di alterazione, quarziti, serpentiniti e clasti di Verrucano Lombardo. La matrice è costituita da sabbie di colore 10YR.

Diamicton massivi a supporto clastico con matrice interstiziale costituita da sabbie fini debolmente limose. I clasti hanno dimensioni massime di 10-15 centimetri; forma da arrotondata a subangolosa. Prevalenza di clasti carbonatici non alterati, cristallini con *cortex* di alterazione.

Sabbie fini limose con clasti di dimensioni massime di 15 centimetri.

- *Till* di ablazione. Ghiaie massive a supporto clastico e localmente a supporto di matrice. I clasti hanno dimensioni massime di 50-60 centimetri; forma da arrotondata ad angolosa. Si riconoscono granitoidi arenizzati, gneiss con *cortex* di alterazione, flysch e metamorfici sia sani sia con *cortex* di alterazione. La matrice è costituita da sabbie medio-fini.

Diamicton massivi a supporto di matrice, debolmente compatti. I clasti hanno dimensioni modali di circa 5 centimetri e dimensioni massime dai 15 a i 30 centimetri; forma subarrotondata solo raramente subangolosa. Petrografia caratterizzata da carbonati non alterati (quelli di dimensioni maggiori presentano anche striature) e clasti metamorfici scistosi sani e gneissici arenizzati; rare quarziti. La matrice è costituita da limi debolmente sabbiosi di colore 2.5Y.

- *Till* di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati. La matrice è costituita da limi, limi sabbiosi e sabbie fini limose.

Diamicton massivi a supporto clastico con matrice, sovraconsolidati. I clasti hanno dimensioni modali di 10-15 centimetri e massime di circa 40 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. Petrografia: carbonati sani e striati, granitoidi sani solo raramente arenizzati e con *cortex* di alterazione, gneiss sani e raramente con *cortex* di alterazione, flysch, saltuari serpentini e clasti quarziticì. La matrice è costituita da limi di colore grigio chiaro-nocciola e 2.5Y.

Ghiaie massive a supporto di matrice, addensate. I clasti hanno dimensioni modali di 10 centimetri, massime di 20 centimetri; forma da subarrotondata ad angolosa. Si osservano clasti carbonatici (striati) e granitoidi non alterati, flysch e gneiss non alterati o raramente con *cortex* di alterazione, quarziti. La matrice è costituita da sabbie fini limose di colore grigio chiaro.

- *Till* di colata. Limi massivi con clasti, debolmente compatti. I clasti hanno dimensioni modali millimetriche, massime di 2 centimetri; forma subarrotondata. Si riconoscono petrografie carbonatiche, scistose e quarzitiche. Colore 5Y, 10YR.

- Depositi glaciolacustri. Limi argillosi laminati (lamine centimetriche piano-parallele) con clasti sparsi. Sabbie fini limose e limi sabbiosi, laminati. Presenza di rari clasti da 1 a 40 centimetri di dimensione. Colore 2.5Y.

Area di affioramento. Nel settore occidentale la scarsità di sezioni significative ha permesso solo di osservare, a SE di Minoprio, litologie riconducibili a facies fluvioglaciali.

L'unità di Minoprio è maggiormente rappresentata nel settore orientale del Foglio 096-Seregno; *till* di ablazione affiorano a S di Cremella e a Veduggio; *till* di alloggiamento affiorano a S di Cremella e a Capriano; *till* di colata affiorano a Veduggio; depositi glaciolacustri si riconoscono a S di Cremella e a Villa Romanò; depositi fluvioglaciali infine affiorano a S di Cremella e ad E di Renate.

Morfologia e paleogeografia. L'unità di Minoprio non presenta morfologie molto evidenti, le morene sono spesso poco accentuate e ridotte a blandi dossi di scarsa continuità laterale. La morfologia originaria è marcatamente erosa e frammentata dagli eventi successivi. Le piane fluvioglaciali non sono molto ampie, confinate all'interno della Valle della Lura del Seveso e del Lambro. Tra Veduggio e Barzanò si riconoscono aree piuttosto ampie riconducibili ad antichi laghi intramorenici.

2.2.14.5. - Unità di Bulgarograsso (BXE)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice e clastico: *till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati: *till* di alloggiamento. Ghiaie a supporto di matrice e localmente a supporto clastico, ghiaie a supporto di matrice, debolmente stratificate e gradate: depositi fluvioglaciali.

L'alterazione interessa circa il 40% dei clasti, con spessore osservato di circa 2 metri. Coperture loessiche presenti, anche debolmente colluviate.

Sinonimi. Unità di nuova istituzione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. I rapporti stratigrafici dell'unità di Bulgarograsso sono raramente osservabili in affioramento. Superiormente, con limite netto ed erosivo, l'unità di Bulgarograsso è a contatto con coltri loessiche sia in posto sia colluviate. Il limite inferiore, a carattere erosionale, pone a contatto l'unità di Bulgarograsso con il sintema della Specola visibile, alla confluenza tra il Seveso e il S. Antonio, e con il sintema di Binago reso visibile dall'apertura di uno scavo edile presso Misinto.

Litologia. L'unità di Bulgarograsso, per il settore occidentale del Foglio 096-Seregno, è costituito da depositi fluvioglaciali e glaciali.

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie a supporto di matrice, ghiaie a supporto di matrice e localmente a supporto clastico e ghiaie a supporto clastico; debolmente stratificate e gradate. I clasti hanno dimensioni da millimetriche a decimetriche (massimo 30 centimetri); forma da subarrotondata a subangolosa, bassa sfericità. I caratteri petrografici di riferimento sono: 47% di clasti carbonatici di cui il 34% argillificati, 57,4% decarbonatati e il 6,3% sani; 31% di clasti metamorfici, di cui il

67,7% sani, 25,8% fragili e il 6,4% arenizzati; 12% di clasti ignei di cui l'83,3% sani, l'8,3% arenizzati e l'8,3% fragili; 6% di clasti quarziticci; 2% di clasti di Verrucano Lombardo; 1% di clasti terrigeni e 1% di clasti di incerta attribuzione. La matrice è costituita da sabbie di colore 10YR e 7.5YR.

- *Till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto tra matrice e clastico. I clasti, mal selezionati, hanno dimensioni da 1 a 70 centimetri; forma subarrotondata, bassa sfericità. Si riconoscono clasti carbonatici argillificati quelli di dimensioni minori e decarbonatati gli altri, metamorfici non alterati e con *cortex* di alterazione, clasti granitici fragili e arenizzati quelli di dimensioni minori, rari terrigeni. La matrice è costituita da sabbie grossolane di colore 2.5Y.

- *Till* di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati. Clasti carbonatici alterati (il fronte di decarbonatazione, ondulato, ha spessore di 4 metri). La matrice è costituita da sabbie di colore 5Y.

Nel settore orientale l'unità è invece costituita da:

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie a supporto clastico e con matrice costituita da sabbie. I clasti hanno dimensioni massime di 40 centimetri; forma da subarrotondata a subangolosa. Si presentano orientati (N 340/10; N 280/14 in due sezioni presso Cassago Brianza). La petrografia è caratterizzata da carbonati argillificati, gneiss e granitoidi arenizzati e con sottile *cortex* di alterazione, flysch arenizzati e clasti quarziticci. Colore 10YR.

- *Till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice. In località Cremella si presentano leggermente sovraconsolidati. I clasti hanno dimensioni centimetriche e decimetriche con blocchi anche metrici (Cassago Brianza, Nibionno); forma da subarrotondata a subangolosa. Clasti carbonatici alterati per uno spessore di circa un metro (Nibionno), poi sani e striati; granitoidi arenizzati. La matrice è costituita da limi, limi argillosi, limi debolmente sabbiosi, sabbie e sabbie limose di colore marrone, marrone scuro rossastro e marrone chiaro.

- *Till* di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice costituita da sabbie limose localmente argillose, limi argillosi, sovraconsolidati. Diamicton massivi a supporto clastico con matrice interstiziale costituita da sabbie fini limose, sovraconsolidati. I clasti hanno dimensioni centimetriche, massimo 10 centimetri. La petrografia è caratterizzata da clasti carbonatici sani, cristallini con *cortex* di alterazione. Colore grigio chiaro.

Area di affioramento. Nel settore occidentale sono riconoscibili depositi fluvioglaciali, affioranti a NE di Cadorago, a Minoprio, a SW di

Vertemate, a Misinto e Cogliate. Depositi glaciali affiorano presso Minoprio e a N di Cantù-Asnago.

Nel settore orientale depositi glaciali affiorano a N di Cremella, a Nibionno, a N di Cassago Brianza e a N di Sirtori. Depositi fluvioglaciali sono invece presenti a Cassago Brianza.

Morfologia e paleogeografia. L'unità di Bulgarograsso rappresenta il più arretrato degli eventi glaciali Besnate. I depositi sono per lo più erosi e coperti dall'evento successivo; le morfologie risultano frammentate con morene spesso isolate all'interno delle piane fluvioglaciali del successivo "evento Cantù". Gli scaricatori glaciali scorrevano all'interno delle principali valli esistenti (Lura, Seveso e Lambro); un'estesa piana fluvioglaciale è ancora ben visibile tra Vertemate con Minoprio e il limite meridionale del Foglio 096-Seregno, proseguendo nel confinante Foglio 118-Milano. Questa paleovalle Bulgarograsso ha origine dalle morene di Vertemate e si sviluppa circa parallelamente alla Valle della Lura.

2.2.15. - *Supersintema dei Laghi: Sintema di Cantù (LCN)*

Definizione. Ghiaie grossolane massive e stratificate a supporto sia di matrice sia clastico. Sabbie stratificate e laminate con strutture di trazione e massive, alternate a limi sabbiosi con accenni di laminazione incrociata. Sabbie limose debolmente argillose. Grossolane alternanze di livelli limoso-argillosi e livelli sabbiosi. Sabbie grossolane laminate passanti a sabbie limose massive verso l'alto, con ghiaie. Sabbie limose da fini a grossolane: depositi fluvioglaciali. Diamicton massivi a supporto sia di matrice sia di clasti: *till* di ablazione. Diamicton a supporto di matrice, sovraconsolidati: *till* di alloggiamento. Sabbie fini con *ripple* da corrente (tipo B). Sabbie a laminazione incrociata. Sabbie da fini a medie, a laminazione incrociata concava. Sabbie fini in strati centimetrici orizzontali passanti a sabbie fini limose, letti di ghiaie e sabbie a stratificazione inclinata: depositi di delta. Limi spesso laminati, ma anche massivi, e sabbie per lo più massive. Sono frequenti i *dropstones*: depositi glaciolacustri.

Questa unità non presenta una copertura loessica ed il profilo di alterazione non raggiunge mai uno spessore superiore a 1,5 m.

Sinonimi. È stata definita da BINI (1987) come Complesso Glaciale di Cantù. Corrisponde al sintema di Bodio (DA ROLD, 1990) nell'Anfiteatro del Verbano. Corrisponde in parte al Würm degli autori precedenti.

Subunità. Solo nel lobo occidentale è stato possibile riconoscere all'interno del sintema di Cantù tre subsintemi distinti sulla base dei

caratteri morfologici e sedimentologici. Essi sono dal più esterno: subsintema di Fino Mornasco, subsintema di Cucciago, subsintema della Cà Morta. Nel lobo orientale non è stato possibile riconoscere con certezza questi tre subsintemi e perciò il sintema è stato cartografato senza alcuna differenziazione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è in genere coincidente con la superficie topografica; essa è caratterizzata da alterazione da scarsa ad assente, con profondità di decarbonatazione limitata a 1- 1,5 m. Copertura loessica assente.

I depositi del sintema di Cantù sono coperti dai depositi del sintema del Po, oppure da depositi colluviali (REDAELLI, 1995; LEZZIERO, 1997; BREVIGLIERI, 1991; CRINITI, 1994) e di riporto antropico (REDAELLI, 1995; CRINITI, 1994). Il limite inferiore è di tipo erosionale e pone a contatto i depositi del sintema di Cantù con le unità precedenti. Presso Lurago d'Erba e poco a N di Costa Masnaga è visibile il contatto con il supersintema di Besnate, mentre in località Castello del Lago è visibile il contatto con le argille lacustri del supersintema della Colma del Piano. I depositi del sintema di Cantù poggiano anche sul substrato roccioso tra Merone e Rogeno, a Brenno della Torre, Tabiago e a NW di Bulciago, presso Sirone, lungo il corso della Bevera, a S di Nibionno e sulle unità conglomeratiche.

Litologia. I depositi del sintema di Cantù sono costituiti da depositi fluvioglaciali, glaciali e di contatto glaciale, deltizi e lacustri.

- Depositi fluvioglaciali (Fig. 28). Ghiaie grossolane sciolte o cementate massive e stratificate a supporto sia di matrice limoso-sabbiosa sia clastico. Sabbie stratificate e laminate con strutture di trazione (Eupilio località Penzano) e massive, alternate a limi sabbiosi con accenni di laminazione incrociata presso Oggiono. Sabbie limose debolmente argillose. Grossolane alternanze di livelli limoso-argillosi e livelli sabbiosi. Sabbie grosse laminate passanti a sabbie limose massive verso l'alto, con ghiaie. Sabbie limose da fini a grossolane.

- *Till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto sia di matrice sia di clasti; presso Costa Masnaga e Bulciago sono presenti piccole lenti di sabbie laminate. La matrice è costituita da limi argillosi, da sabbie argillose (SW di Ravellino e a N di Bestetto), sabbie limose (S di Bianzola), limi sabbiosi (S di Bianzola), sabbie (Rovagnate), limi (NW di Resempiano), argille (NW di Resempiano e Bevera superiore) e limi argillosi (Sirone). Colore generalmente 10YR.

I clasti hanno dimensioni sia centimetriche sia decimetriche, con dimensione massima che varia tra i 40 e i 70 centimetri e minima di 2-3 centimetri.

Nel settore nord-orientale tra il Lago di Pusiano e Annone la petrografia dei clasti è data da esotici provenienti dalla Valtellina (Ghiandone, Serizzo, gneiss, serpentini e micascisti), con una percentuale che varia dal 10 al 40% di ciottoli calcarei o arenacei provenienti dalle successioni locali. Nel settore centro settentrionale a S del Lago di Alserio sono abbondanti i clasti carbonatici da freschi a debolmente alterati, clasti cristallini da freschi a molto alterati e granitoidi quasi completamente alterati. Presenza di clasti a ferro da stiro e striati.

- *Till* di alloggiamento: diamicton a supporto di matrice, sovraconsolidati. La matrice è costituita da argille limose poco sabbiose e da limi argillosi.

I clasti si presentano striati e hanno dimensioni centimetriche, con carbonati da sani a parzialmente decarbonatati, cristallini abbondanti, granitoidi e metamorfici poco alterati.

- Depositi di contatto glaciale. Possono essere caratterizzati dall'associazione di diverse facies: fluvioglaciale, glaciolacustre, di versante e di colata. Mancano sezioni che possano mettere in evidenza questa variabilità di facies, nonostante ciò sono stati determinati questi depositi di contatto in base alle evidenze morfologiche in corrispondenza di una parte dei terrazzi aventi pendenza perpendicolare all'orlo dei terrazzi stessi (KOVACS, 1995).

- Depositi di delta (Fig. 29). Sabbie fini con *ripple* da corrente (tipo B). Sabbie a laminazione incrociata. Sabbie da fini a medie, a laminazione incrociata concava. Sabbie fini in strati centimetrici orizzontali passanti a sabbie fini limose. Sono talvolta presenti canali di erosione riempiti da ghiaie medio-fini gradualmente passanti verso l'alto a sabbie. Localmente sono presenti orizzonti cementati. Letti di ghiaie e sabbie a stratificazione inclinata.

- Depositi glaciolacustri. Limi spesso laminati, ma anche massivi, e sabbie per lo più massive. Sono frequenti i *dropstones*. Si ritrovano all'imbocco della Val Bova, della Valle Piot e allo sbocco della Valle di Carcano. Argille limose con all'interno piccoli clasti di varia natura. Limi argillosi, talora sabbiosi a N di Cascina Portanea; sabbie fini limose laminate fittamente, talora massive e limi argillosi massivi, talvolta laminati presso Molteno.

Area di affioramento. Il sintema di Cantù è presente nel settore nord-orientale dell'area del Foglio 096-Seregno, tra Albese con Cassano, Annone di Brianza, Barzago-Cremella e Lurago d'Erba-Inverigo. Depositi fluvioglaciali occupano i terrazzi più bassi all'interno della Valle del Lambro.

Till di ablazione affiorano nei pressi di Pusiano, Annone di Brianza, Oggiono, a N di Molteno e nella zona collinare di Bosisio Parini. Inoltre a SW di Ravellino, a N di Bestetto, a Brianzola, a Rovagnate, a Bevera superiore, a NW di Resempiano, a Sirone, a Cologna. Piane glaciolacustri sono state riconosciute a S del Lago di Pusiano, presso Moiana, tra gli attuali laghi di Annone e Pusiano e a San Bernardino dove sfociava il corso d'acqua fluvioglaciale di Longone.

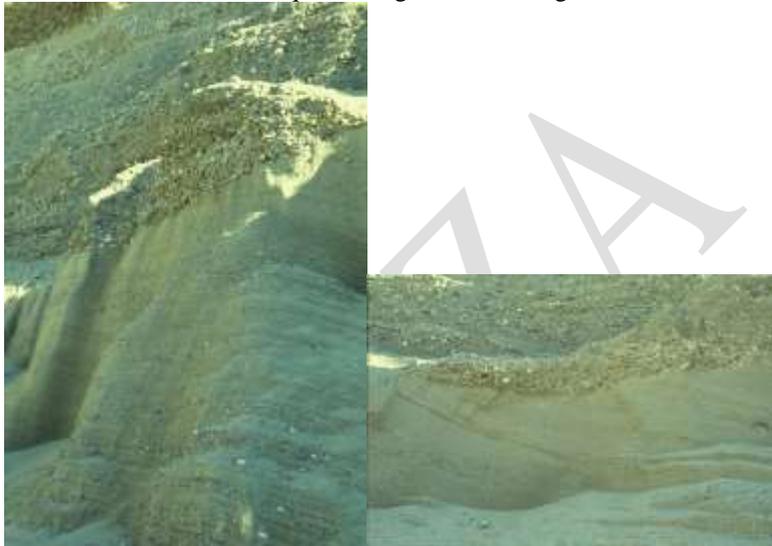


Fig. 28 - Grandate, Madonna di Campagna, ex cava di ghiaia e sabbia. Sintema di Cantù, depositi fluvioglaciali (Foto A. Bini).



Fig. 29 - Casnate, Bassone. Sintema di Cantù: avanzata del ghiacciaio nel lago marginoglaciale dell'Acquanegra. Depositi deltizi: A = foreset; B = topset; C = till (Foto A. Bini).

Morfologia e paleogeografia. Le morfologie legate al sintema di Cantù sono in genere ben conservate con morene a fianchi ripidi e ben rilevate rispetto alle zone circostanti. Non tutte le morene sono costituite da soli depositi glaciali ma risultano ricoprire unità di substrato e conglomeratiche; ad esempio la morena di Carcano si appoggia ad un dosso in conglomerato mentre quella di S. Salvatore giace su di un dosso in roccia.

I depositi fluvioglaciali costituiscono spesso i terrazzi e le piane morfologicamente più bassi all'interno delle principali valli, tra cui quella del Lambro, del Terrò, della Val Sorda e del Seveso presso Limbiate.

Età. Il sintema di Cantù è attribuibile al Pleistocene superiore (BINI, 1987; DA ROLD 1990; FELBER 1993).

2.2.15.1. - Subsintema di Fino Mornasco (LCN₁)

Definizione. Diamicton massivi a supporto di matrice: *till* di alloggiamento. Diamicton a supporto di clasti grossolanamente gradati: *till* di colata. Sabbie fini-grossolane gradate e massive con clasti sparsi: depositi di contatto glaciale. Sabbie fini laminate: depositi lacustri proglaciali. Ghiaie medio-grossolane: depositi fluvioglaciali. Alterazione assente o scarsa. Copertura loessica assente.

Sinonimi. Definito da BINI (1987) come sottocomplesso di Cantù; corrisponde in parte al Würm degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. I depositi del subsintema di Fino Mornasco sono separati dalle unità precedenti e dai depositi del successivo subsintema di Cucciago da superfici di erosione.

Litologia. Il subsintema di Fino Mornasco è costituito da depositi fluvioglaciali, glaciali, di contatto glaciale e lacustri.

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie grossolane con aumento della granulometria verso l'alto e livelli cementati; vagamente stratificate in letti planari suborizzontali. Clasti arrotondati spesso embricati, con blocchi meno arrotondati. Locale presenza di stratificazione incrociata.

- *Till* di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati. La matrice è costituita da sabbie limose. Clasti carbonatici non alterati, granitoidi in parte alterati. Abbondanti ciottoli striati. Colore 10YR.

- *Till* di colata. Diamicton a supporto di clasti con matrice scarsa. Ciottoli striati. Grossolana gradazione normale.

- Depositi di contatto glaciale: sabbie da fini a grossolane con gradazione inversa, laminate nella parte inferiore. Sabbie limose massive con clasti sparsi. Sabbie e ghiaie gradate sino a sabbie fini e limi.

- Depositi lacustri proglaciali. Sabbie limose a laminazione piano-parallela con livelli ciottolosi a clasti arrotondati e allineati. Sabbie limose in parte sovraconsolidate con laminazione a diversa intensità, chiare e scure, piano-parallele, parzialmente deformate a tetto.

Area di affioramento. I depositi del subsintema di Fino Mornasco affiorano raramente e in modo discontinuo nel territorio in studio. Depositi di contatto glaciale e *till* di colata affiorano nei pressi di Cascina Roncaccio (Albese con Cassano); depositi lacustri proglaciali e *till* di colata affiorano presso la Cava Mazzoccatto e presso Villa Cicogna in comune di Fino Mornasco.

Per quanto riguarda invece i depositi fluvioglaciali buoni spaccati si rinvencono nelle cave presso Cantù-Asnago alla confluenza della Valle di San Antonio e la Valle del Seveso.

Morfologia e paleogeografia. Il subsintema di Fino Mornasco presenta una morfologia evidente con morene ben conservate e piane fluvioglaciali evidenti. Al di fuori della zona degli anfiteatri l'unità è presente solo con depositi fluvioglaciali che costituiscono terrazzi interni alle valli principali (Valle della Lura).

2.2.15.2. - Subsistema di Cucciago (LCN₂)

Definizione. Ghiaie a supporto di matrice sabbiosa, a locale debole cementazione: depositi fluvioglaciali. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati: *till* di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice: *till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di clasti, diamicton a supporto di clasti, con vaga stratificazione e ciottoli allineati, ghiaie a supporto di matrice alternate a livelli di ghiaie fini e sabbie grossolane: *till* di colata. Sabbie e ghiaie fini gradate con lenti cementate. Sabbie massive o vagamente laminate: depositi di contatto glaciale. Sabbie da medie a fini con laminazione piano-parallela: depositi lacustri proglaciali.

Alterazione assente o scarsa. Copertura loessica assente. I depositi del subsistema di Cucciago presentano in generale un contenuto maggiore di sabbie rispetto a più alte percentuali di frazioni ghiaiose del Subsistema di Fino Mornasco.

Sinonimi. Definito da BINI (1987) come sottocomplesso di Cucciago; corrisponde in parte al Würm degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. I depositi appartenenti al subsistema di Cucciago sono separati da quelli del subsistema di Fino Mornasco precedente e del subsistema della Cà Morta successivo da superfici di erosione. Il subsistema di Cucciago è anche in contatto, con superficie erosionale, con il substrato gonfolitico.

Litologia. I depositi del subsistema di Cucciago sono costituiti da depositi fluvioglaciali, glaciali, di contatto glaciale e lacustri.

- Depositi fluvioglaciali. Ghiaie a supporto di matrice sabbiosa, localmente debolmente cementate. Clasti isorientati ed embricati. Presenza di lenti costituite da sabbie da medie a grossolane.

- *Till* di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice, sovraconsolidati.

- *Till* di ablazione. Diamicton massivi a supporto di matrice con presenza anche di grossi erratici.

- *Till* di colata. Diamicton massivi a supporto di clasti. Clasti locali alterati ed esotici, sia arrotondati sia a spigoli vivi; presenza di ciottoli striati. La matrice è costituita da sabbie medio-grossolane di colore 10YR.

Diamicton a supporto di clasti, con vaga stratificazione e ciottoli allineati.

Ghiaie a supporto di matrice alternate a livelli di ghiaie fini e sabbie grossolane.

- Depositi di contatto glaciale. Sabbie e ghiaie fini gradate con lenti cementate. Sabbie massive o vagamente laminate.

- Depositi lacustri proglaciali. Sabbie da medie a fini con laminazione piano-parallela, incrociata e *ripple mark*. Assenza di ciottoli.

Area di affioramento. *Till* di colata, di alloggiamento e depositi di contatto glaciale affiorano presso la località Caslaccio (Solzago). Depositi glaciali, di contatto glaciale e fluvioglaciali si rinvencono nei dintorni di Senna Comasco (località Navedano, Gaggio e Santa Maria), nonché tra Bernate e Casnate. L'affioramento più rappresentativo è quello della cava Fontanino a N di Luisago, dove si hanno depositi fluvioglaciali e *till* di alloggiamento.

Morfologia e paleogeografia. Il subsistema di Cucciago presenta una morfologia evidente più complessa e a tratti meglio espressa di quella del subsistema di Fino Mornasco, pur non avendo morene di dimensioni comparabili al precedente.

2.2.15.3. - Subsistema della Cà Morta (LCN₃)

Definizione. Alternanze di livelli di ghiaie in matrice sabbiosa grossolana, ghiaie pulite con sabbie da medie a fini e sabbie da medie a grossolane; sabbie da medie a grossolane con laminazione piano-parallela e incrociata concava: depositi fluvioglaciali. Diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa, alternanze di ghiaie in matrice sabbiosa grossolana, ghiaie pulite, sabbie grossolane con laminazione incrociata a basso angolo, sabbie fini e limi con laminazione piana o ondulata: *till* di colata. Diamicton massivi a supporto di matrice; alcuni orizzonti risultano sovraconsolidati: *till* di alloggiamento. Limi e argille laminati e in strati piano-paralleli, limi e in minor misura sabbie fini e argille a laminazione piano-parallela: depositi lacustri proglaciali.

Alternanze di ghiaie a matrice sabbiosa grossolana e limi di sabbie da medie a grossolane, massive o a laminazione incrociata, sabbie da grossolane a fini con limi in lamine piano-parallele o incrociate a basso angolo: depositi di contatto glaciale.

Alterazione assente o scarsa. Copertura loessica assente.

Sinonimi. Definito da BINI (1987) come sottocomplesso della Cà Morta; corrisponde in parte al Würm degli autori precedenti.

Superfici limite e rapporti stratigrafici. Il subsistema della Cà Morta è separato dal subsistema di Cucciago e dai depositi successivi da superfici di erosione.

Litologia. Il subsistema della Cà Morta è caratterizzato dalla grande abbondanza di sabbia in tutte le facies osservate.

- Depositi fluvioglaciali. Alternanze di livelli di ghiaie in matrice sabbiosa grossolana, ghiaie pulite con sabbie da medie a fini e sabbie da medie a grossolane.

Sabbie da medie a grossolane con laminazione piano-parallela e incrociata concava.

- *Till* di colata. Diamicton massivi a supporto di matrice con allineamento di clasti. Diamicton massivi a supporto di matrice sabbiosa; clasti localmente allineati, granulometria grossolanamente inversa ciottoli striati abbondanti. Talora è presente una grossolana stratificazione.

Alternanze di ghiaie in matrice sabbiosa grossolana, spesso in letti con ciottoli più piccoli. Ghiaie pulite, sabbie grossolane con laminazione incrociata a basso angolo, sabbie fini e limi con laminazione piana o ondulata. Alcuni livelli sabbiosi sono cementati.

- *Till* di alloggiamento. Diamicton massivi a supporto di matrice; alcuni orizzonti risultano sovraconsolidati. Clasti carbonatici sia sani sia alterati, cristallini alterati. Clasti striati. La matrice è costituita da sabbie di colore 10YR. In alcuni spaccati (NE della località Tarliscia-Lipomo) si hanno molti clasti alterati, livelli a Fe/Mn e colore 7.5YR.

- Depositi di contatto glaciale. Alternanze di ghiaie a matrice sabbiosa grossolana e lenti di sabbie da medie a grossolane, massive o a laminazione incrociata. Parzialmente cementate, presenza di calcite secondaria. I livelli e le lenti appaiono deformati.

Sabbie da grossolane a fini con limi in lamine piano-parallele o incrociate a basso angolo. Rari livelli di ciottoli. Limi argillosi laminati.

- Depositi lacustri proglaciali. Limi e argille laminati e in strati piano-paralleli. Lo spessore degli strati è variabile dal centimetro a 10-15 centimetri. Si alternano strati scuri argillosi e strati chiari limosi. Presenza di lenti di sabbie con lamine da piano-parallele a incrociate a basso angolo.

Limi e in minor misura sabbie fini e argille. Laminazione piano-parallela con lamine spesse raccolte in strati di spessore centimetrico. Presenza di alcuni livelli con laminazioni incrociate a basso angolo. Rari clasti con strutture da carico alla base.

Area di affioramento. Depositi significativi appartenenti al subsistema della Cà Morta si osservano nelle cave ubicate tra gli abitati di Acquanegra e Bernate. In questi spaccati sono stati osservati depositi riconducibili a delta e bacini lacustri proglaciali.

Till di laminazione a cui si intercalano depositi di contatto glaciale sono presenti (scavo edilizio, spaccato attualmente non più visibile) a NE di Tarliscia-Lipomo. Nella cava in località Madonna di Campagna (Grandate), affiorano depositi fluvioglaciali sovrapposti a depositi lacustri proglaciali attribuibili al subsistema di Cucciago.

Morfologia e paleogeografia. Il subsistema della Cà Morta presenta caratteristiche morfologiche proprie costituite da grandi estensioni di

piane lacustri e di contatto glaciale. Le morene perciò, sebbene siano a tratti molto evidenti, non sono l'elemento morfologico principale. Al di fuori della zona degli anfiteatri l'unità è presente solo con depositi fluvioglaciali che costituiscono terrazzi interni alle valli principali (Valle del Seveso).

3. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

3.1 - SUPERSINTEMA DELLA COLMA DEL PIANO (CM)

Definizione. *Till* e tilliti di ablazione e di alloggiamento: depositi glaciali. Ghiaie e sabbie, talvolta cementati: depositi fluvioglaciali. Superficie limite superiore poligenica e polifasica, caratterizzata da alterazione variabile a seconda delle unità: da molto spinta, con fantasmi di ciottoli, a modesta.

Il supersintema della Colma del Piano comprende, nelle valli tributarie degli Anfiteatri del Verbano, del Lario e del Sebino, i depositi di tutti i sintemi e dei supersintemi più antichi riconosciuti negli anfiteatri. Infatti, lungo i versanti delle valli solo il supersintema dei Laghi è direttamente correlabile con i depositi dell'anfiteatro, mentre tutti gli altri depositi, ridotti a lembi sporadici spesso cementati, a coperture indistinte o, persino, a singoli erratici, non sono correlabili con le unità descritte in anfiteatro. All'interno del supersintema della Colma del Piano, in particolari zone, sono distinguibili sottounità informali, non correlabili con sicurezza con quelle in anfiteatro. La forte energia del rilievo, che comporta un'erosione intensa, e il diverso grado di alterazione, a causa della quota, non consentono correlazioni sicure. Il supersintema della Colma del Piano riunisce quindi molti episodi ed eventi sedimentari distinti e al suo interno non è possibile operare distinzioni, se non informali. Sono state invece cartografate come supersintema della Colma del Piano indifferenziato tutte le evidenze di depositi glaciali troppo limitate per costituire delle unità discrete nell'ambito del supersintema. Poiché il Foglio 096-Seregno si estende solo sino alla base dei rilievi, il supersintema della Colma del Piano interessa solo marginalmente il foglio.

Sinonimi. L'unità è stata istituita da BINI (1987) come Complesso Glaciale della Colma, in cui sono stati raggruppati depositi appartenenti a molti episodi glaciali, caratterizzati da marcata alterazione, testimonianza dei più antichi suoli evolutisi su depositi glaciali nell'area

della Colma del Piano (Como). Corrisponde al cosiddetto “Morenico sparso” o “Scheletrico” degli autori precedenti e attribuito al Mindel (PRACCHI, 1938, 1939, 1954; NANGERONI, 1969a, 1969b, 1969c) o ad una prima pulsazione del Riss (NANGERONI, 1974).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore è una superficie di erosione che pone i depositi del supersintema della Colma del Piano a contatto con i depositi del sintema di Cantù e del sintema del Po. La superficie limite inferiore è generalmente non visibile in affioramento, solo presso Costa Masnaga il supersintema della Colma del Piano copre il substrato roccioso.

Area di affioramento. Affioramenti significativi sono presenti in due incisioni vallive immissarie del Lago di Alserio, presso Albese con Cassano e nella valle del Cosia.

Età. L'età del supersintema della Colma del Piano è Pleistocene medio - superiore.

Nel Foglio 096-Seregno il supersintema della Colma del Piano è stato suddiviso in unità informali di rango inferiore, non distinte cartograficamente:

UNITÀ DI ALSERIO: affiora poco a N di Alserio ed è costituito da diamicton massivi a supporto di matrice sovraconsolidati di colore 7.5YR.

UNITÀ DI VALLE PIOT: affiora a N di Alserio ed è costituito da diamicton massivi a supporto di matrice riferibili sia a *till* di ablazione sia a *till* di alloggiamento. Comprende anche ghiaie a supporto di matrice, parzialmente cementate.

CONGLOMERATO DI ROVASCIO: affiora in Val Cosia a E di Rovascio ed è costituito da ghiaie e sabbie, talvolta cementate: depositi fluvio-glaciali.

3.2 - SUPERSINTEMA DI VENEGONO (VE)

Definizione. Limi debolmente argillosi con clasti debolmente alterati sparsi, colore 10YR–5YR: *loess* colluviati. Limi debolmente sabbiosi, ghiaie fini e sabbie grossolane, ghiaie poligeniche poco alterate, limi argillosi con clasti sparsi: depositi fluviali. Ghiaie massive a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi di colore 7.5YR, ghiaie massive a supporto di clasti: depositi di versante.

Sinonimi. Unità istituita da ZUCCOLI (1997).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore coincide con la superficie topografica attuale, quando i depositi dell'unità rappresentano gli ultimi eventi sedimentari.

La superficie limite inferiore è una superficie di erosione.

Poiché il supersintema di Venegono comprende essenzialmente depositi di versante appartenenti a vari eventi sedimentari non definibili e di età molto differente, spesso coevi agli eventi sedimentari responsabili della deposizione delle altre unità cartografate, non è possibile specificare gli esatti rapporti stratigrafici. Comunque i depositi del supersintema di Venegono ricoprono i depositi del supersintema del Bozzente, del sintema della Specola, del supersintema di Besnate.

Litologia. Il supersintema di Venegono è costituito essenzialmente da depositi di versante e in misura minore da depositi fluviali, appartenenti a più eventi sedimentari indistinguibili sul terreno.

- *Loess* colluviali. Limi debolmente argillosi con clasti sparsi. Clasti di dimensioni centimetriche, in genere poco alterati o con *cortex* di alterazione di pochi millimetri. Colore 10YR, 7.5YR e 5YR.

- Depositi fluviali. Limi debolmente sabbiosi con presenza di livelli centimetrici alternati costituiti da ghiaie fini. Colore 10YR. Ghiaie fini e sabbie grossolane, a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi di colore 10YR. Ghiaie poligeniche poco alterate o con una patina di alterazione superficiale.

- Depositi di versante. Ghiaie massive a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi, ghiaie massive a supporto di clasti. Clasti di dimensione decimetriche, ignei e metamorfici alterati. Colore 7.5YR.

Area di affioramento. L'area di affioramento di questa unità è estesa a tutto il territorio considerato ad eccezione delle aree in cui sono presenti i depositi appartenenti al sintema di Cantù. Il supersintema di Venegono copre in realtà un'area molto più vasta di quanto riportato in carta geologica proprio perché comprende depositi che non sono più in posizione primaria e soprattutto depositi colluviali. È stato perciò cartografato solo dove questi depositi raggiungono spessori considerevoli.

Morfologia e paleogeografia. Costituisce gran parte delle coperture dei principali versanti, dei fondovalle appiattiti di molti corsi d'acqua temporanei o abbandonati. Ammanta praticamente tutto il territorio.

Età. L'età del supersintema di Venegono non è definibile in relazione ad un singolo evento deposizionale. I depositi di questa unità, che sono rimaneggiati lungo versante o in ambiente fluviale, coprono tutte le unità a partire dal supersintema del Bozzente, quindi hanno come età massima quella dei corrispondenti eventi glaciali.

3.3 - SINTEMA DEL PO (POI)

Definizione. Da sabbie a supporto di matrice a ghiaie fini con sabbia grossolana a supporto di clasti, ma con matrice abbondante costituita da

sabbie grossolane: depositi fluviali e di conoide dominati da *debris flow*. Argille e torbe: depositi lacustri. Assenza di alterazione.

Sinonimi. L'unità comprende l'Alluvium recente di RIVA (1957).

Superfici limite e rapporti stratigrafici. La superficie limite superiore coincide con la superficie topografica, mentre la superficie limite inferiore è una superficie di erosione che pone il sintema del Po a contatto con tutte le unità descritte.

Il limite fra l'attribuzione di un deposito al sintema del Po o al supersintema di Vengono può essere incerto. Mentre sono certamente da attribuire al sintema del Po tutti i depositi fluviali presenti nelle grosse valli che attraversano il territorio, non è altrettanto chiara l'attribuzione della totalità dei depositi di versante e di conoide presenti in molti contesti analizzati nei quali la fisiografia attuale è stata raggiunta prima dell'Episodio Cantù e si può ragionevolmente supporre che si sia avuta instabilità accentuata lungo i versanti sia durante gli episodi di raffreddamento climatico, sia con le opere di disboscamento antropico. Tale condizione è caratteristica della maggioranza delle incisioni vallive presenti nel territorio, le quali, determinate da antichi corpi glaciali, sono ancora oggi utilizzate da corsi d'acqua. In questi casi l'impossibilità di definire l'esatta collocazione stratigrafica di questi depositi ha condizionato la scelta di prediligere l'attribuzione al supersintema di Vengono.

Litologia. Il sintema del Po è costituito da depositi fluviali e di conoide.

- Depositi fluviali. Ghiaie ben selezionate con ciottoli arrotondati ed embricati, a supporto di matrice, con alterazione assente; matrice di colore 10YR. Ghiaie fini con sabbie grossolane a supporto di clasti, ma con matrice abbondante. Clasti da subarrotondati a spigolosi, poligenici.

- Depositi di conoide dominati da *debris flow*. Ghiaie massive a supporto di matrice limoso-sabbiosa, ghiaia massiva a supporto di clasti. Clasti di dimensioni centimetriche, poligenici.

La granulometria del deposito dipende strettamente dal contesto in cui questa unità viene osservata.

Area di affioramento. L'unità affiora in tutto il territorio considerato lungo le aste dei fiumi attualmente attivi e lungo i versanti caratterizzati da instabilità attuale o recente. Depositati lacustri sono presenti presso modestissimi bacini posti a S di Musico (S di Costa Masnaga) e a N di Cremella, a carattere per lo più stagionale, dove la deposizione di questi sedimenti avviene tuttora.

Morfologia e paleogeografia. La morfologia di tale unità è ben espressa nelle piane fluviali di maggiori dimensioni (Valle del Seveso, Valle della Lura, Valle di Brenna, Valle del Terrò, Valle del Lambro) mentre

tende a diventare scarsamente significativa nelle aste più ridotte dove spesso la deposizione dei sedimenti è polifasica e ha interessato probabilmente molti eventi sedimentari anche precedenti l'ultima deglaciazione (supersistema di Vengono).

Età. Il sistema del Po è di età Pleistocene superiore - Olocene.

BOZZA

VI. TETTONICA

1. - TETTONICA REGIONALE

L'assetto strutturale dell'area compresa nel Foglio 096-Seregno è il prodotto del raccorciamento avvenuto in questo settore delle Alpi Meridionali durante la fase compressiva neoalpina (*sensu* TRÜMPY, 1973). La deformazione che ne è derivata, guidata da vettori di massima compressione σ_1 a direzione 20/30°N e successivamente 340°N (CASTELLARIN *et alii*, 1992) si è esplicata nel campo fragile tra l'Oligocene ed il Messiniano, determinando un sistema di piegamenti, faglie prevalentemente inverse e sovrascorrimenti. Le estese coperture quaternarie hanno ridotto gli affioramenti del substrato a lembi generalmente limitati, impedendo l'osservazione diretta di strutture a scala del foglio, e limitando l'osservazione delle mesostrutture ai pochi affioramenti disponibili. Pertanto i lineamenti riportati nel Foglio 096-Seregno sono stati interpretati attraverso l'analisi del campo di giaciture di S_0 , del clivaggio S_1 (laddove osservato) e della distribuzione spaziale delle unità stratigrafiche cartografate. Tale analisi è stata inoltre supportata dall'interpretazione dei profili sismici ENI, che ha permesso di inquadrare regionalmente i diversi stili tettonici presenti nel foglio.

Sulla base di queste premesse è possibile suddividere il foglio in due settori tettonici caratterizzati da un'opposta vergenza delle strutture principali (Fig.30).

Il “Settore dei sovrascorrimenti S-vergenti” occupa il quadrante nord-orientale del foglio e, sulla base del campo di giaciture S_0 misurate, può essere suddiviso in 4 porzioni, descritte di seguito in successione da NE verso SW (Fig. 30 e 30a).

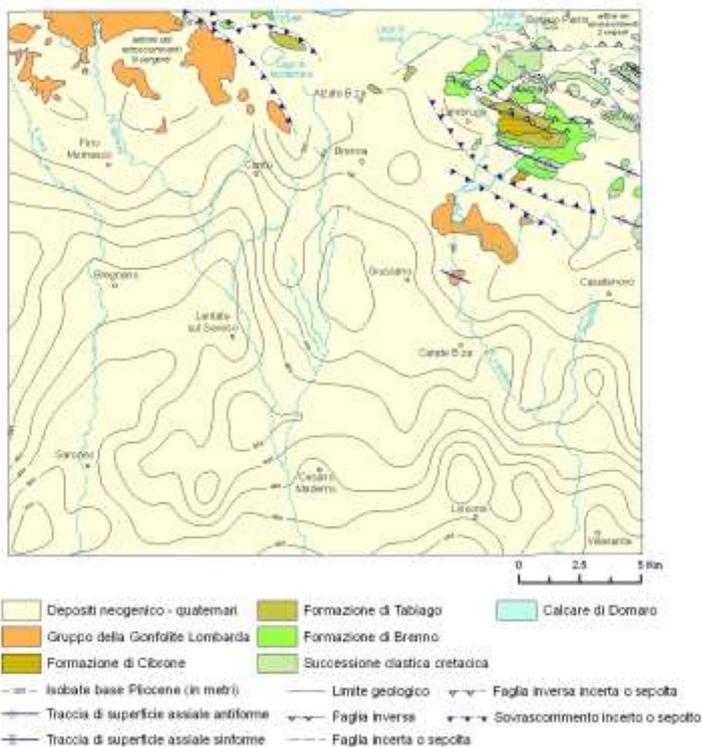


Fig. 30 – Schema strutturale e della base del Pliocene del Foglio 096 – Seregno.

1. Sciame delle pieghe settentrionali: queste interessano le unità della successione clastica cretacea affiorante nell'angolo NE del foglio tra Bosisio Parini e Sironè; si tratta di pieghe aperte o blande, con assi a direzione media $108^\circ \pm 37^\circ$ ($n = 65$) e piani assiali generalmente verticali o subverticali con immersione verso NNE (Fig. 31).

2. Fascia con giacitura regionale di S_0 verticalizzata: a SW dello sciame precedente si osserva una fascia larga circa 1-1.5 km, allungata

in direzione NNW-SSE tra Barzago e Costa Masnaga, caratterizzata da giaciture da sub-verticali a verticali, in taluni casi rovesce (Fig. 31). Tali giaciture interessano soprattutto il Flysch di Bergamo e presentano direzione media di $118^\circ \pm 9^\circ$ ($n = 44$). Nell'ambito di questa fascia si osservano pieghe decametriche asimmetriche a "esse" con fianco lungo immergente verso NNE con inclinazione modesta, e fianco corto immergente più ripidamente a SSW o rovescio. In tali pieghe la lunghezza d'onda è plurimetrica ed il clivaggio pervasivo. Il clivaggio di fratturazione, sistematicamente immergente verso NNE, si presenta parallelo alla superficie assiale delle pieghe riconoscibili, coerente con il senso di asimmetria delle strutture. L'insieme dei caratteri è indicativo della possibile presenza di un piano di faglia soggiacente la fascia verticalizzata (rampa?) ripidamente immerso verso NE. In affioramento questa interpretazione appare supportata dalla presenza del sistema di faglie di Centemero, descritto nel successivo paragrafo.

3. Sciame delle pieghe meridionali: queste pieghe, poste a SW del settore precedente, interessano soprattutto le formazioni di Brenno, Tabiago e Cibrone. La geometria di queste pieghe è desunta dal campo di S_0 (108 misure) dalla cui elaborazione deriva una direzione media degli assi di $113^\circ \pm 28^\circ$ e un'immersione dei piani assiali verso NNE (Fig. 31). In particolare la distribuzione delle unità cretatiche e paleogeniche mette in evidenza un'ampia anticlinale con vergenza verso SSW.

4. Monoclinali briantea: a SW del settore precedente, si osserva una monoclinale che interessa esclusivamente la successione miocenica della Gonfolite briantea con direzione media dei piani di S_0 di $126^\circ \pm 6^\circ$ ($n = 42$) ed inclinazione media di $69^\circ \pm 11^\circ$ verso SW (Fig. 31).

Sulla base degli studi compiuti nell'area bergamasca da BERSEZIO *et alii* (2001) e FANTONI *et alii* (2004) è possibile attribuire lo sciame delle pieghe settentrionali, la fascia a giaciture verticali e lo sciame delle pieghe meridionali alle "strutture del margine sudalpino".

Il secondo settore tettonico ("Settore dei retroscorrimenti N-vergenti" in Fig. 30), osservabile nel quadrante nord-occidentale del foglio e strutturalmente collocato a W del precedente, è caratterizzato principalmente dal Retroscorrimento del M. Olimpino, che interessa le unità oligo-mioceniche della Gonfolite Lombarda (BERNOULLI *et alii*, 1989; GELATI *et alii*, 1991; BERSEZIO *et alii*, 1993). Tale retroscorrimento, sostenuto da un piano di scollamento basale collocabile nella formazione di Chiasso o nel sottostante gruppo delle marne di Gallare, dà origine a una monoclinale con direzione media dei piani di S_0 di $129^\circ \pm 10^\circ$ ed immersione verso SW, con inclinazioni

medie progressivamente minori dalle unità più antiche a quelle più recenti (in media 45° nel conglomerato di Como, 40° nelle peliti di Prestino, 25° nelle arenarie della Val Grande e 10° nei conglomerati di Lucino) (Fig. 32). Tale variazione delle inclinazioni, cui sono associate leggere discordanze angolari tra le varie unità della Gonfolite di Como, è interpretato come il risultato di una tettonica sin-sedimentaria prodotta dalla progressiva propagazione dei sovrascorrimenti alpini verso S durante la deposizione della Gonfolite Lombarda (GELATI *et alii*, 1991).

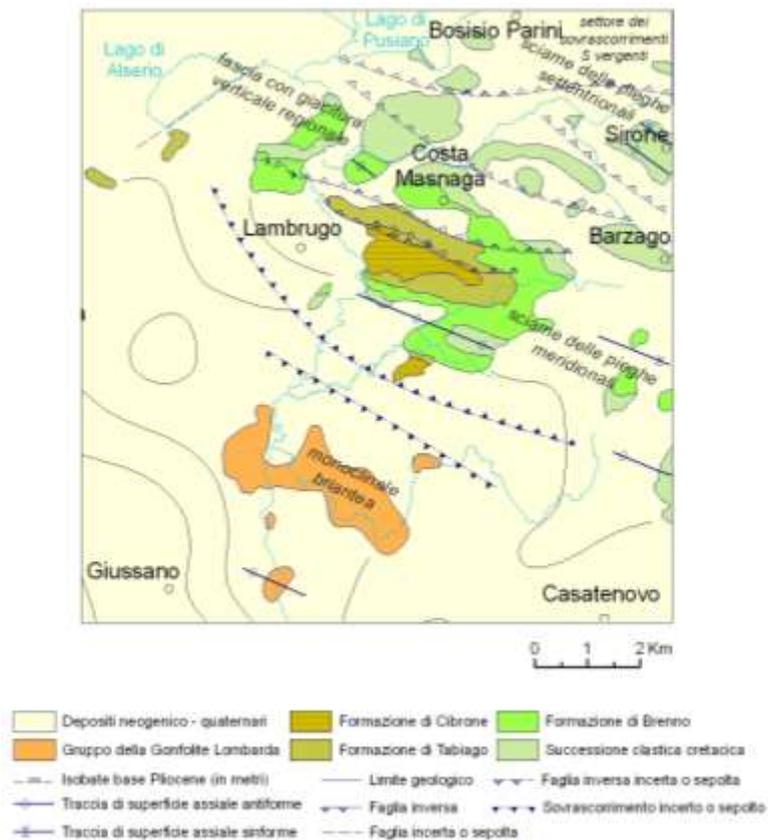


Fig. 30a - Dettaglio del settore NE del foglio (Settore dei sovrascorrimenti S – vergenti).

Settore dei sovrascorrimenti S-vergenti

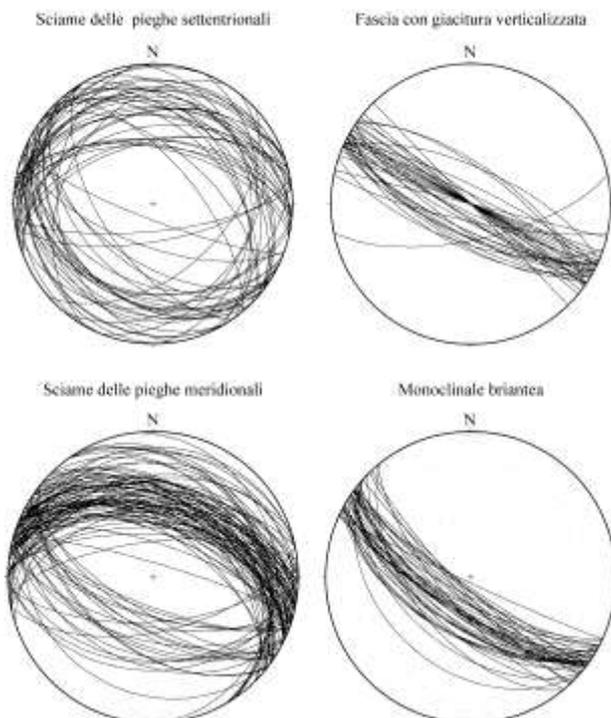


Fig. 31 – Proiezione stereografica equiareale (emisfero inferiore) delle giaciture S_0 misurate nel Settore dei sovrascorrimenti S-vergenti.

Le giaciture osservate nei lembi sparsi di substrato al *footwall* del retroscorrimento (affioramenti di Lora, Lipomo e Montorfano) sono compatibili con quelle osservate nella Gonfolite di Como, suggerendo un legame strutturale tra il Retroscorrimento del M. Olimpino ed i lembi menzionati, descritto nel paragrafo successivo.

L'assetto strutturale del foglio è stato indagato anche mediante l'ausilio di linee sismiche, rese cortesemente disponibili da ENI (Figg. 3 e 4). Nel sottosuolo, il settore dei sovrascorrimenti S-vergenti è caratterizzato da blocchi che coinvolgono la successione carbonatica mesozoica, separati da importanti faglie inverse con piani immergenti verso N. La successione clastica cretacea è parzialmente o totalmente scollata dal substrato carbonatico all'altezza della marna di Bruntino (affiorante nei limitrofi fogli 075-Como e 076-Lecco) o delle unità appartenenti alla Scaglia Lombarda (formazioni di Brenno e Tabiago),

costituendo una sorta di sovrastruttura con stile deformativo indipendente. Come già osservato da GAETANI & GIANOTTI (1981) per la Flessura Pedemontana e da BERSEZIO *et alii* (2001) e da FANTONI *et alii* (2004) per le “strutture del margine sudalpino”, la dislocazione in senso N-S legata alla strutturazione degli embrici mesozoici è notevole e si aggira intorno a 1-2 km per blocco, per un rigetto complessivo valutabile intorno ai 7 km tra l’anticlinale dell’Albenza e il sottosuolo di Milano.

SETTORE DEI RETROSCORRIMENTI N-VERGENTI

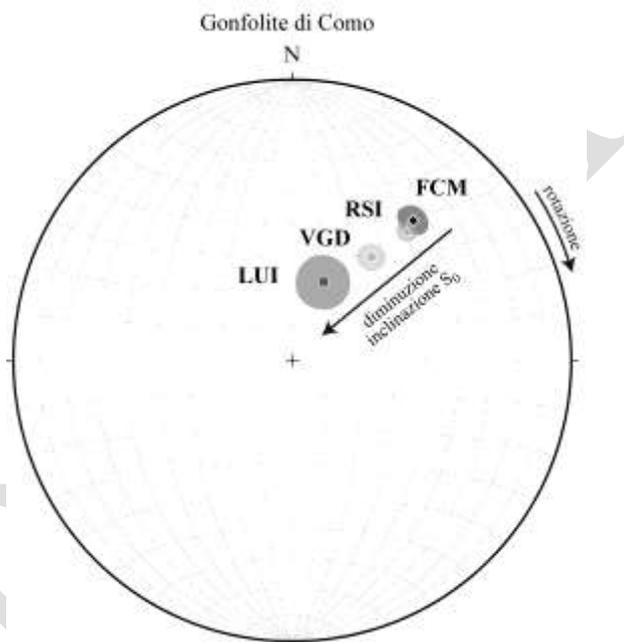


Fig. 32 – Proiezione stereografica equiareale (emisfero inferiore) del valore medio e del cono di confidenza (α_{95}) dei poli delle giaciture S_0 per ciascuna unità della Gonfolite di Como. La direzione e l’inclinazione delle S_0 variano progressivamente dalle peliti di Prestino (RSI) ai conglomerati di Lucino (LUI).

Diversamente, il settore di NW si presenta nel sottosuolo come una blanda sinclinale (*Sinclinale Pedevalpina* in BERSEZIO *et alii*, 2001) con lunghezza d’onda di circa 40-50 km, impostata nella successione clastica oligo-miocenica. Questa struttura, scollata dai sottostanti carbonati mesozoici al livello della formazione di Chiasso o del sottostante gruppo delle marne di Gallare, è definita dalla strutturazione

di un sovrascorrimento frontale sepolto (*Milano belt* in LAUBSCHER, 1988) e dal Retroscorrimento del M. Olimpino, che rappresenta l'unica e parziale evidenza affiorante della Sinclinale Pedalpina.

Tra i due settori tettonici a opposta vergenza s'interpone un'area caratterizzata dalla quasi totale assenza di affioramenti di substrato, che non permette di risolvere direttamente le relazioni tra le due aree e i relativi stili tettonici. L'interpretazione integrata dei dati di superficie e sottosuolo sembra suggerire una chiusura in rampa laterale delle strutture coinvolte nel settore centrale del Foglio 096-Seregno, probabilmente in corrispondenza di un alto strutturale allungato in direzione NNE-SSW.

2. - STRUTTURE TETTONICHE

Di seguito sono riportate e descritte le principali strutture definite e interpretate nell'ambito del rilevamento del Foglio 096-Seregno.

2.1 - SETTORE DEI SOVRASCORRIMENTI S-VERGENTI

2.1.1. - *Sciame delle pieghe settentrionali*

2.1.1.1. - Faglia di Bosisio

Si tratta di un lineamento, non direttamente osservato ma dedotto su base interpretativa, che dal Lago di Pusiano potrebbe estendersi verso E tra il Poggio Stolegarda e la collina di Sirone. I dati di superficie evidenziano in senso NE-SW la presenza di depositi torbiditici attribuibili all'arenaria di Sarnico e depositi prevalentemente pelitici attribuibili al membro di Rogeno del Flysch di Bergamo. L'assenza del conglomerato di Sirone, che nel suo complesso ha una continuità laterale di circa 40 km e generalmente una notevole espressione morfologica, lascerebbe supporre l'esistenza di una faglia inversa che metterebbe in contatto diretto l'arenaria di Sarnico con il Flysch di Bergamo nell'area del Lago di Pusiano. La presunta giustapposizione laterale tra i depositi dell'arenaria di Sarnico e il conglomerato di Sirone sembra anch'esso suggerire l'esistenza di un contatto tettonico tra le due unità e una prosecuzione della faglia verso E. Nell'adiacente Foglio 097-Vimercate una medesima situazione strutturale è stata osservata nel Colle Brianza da FORNACIARI *et alii* (1988).

2.1.1.2. - Faglia di Sirone

Nell'ambito del foglio il limite stratigrafico tra il conglomerato di Sirone e il Flysch di Bergamo non è stato mai osservato in affioramento. Nelle immediate adiacenze (FORNACIARI *et alii*, 1988) tale limite è generalmente interessato da faglie inverse. In particolare, tra Sirone e Garbagnate Monastero si imposta un'ampia valle orientata NNW-SSE, i cui fianchi coincidono con gli affioramenti di queste due unità (fianco NE in Conglomerato di Sirone e fianco SW in Flysch di Bergamo). Su queste basi – la sistematica assenza del limite e la sua tettonizzazione laddove presente – si suppone l'esistenza di un contatto tettonico tra le due unità, verosimilmente con cinematica inversa. Il rigetto verticale stimato è di circa 800 m.

2.1.2. - Fascia con giacitura verticale regionale

2.1.2.1. - Sistema di Faglie di Centemero

Questo importante sistema a cinematica inversa, legato alla fascia con giaciture verticali, coincide parzialmente con un elemento già ipotizzato in BERSEZIO (1989, 1992) e consiste sostanzialmente in un fascio di faglie inverse con moderata sopraelevazione strutturale, che portano il Flysch di Bergamo e la base della formazione di Brenno in contatto con i livelli eocenici della formazione di Tabiago. Un'importante elisione tettonica associata a questa faglia è stata documentata biostratigraficamente da KLEBOTH (1982) nella sezione di C.na Paradiso. Il rigetto complessivamente associato a questo sistema è stimato intorno ai 500 m. Nel *footwall* di questo sistema sono conservati i litotipi della formazione di Cibrone.

2.1.3. - Sciami delle pieghe meridionali e monoclinale briantea

2.1.3.1. - Sovrascorrimento di Renate

I depositi cretacico-paleogenici sono separati dalla Gonfolite briantea da un'ampia anticlinale asimmetrica con vergenza SSW. Al nucleo di questa struttura affiora il membro di Rogeno del Flysch di Bergamo, mentre l'unità esposta più esterna è la formazione di Cibrone, affiorante presso Veduggio. Più a SW, un chilometro abbondante di coperture maschera i rapporti strutturali tra lo sciame il settore delle pieghe meridionali e la monoclinale briantea. L'interpretazione proposta

è vincolata da una serie di osservazioni relative ai due settori considerati:

- marcata differenza di stili strutturali, caratterizzati da blande pieghe a NE e da una monoclinale a SW;
- limitata sopraelevazione strutturale dei depositi cretacico-paleogenici rispetto alla Gonfolite briantea e, più in generale, rigetti moderati distribuiti a monte sul Sistema di Centemero e sulle Faglie di Siron e Bosisio;
- contiguità strutturale con la struttura di Montevecchia, ubicata più a W (BERSEZIO & FORNACIARI, 1988; FORNACIARI *et alii*, 1988);
- elevato spessore stratigrafico coinvolto nella monoclinale della Gonfolite briantea, stimato nell'ordine di 2000 m (SCIUNNACH & TREMOLADA, 2004);
- dati di sottosuolo, che evidenziano in questo settore la presenza di piani sud-vergenti interpretabili come sovrascorrimenti che intersecano la successione clastica oligo-miocenica. Il contatto stesso tra la successione terrigena cretacico-paleogenica e la Gonfolite nel sottosuolo è generalmente tettonico, con la successione terrigena cretacico-paleogenica, piegata in maniera disarmonica e fagliata, che sovrascorre sulla Gonfolite Lombarda.

Le considerazioni appena esposte portano a interpretare la relazione strutturale tra l'antiforme asimmetrica e la monoclinale briantea come la terminazione cieca di un importante sovrascorrimento. Tale terminazione sarebbe costituita da una serie di faglie con modesto rigetto, espresse dall'anticlinale asimmetrica osservata, da una verosimile anticlinale più esterna, coperta dai depositi quaternari, e da un retroscorrimento della successione miocenica sulle unità cretacico-paleogeniche, di significato locale e non confrontabile per posizione e rilevanza regionale con quello del M. Olimpino.

Il grado di evoluzione termica della successione miocenica della Gonfolite Lombarda, valutato su frammenti di carbone provenienti da un livello delle arenarie di Briosco (riflettanza della vitrinite $R_o = 0.35 \pm 0.04$ su 100 misure), è compatibile con pochi chilometri di seppellimento e rafforza un'interpretazione che escluda sovraccarichi tettonici significativi.

2.2 - SETTORE DEI RETROSCORRIMENTI N-VERGENTI

2.2.1. - *Retroscorrimento del M. Olimpino*

Questa importante struttura, già riconosciuta e definita da BERNOULLI *et alii* (1989), porta la Gonfolite del settore comasco a sovrascorrere sul substrato mesozoico con vergenza settentrionale. La struttura è impostata nel conglomerato di Como, scollato probabilmente al livello della formazione di Chiasso o del gruppo delle marne di Gallare. La competenza del conglomerato di Como conferisce alla struttura una notevole espressione morfologica che permette di seguirne la traccia nel Foglio 096-Seregno per una decina di km. Oltre al noto affioramento di Montorfano, il rilevamento di dettaglio dell'area a NE del retroscorrimento ha portato all'identificazione di affioramenti di Calcare di Domaro, presso l'abitato di Lora, e della formazione di Brenno, presso Lipomo. Più a NE, lungo il T. Cosia, affiorano la successione clastica cretacea e la successione dei carbonati mesozoici. Le giaciture osservate nei piccoli affioramenti a NE del retroscorrimento mostrano direzioni di S_0 parallele a quelle della Gonfolite Lombarda. Inoltre, in senso SW-NE, si osserva una progressione inversa nell'età delle rocce affioranti, con il conglomerato di Como (Oligocene), il membro di Montorfano della formazione di Tabiago (Paleocene), l'affioramento della formazione di Brenno (Cretaceo) e l'affioramento del Calcare di Domaro (Giurassico). Questi isolati affioramenti sono interpretati come scaglie tettoniche legate ad uno *splay* del Retroscorrimento del M. Olimpino, che interessa dall'interno verso l'esterno livelli stratigrafici sempre più profondi. Il termine più esterno di questo *splay* dovrebbe essere quello di Lora, dal momento che più a NE compare nuovamente il Cretaceo del T. Cosia.

2.3 - ETÀ DELLE DEFORMAZIONI

La presenza di sedimenti sin- e post-tettonici nell'area di studio e, regionalmente, nel sottosuolo della Pianura Padana può fornire qualche indicazione sull'età delle deformazioni osservate. Alla luce di quanto esposto precedentemente, nel Foglio 096-Seregno si possono distinguere due principali elementi strutturali: le Strutture del Margine Sudalpino e il Retroscorrimento del M. Olimpino.

Le Strutture del Margine Sudalpino sono legate secondo FANTONI *et alii* (2004) alla strutturazione della Flessura Frontale, fuori sequenza secondo BERSEZIO & FORNACIARI (1988) e SCHÖNBORN (1992) rispetto alle strutture più esterne dell'edificio alpino, tra cui le Unità Terziarie

Embricate. La presenza di depositi tortoniani nelle depressioni di faglia connesse tra un embrice tettonico e l'altro delle Unità Terziarie Embricate permette di attribuire la strutturazione di queste unità alla fine del Serravalliano e a parte del Tortoniano (BERSEZIO *et alii*, 2001; FANTONI *et alii*, 2004). Nel Messiniano inferiore, le Unità Terziarie Embricate sono sigillate da depositi fluvio-deltizi (FANTONI *et alii* 2001). Di conseguenza, la deformazione associata alle Strutture del Margine Sudalpino dovrebbe avere un'età genericamente messiniana o successiva.

Il Retroscorrimento del M. Olimpino può essere datato grazie ai depositi sintettonici della Gonfolite Lombarda. GELATI *et alii* (1988) riscontrarono l'esistenza di progressive discordanze tettoniche nelle unità della Gonfolite, suggerendo che la dorsale del Conglomerato di Como fosse già in via di strutturazione mentre si depositavano i termini via via più recenti del Gruppo. BERNOULLI *et alii* (1993) riportarono inoltre la presenza di clasti pelitici attribuibili alla formazione di Chiasso (Rupeliano?–Chattiano) nei conglomerati di Lucino (Burdigaliano–Langhiano). L'analisi del nannoplancton calcareo (F. TREMOLADA in Capitolo stratigrafia) ha effettivamente rilevato un consistente apporto di fossili rimaneggiati del Chattiano nei membri pelitici dei conglomerati di Lucino. Quest'ultimo dato, unito alle osservazioni dei precedenti autori, permette di affermare che le peliti della formazione di Chiasso fossero già esumate nel Langhiano, verosimilmente ad opera del Retroscorrimento del M. Olimpino. Tuttavia il carattere sedimentologico delle arenarie della Val Grande e la notevole dispersione delle correnti osservate in questo deposito suggeriscono che già nel Burdigaliano il bacino della Gonfolite di Como iniziasse a soffrire un certo confinamento, probabilmente dovuto all'innalzamento della dorsale del M. Olimpino.

BOZZA

VII. ASPETTI AMBIENTALI E APPLICATIVI

1. - RISORSE IDRICHE

1.1 - CONSIDERAZIONI GENERALI SULLA STRUTTURA IDROGEOLOGICA

Le risorse idriche sotterranee del territorio interessato dal Foglio 096-Seregno sono contenute in diverse unità geologiche e presentano una differente potenzialità dal punto di vista quantitativo, mentre il consistente apporto meteorico garantisce loro possibilità di ricarica, ma solo in settori limitati.

In alcuni settori la ridotta consistenza delle acque sotterranee per l'approvvigionamento potabile, causata da serbatoi idrici sotterranei di scarsa estensione e permeabilità, ha costretto a ricorrere ad acque provenienti dall'esterno (sorgenti di Alserio e lago di Como nella sponda lecchese).

Una maggiore variabilità nella struttura idrogeologica si osserva nella parte settentrionale collinare (province di Como e Lecco), caratterizzata dalla presenza di depositi glaciali incisi dai corsi d'acqua principali, mentre una relativa minore complessità è presente nella parte meridionale di alta pianura (Province di Milano e Monza e Brianza).

I principali acquiferi che si individuano sulla base dei dati di letteratura (AVANZINI et alii 1995; BERETTA, 1984; BERETTA et alii,

1984, 1985, 1986; FRANCANI *et alii*, 1981; 1983) sono di seguito illustrati.

1) All'interno degli orizzonti più permeabili dei depositi glaciali si ha un ridotto immagazzinamento di acque nel sottosuolo a causa della loro scarsa continuità e del grado di permeabilità non elevato, nonché della presenza del substrato roccioso poco permeabile.

Le falde sono sospese, libere o parzialmente confinate, talora con carattere stagionale e la loro produttività è molto bassa, tanto che non sono sfruttate se non localmente; ciò anche a causa della ridotta permeabilità dei suoli superficiali che non consentono una buona alimentazione delle acque sotterranee.

2) I depositi glaciali sono incisi dai corsi d'acqua principali che hanno eroso e poi accumulato sedimenti ghiaioso-sabbiosi che possono avere uno spessore significativo, trattandosi di paleovalli talora non coincidenti con l'attuale andamento dei corsi d'acqua.

In questi depositi si hanno falde libere con potenzialità medio-alte, caratterizzate da una portata specifica superiore anche a 10 l/s/m.

3) Al di sotto dei depositi glaciali e fluvioglaciali si trovano conglomerati e arenarie (ceppo *s.l.*) che possono contenere significativi volumi di acque negli orizzonti meno cementati e più fessurati; nella parte basale è minore il grado di cementazione e in letteratura tale orizzonte viene definito con la denominazione convenzionale di "acquifero sotto il ceppo".

I pozzi dell'area interessano nella maggior parte questa unità con portate specifiche di qualche l/s/m ed eccezionalmente fino a 10 l/s/m.

L'acquifero, che contiene una falda libera, è limitato inferiormente da argille e limi plio-pleistocenici e in contatto laterale con la falda dei depositi alluvionali e fluviali dei principali corsi d'acqua.

4) Gli acquiferi 2) e 3) sopra descritti sono limitati alla base dai depositi plio-pleistocenici argilloso-limosi che hanno all'interno lenti sabbiose e in parte ghiaiose contenenti falde confinate e semiconfinate la cui potenzialità è bassa, raggiungendo portate specifiche del l/s/m.

Il loro sfruttamento è stato consentito dalle ricerche idriche condotte nel tempo, in relazione alla scarsa potenzialità delle falde più superficiali e dai fenomeni di contaminazione (prevalentemente nitrati e solventi clorurati) che hanno caratterizzato le acque in territori fortemente urbanizzati.

Talora le acque profonde, pur essendo protette dalle attività antropiche, possono presentare una facies idrochimica sfavorevole agli approvvigionamenti, essendo presenti ammoniaca, ferro, manganese e

idrogeno solforato in concentrazioni al di sopra della norma, richiedendo quindi il trattamento delle acque prima della loro distribuzione.

Inoltre la presenza in subaffioramento o in affioramento (come nelle valli del Seveso-Acquanegra e del Lambro) di questa unità determina l'assenza degli acquiferi precedentemente descritti 2) e 3).

Gli acquiferi 3) e 4) si presentano continui anche nella parte meridionale, essendo sempre sovrapposti e determinando l'esistenza di falde differenziate che sono sfruttate dai pozzi pubblici e privati, anche se il maggiore grado di protezione dall'inquinamento degli acquiferi 4) dovrebbe riservarli all'approvvigionamento potabile. Le unità sabbioso-ghiaiosa e a conglomerati e arenarie (facies fluviali del Pleistocene medio e inferiore) costituiscono il Gruppo Acquifero B, mentre l'unità sabbioso-argillosa (facies continentale e transizionale del Pleistocene inf. - Pliocene sup. o Villafranchiano Superiore e Medio *Auct.*) il Gruppo Acquifero C e probabilmente il Gruppo Acquifero D, secondo la classificazione REGIONE LOMBARDIA-ENI (2002).

Per quanto attiene al flusso idrico sotterraneo misurato negli acquiferi 2) e 3) tra loro intercomunicanti, si osserva come atteso un generale andamento verso S, che viene tuttavia modificato in corrispondenza delle zone maggiormente permeabili poste lungo gli alvei dei corsi d'acqua del Lura, del Seveso e del Lambro.

Infatti il reticolo di flusso risulta significativamente modificato dalle strutture drenanti presenti lungo i paleoalvei di tali corsi d'acqua, con inflessione verso N delle isopiezometriche anche di diversi km (BERETTA *et alii*, 1984).

La struttura drenante del paleoalveo del Seveso risulta già accentuata nel territorio canturino e prosegue con minore rilevanza nella parte più a S.

Il paleoalveo del Lambro si delinea dall'altezza di Briosco verso S, a valle degli affioramenti del substrato roccioso e dei depositi lacustri di Fornaci.

La struttura drenante del paleoalveo del Lura è la meno pronunciata rispetto alle precedenti ed individuabile da Cadorago verso S.

1.2 - DESCRIZIONE DELLE STRUTTURE IDROGEOLOGICHE PIÙ IMPORTANTI DELLA ZONA COLLINARE

Passando in rassegna alcuni dei settori di maggiore interesse per le risorse idriche sotterranee si osserva quanto segue.

1.2.1. - Acquiferi del sistema Faloppa-Lura

La parte settentrionale dell'area di studio è posta a valle di una zona scarsamente produttiva dal punto di vista idrogeologico, caratterizzata dall'affioramento del substrato gonfolitico e dalle argille plio-pleistoceniche. Immediatamente a valle dei rilievi (da Faloppio a Gironico) si ha invece una zona produttiva poiché è presente un corpo idrico molto spesso contenuto in conglomerati e ghiaie e sabbie.

Le acque sotterranee scorrono verso S e sono contenute in un paleoalveo del Lura.

Nella parte centro-settentrionale si verifica la continuazione della struttura posta più a N, sia pure con una complessiva diminuzione della permeabilità. Le acque sotterranee si trovano a 50-60 m di profondità, mentre gli orizzonti permeabili all'interno dei depositi argillosi plio-pleistocenici si trovano al di sotto dei 100 m.

Nella parte centrale si trovano falde molto profonde che interessano l'acquifero sotto il ceppo che è presente fino a circa 100 m di profondità. Il flusso è prevalentemente indirizzato verso il Lura e la resa delle falde risulta discreta.

Le falde contenute nelle argille plio-pleistoceniche si trovano a profondità rilevanti (130-140 m) e sono poco produttive.

Nella parte meridionale si trova una situazione simile alla parte centrale, anche se i conglomerati in facies ceppo sono meno spessi e più discontinui. Gli acquiferi profondi si trovano alla profondità di 100-120 m.

1.2.2. - Acquiferi del sistema Seveso - Acquanegra

Nell'area di studio è in parte rappresentato il *bacino di Como* e più completamente il *settore di Grandate* dove si rinviene lo spartiacque sotterraneo che determina un flusso centrifugo (orientato verso la valle del Seveso a W e la zona del Bassone a E) e un flusso centripeto (orientato verso N) verso la depressione occupata dalla città di Como.

L'acquifero è piuttosto spesso, potendo raggiungere oltre 250 m di profondità dal piano campagna, ed è stato sfruttato (in parte attualmente) per l'approvvigionamento idrico potabile nella piana di Lazzago, essendo costituito da depositi molto permeabili, anche se la scarsa rialimentazione laterale determina limiti ad un uso sostenibile della risorsa. Non si individua in questa zona la profondità alla quale si rinviene il substrato gonfolitico.

Il *bacino di Montorfano*, che comprende anche l'area di Lipomo, è formato per la massima parte da depositi glaciali che sovrastano conglomerati in facies di ceppo e sedimenti plio-pleistocenici; laddove

questi sono assenti, i depositi quaternari poggiano direttamente sul substrato roccioso. Lo spessore massimo dei sedimenti continentali risulta di circa 80 - 100 m, ma le risorse idriche sono piuttosto limitate per la scarsa estensione e il ridotto spessore degli acquiferi.

Nella *depressione del Bassone* a 70 m di profondità è indicata la presenza del substrato roccioso ricoperto da un deposito prevalentemente limoso-argilloso con frequenti lenti di ghiaia e sabbia. Un acquifero non molto spesso è stato reperito in molti pozzi a contatto con il substrato. Questa struttura geologica consente rese mediocri della falda.

Nella *zona di Casnate con Bernate -Fino Mornasco* il substrato roccioso, pur profondamente eroso e inciso, è segnalato a piccola distanza dal piano campagna e ciò causa una ridotta potenzialità degli acquiferi, peraltro scarsamente rialimentati. Il livello piezometrico si trova a pochi metri di profondità in corrispondenza delle più profonde depressioni, ma anche a 60 - 70 m dove si manifestano i maggiori rilievi.

Nell'*area di Cassina Rizzardi-Luisago* si hanno due falde delle quali una è molto superficiale e poco utilizzabile; mentre l'altra, più profonda, si trova contenuta nelle argille plio-pleistoceniche. Nel complesso la loro potenzialità è molto ridotta.

Il sistema di *paleoalveo Seveso - Acquanegra- S. Antonio* costituisce un serbatoio idrico di notevole interesse, in quanto si incontrano depositi di sabbie e ghiaie di spessore superiore ai 60 - 80 m. Tali acquiferi sono in diretta comunicazione con la superficie in alcuni tratti, mentre in altri sono protetti da depositi glaciali.

La struttura del *paleoalveo del Seveso* incomincia a delinearci a S di Cucciago; lungo tutta la valle si incontrano estesi depositi ghiaioso-sabbiosi molto permeabili che contengono una falda posta a circa 30 m di profondità e le portate dei pozzi sono talora superiori a 20 l/s/m.

La falda contenuta in questa acquiferi si trova in comunicazione laterale con quella situata alla base dei conglomerati tipo ceppo, come avviene ad esempio nella valle di S. Antonio, laddove il livello piezometrico si trova a profondità variabile fra 80 e 100 m. L'acquifero è limitato alla base dal substrato plio-pleistocenico.

Sulle *colline moreniche di Capiago Intimiano-Cantù* la presenza del substrato roccioso a piccola profondità rende quest'area scarsamente produttiva; il substrato è coperto direttamente dai depositi glaciali che possono raggiungere uno spessore di 50 m. Talora i depositi glaciali possono sovrastare localmente i conglomerati in facies di ceppo.

Il *paleoalveo del Terrò - Serenza* è costituito da depositi in prevalenza sabbioso-ghiaiosi, che riempiono una profonda depressione

racchiusa fra terrazzi fluvioglaciali e colline glaciali. L'acquifero, limitato alla base da orizzonti conglomeratici poggianti sulle argille plio-pleistoceniche, è dotato di buona potenzialità pur essendo il suo spessore ridotto a valori compresi fra 10 e 20 m. La falda scorre a una profondità di circa 40 m dal piano campagna.

La zona dei *terrazzi di Figino Serenza - Novedrate* è caratterizzata dalla presenza dei conglomerati in facies di ceppo che raggiungono lo spessore di 60 m; al di sotto dei quali si hanno a circa 100 m di profondità argille plio-pleistoceniche, di scarsa produttività (qualche l/s/m), come si verifica a Figino Serenza e Novedrate.

La Zona dei *pianalti di Mariano Comense e Inverigo* è caratterizzata dal progressivo innalzamento verso E del livello piezometrico della falda. L'acquifero principale si trova alla base del ceppo, che ha uno spessore variabile tra 40 e 50 m, con produttività ridotta, così come gli orizzonti permeabili delle argille plio-pleistoceniche che sono relativamente profonde (circa 80 m dal piano campagna).

In *Val Sorda- Piana di Mariano Comense* si riscontra il riempimento di un avvallamento che incide profondamente il ceppo, interessando parzialmente anche le argille plio-pleistoceniche del cosiddetto Villafranchiano. Tale deposito è costituito da 40 - 50 m di ghiaie che rappresentano un interessante acquifero superficiale.

A N i depositi permeabili ricoprono i sedimenti plio-pleistocenici, mentre più a S sono a diretto contatto con il ceppo. La profondità della falda che vi scorre è molto bassa e in taluni casi affiora dando luogo alle emergenze sorgentizie della Fontana del Guercio; nella zona di pianura invece acquisisce una maggiore soggiacenza venendosi a trovare tra i 10 e i 20 m di profondità dal piano campagna. Nella stessa area al di sotto delle ghiaie e del ceppo si reperiscono le argille plio-pleistoceniche a 50 -60 m di profondità.

1.2.3. - *Acquiferi del sistema del Lambro*

Nella *zona di Orsenigo* si ha una struttura di paleoalveo in profondità (probabile prosecuzione verso S del T. Cosia) di limitata estensione laterale. Le portate specifiche sono consistenti nella falda dei conglomerati in facies di ceppo, mentre è ridotta la potenzialità di quella dei sovrastanti depositi glaciali e fluvioglaciali; tali falde sono probabilmente intercomunicanti in prossimità del Lago di Alserio dove sono presenti le sorgenti di Alserio, di notevole interesse per gli approvvigionamenti ed anche per l'alimentazione del bacino lacustre.

Anche la falda presente nei depositi plio-pleistocenici è probabilmente intercomunicante con la falda nei conglomerati.

La struttura del *delta-conoide del Lambro* a Erba interessa l'area di studio solo nella parte terminale laddove il progressivo affinamento delle granulometrie presenti nel sottosuolo determina emergenze della falda simili ai fontanili della medio-bassa pianura padana.

Nella *zona di Anzano del Parco* si hanno falde di modesta potenzialità in quanto si hanno terreni poco permeabili e la prima falda è subaffiorante e dà luogo a fenomeni di impaludamento. Ad Alzate Brianza sono segnalate anche falde profonde, ma di estensione molto limitata a causa della presenza di un substrato a pochi metri dal piano campagna. Si tratta dunque di territori poco produttivi a causa della scarsa trasmissività degli acquiferi.

La zona delle *Colline di Inverigo* è costituita da terreni scarsamente produttivi dal punto di vista idrogeologico, in quanto la dorsale corrisponde ad un alto morfologico delle argille plio-pleistoceniche al di sopra delle quali si hanno i conglomerati in facies di ceppo. Ciò ostacola l'infiltrazione in profondità delle acque e ne determina l'emergenza a mezza costa (Orrido di Inverigo) laddove le condizioni morfologiche lo consentono.

La zona della *Valle del Lambro tra Lambrugo e Briosco* costituisce una depressione interessata fino a notevoli profondità (80-100 m dal piano campagna) dalla presenza di depositi glaciolacustri prevalentemente limoso-argillosi che comprendono con ogni probabilità verso il basso anche le argille plio-pleistoceniche. Nel complesso, nonostante alcuni serbatoi idrici sotterranei locali, la zona può considerarsi poco produttiva come testimoniano le ricerche idrogeologiche sterili condotte nel passato.

1.3 - DESCRIZIONE DELLE STRUTTURE IDROGEOLOGICHE PIÙ IMPORTANTI DELL'ALTA PIANURA

Nella zona dell'alta pianura si ha una minore differenziazione delle aree rispetto alle zone collinari, laddove anche le condizioni morfologiche oltre a quelle geologiche determinano una separazione dei vari corpi acquiferi.

La giacitura dei diversi orizzonti è determinata dalle condizioni di sedimentazione e quindi con inclinazione generale verso S.

Sono presenti e vengono sfruttati per gli approvvigionamenti l'acquifero dei conglomerati e arenarie in facies di ceppo con alla base orizzonti poco cementati (3) e l'acquifero degli orizzonti più permeabili delle argille plio-pleistoceniche (4).

1.3.1. - Zona a W del terrazzo della Groane

La zona posta a W del terrazzo delle Groane interessa marginalmente l'area di studio.

Si osserva che viene captato l'acquifero posto alla base dei conglomerati in facies di ceppo vista anche la notevole soggiacenza della falda (talora oltre 80-90 m) che presenta produttività massima fino a 10 l/s/m, ma più comunemente al di sotto di tale valore, laddove si ha un minore grado di cementazione dei litotipi.

Anche il notevole spessore dei conglomerati in alcuni settori (40-50 m) determina una ridotta possibilità di alimentazione della falda.

Solo di recente si è indirizzata la ricerca idrica anche verso le falde più profonde e più protette dalla contaminazione di origine antropica.

1.3.2. - Zona del terrazzo della Groane

La zona del terrazzo delle Groane presenta in superficie paleosuoli e depositi poco permeabili che limitano l'infiltrazione superficiale.

Tuttavia in presenza dei corsi d'acqua minori che percorrono il terrazzo e dei sottostanti conglomerati poco fessurati, si possono formare falde sospese.

L'acquifero principale è costituito dall'unità dei conglomerati in facies di ceppo, che si trova a circa 40 m di profondità, e dagli orizzonti non cementati posti alla sua base.

Il livello piezometrico è posto a circa 60 m di profondità nelle zone più elevate del terrazzo.

Al di sotto di questo acquifero, che ha una potenzialità che può raggiungere anche qualche decina di l/s/m, si hanno orizzonti significativi di litotipi permeabili all'interno dell'unità argillosa plio-pleistocenica (presente a circa 100 m di profondità) che consentono portate specifiche di qualche l/s/m.

1.3.3. - Zona tra il terrazzo delle Groane e il terrazzo di Monza

La zona compresa tra i terrazzi è caratterizzata verso W da una struttura idrogeologica simile a quella delineata per il terrazzo delle Groane, ma con una minore profondità a cui si ritrovano i diversi elementi idrogeologici considerati in quanto trattasi di un'area posta a quote inferiori.

Proseguendo verso E, questa zona dell'alta pianura è caratterizzata da una struttura idrogeologica di grande rilievo, conosciuta come "paleoalveo del Lambro", che costituisce con il "paleoalveo del Seveso",

nella piana a N di Milano, la principale struttura di trasferimento verso S delle acque sotterranee.

Si tratta di una depressione, probabilmente impostata lungo una direttrice tettonica, che si origina all'altezza di Briosco e non segue l'attuale andamento del corso d'acqua (più spostato verso E).

Essa ha un andamento all'incirca N-S e nel settore apicale (Giussano) presenta uno spessore di circa 150 m e una larghezza di alcune centinaia di metri; è riempita quasi esclusivamente da sedimenti ghiaiosi che risultano lateralmente a contatto con le argille pleistoceniche in facies marina verso W e con il substrato roccioso gonfolitico verso E.

Questo monostrato ghiaioso-sabbioso e conglomeratico mette in comunicazione gli acquiferi formati dai conglomerati in facies di ceppo con quelli più profondi, costituendo una delle zone di ricarica delle falde confinate rinvenibili più a S nell'ambito dell'unità sabbioso-argillosa.

Le portate specifiche in questo settore sono particolarmente elevate essendo talora superiori a 30 l/s/m (CONSORZIO PER L'ACQUA POTABILE AI COMUNI DELLA PROVINCIA DI MILANO, 1973,1983).

All'altezza di Seregno (ma anche più a settentrione in aree laterali rispetto all'asse del paleoalveo) si ha una prima compartimentazione verticale dell'acquifero dovuta a lenti argillose rinvenibili a profondità maggiori di circa 70 m.

Anche nel resto della zona si hanno portate specifiche elevate tra 10 e 30 l/s/m che permangono quasi fino all'altezza del terrazzo di Monza.

1.3.4. - Zona del terrazzo di Monza

La zona del terrazzo di Monza è caratterizzata dalla presenza a piccola profondità dei conglomerati in facies ceppo e da uno scarso spessore di questa unità. Infatti a piccola profondità dal piano campagna si hanno le argille plio-pleistoceniche che risalgono bruscamente procedendo verso W dove si trovano a 25-30 m di profondità, costituendo quindi un alto strutturale di probabile origine tettonica.

Ciò determina una differenza di sfruttamento delle risorse idriche in quanto i pozzi posti ad E del terrazzo talora captano anche le acque contenute nell'acquifero dei conglomerati, mentre tale acquifero è di ridottissimo spessore verso W e quindi la captazione avviene all'interno degli orizzonti sabbiosi delle argille plio-pleistoceniche presenti fino a circa 140 m di profondità, il cui spessore è stato indagato localmente fino ad oltre 250 m di profondità, ritrovandosi talora facies idrochimiche non idonee al consumo umano.

1.3.5. - Zona ad W del terrazzo di Monza

Questa zona interessa marginalmente l'area di studio ed è posta ad W del Lambro.

Come precedentemente evidenziato l'acquifero dei conglomerati in facies di ceppo è di ridotto spessore e potenzialità (qualche l/s/m), mentre sono captate le falde più profonde contenute nelle lenti di sabbie delle argille plio-pleistoceniche fino a circa 140 m di profondità.

Simili lenti permeabili non sono state individuate a maggiore profondità fino circa 200 m.

2. - CAVE

2.1 - CAVE D'ARGILLA

Il territorio del Foglio 096-Seregno, per le peculiari caratteristiche litologiche che contraddistinguono specialmente le aree di "pianalto", è stato da sempre oggetto di attività estrattive. Le estese e potenti coperture loessiche pedogenizzate (impropriamente denominate "ferretto") che ricoprono o ricoprivano i pianalti stessi, sono state in passato intensamente cavate per la produzione di laterizi.

Non è facile collocare nel tempo l'apertura di queste cave di argilla; ritrovamenti archeologici in alcune località della Valle del Lambro, relativi a manufatti in terracotta, fanno pensare che già in epoca romana vi fosse praticata una attività di estrazione e lavorazione dell'argilla. Nei secoli del Medioevo troviamo testimonianze toponomastiche che attestano l'esistenza di fornaci, mentre i cenni più espliciti a "terre da cavare" si trovano nei documenti dei secoli XVII e XVIII.

Il processo di lavorazione del mattone consisteva nella raccolta dell'argilla, nel suo impasto, nella modellatura, nell'essiccazione e nella cottura. Anticamente, dopo la modellatura, i mattoni venivano accatastati per l'essiccazione sotto le "gambette", strutture simili a strette e lunghe tettoie, di cui vi sono ancora alcune testimonianze presso Barlassina.

Questa attività, non solo ha condizionato il tipo di attività antropica, ma ha anche contribuito alla radicale modifica della morfologia di alcune aree del territorio. Lo sfruttamento delle cave d'argilla ha infatti determinato l'asportazione di spessori considerevoli di coperture superficiali su vaste aree, lasciando sul terreno evidenti "buchi", ormai coperti da vegetazione boschiva a prevalente robinia.

Maggiori evidenze si hanno nell'area del "Pianalto delle Groane" (oggi Parco Regionale) dove, le prime fornaci del "pianalto" risalgono al 1730/1760, sono ben visibili cave abbandonate e vecchie fornaci ad esse adiacenti lasciate al degrado. Le cave abbandonate sono localizzate nelle aree boschive di Misinto, Barlassina, Cogliate, Solaro, Ceriano Laghetto, disseminate un po' ovunque sul "pianalto" tra Meda e Figino Serenza e nella Valle del Lambro come presso Briosco.

Negli ultimi anni queste aree degradate sono oggetto di programmi di recupero e riqualificazione ambientale; inserite in parchi regionali (Parco delle Groane, Parco della Brughiera Briantea, Parco della Valle del Lambro), ospitano spesso aree umide e riserve naturali per la tutela della fauna e della flora endemica della zona dell'alta pianura milanese.

2.2 - LA PIANIFICAZIONE PROVINCIALE IN TEMA DI CAVE

Sull'area del foglio insistono 16 cave censite dai Piani Cave Provinciali (Deliberazioni del Consiglio Regionale n. VII/728 del 25 febbraio 2003 relativa alla Provincia di Como, n. VIII/166 del 16 maggio 2006 relativa alla Provincia di Milano – allora comprensiva anche del territorio di Monza e Brianza; i vigenti Piani Cave delle Province di Lecco e Varese non comprendono cave attive nell'area del foglio). Tutti i 16 siti sono dedicati all'estrazione di terreni sciolti (ghiaia e sabbia; Tab. 10).

Non figurano nell'elenco le grandi cave storiche di pietra da calce ricadenti in Provincia di Lecco, vuoi perché dismesse (Rio Gambaione 1, Baggero Ovest) o recuperate dal punto di vista ambientale e ricreativo (Baggero Est), vuoi perché, seppure in attività, sono state registrate come miniere di marna (Brenno della Torre e Rio Gambaione 2, entrambe attualmente di proprietà della multinazionale svizzera Holcim). I dati disponibili sulle dimensioni e l'attività di queste "miniere" sono più scarsi e spesso presentati solo in forma aggregata (v. PROVINCIA DI LECCO, 2003); quel che è certo sono le notevolissime dimensioni delle aree estrattive (circa 43 ha per la sola parte attiva di Brenno della Torre, ben 116 ha per Rio Gambaione 2) e gli ingenti volumi di materiale estratto, per lo più tramite abbassamento dei piazzali: 1.110.672 t nel solo anno 2002, dato però cumulato tra le miniere di Brenno della Torre, Rio Gambaione 2 e Alpetto (quest'ultima in Comune di Cesana Brianza e ricadente nell'adiacente Foglio 075-Como).

Tab. 10 – Dati di sintesi sulle 16 cave attive sull'area del Foglio 096-Seregno (Fonte: Piani Cave provinciali).

IDENTIFICATIVI E LOCALIZZAZIONE				TIPO DI ATTIVITÀ			PARAMETRI QUANTITATIVI	
Cava	Località	Comune	Prov.	Materiale cavato	Tipo di scavo	Stato dello scavo	Superficie (ha)	Riserve complessive (m ³)
ATEg1	Montina	Cucciago – Vertemate con Minoprio	CO	ghiaia e sabbia	a fossa + di versante	in attività	18,9	3.000.000
ATEg2	Fontanino	Luisago – Villa Guardia	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	17,5	1.450.000
ATEg3	Madonna di Campagna	Grandate	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	1,8	450.000
ATEg9	Ceremate	Ceremate	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	sfruttabile	20,0	3.000.000
ATEg10	Cascine Mirovano	Alzate Brianza	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	sfruttabile	10,1	900.000
ATEg11	Ronco Vecchio	C.na Rizzardi – Fino Mornasco	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	8,1	600.000
ATEg13	Baraggiola	Bulgarograsso	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	5,2	1.650.000
ATEg14	Crotto	Fino Mornasco	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	2,9	200.000
ATEg15	Bernate Rosales	Casnate con Bernate	CO	ghiaia e sabbia	a fossa + di versante	in attività	7,0	520.000
Rg5	Molino Romana	Fino Mornasco	CO	ghiaia e sabbia	a fossa	in recupero	4,4	250.000
CRT1	Traversera	Carate Brianza – Verano Brianza	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	8,6	710.000
CRT2	Campo dell'Oca	Carate Brianza	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	2,6	130.000
DE2	Valassina	Desio	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	2,1	360.000
ATEa1-C2	Cascina Cacciatori delle Alpi	Seveso	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	9,4	140.000
ATEa1-C3	Via Oberdan	Limbiate	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	1,15	17.000
ATEa1-C3	Osteria della Fornace	Barlassina	MB	ghiaia e sabbia	a fossa	in attività	1,75	25.000
Tot.							121,5	13.402.000

Altrettanto dimenticate dai Piani Cave ufficiali sono le numerose cave di pietre da mola o da frantoio, più raramente da costruzione, abbandonate da tempo ma ancora riconoscibili in quanto affioramenti “anomali” e documentate nelle classiche monografie di BREISLAK (1822) e JERVIS (1873). Esse si posizionano di preferenza nelle aree di affioramento dell’arenaria di Sarnico, del Flysch di Bergamo e delle arenarie di Brioso (pietra da mola, *moléra* in dialetto), nonché del conglomerato di Sirone (pietra da frantoio). Significativi anche gli sbancamenti di limo lacustre e di marna in località Fornaci di Brioso, dove è stata attiva a lungo l’industria dei laterizi.

3. - PATRIMONIO GEOLOGICO

Appare opportuno menzionare quegli elementi geologici del territorio ritenuti meritevoli di tutela in quanto riconosciuti come beni geologici. I cosiddetti geositi sono individuati qualora a essi sia possibile associare un valore scientifico, ai fini della comprensione dei processi geologici in atto e/o nei termini dell’esemplarità didattica. I geositi trovano una posizione ben definita nella normativa comunitaria, in particolare nella Raccomandazione del Consiglio d’Europa Rec(2004) sulla conservazione del patrimonio geologico e delle aree di particolare interesse geologico, adottata dal Comitato dei Ministri il 5 maggio 2004, e sono stati riconosciuti come “istituzioni per la tutela della natura” nel Piano Territoriale Paesaggistico Regionale (PTPR) approvato dal Consiglio Regionale della Lombardia con Deliberazione n. VIII/951 del 19 gennaio 2010. I repertori del PTPR sono congruenti con l’allegato 14 della Deliberazione di Giunta Regionale n. IX/2616 del 11 novembre 2011 (“Criteri ed indirizzi per la definizione della componente geologica, idrogeologica e sismica del Piano di Governo del Territorio”), cui si è fatto riferimento per l’individuazione dei geositi nell’area del Foglio 096-Seregno.

I 12 geositi ricadenti nell’area del foglio (Tab. 11) sono stati classificati da un punto di vista tipologico, secondo le indicazioni del progetto “Conservazione del patrimonio geologico italiano” coordinato da ISPRA, sulla base del motivo d’interesse scientifico prevalente e sul livello al quale l’interesse si esplica (da locale a mondiale). Come si può notare, la tipologia dominante è quella riferita alla presenza di sezioni-tipo e località-tipo di unità litostratigrafiche afferenti ai cataloghi nazionali, ma anche i geositi legati al modellamento glaciale sono ben rappresentati. La tabella evidenzia puntualmente le coerenze tra i geositi e le altre istituzioni di tutela ambientale eventualmente presenti: aree protette, riserve naturali, Siti di

Importanza Comunitaria (SIC) e l'esistenza di prescrizioni specifiche derivanti dai Piani Territoriali di Coordinamento Provinciale (PTCP).

BOZZA

Tab. 11 - Dati di sintesi sui 12 geositi riconosciuti da Regione Lombardia sull'area del Foglio 096-Seregno (fonti: PTPR 2009 e D.G.R. 2616/2011).

Provincia	Nome Sito	Ricadente in area protetta	Riserva Naturale	Valore	Livello	Rapporti con Rete Natura 2000 (Dir 92/43/CEE e 79/409/CEE)	PTCP
CO	Fontana del Guercio		X	Idrogeologico	Regionale	SIC IT2020008	
CO	Lago di Montorfano		X	Geografico	Regionale	SIC IT2020004	
CO	Montorfano			Geologia stratigrafica	Nazionale		
CO	Orrido di Inverigo	Parco della Valle del Lambro		Geomorfologico	Regionale		
CO	Riva orientale del Lago di Alserio	Parco della Valle del Lambro	X	Naturalistico	Regionale	SIC IT2020005	
LC	Collina di Sirone			Geologia stratigrafica	Nazionale		
LC	formazione di Brenno – Località tipo	Parco della Valle del Lambro		Geologia stratigrafica	Nazionale		
LC	formazione di Cibrone – Località tipo	Parco della Valle del Lambro		Geologia stratigrafica	Regionale		
LC	formazione di Tabiago – Sezione tipo			Geologia stratigrafica	Nazionale		
MB	Bevera di Briosco	Parco della Valle del Lambro		Geologia stratigrafica	Regionale		
MB	Morena di Camparada			Geomorfologico	Regionale		X
MB	Sasso di Guidino			Geomorfologico	Regionale		X

4. - RISCHI NATURALI

I rischi naturali che insistono sull'area del Foglio 096-Seregno sono legati soprattutto ai fenomeni alluvionali, che interessano principalmente le aree di esondazione dei fiumi Lambro e Seveso e dei loro affluenti a regime torrentizio; ben più ridotto e localizzato arealmente il rischio da fenomeni franosi, che si presenta solo in piccoli settori ai margini settentrionale e orientale del foglio. Il rischio sismico (par. 4.3) è pressoché trascurabile.

4.1 - FRANE

Secondo i dati del Progetto IFFI (Inventario dei Fenomeni Franosi Italiani), sull'area del foglio insistono 135 fenomeni franosi di piccole dimensioni, il più esteso dei quali (area franosa di Tàssera, presso il Lago di Alserio) occupa 0,32 km²; tra i più piccoli si possono annoverare le frane lineari, che presentano superficie non significativa alla scala di restituzione cartografica adottata. I fenomeni si concentrano nel settore centro-settentrionale, in corrispondenza delle dorsali collinari della Spina Verde e del Montorfano, e in quello nord-orientale (Monticello Brianza e Collina di Sirone). Solo lo 0,12% dell'area del foglio è interessata da fenomeni franosi; a livello tipologico, i fenomeni sono ripartiti come da Tab. 12.

Tab. 12 – Tipologia e parametri quantitativi di sintesi dei principali dissesti sull'area del Foglio 096-Seregno (dalla banca dati del Progetto IFFI).

TIPO DI FRANA	n° di fenomeni	superficie totale (km ²)	superficie percentuale
crollo/sprofondamento	44	0,52	66,7%
conoide	3	0,05	6,4%
frana lineare	36	0,00	0,0%
area soggetta a franosità diffusa	52	0,21	26,9%
Totale	135	0,78	100,0%

L'unico deposito di frana cartografato è quello relativo alla frana di Briosco, verificatasi il 19 maggio 1985 (Fig. 33). In prossimità di un capannone in località Fornaci si è avuto un movimento franoso che ha interessato le argille lacustri provocando lo scivolamento a valle di una cospicua massa di materiali che sono arrivati a lambire altri capannoni

industriali. In seguito all'evento sono stati attuati interventi di drenaggio delle acque sotterranee, che hanno determinato l'arresto del movimento.



Fig. 33 - Briosco 1985, frana in depositi lacustri costituiti da argilla limosa (Foto A. Bini).

4.2 - FENOMENI ALLUVIONALI

Il rischio legato alle esondazioni dei corsi d'acqua è stato studiato in modo sufficientemente approfondito solo per il Lambro (CASATI, 1986; AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME PO, 2003), le cui fasce alluvionabili sono state perimetrate in dettaglio all'interno del Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico (AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME PO, 2001).

Ragionando per semplicità solo sugli ultimi 100 anni, è possibile notare come il bacino del Lambro abbia registrato 16 esondazioni più o meno gravi (tempo di ritorno attorno a 6 anni), quattro delle quali particolarmente critiche e generalizzate (tempo di ritorno ≤ 25 anni). In particolare, la piena del giugno 1963 ha interessato un lungo tratto del fiume, da Briosco a Monza, coinvolgendo anche la Bevera di Nibionno fino a Veduggio, mentre quella dell'ottobre 1976 ha avuto effetti generalizzati alla scala dell'intero Foglio 096-Seregno, come testimoniano la concomitante tracimazione del Lago di Pusiano e le esondazioni del F. Seveso tra Lentate e Varedo, del T. Lura tra Bulgarograsso e Uboldo, del T. Guisa tra Ceriano Laghetto e Cesate, del T. Tarò a Cabiato e Meda. Sempre accompagnate da tracimazioni del Lago di Pusiano sono state le piene dell'ottobre 1993 (con esondazioni del F. Lambro a Merone, Verano B.za e Lesmo; del F. Seveso a Cucciago; del T. Guisa a Cesate; del T. Molgorana tra Arcore e Usmate; del T. Mariola a Cermenate; del T. Vecchia tra Carugo e Mariano Comense) e del novembre 2002. Eventi minori hanno interessato il F. Lambro anche negli anni 1917, 1928, 1934, 1935, 1937, 1938, 1947, 1951, 1982, 1984, 1988 e 1994. La criticità idraulica del F. Lambro si deve all'ampiezza del bacino (1950 km²), esteso a gran parte del Triangolo Lariano, a fronte di un alveo che, nell'area del foglio, si presenta di ampiezza ridotta e interessato da numerosi interventi di regimazione forzata e restrizione di sezione, anche legati all'intenso sfruttamento industriale delle acque del fiume fino agli anni '70 del XX Secolo. Con l'obiettivo di ridurre il rischio alluvionale a valle del Lago di Pusiano, nell'ambito del progetto di recupero ambientale della cava di Brenno della Torre, è in corso la progettazione di una vasca di laminazione delle piene del T. Bevera all'interno della cava.

Il Fiume Seveso denota una tendenza alla tracimazione in occasione di eventi meteorologici di particolare intensità, con una frequenza dei fenomeni in aumento negli ultimi decenni, come dimostrano gli eventi di piena (oltre a quelli citati del 1963 e 1976) nel 1977 a Cesano Maderno, nel 1981 ancora tra Cesano Maderno e Lentate, nel 1992 a Cermenate e – come detto – nel 1993 a Cucciago. L'evento del 1992, seppure più confinato di quello del 1993, ha prodotto effetti anche su altre aste torrentizie, causando

tracimazioni del T. Molgora a Usmate Velate e del T. Serenza tra Cantù e Carimate.

4.3 - SISMICITÀ

L'area compresa nel Foglio 096-Seregno è caratterizzata da bassa sismicità. La sismicità della porzione lombarda della Pianura Padana è infatti caratterizzata da pochi terremoti di magnitudo da media a bassa, localizzati principalmente lungo il margine delle Alpi tra i laghi di Garda e Iseo, mentre verso W gli eventi si presentano più sparsi. In generale si osserva una diminuzione sia dell'energia rilasciata sia del numero di terremoti da E verso W, con la quasi assenza di terremoti a W di Milano (Fig. 34). Nell'area del foglio il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI04; GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004) non riporta alcun terremoto con magnitudo momento $M_w \geq 4.5$ e/o intensità epicentrale $I_o \geq 5$, nell'intervallo temporale 1000-2002. Anche la sismicità strumentale (1981-2006) è pressoché assente: il Catalogo Strumentale CSI 1.1 (CASTELLO *et alii*, 2006) e il Bollettino Strumentale INGV riportano solamente tre eventi con epicentro localizzato all'interno dell'area del foglio e con magnitudo locale ML inferiore a 2.5 (Fig. 34).

Gli unici terremoti con $M_w \geq 5.0$ localizzati da CPTI04 nelle vicinanze dell'area compresa nel foglio (Fig. 16) sono quelli del 26 novembre 1396 ($M_w 5.37 \pm 0.30$) e del 9 febbraio 1979 ($M_w 5.03 \pm 0.18$). Il terremoto del 1396 è noto solamente attraverso la cronaca (1337-1517) della famiglia Mezzotti di Monza, pubblicata nel 1840 (MEZZOTTI, 1840). Sulla base di questa unica fonte, che riporta danni ad alcune case di Monza, vari studi (STUCCHI *et alii*, 1993; BOSCHI *et alii*, 1997; 2000; GUIDOBONI E COMASTRI, 2005) assegnano un'intensità di 7-8 MCS (scala Mercalli-Cancani-Sieberg; SIEBERG, 1932) alla città. La localizzazione dell'epicentro di CPTI04, ottenuta da questo unico dato di intensità, è quindi da ritenersi molto incerta. Il terremoto del 9 febbraio 1979 è localizzato da CPTI04 qualche km a E di Vimercate. Secondo GUIDOBONI *et alii* (2007), i risentimenti di questo terremoto non hanno superato $I = 6$ MCS, assegnata a 9 località a E dell'Adda, e ha avuto effetti classificati come $I = 5-6$ MCS a Besana in Brianza e $I = 5$ MCS a Cantù, Seregno, Desio e Monticello Brianza.

Più in generale, secondo i dati contenuti nel Database Macrosismico Italiano 2004 (DBMI04, STUCCHI *et alii*, 2007) i risentimenti nelle località situate nell'area del foglio non superano $I = 5$ MCS, riportata solamente a Biassono in seguito al terremoto del 20 novembre 1991. Altri risentimenti

sono dovuti a terremoti con epicentro localizzato lontano dall'area in oggetto.

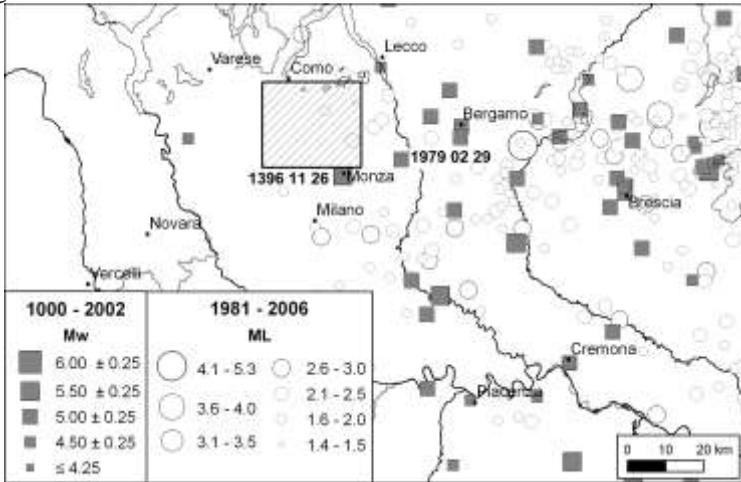


Fig. 34 - Sismicità 1000-2002 da CPTI04 (Gruppo di lavoro CPTI, 2004) e 1981-2006 da CSI 1.1 (CASTELLO et alii, 2006 e Bollettino Strumentale INGV). (Mw= magnitudo momento, ML=magnitudo locale).

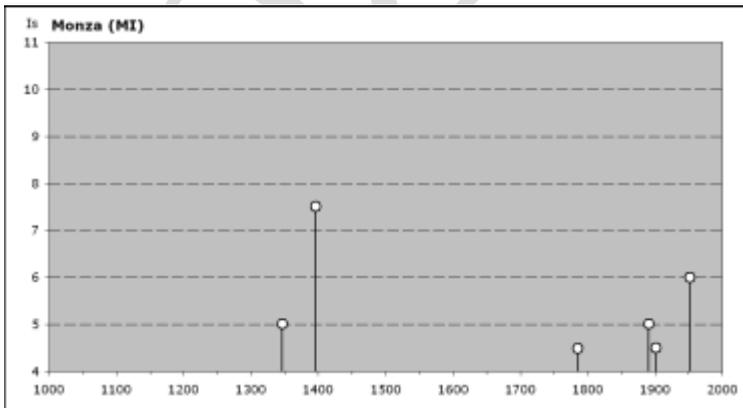


Fig. 35 - Grafico della storia sismica di Monza, da DBMI04 (STUCCHI et alii, 2007). (Is = Intensità al sito (MCS)).

Tab. 13 - Storia sismica di Monza, da DBMI04 (STUCCHI et alii, 2007). (Is=Intensità macrosismica a Monza, Anno = Tempo origine: anno, Me = Tempo origine: mese, Gi = Tempo origine: giorno, Or = Tempo origine: ora, Se = Tempo origine: secondi, AE = Denominazione dell'area dei maggiori effetti, Io = Intensità epicentrale (MCS), Mw = Magnitudo momento). F (avvertito), NF (non avvertito), RS (registrazione strumentale): codici utilizzati per classificare effetti non esprimibili in termini di intensità macrosismica.

Is	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Se	AE	Io	Mw
F	1276	07	28	18	30		Italia settent.	6	5.11
F	1295	09	03				COIRA	8-9	5.79
5	1346	02	22	11			Ferrara	7-8	5.81
7-8	1396	11	26				Monza	7-8	5.37
4-5	1786	04	07				PIACENZA	6-7	5.31
3	1873	06	29	03	58		Bellunese	9-10	6.33
2-3	1873	09	17				LIGURIA ORIENTALE	6-7	5.52
3-4	1884	09	12				PONTOGLIO	6	4.83
NF	1885	02	26	20	48		SCANDIANO	6	5.22
3-4	1887	02	23	05	21	50	Liguria occidentale	9	6.29
2	1889	12	08				APRICENA	7	5.55
5	1891	06	07	01	06	14	Valle d'Illasi	8-9	5.71
RS	1892	01	05				GARDA OCCIDENTALE	6-7	4.96
2	1894	11	27				FRANCIACORTA	6-7	4.95
2	1898	03	04				CALESTANO	6-7	5.07
4-5	1901	10	30	14	49	58	Salò	8	5.67
3-4	1905	04	29	01	46	45	Alta Savoia	7-8	5.79
4	1920	09	07	05	55	40	Garfagnana	9-10	6.48
6	1951	05	15	22	54		LODIGIANO	6-7	5.24
4	1972	10	25	21	56		PASSO CISA	5	4.95
F	1976	05	06	20			FRIULI	9-10	6.43
4	1983	11	09	16	29	52	Parmense	6-7	5.10

Inoltre, le storie sismiche di queste località sono disponibili a partire dal terremoto del 1887 della Liguria Occidentale, che ebbe una vasta area di risentimento in tutta l'Italia settentrionale. La storia sismica di Monza (Tab.13; Fig. 35) pur cominciando nel 1276, conferma che i risentimenti

sono sempre al di sotto della soglia del danno, ad eccezione del sopra citato terremoto del 1396 e del terremoto del 1951 del Lodigiano ($I = 6$ MCS), e sono conseguenza di terremoti con epicentro lontano, ma anche di magnitudo non elevata.

4.4 - OCCHI POLLINI

I territori compresi nel Foglio 096-Seregno sono interessati da un problema geotecnico peculiare; infatti, nei conglomerati e nei depositi non cementati sono presenti cavità di dimensioni variabili che possono portare a sprofondamenti del terreno e delle opere sovrastanti.

Il fenomeno, noto a livello locale con il termine di "occhi pollini", può essere distinto in realtà in tre diverse tipologie principali che hanno caratteristiche leggermente diverse.

La prima tipologia è costituita da cavità presenti in conglomerati (ceppo *s.l.*), la seconda è data da cavità, anche di diversi metri cubi di volume, interamente comprese in depositi non cementati, mentre l'ultima è costituita da gallerie in genere superficiali.

Tra gli operatori del settore e la gente locale è inoltre invalso l'uso di identificare con il termine "occhi pollini" qualunque situazione in cui vi siano, nel sottosuolo, sedimenti molto soffici e con scadenti caratteristiche geotecniche. Tipicamente, rientrano in questa categoria terreni con risposta $N_{(30)} < 3$ alle prove penetrometriche dinamiche, mentre negli occhi pollini veri e propri, che portano allo sviluppo di cavità vuote, si può assistere all'affondamento libero delle aste.

Il fatto che queste cavità siano principalmente presenti in sedimenti legati all'avanzata dei ghiacciai pleistocenici ha fatto supporre che il fenomeno fosse dovuto alla fusione di blocchi di ghiaccio intrappolati nei sedimenti stessi. Sebbene questo modello sia spesso ritenuto valido ancora oggi (DELL'ORSINA *et alii*, 1999), tuttavia l'origine è diversa (STRINI, 2004).

Le cavità nel conglomerato sono ampiamente diffuse e hanno dimensione variabile da pochi centimetri a molti metri cubi e, inoltre, possono essere presenti anche fessure allargate. Le cavità possono derivare sia da veri e propri processi carsici, con dissoluzione della componente carbonatica del cemento e dei ciottoli, sia da alterazione *in situ* del conglomerato e successiva asportazione per *piping* del materiale alterato (Fig. 36).

Le cavità in sedimenti non consolidati si trovano tipicamente in depositi fluvioglaciali molto alterati (supersintema del Bozzente); si rinvengono in genere sopra la falda, a profondità variabili da pochi decimetri fino a oltre 10 m e possono avere un volume di molti metri cubi; in questo caso la loro

origine è connessa a processi di *piping*, mentre la frazione argillosa derivante dall'alterazione fornisce la coesione necessaria al mantenimento della cavità. Probabilmente, in molti casi, gioca un ruolo importante anche la presenza di conglomerato alterato sottostante che funge da dreno per le acque.

Le condotte superficiali sono in genere di pochi decimetri di diametro e lunghezza anche di decine di metri; esse sono presenti soprattutto al contatto, o in prossimità del contatto, tra un sedimento superficiale poco consolidato (es. colluvio) ed un sedimento sottostante più consolidato e impermeabile (ad esempio *till* o fluvioglaciale alterato). In genere, le gallerie sono associate a pareti verticali, lungo le quali è possibile vedere la sezione della galleria che funge da sorgente.

La variabilità di condizioni in cui gli occhi pollini possono presentarsi, legata anche alla complessità della costituzione del sottosuolo, è notevole. Se è tipica la loro presenza sui terrazzi fluvioglaciali più antichi, altre segnalazioni si sono avute in sedimenti non particolarmente alterati (supersintema di Besnate e sintema di Binago), in terrazzi in cui le unità più antiche possono essere sepolte, in depositi glaciali nelle morene o in zone ampiamente rimaneggiate e antropizzate.

È stata riscontrata una predisposizione alla genesi degli occhi pollini in luoghi o aree in cui si è avuto un cambiamento nella circolazione idrica sotterranea, sia per abbassamenti/innalzamenti della falda, sia per immissione di acqua in sottosuolo, ad esempio tramite pozzi perdenti.

È importante sottolineare che, una volta innescato, il fenomeno può avere un'evoluzione molto rapida con formazione improvvisa di pozzi di crollo.

L'ampio spettro di contesti in cui gli occhi pollini possono generarsi fa sì che sia difficile determinare, a priori, dove essi siano presenti. Si possono individuare solo zone in cui è possibile che siano presenti occhi pollini ma non indicare il sito esatto.

L'individuazione tramite indagini geotecniche non è facile; le prove penetrometriche sono eseguite in genere con una maglia troppo ampia per individuare e descrivere con precisione il fenomeno; si tenga presente, infatti, che anche occhi pollini molto piccoli possono potenzialmente ingrandirsi una volta che è stata costruita l'opera e causare danni notevoli. Inoltre la possibilità che le cavità siano parzialmente o totalmente riempite di materiale di crollo o sedimenti derivanti dalla circolazione idrica sotterranea può rendere difficile il riconoscimento delle cavità stesse solo dall'analisi delle prove penetrometriche.

Il georadar, sebbene potenzialmente utile per individuare cavità nel sottosuolo, trova difficoltà nell'impiego in terreni ricchi di argilla quali quelli in cui tipicamente si formano gli occhi pollini.

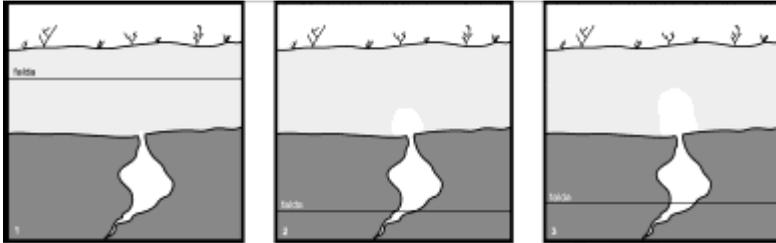


Fig. 36 - Meccanismo di immesco e sviluppo nel caso di cavità in terreni legate alla presenza di conglomerato. Nella situazione iniziale (1) si ha un conglomerato sottostante (grigio scuro) con cavità carsiche o fratture allargate che funge da livello permeabile, coperto da sedimenti alterati poco permeabili (grigio chiaro). Quando la falda si abbassa (2) si generano fenomeni di piping al contatto tra i due sedimenti con formazione di piccole cavità. Una volta formatasi, la cavità si evolve (3) per piping in occasione di ogni successiva venuta d'acqua e per crolli successivi.

5. - GRANDI OPERE D'ARTE

5.1 - GALLERIE

La morfologia da pianeggiante a blandamente collinare che caratterizza pressoché la totalità dell'area del foglio non ha reso necessaria l'esecuzione di *tunnel* particolarmente significativi: si segnalano solo le cinque gallerie realizzate lungo la linea ferroviaria Como-Molteno-Lecco, per una lunghezza complessiva di 2665 m circa, che consentono l'attraversamento di sistemi di cordoni morenici a direzione prevalente N-S, riferiti in quattro casi su cinque al sistema di Cantù.

5.2 - STRADE

La rete stradale somma a 2208,1 km (dati CT10 aggiornati al 2002), con una densità di 3,28 km/km² che risulta inferiore, benché non drammaticamente, al dato lombardo (4,92 km/km²) e nazionale (5,72 km/km²). La distribuzione della rete è scarsamente condizionata dalla fisiografia del territorio, data l'assenza di rilievi proibitivi: solo il tracciato forzatamente rettilineo della SS 36 ha reso necessaria l'esecuzione di

sbancamenti significativi in substrato lapideo (es. Tabiago, loc. Paradiso a Garbagnate Monastero) o di viadotti a scavalco delle incisioni fluviali (es. il viadotto sul Lambro a Briosco).

5.3 - FERROVIE

L'area del Foglio 096-Seregno è attraversata da una fitta rete ferroviaria: i principali assi N-S, rappresentati dalle linee Milano-Varese-Laveno, Milano-Chiasso, Milano-Asso, Monza-Molteno, Milano-Tirano e Milano-Carnate-Lecco sono intersecati dalla linea Como-Molteno-Lecco, che all'altezza di Merone-Baggèro ha reso necessari alcuni sbancamenti significativi nel substrato roccioso, dalla linea Saronno-Seregno (limitata al traffico merci) e dalla linea Seregno-Bergamo, a prevalente direzione E-W. Al sedime ferroviario delle linee in esercizio si deve aggiungere, nel computo, anche la linea Varese-Como dismessa nel 1966.

Le linee in attività si sviluppano su una lunghezza totale di 189,8 km ($0,28 \text{ km/km}^2$, ben al di sopra del dato lombardo di $0,06 \text{ km/km}^2$ e nazionale di $0,05 \text{ km/km}^2$), disponendosi spesso parallelamente alla viabilità principale, con dislivelli assai contenuti e, per contro, raggi di curvatura localmente esigui.

BIBLIOGRAFIA

- AUBOUIN J., SIGAL J., BERLAND J.P., BLANCHET R., BONNEAU M., CADET J.P., GUILLOT P.L., LACOUR A., PIAT B. & VICENTE J.C. (1970) - *Sur un bassin de flysch: stratigraphie et paléogéographie des flyschs crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes orientale, Italie)*. Bull. Soc. Geol. France, 7-12, **4**, p. 612-658, Paris.
- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME PO (2001) - *Piano stralcio per l'assetto idrogeologico*.
- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME PO (2003) - *Rapporto sulla piena del novembre 2002 in Lombardia - fiumi Lambro e Adda sottolacuale*.
- AVANZINI M., BERETTA G.P., FRANCANI V. & NESPOLI M. (1995) - *Indagine preliminare sull'uso sostenibile delle falde profonde nella Provincia di Milano*. C.A.P. Milano.
- BALL J. (1863) - *On the formation of Alpine Valleys and Alpine Lakes*. Phil. Mag. **25**: 81-103, London.
- BARS H. & GREGORIADIS J. (1969) - *Über Basalttuffite des oberen Mittel-Eozäns der Scaglia Grigia im Val di Non (Nonsberg) Provinz Trient, Italien*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh. 1969, pp. 643-654, Stuttgart.
- BERETTA G.P. (1984) - *Studio idrogeologico del territorio canturino*. COSTRUZIONI, ANNO XXXIII, **344**, AGOSTO, MILANO.
- BERETTA G.P., DENTI E., FRANCANI V. & SALA P. (1984) - *Lineamenti idrogeologici del settore sublacuale della provincia di Como*. ACQUE SOTTERRANEE, **4**, DICEMBRE, MILANO.
- BERETTA G.P., CAVALLIN A., FRANCANI V., MAZZARELLA S. & PAGOTTO A. (1985) - *Primo bilancio idrogeologico della Pianura Milanese*. Acque sotterranee, n. 2-3-4; giugno-settembre-dicembre, Milano.
- BERETTA G.P., DENTI E., FUMAGALLI L. & SALA P. (1986) - *Note sull'idrogeologia delle città di Como e Lecco*. Mem.Soc.Geol.It., vol. XXXII, Società Geologica Italiana, Roma.
- BERNOULLI D. (1964) - *Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Ein Beitrag zur Kenntnis der südalpinen Sedimente*. Beitr. Geol. Karte Schweiz NF 118, 134 pp, Gerber.
- BERNOULLI D. (1980) - *Ternate Formation, a Late Eocene bioclastic submarine fan*. In TRUMPY R. (ED.), *Geology of Switzerland, a guide book*. Schweiz Geol. Komm., p. 204-205, Basel.
- BERNOULLI D., BICHSEL M., BOLLI H., HÄRING M. & HOCHULI P. (1981) - *The Missaglia Megabed, a catastrophic deposit in the Upper Cretaceous Bergamo Flysch*. Ecl. Geol. Helv., **74**: 421-442, Basel.
- BERNOULLI D., BERTOTTI G. & ZING A. (1989) - *Northward thrusting of the Gonfolite Lombarda (South Alpine Molasse) onto the Mesozoic sequence of the Lombardian Alps: implications for the deformation history of the Southern Alps*. Eclogae geol. Helv., **82**(3): 841-856, Basel.
- BERNOULLI D., GIGER M., MUELLER D. & ZIEGLER U.R.F. (1993) - *Sr-isotope stratigraphy of the Gonfolite Lombarda Group (South-Alpine Molasse, northern*

- Italy) and radiometric constraints for its age of deposition. Eclogae Geol. Helv.* **86**: 751 – 767, Basel.
- BERNOULLI D. & GUNZENHAUSER B. (2001) - *A dolomitized diatomite in an Oligocene ± Miocene deep-sea fan succession, Gonfolite Lombarda Group, Northern Italy. Sedimentary Geology* **139**: 71-91, Elsevier.
- BERSEZIO R. (1989) – *La Successione Cretacica del Bacino Lombardo (Alpi Meridionali): caratteri stratigrafici delle unità Aptiano-Cenomaniane e assetto tettonico dell'area compresa tra il Fiume Adda e il Lago d'Iseo (Bergamo – Italia)*. Tesi di dottorato inedita. Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano.
- BERSEZIO R. (1992) – *La successione aptiana-albiana del Bacino Lombardo (Alpi Meridionali)*. Giorn. Geol. **54**: 125-146, Bologna.
- BERSEZIO R. (2007) *Sass de la Luna*. IN: CITA M.B., ABBATE E., ALDIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI FM. (eds) *Carta Geologica d'Italia – 1: 50.000, Catalogo delle Formazioni – Unità Tradizionali (I)*. Quad Servizio Geologico d'Italia, Ser III 7(VI): pp.318 - Roma.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1987) – *Cretaceous sequences in the Lombardy Basin: stratigraphic outline between the lakes of Lecco and Iseo*. Mem. Soc. Geol. It., **40**: 187-197, Roma.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1988) - *Tectonic framework of the Lombardy foothills (Southern Alps) between Brianza and Lake Iseo*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 75-78, Roma.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1989) - *Geometria e caratteri stratigrafici della sequenza cenomaniana nel bacino lombardo (Alpi Meridionali)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **94**: 425-454, Milano.
- BERSEZIO R. & FORNACIARI M. (1994) - *Syntectonic Upper Cretaceous deep-water sequences of the Lombardy Basin (Southern Alps, Northern Italy)*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **87**/3: 833-862, Basel.
- BERSEZIO R., BINI A. & GIUDICI M. (1999) – *Effects of sedimentary heterogeneity on groundwater flow in a Quaternary pro-glacial delta environment: joining facies analysis and numerical modelling*. Sedim. Geol. **129**: 327-344, Elsevier.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M. & GELATI R. (1990). *Carta geologica della fascia collinare Sudalpina tra la Brianza ed il Lago d'Iseo*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 107-110, Roma.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M., GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1993) - *The significance of the Upper Cretaceous to Miocene clastic wedges in the deformation history of the Lombardian Southern Alps*. Géologie Alpine, **69**: 3-20, Grenoble.
- BERSEZIO R., FORNACIARI M. & MONESI C. (2000) - *Coperture Cretaciche*. In: JADOUF F., FORCELLA F., BINI A. & FERLIGA C. (Eds), *Note Illustrative della Carta Geologica della Provincia di Bergamo alla Scala 1:50.000*. Provincia di Bergamo.

- BERSEZIO R., FANTONI R. & PESSINA C. (2001) - *L'assetto strutturale del margine sudalpino-padano: contributo alla conoscenza del sottosuolo nel settore bergamasco*. Geol. Insubr., **6** (1): 81-93, Lugano.
- BIANCHI A., BONI A., CALLEGARI E., CASATI P., CASSINIS G., COMIZZOLI G., DAL PIAZ G.B., DESIO A., GIUSEPPETTI G., MARTINA E., PASSERI L.D., SASSI F.P., ZANETTIN B. & ZIRPOLI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 34 Breno*. Nuova Tecnica Grafia, Roma, 134 pp.
- BICHSEL M. & HÄRING M. (1981) - *Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy*. Ecl. Geol. Helv., **74**: 383-420, Basel.
- BINI A. (1986) - *Considerazioni sulla distribuzione e l'evoluzione del carsismo nel territorio comasco*. Atti XI Conv. Speleol. Lombarda, Bergamo 1984: 83 - 90.
- BINI A. (1987) - *L'Apparato Glaciale Würmiano di Como*. Tesi di dottorato di ricerca, Università degli studi di Milano: 1-569.
- BINI A. (1994) - *Rapports entre la karstification périméditerranéenne et la crise de salinité du Messinien: l'exemple du karst lombard (Italie)*. Karstologia **23**(1): 33 - 53, Fédération Française de Spéologie, Paris.
- BINI A. (1997) - *Stratigraphy, chronology and palaeogeography of quaternary deposits of the area between the Ticino and Olona rivers (Italy-Switzerland)*. Southern Alps Quaternary Geology, IGCP 378 Meeting, Lugano ottobre 1995. Geol. Insubr. **2/2**: 21-46, Lugano.
- BINI A. & ZUCCOLI L. (1999). *Ambiguità del termine ferretto. Convegno: conoscenze e salvaguardia delle aree di pianura*. Ferrara, 9-10 novembre 1999. Volume: comunicazioni: 23-25
- BINI A., BOSI C., CARRARO F. & CASTIGLIONI G.B. (1992) - *Cartografia geologica del Quaternario continentale*. In: CNR, Commissione per la cartografia geologica e geomorfologica. Carta Geologica d'Italia - 1:50.000 Guida al rilevamento. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **I**: 67-86, Roma.
- BINI A., BREVIGLIERI P., FELBER M., FERLIGA C., GHEZZI E., TABACCO I. & UGGERI A. (1994) - *Il problema dell'origine delle valli. I depositi Plio-Quaternari e l'evoluzione del territorio varesino*. Guida alle escursioni Riunione autunnale Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia CNR, Varese, 100 - 149.
- BINI A., CITA M.B. & GAETANI M. (1978) - *Southern Alpine Lakes -Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment*. Marine Geology **27**: 271- 288, Elsevier.
- BINI A., COUTERAND S., BUONCRISTIANI J., ELLWANGER D., FELBER M., FLORINETH D., GRAF H., KELLER O., KELLY M., SCHLUCHTER C. & SCHÖNECH PH. (in stampa) - *LGM-Karte der Schweiz*. Servizio topografico nazionale Swisstopo.
- BINI A., FELBER M., POMICINO N. & ZUCCOLI L. (2001) - *Geologia del Mendrisiotto (Canton Ticino, Svizzera): Messiniano, Pliocene e Quaternario*. Berichte des Bundesamt für Wasser und Geologie/Rapporti dell'Ufficio Federale delle acque e della geologia BWG/UFAEG **1**: 459 pp.
- BONARELLI G. (1894) - *Contribuzione alla conoscenza della Giura-Lias lombardo*. Atti Acc. delle Scienze, **30**, 18 pp, Torino.

- BONI A., CASSINIS G., CAVALLARO E., CERRO A., FUGAZZA F., ZEZZA F., VENZO S. & MEDIOLI F. (1968) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F. 47 Brescia (II ed.)*. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (NA).
- BONI A., CASSINIS G. & VENZO S. (1970) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F.47 Brescia*. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (NA), 93 pp.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., VALENSISE G. & GASPERINI P. (EDS.), (2000) - *Catalogue of Strong Italian Earthquakes from 461 B.C. to 1980*. Ann. Geofis., **43**: 609-868, Roma.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (EDS.) (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980, vol. 2*. ING-SGA, Bologna, 644 pp.
- BREISLAK S. (1822) - *Descrizione geologica della provincia di Milano*. Imperial Regia Stamperia: 260pp., Milano.
- BREVIGLIERI P. (1991) - *I depositi quaternari del territorio compreso tra la valle del T. Terrò e la valle del F. Lambro (CO)*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1990-1991.
- BRONGNIART A. (1827) - *Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes*. F.G. Levrault, Parigi, 144 pp.
- CADEL F. (1974) - *Composizione e significato paleogeografico del Conglomerato di Sironè*. Tesi di Laurea inedita, Università di Padova.
- CARRAPA B. & DI GIULIO A. (2001) - *The sedimentary record of the exhumation of a granitic intrusion into a collisional setting: the lower Gonfolite Group, Southern Alps, Italy*. *Sedimentary Geology* **139**: 217-228, Elsevier.
- CASATI P. (1986) - *L'acqua nel territorio di Monza: passato, presente e futuro*. Tip. Borghi, Monza, 209 pp.
- CASTELLO B., SELVAGGI G., CHIARABBA C. & AMATO A. (2006) - *CSI Catalogo della sismicità italiana 1981-2002, versione 1.1*. INGV-CNT, Roma. <http://www.ingv.it/CSI/>.
- CASTELLARIN A. (1976) - *Ipotesi paleogeografica sul bacino del Flysch Sudalpino Cretacico*. Boll. Soc. Geol. It **95**: 501-511, Roma.
- CASTELLARIN A., CANTELLI L., FESCE A.M., MERCIER L., PICOTTI V., PINI G.A., PROSSER G. & SELLI L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. *Annales Tectonicae* **6/1**: 62-94, Firenze.
- CASTELLARIN A., PICOTTI V., CANTELLI L., CLAPS M., TROMBETTA L., SELLI L., CARTON A., BORSATO A., DAMINATO F., NARDIN M., SANTULIANA E., VERONESE L. & BOLLETTINARI G. (2005) - *Note illustrative della Carta Geologica alla scala 1:50.000 - F.80 Riva del Garda*. L.A.C., Firenze, 145 pp.
- CHELUSI I. (1903) - *Sulla natura e sulla origine del conglomerato di Como*. Atti Soc. It. Sc. Nat. **42**, Milano.
- CISLAGHI L. (2001) - *Geologia del quaternario nel territorio a Sud del Lago di Annone tra Rovagnate e Annone*. Tesi di Laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 2000-2001.

- CITA M.B. (1953) – *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino lombardo. I. Introduzione allo studio del Terziario Lombardo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **59**, 4: 157-171, Milano.
- CITA M.B. (1955) – *The Cretaceous-Eocene boundary in Italy*. Proceedings of the 4th World Petroleum Congress, Sec. 1/D, repr. **2**: 427-452, Roma
- CITA M.B. (1957) – *Sintesi stratigrafica della Gonfolite*. Riv. It. Pal. Strat., **63**, Milano.
- CITA M.B. & CORSELLI C. (1990) – *Messinian paleogeography and erosional surfaces in Italy: an overview*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology **77**: 67 – 82, Elsevier, Amsterdam.
- CITA M.B., BINI A. & CORSELLI C. (1990) – *Superfici di erosione messiniane: una ipotesi sull'origine dei laghi sud - alpini*. In: BARBANTI L., GIUSSANI G. & DE BERNARDI R. (eds): *Il Lago Maggiore dalla ricerca alla gestione*. Simp. 50° Anniv. Fondaz. Ist. It. Idrobiol., Pallanza 1988: 33 – 54.
- CITA M.B., PREMOLI SILVA I., TOUMARKINE M., BOLLI H., LUTERBACHER H.P., MOHLER H.P. & SCHAUB H. (1968) – *Le Paleocene et l'Eocene de Paderno d'Adda (Italie Septentrionale)*. Mem. Bur. Rech. Geol. Min., **58**: 611-627, Paris.
- COLLEGNO G. (1844) – *Note sur le terrain erratique du revers meridional des Alpes*. C.R. Acad. Sc. Paris **18**: 523, Paris.
- COLLEGNO G. (1845) – *Note sur le terrain erratique du revers meridional des Alpes*. Bull. Soc. Géol. France **2a**, **2**: 284-303, Paris.
- COLLEGNO G. (1847) – *Elementi di geologia pratica e teorica, destinati principalmente ad agevolare lo studio del suolo dell' Italia*. POMBA & C. Ed., Torino, 447.
- COMIZZOLI G., GELATI R. & PASSERI L.D. (1969) – *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 - F. 45 Milano e F.46 Treviglio*. Poligrafica & Cartevalori, Ercolano (NA), 53 pp.
- CONSONNI E. (1953) – *Studi stratigrafici sul Terziario subalpino Lombardo. II. La formazione gonfolitica della Brianza tra Romanò e Naresso*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **59**, 4: 173-194, Milano.
- CONSORZIO PER L'ACQUA POTABILE AI COMUNI DELLA PROVINCIA DI MILANO (1973) – *Depauperamento delle risorse idriche sotterranee nel Comprensorio della Brianza a Nord del Canale Villoresi*. Settembre, Milano.
- CONSORZIO PER L'ACQUA POTABILE AI COMUNI DELLA PROVINCIA DI MILANO (1983) – *Studio idrogeologico della pianura compresa tra Adda e Ticino*". A cura di CAVALLIN A., FRANCANI V. & MAZZARELLA S. Costruzioni, anno XXXII, n. 326 e 327, febbraio, Milano.
- CORSELLI C., CREMASCHI M. & VIOLANTI D. (1985) – *Il canyon messiniano di Malnate (Varese): pedogenesi tardomiocenica ed ingressione marina pliocenica al margine meridionale delle Alpi*. Riv. It. Paleont. Strat. **91**(2): 259-286, Milano.
- CRINITI G. (1994) – *I depositi del Quaternario nel territorio a sud del Lago di Pusiano*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1993-1994.

- CURIONI G. (1844) - *Stato geologico*. In: CATTANEO C. (Ed.): «*Notizie naturali e civili su la Lombardia*», 16(12): pp. 491. Tip. G. Bernardoni, Milano.
- CURIONI G. (1877) - *Geologia applicata delle Province Lombarde*. Ed. Hoepli, Milano, 714 p.
- DALLA S., ROSSI M., ORLANDO M., VISENTIN C., GELATI R., GNACCOLINI M., PAPANI G., BELLI A., BIFFI U. & CATRULLO D. (1992) - *Late Eocene-Tortonian tectono-sedimentary evolution in the western part of the Padan Basin (northern Italy)*. *Paleontologia i Evolució* **24/25**: 341-362.
- DAL PIAZ G.B. (1929) - *Nuove osservazioni sull'Oligocene italiano*. *Rend. R. Acc. Naz. Lincei* **9**, serie 6, 910-913, Roma.
- DA ROLD O. (1990) - *L'Apparato glaciale del Lago Maggiore, settore orientale*. Tesi di dottorato di ricerca. Università degli Studi di Milano: 1-122.
- DE ALESSANDRI G. (1899). *Osservazioni geologiche sulla Creta e sull'Eocene della Lombardia*. *Atti Soc. It. Sci. Nat.*, 38, Milano.
- DE CELLES P.G. & GILES K.A. (1996) - *Foreland basin systems*. *Basin Res.*, **8**: 105-123, Oxford.
- DE CRISTOFORIS, (1838) - *Sulla puddinga di Sirone*. *Bibl. Ital.*, 89, Milano.
- DE LA BECHE H.T. (1837) - *Geologic Manual*. Londra.
- DELFRATI L. (2003) - *Peliti di Lurate Caccivio*. Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane, Accordo di Programma SGN-CNR, scheda in revisione.
- DELFRATI L. (2007) - *Gruppo della Gonfolite Lombarda* - In: CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P. GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) - “*Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità teradizionali (2)*”. *Quad. Serv. Geol. d'it.*, serie III, **7(VII)**: pp.382, Roma.
- DELL'ORSINA F., PASOTTI J. & SGANGA F. (1999) - *Carta inventario delle frane della Provincia di Lecco*. Pubblicazione CNR 1942.
- DE MORTILLET G. (1861) - *Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes*. *Atti Soc. It. Sc. Nat.* **3**: 44-81, Milano.
- DE ROSA E. & RIZZINI A. (1967) - *Prealpi flysch near Bergamo*. In: *Sedimentological Characteristics of some italian turbidites*. *Geol. Rom.*, p. 356-362, Roma.
- DESOR E. (1860) - *Quelques considérations sur la classification des lacs a propos des bassins du revers méridional des Alpes*. *At. Soc. Elv. Sc. Nat.*: 123-135, Lugano.
- DI GIULIO A., CARRAPA B., FANTONI R., GORLA L. & VALDISTURLO A. (2001) - *Middle Eocene to Early Miocene evolution of the western Lombardian segment of the South Alpine foredeep (Italy)*. *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, **90**, 534-548, Stuttgart.
- DI GIULIO A., DUNKL I., FALLETTI P. & SCIUNNACH D. (2005) - *Plagioclase-arenites from the Northern Apennines and Southern Alps: record of a Paleogene island arc related to Alpine subduction*. 7th Alpine Workshop, Opatija (Croazia) 29-9/01-10-2005, Abstract book, 21-22.
- DICKINSON W.R. (1970) - *Interpreting detrital modes of graywacke and arkose*. *Jour.- Sed. Petr.*, **40**: 695-707, Tulsa.

- DICKINSON W.R. & RICH E.I. (1972) - *Petrologic intervals and petrofacies in the Great Valley Sequence, Sacramento Valley, California*. Geological Society of America Bulletin **83**: 3007–3024, Boulder.
- DONDI L. & D'ANDREA G. (1986) - *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*. Giorn. Geol., Ser 3, **48**: 197-225, Bologna.
- DONDI L., MOSTARDINI F. & RIZZINI A. (1982) - *Lessico delle Formazioni del bacino padano orientale*. In: CREMONINI G., RICCI LUCCHI F. (A cura di), *Guida alla geologia del margine Appenninico-padano*. Guide Geologiche Regionali, Società Geologica Italiana, 205-236.
- FANTONI R., BERSEZIO R., FORCELLA F., GORLA L., MOSCONI A. & PICOTTI V. (1999) - *New dating of the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearing on the interpretation of the Alpine tectonic history*. In: 3th Workshop on Alpine Geological Studies. Mem. Sci. Geol., **51**: 47-61, Roma.
- FANTONI R., MASSARI F., MINERVINI M., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2001) - *Il Messiniano del margine sudalpino lombardo: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico deposizionale*. Geol. Ins. **6**: 95-108, Lugano.
- FANTONI R., BERSEZIO R. & FORCELLA F. (2004). *Alpine structure and deformation chronology at the Southern Alps-Po Plain border in Lombardy* Boll. Soc. Geol. It., **123** (2004), 463-476, 9 ff., Roma.
- FELBER M. (1993) - *La storia geologica del tardo Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Diss. ETH 10125: 617.
- FELBER M. & BINI A. (1997) - *Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a Late-Tertiary fluvial origin*. Southern Alps Quaternary Geology, IGCP 378 Meeting, Lugano ottobre 1995. Geologia Insubrica **2**(2): 46 – 67, Lugano.
- FELBER M., BINI A., HEITZMANN P. & FREI W. (1994) - *Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino (Ticino, Svizzera)*. Proc. Symp. "Crop - Alpi Centrali, Sondrio 1993, in: Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria **2**: 103 – 133, Milano.
- FELLIN M.G., SCIUNNACH D., TUNESI A., ANDÒ S., GARZANTI E. & VEZZOLI G. (2005) - *Provenance of detrital apatites from Upper Gonfolite Lombarda Group (Miocene, NW Italy)*. GeoActa, **4**: 43-56, Bologna.
- FERNANDEZ D. (1962) - *Modalità di sedimentazione del "Flysch" cenomaniano-turoniano nella regione di Pontida (Lombardia)*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **102**/1: 83-122, Milano.
- FERNANDEZ D. (1963) - *Depositi di correnti di torbidità nelle Prealpi Bergamasche: le arenarie del Cretacico superiore (Coniaciano)*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **102**: 83-122, Milano.
- FINCKH P.G. (1978) - *Are southern alpine lakes former Messinian canyons? - Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern alpine lakes*. Marine Geology **27**: 289 – 302 Elsevier.
- FINCKH P.G., KELTS K. & LAMBERT A. (1984) - *Seismic stratigraphy and bedrock forms in perialpine lakes*. Geological Soc. America Bull. **95**: 1118 – 1128, Tulsa.

- FIorentini POTENZA M. (1957) – *Ricerche stratigrafico-petrografiche sulla molassa subalpina terziaria comasca (Gonfolite)*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. A **92**: 16-22, Milano.
- FOLK R. (1980) - *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Bookstore, Austin, p. 182.
- FORNACIARI M. (1989) - *Stratigrafia ed assetto strutturale delle unità cretacicco-superiori del bacino lombardo tra la Brianza e il Lago d'Iseo*. Tesi di Dottorato, Università di Milano.
- FORNACIARI M., NOLLI V. & REDAELLI M. (1988) - *Le unità Cretaciche tra Montevecchia e Colle Brianza (Prov. Di Como): caratteri e lineamenti strutturali*. Ist. Lomb. Accad. Sci. Lett. B **122**, 159-184, Milano.
- FRANCANI V., BERETTA G.P. & SCESI L. (1981) - *Caratteri idrogeologici della parte meridionale della provincia di Como*. Le Strade, anno LXXXIII, n. **1199**, novembre-dicembre, Milano.
- FRANCANI V., SCESI L. & BERETTA G.P. (1983) - *Studio idrogeologico del Lago di Alserio (provincia di Como). I e II parte*. Costruzioni, **334**: 1411-1429, Milano.
- FRANCHINO A. & CAIRO E. (1985) – *Segnalazione di Eocene inferiore e medio nell'area a Sud di Montevecchia (Brianza Orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia **30**: 234-240, Pavia.
- GAETANI M. & GIANOTTI R. (1981) - Foglio 31 Como. In: CASTELLARIN A. (Ed) *Carta tettonica delle Alpi Meridionali (alla scala 1: 200.000)*. Pubbl n 441, Prog Fin Geodinamica, CNR, pp 179-184
- GALBIATI B. (1969). *Stratigrafia e tettonica delle colline di Montevecchia e Lissolo (Brianza orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **20**: 101-119, Pavia.
- GASTALDI B. (1875) – *Sur les glaciers pliocènes de Mr Desor*. Atti R. Accad. Scienze di Torino **10**, Torino.
- GAVAZZI A., MILETTA S., SCIUNNACH D. & TREMOLADA F. (2003) - *Eocene plagioclase-arenites from the Southern Alps: record of a "meso-alpine" volcanic arc*. Ann. Univ. Sc. Budapestensis, Sect. Geol. **35**: 102-103, Budapest.
- GELATI R., CASCONI A. & PAGGI L. (1982) - *Le unità Aptiano-Maastrichtiane delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **88**, 75-112, Milano.
- GELATI R. & PASSERI L. (1967) - *Il Flysch di Bergamo: nuova formazione cretatica delle Prealpi Lombarde*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**: 835-850, Milano.
- GELATI R. & PASSERI L. (1968) - *Flysch di Bergamo* – Studi III. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche – Fascicolo I: 157-164, Roma.
- GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1988) - *La "Gonfolite Lombarda": stratigrafia e significato nell'evoluzione del margine sudalpino*. Riv. It. Pal. Strat., **94**: 285-332, Milano.
- GELATI R., NAPOLITANO A. & VALDISTURLO A. (1991) - *Results of the studies on the Meso-Cenozoic succession in the Monte Olimpino 2 tunnel. The tectono-sedimentary significance of the «Gonfolite Lombarda»*. Riv. It. Paleont. Strat. **97**: 565-598, Milano.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C. & the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (2010) – *Formal ratification of the Quaternary System/Period and*

- the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma.* J. Quaternary Sci., **25**: 96-102. ISSN0267-8179, Wiley.
- GIGER M. & HURFORD A. (1989) - *Tertiary intrusives of the Central Alps: their Tertiary uplift, erosion, redeposition and burial in the south-alpine foreland.* Eclogae Geol. Helv. **83** (3): 857-866, Basel.
- GNACCOLINI M. (1968) - *Cretaceo: 4. Prealpi Lombarde.* In: DESIO A. *Geologia dell'Italia*, UTET, 363-365.
- GNACCOLINI M. (1971) - *Sedimentologia dei Conglomerati di Sirone.* Riv. It. Paleont. Strat., **77**: 1-9, Milano.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04).* INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>
- GUERRIERI F. (2001) - *I depositi Plio-quadernari tra la Valle del Torrente Seveso e la Valle di Brenna.* Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 2000-2001.
- GUIDOBONI E. & COMASTRI A. (2005) - *Catalogue of earthquakes and tsunamis in the Mediterranean area from the 11th to the 15th century.* INGV-SGA, Bologna, 1037 pp.
- GUIDOBONI E., FERRARI G., MARIOTTI D., COMASTRI A., TARABUSI G. & VALENSISE G. (2007) - *Catalogo dei forti terremoti 461 a.C.-1997.* <http://storing.ingv.it/cfti4med/>
- GUNZENHAUSER B.A. (1985) - *Zur Sedimentologie und Palaeogeographie der oligo-miocenen Gonfolite Lombarda zwischen Lago Maggiore und der Brianza.* Beitr Geol Karte Schweiz **159**:1-114, Gerber.
- HÄRING M.O. (1978) - *The Sirone Conglomerate: a deep sea fan deposit in the Upper Cretaceous Flysch of Lombardy.* Mem. Soc. Geol. It., **18**: 57-62, Roma.
- JERVIS G. (1873) - *I tesori sotterranei d'Italia.* Ed. Loescher, Torino.
- KLEBOTH P. (1982) - *Stratigraphie und Sedimentologie der höheren Oberkreide und des Altertiärs der Brianza (Provinz Como, Italien).* Memorie di Scienze Geologiche, **35**: 213-292, Padova.
- KOVACS M. (1995) - *Geologia del quaternario della Brianza tra i laghi di Annone e Pusiano.* Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1994-1995.
- INGV (ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA). *Bollettino sismico mensile.* <http://legacy.ingv.it/roma/reti/rms/bollettino/index.php?lang=it>
- LANTERNO E. (1958) - *Contribution a la connaissance de l'Eocene des environs de Varese, de Come et de Bergame.* Archives des Sciences, vol.**11**, pp.167-193, Genève.
- LAUBSCHER H.P. (1988) - *Material balance in Alpine orogeny.* GSA Bulletin 100 (9) pp. 1313-1328, Tulsa.
- LEZZIERO A. (1996) - *Geologia del quaternario del territorio tra i monti Boletto, Bolletone e il Lago di Alserio.* Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1995-1996.
- LOMBARDINI E. (1861) - *Studi sull'origine dei terreni quaternari di trasporto.* Giorn. Ing. Arch. **6**: 513-516.

- LONGO V. (1968). *Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese*. PhD Thesis, ETH Zürich, Switzerland.
- MAIR V., STINGL V., KROIS P. & KEIM L. (1996) - *Die Bedeutung andesitischer und dazitischer Gerölle im Unterinntal-Tertiär (Tirol, Österreich) und im Tertiär des Mte. Parei (Dolomiten, Italien)*. N. Jb. Geol. Palaont. **199/3**: 369-394, Stuttgart.
- MANCIN N., CERIANI A., TAGNI F. & BRAMBILLA G. (2001) - *La formazione di Ternate (Italia settentrionale): contenuto micropaleontologico e caratterizzazione petrografica*. Atti Ticinensi di scienze della Terra **42**: 37-46, Pavia.
- MARIANI E. (1899) - *Ricerche micropaleontologiche su alcune rocce della Creta lombarda*. Atti. Soc. It. Sc. Nat., **38**: 195-202, Milano.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: FARINACCI A. (ED.), *Proceedings of the II Planktonic conference*, 739-785, Rome.
- MARTINS C. & GASTALDI B. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la Vallée du Po aux environs de Turin, comparés à ceux de la plaine Suisse*. Bull. Soc. Géol. France 20 maggio 1850 Paris.
- MEZZOTTI M.C. (1840) - *Il cronista monzese. Cronichetta dal 1337 al 1517 rinvenute fra le carte Mezzotti da Castellambro*. Milano.
- MUTTI E. & NORMARK W.R. (1987) - *Comparing examples of modern and ancient Turbidite system: problems and concepts*. In LEGGETT J.K., ZUFFA G.G. (eds.) *Marine clastic sedimentology*. Graham and Trotman, p. 1-38.
- NAPOLITANO A. (1983) - *Stratigrafia e sedimentologia della "Gonfolite" nel settore di Como*. Tesi di Laura inedita, Università di Milano.
- NAPOLITANO A. (1985) - *Stratigrafia e sedimentologia della "Gonfolite" nel settore di Como*. Rend. Soc. Geol. It **8**: 69-72, Roma.
- NANGERONI G. (1940) - *Considerazioni sul Quaternario dell'alta pianura lombarda*. Boll. Com. Glac. Ital. **20**: 63-72, Torino.
- NANGERONI G. (1954) - *Il glaciale quaternario nell'anfiteatro Verbano e lungo i rami del Lario*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. **87**, Milano.
- NANGERONI G. (1969a) - *Note geomorfologiche sui monti ad occidente del Lario Comasco*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **109**(2): 97-184, Milano.
- NANGERONI G. (1969b) - *I monti dell'Alto Lario occidentale*. L'universo **3**.
- NANGERONI G. (1969c) - *Note sulla geomorfologia del gruppo montuoso Cornizzolo-Moregallo-Corni di Canzo (Prealpi Comasche)*. Mus. Civ. di St. Nat. Scritti sul Quaternario in onore di A. Pasa: 249-303, Verona.
- NANGERONI G. (1974) - *La geomorfologia delle montagne lariane*. Atti Soc. It. Sc. Nat. **115**(1): 5-116, Milano.
- NORMARK W.R., POSAMENTIER H. & MUTTI E. (1993) - *Turbidite systems: state of the art and future directions*. Rev. Geoph. **31**: 91-116, Wiley-Blackwell.
- OMBONI G. (1855) - *Elementi di storia naturale, Geologia*. Milano Tip. Turati.
- OMBONI G. (1856) - *Cenni sullo stato geologico dell'Italia come appendice al corso di Geologia di Beudant*. Tip. Vallardi, Milano, 163pp.

- OMBONI G. (1860) – *Sul terreno erratico della Lombardia. Brani di una memoria dell'A. letto nell'Adunanza del 20 Novembre 1859.* Atti Soc. It. Sc. Nat. **2**: 6-21, Milano.
- OROMBELLI G. (1976) – *Indizi di deformazioni tettoniche quaternarie al margine meridionale delle prealpi comasche.* Quaderno 3, Gruppo di studio del Quaternario padano, Torino, 25-37.
- OROMBELLI G. (1987) – *Nuove datazioni c14 per il quaternario superiore delle alpi centrali.* Natura bresciana vol **23**: 343-346, Brescia.
- PELLIZZARI N. (1994) – *Geologia del quaternario della Vallassina meridionale e del territorio di Erba.* Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1993-1994.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) – *Die Alpen im Eiszeitalter.* Bd **3**: 772-789, Leipzig.
- PIFFNER O.A. SCHLUNEGGER F. & BUIER S.J.H. (2002) - *The Swiss Alps and their peripheral foreland basin: Stratigraphic response to deep crustal processes.* Tectonics, **21**, No. 2: 3-15.
- PIAT P. (1963) - *Etude géologique de la région de Trescore Balneario (Alpes Méridionales, Province de Bergame, Italie).* Bull. Soc. Geol. France, **7**: 767-774, Paris.
- PICCOLI G. (1966) – *Subaqueous and Subaerial Basic Volcanic Eruptions in the Paleogene of the Lessinian Alps (Southern Alps, NE-Italy).* Bull. Volcanol. **29**: 253-270, Napoli.
- POLETTI L., PREMOLI SILVA I., MASETTI D., PIPAN M. & CLAPS M. (2004) - *Orbitally driven fertility cycles in the Palaeocene pelagic sequences of the Southern Alps (Northern Italy).* Sed. Geol., **164**: 35-54, Elsevier.
- PORTIS A. (1889) - *Avanzi di Tragulidi oligocenici nell'Italia settentrionale.* Atti R. Acad. Sc. Fis. Mat. Napoli, 4-14.
- PRACCHI R. (1938) – *Il morenico della conca di Rezzago in Valsassina.* Boll. Comit. Glac. It. **18**: 119-128, Torino.
- PRACCHI R. (1939) – *Geomorfologia dell'Alta Brianza.* Contributi studi geografia Univ. Cattolica ser 10, **1**: 183-241, Milano.
- PRACCHI R. (1954) – *Il Quaternario del Lario occidentale.* Atti Soc. It. Sc. Nat., **39**(1/2): 101-179, Milano.
- PREMOLI SILVA I. & LUTERBACHER H. (1966) - *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy).* Riv. It. Paleon., **72**: 1183-1266, Milano.
- PREMOLI SILVA I., TREMOLADA F., SCIUNNACH D. & SCARDIA G. (2010) - *Aggiornamenti biocronologici e nuove interpretazioni ambientali sul Paleocene-Eocene della Brianza (Lombardia).* Ist. Lomb. Acc. Sci. Lett. Inc. St. **54**: 141-160, Milano.
- PROVINCIA DI LECCO (2003) – *Rapporto sullo Stato dell'Ambiente.*
- RAMSAY A.C. (1862) – *On the glacial origin of certain lake.* Quater. Journal Geolog. Soc. **18**, London.

- REDAELLI M. (1995) – *I depositi quaternari nel territorio compreso tra la Valle S. Croce e la Valle del fiume Lambro (Brianza orientale)*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1994-1995.
- REGIONE LOMBARDIA-ENI (2002) - *Geologia degli Acquiferi Padani della Regione Lombardia*” (A cura di: CARCANO C. & PICCIN A.). S.E.L.C.A., Firenze.
- REPOSSI E. (1922) – *Il Conglomerato di Como*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei **31**, ser. 5, 118-120/262-264, Roma.
- RIVA A. (1949) – *Saggio di rilevamento del morenico e dei terreni quaternari in genere tra il Canturino e la Brianza occidentale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia III, Pavia.
- RIVA A. (1953) – *Stato attuale dello studio del Quaternario del territorio a Sud del Lario e compreso tra l'Adda e l'Olonza, fino alla latitudine di Monza*. La Ricerca Scientifica **23**(2): 226-231, CNR, Roma.
- RIVA A. (1957) – *Gli anfiteatri morenici a Sud del Lario e le pianure diluviali tra Adda e Olona*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia **7**: 93 pp, Pavia.
- RIZZINI A. & DONDI L. (1978) - *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian plain (Italy)*. Marine Geology **27**: 303 – 325, Elsevier.
- RIZZINI A. & DONDI L. (1979) - *Messinian evolution of the Po Basin and their economic implications (hydrocarbons)*. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. **29**: 41 – 74, Elsevier, Amsterdam.
- ROBERTS G. (1839) – *An etymological and explanatory dictionary of the terms and language of geology*. Longman, Orme, Brown, Green & Longmans, Londra, 183 pp.
- RÖGL F., CITA M.B., MÜLLER C. & HOCHULI P. (1975) - *Biochronology of conglomerate bearing molasse sediments near Como (Italy)*. Riv. It. Pal. Strat. **81**: 57-88, Milano.
- SACCO F. (1885) – *Sull'origine delle vallate e dei laghi alpini in rapporto coi sollevamenti delle Alpi e coi terreni pliocenici e quaternari della Valle Padana*. Atti R. Acad. Sc. Torino **20**: 481-505, Torino.
- SACCO F. (1893) – *Gli anfiteatri morenici del Lago di Como*. Atti R. Accad. Agric. Torino **36**, Torino.
- SACCO F. (1936) – *Il fenomeno diluvio-glaciale nelle Alpi durante l'era terziaria*. Boll. Soc. Geol. It. fasc. **1**: 63-115, Roma.
- SANTINI L. (1956) - *Studio stratigrafico e micropaleontologico delle formazioni marnoso-arenacee della Gonfolite di Como*. Riv. Ital. Pal. Strat. **62**: 239-264, Milano.
- SCARDIA G., CARCANO C., GHIELMI M., ROGLEDI S., SCIUNNACH D., TREMOLADA F. & VEZZOLI G. (2007) - *New stratigraphic data on the Neogene Southalpine Foredeep: constraints for Nealpine tectonics*. 8th Workshop on Alpine Geological Studies, Davos (Switzerland), 68-69.
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematic models of the central Southern Alps*. Mem. Sc. Geol., **44**: 229-393, Padova.
- SCHIROLLI P. (2002) – *Calcarea di Domaro*. IN: 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
- SCHMIDT V. & MC DONALD D.A. (1979) - *The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis*. SEPM Spec. Publ. **26**: 175–207, Tulsa.
- SCHUMACHER M.E., SCHÖNBORN G., BERNOULLI D. & LAUBSCHER H.P. (1996) - *Rifting and collision in the Southern Alps*. In: PFIFFNER O.A., LEHNER P., HEITZMANN P., MÜLLER S. & STECK A. (Ed), *Deep structure of the Swiss Alps: Results of the National Research Program 20*. Birkhäuser, Basel, 186–204.
- SCIUNNACH D. & BORSATO A. (1994) - *Plagioclase-arenites in the Molveno Lake area (Trento): record of an Eocene volcanic arc*. Studi Trent. Sci. Nat., **69**: 81-92, Trento.
- SCIUNNACH D. & TREMOLADA F. (2004) - *The Lombardian Gonfolite Group in central Brianza (Como and Milano provinces): Calcareous nannofossil biostratigraphy and sedimentary record of neo-alpine tectonics*. Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**: 119-131, Basel.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1937) - *Carta Geologica d'Italia: scala 1:100.000 - Foglio 32 - Como*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) – *Quaderni Servizio Geologico nazionale, Serie III, 1 – Carta Geologica d'Italia 1:50.000, guida al rilevamento*, 203pp.
- SIEBERG A. (1932) - *Geologie der Erdbeben*. Handbuch der Geophysik, Gebr. Bornträger, Berlin, **2**: 550-555.
- SISSINGH W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnb. 56:37-65, Amsterdam.
- SPREAFICO E. (1874) – *Conchiglie marine nel terreno erratico di Cassina Rizzardi presso Fino nella Provincia di Como*. Atti Soc. It. Sc. Nat. **17**(4): 432-436, Milano.
- SPREAFICO E., NEGRI G. & STOPPANI A. (1873) – *Carta Geologica della Svizzera, F.24*. Bern.
- SORDELLI F. (1896) – *Flora fossilis insubrica. Studi sulla vegetazione di Lombardia durante i tempi geologici*. Tip. Cogliati, Milano.
- STELLA A. (1895) – *Sui terreni quaternari della valle del Po in rapporto alla carta Geologica d'Italia*. Boll. R. Comit- Geol. **26**(1): 108-136, Roma.
- STOPPANI A. (1866/67) – *Note ad un corso annuale di geologia dettate per uso degli Ingegneri allievi del Reale Istituto Tecnico Superiore di Milano*. Tip. Bernardoni, Milano: 3 vol: vol 1: Dinamica Terrestre, vol 2: Geologia Stratigrafica.
- STRINI A. (2001) – *Gli “Occhi Pollini” nella Brianza Orientale: genesi ed evoluzione nel quadro geologico regionale*. Tesi di dottorato di ricerca, Università degli Studi di Milano: 1-550
- STRINI A. (2004) – *Il fenomeno “occhi pollini” della Brianza (Lombardia, Italia). Caratteristiche e genesi di cavità in depositi quaternari*. Quaderni di geologia applicata, **11/1**: 83-99, Pitagora Editrice, Bologna.
- STUCCHI M., ALBINI P. & BELLETTATI D. (EDS.) (1993). *Valutazione della attendibilità dei dati sismologici di interesse per il territorio della Regione*

- Lombardia*. Rapporto tecnico per la Regione Lombardia, IRRS-CNR, Milano, 185 pp.
- STUCCHI M., CAMASSI R., ROVIDA A., LOCATI M., ERCOLANI E., MELETTI C., MIGLIAVACCA P., BERNARDINI F. & AZZARO R. (EDS.) (2007) - *DBMI04, il database delle osservazioni macrosismiche dei terremoti italiani utilizzate per la compilazione del catalogo parametrico CPTI04*. <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI04/>. Quaderni di Geofisica 49, INGV, 38 pp.
- TARAMELLI T. (1903) – *I tre laghi*. Tip. Artaria, Milano.
- TOGNINI P. (1999) - *Individuazione di un nuovo meccanismo speleogenetico: il carsismo del M. Bisbino (Co)*. Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra dell'Università di Milano : 427 pp.
- TOMASI F. (2001) – *I depositi Plio-quadernari tra la Valle del Torrente Lura e la Valle del Torrente Seveso (CO)*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 2000-2001.
- TREMOLADA F., SCIUNNACH D., SCARDIA G. & PREMOLI SILVA I. (2008) - *Maastrichtian to Eocene calcareous nannofossil biostratigraphy from the Tabiago section, Brianza area, northern Italy*. Riv. It. Pal. Strat. **114**: 29-39, Milano.
- TREMOLADA F., GUASTI E., SCARDIA G., CARCANO C., ROGLEDI S. & SCIUNNACH D. (2010) - *Reassessing the biostratigraphy and the paleobathymetry of the Gonfolite Lombarda Group in the Como area (northern Italy)*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **116** (1): 35-49, Milano.
- TRÜMPY R. (1973) - *The timing of orogenic events in the Central Alps*. In DE JONG K.A. & SCHOLTEN R.: *Gravity and Tectonics*, 229-251, J. Wiley and Sons.
- UGGERI A. (1992) - *Analisi geologico ambientale di un massiccio carbonatico prealpino (M. Campo dei Fiori, Varese): geologia, geologia del Quaternario, idrogeologia*. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, Università di Milano: 153 pag.
- UGGERI A., CHIERA A., BINI A. & CRIPPA F. (1994) – *I conglomerati del Ceppo di Varese. I depositi Plio-Quaternari e l'evoluzione del territorio varesino*. Guida alle escursioni Riunione autunnale Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia CNR, Varese: 94-98.
- UGOLINI F. & OROMBELLI G. (1968) – *Notizie preliminari sulle caratteristiche pedologiche dei depositi glaciali e fluvioglaciali fra l'Adda e l'Olonia in Lombardia*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett. A 102, Milano.
- VANNI M. (1933) – *Masso erratico sopra a Lenno (Lago di Como)*. Alpinismo Riv. Sez. CAI Torino **11**(5), Torino.
- VARISCO A. (1881) - *Note Illustrative della Carta Geologica della Provincia di Bergamo*. Tip. Garuffi e Gatti, p. 130.
- VENZO S. (1954) - *Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretaceo-Eocene) del Bergamasco e della Brianza orientale*. Mem. Descr. Carta Geol. It. **31**, pp. 133, Roma.
- VICENTE J.C. (1966) - *Etude géologique de la région de Come et de la Brianza occidentale (Alpes Meridionales, Lombardie occidentale, Italie)*. Bull. Soc. Geol. France, 7/8, pp. 967-985, Paris.

- VILLA F. (1955) – *Gli affioramenti terziari a sud del Lago di Varese*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **61**, 2: 66-92, Milano.
- VILLA A. & VILLA G.B. (1844) – *Sulla costituzione geologica e geognostica della Brianza e segatamente sul terreno Cretaceo*. Spettatore Industriale n. 1 e 2. Idem in 8°, 46pp, Milano.
- VIOLANTI D. (1991) – *I foraminiferi pliocenici di Castel di Sotto (Novazzano, cantone Ticino): Considerazioni biostratigrafiche e paleoambientali*. Boll. Soc. Tic. Sci. Natur. (Lugano) – 1991, **LXXIX**:49-70.
- VIVIANI C. (1997) - *Alterazione in sito del plutone granitico di Alzo (NO - VB): processi evolutivi, aspetti mineralogici - petrografici, geomorfologici, idrogeologici e geomeccanici*. Tesi di Dottorato di Ricerca, Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano.
- YOUNG J.R. (1998) – Neogene. In: BOWN P. (ed.) – *Calcareous Nannofossils Biostratigraphy*. Kluwer Academic Publishers, pp. 225-265, London.
- ZANCHI A., BINI A., FELBER M., RIGAMONTI I. & UGGERI A. (1997) – *Neotectonic evidences along the lombardian foothills of the southern Alps*. Geol. Insubr **2/2**, 99-112, Lugano.
- ZUCCOLI L. (1997) – *Geologia dell'Alta Pianura lombarda tra i pianalti di Castelseprio e Tradate-Appiano Gentile*. Tesi di Dottorato di ricerca, Università degli Studi di Milano, 453 pp.

ABSTRACT

The geological sheet 096-Seregno extends to most of the so-called Brianza, an area characterized by low elongated hills, sinuous little valleys and wide quite flat surfaces toward the S.

In the northern part, a Mesozoic to Miocene marine succession outcrops along the foothill edge of Southern Prealps, a series of hills mostly covered by plio-quadernary continental deposits.

The mesozoic succession crops on the northern edge of the area, between Albavilla and Tavernerio, while the northeastern belt is shaped on the Bergamo flyschoid succession, composed of a rhythmic sequence of sandstones and marls (arenaria di Sarnico, Flysch di Bergamo), with interlayered conglomerates and episodic sin-sedimentary landslide bodies of basinal extension (*Megabed* di Missaglia).

Southward, hemipelagic sediments (formazione di Brenno, formazione di Tabiago and a new unit, the formazione di Cibrone) with interlayered coarse clastic wedges (membro di Montorfano of the formazione di Tabiago) and - towards the top - thin pyroclastic layers, close this succession, dated to the Coniacian - middle Eocene and simultaneous with Alpine chain structuration.

The huge marine clastic system of the Lombardy Gonfolite Group (Upper Oligocene - Serravallian) outcrops instead in the northwestern and central part of the area; its numerous distinct formations were deposited during the chain uplift, in a bathyal to circalittoral environment.

The Gonfolite is structured as a wide monocline, less inclined southward. The mesozoic-eocene succession is tectonically superposed on it along thrust faults with opposite apparent vergence; it appears openly folded, with about 110°N oriented fold axes, and faulted along subparallel faults planes. All the area is covered by quaternary deposits, which can be divided into two distinct sedimentary successions.

Mostly cemented alluvial deposits of the lower one, Piacenzian to Gelasian in age, belong to a palaeohydrography different from the present.

Most of conglomerates cropping out in the central area of the sheet were deposited by a palaeoAdda river, flowing at that time through the Como branch of the Lake instead of the Lecco branch; only during the Calabrian its course changed.

During Gelasian, Olona and Bevera rivers, flowing southeasterly into the Adda - instead of flowing to the South as today – deposited the conglomerate body of “ceppo della Bevera”.

To the NE the Lambro river and probably the palaeoPioverna river, which was coming from the Valsassina valley through Valmadrera pass, deposited the oldest alluvial units (Ponte Nuovo sands, “ceppo di Calpuno”, “ceppo di Lambrugo”).

During the quaternary glacial advances, the wide Adda glacier built up the Lario morenic amphitheatre, which is the upper sedimentary succession.

It came down from a series of alpine domes (i.e. Engadina, high Valcamonica), resulting from Val Bregaglia – Val Chiavenna and Valtellina ice tongues merging together before flowing through the Como Lake valley.

In the Lario amphitheatre, glacial, sometimes fluvioglacial or lacustrine sedimentary units, well characterized by differently evolved palaeosoils twelve glacial advances are testified.

During each glaciation, and also in different glacial advances of the same glaciation, glacial tongues geometry and extension was varying continuously. So related sedimentary units have highly variable areal extension and distribution .

Some well cemented units (i.e. "tillite di San Salvatore") preserve only in cliffs valley slopes, others ones characterize Brianza landscape with their elongated hill-shaped terminal moraines.

During ancient glaciations (Bozzente glaciations), the glacier was not wide, its front stopping backward; so it built up four smaller lobes instead of a unique wide morainic belt.

During recent glaciations, the Adda glacier flowing from both of Como Lake southern branches built up a unique wide amphitheatre, extended to all 096- Seregno sheet and to contiguous 097-Vimercate sheet.

In 096-Seregno sheet only the Brianza Lobe, the Como Lobe and marginally the Fallopio Lobe - to NW - are present.

Outwards from the lobes, terminal moraines and fluvioglacial plains characterize the southern part of the geological sheet, while somewhere moraine-dammed and proglacial lacustrine basins, thick laminated deposits developed, which were used through time as brick material.

BOZZA

BOZZA

ENGLISH LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS PO SYNTHEM (POI)

Matrix-supported sand to clast-supported gravel and coarse sand with abundant coarse sandy matrix (alluvial and debris-flow fan deposits). Shale and peat: lacustrine deposits. Unweathered. Well-expressed morphologies in major stream alluvial plains.

UPPER PLEISTOCENE - OLOCENE

LAKES SUPERSYNTHEM – CANTÙ SYNTHEM (LCN)

Massive matrix- or clast-supported diamicton (ablation till). Overconsolidated, matrix-supported diamicton (lodgement till). Fine sand with current ripples (type B), cross-laminated sand, fine to medium sand, inclined laminated sand and gravel beds (fan delta deposits). Laminated or massive silt and mostly massive sand with frequent dropstones (glaciolacustrine deposits). Massive or stratified matrix or clast-supported coarse gravel; alternate massive or stratified and laminated sand with traction structures and weakly cross-laminated sandy silt; silty weakly clayey sand; alternate layers of clayey silt and sand; laminated sand passing upward to massive silty sand with gravel (fluviglacial deposits). Matrix colour 10YR. Unweathered to weakly weathered, weathering profile up to 1-1,5 m thick. Well preserved morphologies (LCN).

CÀ MORTA SUBSYNTHEM (LCN₃): massive sandy matrix-supported diamicton; alternatelayers of coarse sandy matrix gravel, gravel, low-angle-cross-laminated coarse sand, planar or wavy-laminated fine sand and silt (flow till). Massive matrix-supported, sometimes overconsolidated diamicton (lodgement till). Planar stratified and laminated silt and clay, planar laminated silt, fine sand and clay (proglacial lacustrine deposits). Alternate coarse-sand-matrix gravel and lenses of medium to coarse, massive or cross-laminated sand; planar or low-angle-cross-laminated fine to coarse sand with silt (glacial contact deposits). Alternate coarse sandy-matrix gravel, gravel, fine to medium sand and medium to coarse sand; planar and cross-laminated medium to coarse sand (fluvioglacial deposits). Matrix colour 10YR. Unweathered to weakly weathered. Well-preserved morphology: wide lacustrine and glacial contact plains, evident moraines.

CUCCIAGO SUBSYNTHEM (LCN₂): massive matrix-supported, overconsolidated diamicton (lodgement till). Massive matrix-supported diamicton (ablation till). Massive clast-supported diamicton, rough-bedded clast-supported diamicton with aligned pebbles, alternate matrix-supported gravel, fine gravel and coarse sand (flow till). Graded sand and fine gravel with cemented lenses, massive or slightly laminated sand (ice-contact deposits). Medium to coarse planar laminated sand (proglacial lacustrine deposits). Sandy matrix-supported locally weakly cemented gravel/fluvioglacial deposits). Matrix colour 10YR. Unweathered to weakly weathered. Well-preserved morphologies.

FINO MORNASCO SUBSYNTHEM (LCN₁): massive matrix-supported diamicton (lodgement till). Clast-supported roughly laminated diamicton (flow till). Fine to coarse-graded sand with sparse pebbles (ice contact deposits). Fine laminated sand (proglacial lacustrine deposits). Medium to coarse gravel (fluvioglacial deposits). Matrix colour 10YR. Unweathered to weakly weathered. Evident morphologies: well-preserved moraines and fluvioglacial plains.

UPPER PLEISTOCENE

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHEM (CM)

Massive, overconsolidated matrix-supported diamicton, colour 7.5YR (ALSERIO UNIT). Massive matrix-supported diamicton (ablation and lodgement till) (Valle PIOT UNIT). Gravel and sand, sometimes cemented (fluvioglacial deposits) (ROVASCIO CONGLOMERATE). Weakly to heavy weathered.

MIDDLE - UPPER PLEISTOCENE

VENEGONO SUPERSYNTHEM (VE)

Weakly clayey silt with sparse, slightly weathered clasts (colluviated loess). Low sandy silt, fine gravel and coarse sand, weakly weathered polygenic gravel, clayey silt with sparse pebbles (alluvial deposits). Massive sandy-silt-matrix-supported gravel, massive clast-supported gravel (slope deposits). Colour 10YR, 5YR or 7.5YR. In the whole area, it constitute the main cover of slopes and flat valley bottoms of temporary or fossil stream. Reworked slope or alluvial deposits lies on Bozzente supersynthem and on successive units. Age of deposition cannot be referred only to a single depositional event: maximum age of each deposit is the same of the corresponding glacial event. *MIDDLE - UPPER PLEISTOCENE*

BESNATE SUPERSYNTHEM (BE)

Massive, matrix-supported diamicton (glacial deposits). Stratified clast-supported or matrix-supported gravel (fluviglacial deposits). Slightly evolved weathering profile up to 4 m in thickness, about 50% of weathered clasts. Preserved morphologies.

BULGAROGRASSO UNIT (BXE): massive matrix- or clast-supported diamictons (ablation till). Massive matrix-supported overconsolidate diamicton (lodgement till). Matrix-supported, locally clast-supported, gravel; faintly matrix-supported graded gravel (fluviglacial deposits). Matrix colour 10YR, 2.5Y or 5Y. Slightly evolved weathering profile up to 2 m in thickness, about 40% of weathered clasts. Slightly preserved morphologies, cut by the subsequent “glacial event”.

MINOPRIO UNIT (BMI): massive poor consolidated matrix-supported diamicton; massive clast-supported, locally matrix-supported, diamicton (ablation till). Massive matrix supported, overconsolidated diamicton; massive clast-supported, overconsolidated diamicton; massive matrix-supported, tightly packed gravel (lodgement till). Massive poorly consolidated silt with millimetric clasts (flow till). Laminated clayey silt, fine silty sand and laminated sandy silt with pluricentimetric dropstones (glaciolacustrine deposits). Weakly silty sandy matrix-supported gravel, massive clast-supported gravel and sandy gravel, massive clast-supported diamicton with interstitial matrix, silty fine sand with pebbles (fluviglacial deposits). Matrix colour 10YR or 2.5Y. Slightly evolved weathering profile up to 1 m in thickness, 30-40% of weathered clasts. Slightly preserved morphologies.

CADORAGO UNIT (BEE): massive matrix-supported diamicton (ablation till). Massive matrix-supported overconsolidated diamicton (lodgement till). Matrix-supported fine to medium gravel, massive matrix-supported

diamicton (ice-contact deposits). Massive or faintly stratified, clast or matrix-supported, medium to coarse gravel; massive medium to fine sand with pebbles) fluviglacial deposits. Laminated clayey silt (glaciolacustrine deposits.) Matrix color usually 10YR, locally 7.5YR or 2.5Y. Slightly evolved weathering profile up to 2 m in thickness, 40% of weathered clasts. Well-preserved morphologies: moraines and fluviglacial plains.

SUMIRAGO UNIT (SUM): horizontally layered graded gravel, massive silty sand (fluviglacial deposits). Matrix color 2.5Y or 10YR. Weathering profile up to 4m in thickness, more than 50% of weathered clasts. Preserved morphologies: wide fluviglacial plains.

GUANZATE UNIT (BEZ): massive matrix-supported diamicton (glacial deposits). Massive matrix-supported locally iso-oriented gravel (fluviglacial deposits). Matrix colour usually 10YR, locally 7.5YR or 2.5Y upward in the profile. About 50% of weathered. The unit testify the “Besnate” glacier maximum advance; moraine well preserved morphologies and wide fluviglacial plains.

MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE

BINAGO SYNTHEM (BIN)

Massive matrix or clast supported diamicton (glacial deposits). Massive or slightly-oriented matrix-supported gravel (fluviglacial deposits). Matrix color 7.5YR or 10YR. Slightly evolved weathering profile, 1 to 4 m in thickness, about 50% of weathered clasts. Moraine morphology poorly preserved in the western sector, better in the eastern one; wide fluviglacial plains.

MIDDLE PLEISTOCENE

SPECOLA SYNTHEM (PEO)

Massive matrix-supported diamicton (glacial deposits). Matrix-supported gravel with iso-oriented pebbles and locally interlayered sand, massive matrix-supported gravel (fluviglacial deposits). Matrix colour is 5YR, 7.5YR or 10YR, with 2.5YR mottles and veins. Evolved weathering profile up to 6 - 8 m in thickness, about 80% of weathered clasts. Low elongated relict ridges and eroded fluviglacial plains in the western sector, better-preserved morphologies in the eastern sector.

MIDDLE PLEISTOCENE

MONTE CARMELO FORMATION (MCX)

Hardened massive silt and clayey silt (strongly weathered loess). Colour 5YR or 7.5YR, with 2.5YR mottles and veins; abundant Fe/Mn patinas and nodules.

MIDDLE PLEISTOCENE

BOZZENTE SUPERSYNTHEM (BO)

Massive or roughly bedded gravel with sandy interlayers, locally cemented gravel (alluvial and fluviglacial deposits). Laminated sandy silt (glaciolacustrine deposits). Matrix colour is 5YR or 7.5YR in the upper part, 10YR or 2.5Y downward; patinas and variegations of Fe/Mn. Well developed weathering profile, extended to the whole thickness of the unit, more than 90% of weathered clasts. Elevated flat areas ("pianalti") with slightly undulated morphology.

CASCINA FONTANA SYNTHEM (BOF): massive matrix-supported diamicton (glacial deposits). Massive or roughly stratified matrix- or occasionally clast-supported gravel with sandy interlayers (fluviglacial deposits). Matrix colour is 2.5YR, 5YR or 7.5YR passing downward to 10YR and 2.5Y. 5YR mottles and abundant Fe/Mn patinas and nodules. Well developed weathering profile extended to the whole thickness of the unit, more than 90% of weathered clasts. Often well-preserved morphologies.

CASCINA RONCHI PELLA FORMATION (BOP): massive matrix-supported diamicton, matrix-supported silty-sandy gravel with clay. Matrix colour 7.5YR, 2.5YR mottles; millimetric Fe/Mn nodules. Well developed weathering, unpreserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

SAN SALVATORE TILLITE (SSX)

Massive matrix- locally clast-supported diamicton, massive overconsolidated and partially cemented matrix-supported gravel (lodgement till). Massive matrix-supported diamictite (tillite). Unpreserved morphologies.

LOWER PLEISTOCENE

CEPPO DI CALPUNO (CNU)

Decimetric stratified matrix-supported coarse conglomerate (alluvial deposits), with prevailing carbonatic clasts.

CALABRIAN.

CEPPO DELLA MOLGORA (OLG)

Clast-supported coarse conglomerate (alluvial deposits), with prevailing flyschoid and carbonatic clast levels and mainly crystalline and metamorphic clast levels.

CALABRIAN

CEPPO DELLA BEVERA (CBV)

Matrix-supported medium to coarse conglomerate (braided alluvial deposits), with prevailing carbonatic clasts and subordinate but meaningful porphyric clasts (“Varesotto” porphyrites).

GELASIAN

CEPPO DI PORTICHETTO (PHE)

Up to metric layered matrix-, locally clast-supported medium to coarse conglomerate and sandstone (braided alluvial deposits), with prevailing carbonatic clasts. *PIACENZIAN – CALABRIAN*

CEPPO DI INVERIGO (LBI)

Conglomerates and cross-bedded sandstones, massive or slightly stratified coarse conglomerates (braided and meandering river deposits) with prevailing carbonatic clasts and subordinate crystalline, volcanic and Verrucano Lombardo clasts.

PIACENZIAN

CEPPO DI MONGUZZO (LBM)

Matrix-supported medium to fine conglomerate and coarse sandstone (alluvial deposits?) with prevailing carbonatic clasts. *PIACENZIAN*

PONTE NUOVO SAND (PTU)

Layered laminated silty sand and shale (overbank alluvial deposits passing to braided river marginal sedimentation).

ZANCLEAN – PIACENZIAN

LAMBRUGO FORMATION (MBU)

Plane-parallel laminated shale with silty levels and sandy layers (lacustrine deposits).

ZANCLEAN – PIACENZIAN

SEDIMENTARY SUCCESSION OF THE SOUTHERN ALPS

GONFOLITE LOMBARDA GROUP

BRIANZA SECTOR

BRIOSCO SANDSTONE (RBO)

Sandstone and marl in rhythmic Bouma sequences, locally cut at the base (T_{b-e}) or thin and incomplete (T_{a-b} , T_{a-c-e} , T_{b-d-e}); subordinated layers of conglomerate. Sandstones are in planar to lenticular beds, very coarse grained, sometimes pebbly; massive layers, ungraded, can reach 1.2 m of thickness. Grey, sometimes silty marls are bioturbated, locally intensively (*Palaeophycus*). Coarse intercalations of pebbly mudstones, up to 2 m of thickness, and clast- or matrix-supported conglomerate with well-rounded pebbles, in layers from 10 cm to 4 m. Presence of foraminifers in the sandstones (*Brizalina* sp.) and calcareous nannoplankton associations (*Sphenolithus belemnos*, *S. heteromorphus*, *Reticulofenestra pseudumbilica*, *Helicosphaera ampliapertura*, *R. pseudumbilica* $>7\mu\text{m}$, *Discoaster kugleri*, *Cyclicargolithus floridanus*). Thickness not visible (stratimetric evaluation suggests a value over 1000 m). Pelagic turbidites.

UPPER BURDIGALIAN – SERRAVALLIAN

FORNACI MARL (MFO)

Massive grey marl with blocky or scaly cleavage, less usual “soap-bar” cleavage, in layers up to 15 cm with interlayered fine to coarse sandstone in planar or lenticular beds up to 10 cm thick with parallel, convoluted and cross lamination (Bouma sequences T_{b-e} to T_{d-e}). Bioturbation is widespread at the top of arenaceous beds as well as slumpings in marly-silty levels. Calcareous nannoplankton (*Sphenolithus belemnos*, *Cyclicargolithus floridanus* and *Calcidiscus pelagicus*). Minimum outcropping thickness: 155 m; estimated thickness 350 m. Environment: base of the slope (talus).

LOWER AQUITANIAN? – MIDDLE BURDIGALIAN

COMO SECTOR

LUCINO CONGLOMERATE (LUI)

Clast- or matrix-supported medium to coarse conglomerate with clasts both silicatic and carbonatic, in planar massive beds passing laterally to shale; massive conglomeratic sandstone, medium- to thick-bedded, with intraformational clay chips.

PELITI DI LURATE CACCIVIO (LUI_b): blue-gray or light-gray marly shale or clayey silty marl, thin-bedded, with rare and thin-slightly laminated arenite layers. Sparse limonite nodules and vegetable fragments.

Foraminifers (*Sphaeroidina bulloides*, *Asterigerinata planorbis* and *Hanzawaia boueana*) and nannoplanton, *S. heteromorphus* especially. Thickness 250 m.

PELITI DI LUCINASCO (LUI_a): Alternate grey and greenish-grey marly/silty clay and medium to fine sand in layers from centimetric to decimetric, passing upward to grey-blue, slightly silty shales. Foraminifers (*Uvigerina mantaensis*) and nannoplanton (*Sphenolithus heteromorphus* and *Helicosphaera ampliapertura*). Thickness 50-1000 m. Basin floor.

BURDIGALIAN – LANGHIAN

VAL GRANDE SANDSTONE (VGD)

Medium to coarse sandstone with carbonate cement, in metric, massive, tabular beds with plano-parallel lamination at the top. Sporadic clast-supported, medium to fine conglomeratic layers; sandstone layers with truncated Bouma sequences (T_{a-b}, T_{a-c}) interlayered by decimetric and pluridecimetric thin-bedded or bioturbated marly shale. Calculated thickness: 700-725 m. Distal lobes.

BURDIGALIAN

PRESTINO SHALE (RSI)

Greenish-grey marly silty shale (brownish-grey where weathered), interlayered with fine sandstone, more frequent in the lower portion of the unit, evenly-bedded with sharp base, plano-parallel lamination and ripples. Layers are usually thin with amalgamated beds. Frequent limonitized or coalified vegetal fragments. Bentonitic foraminifers (*Praeglobobulimina ovata*) and calcareous nannofossils (*Coccolithus pelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, and *Reticulofenestra minuta*). In the lower part pebbly mudstones with medium-size (5-10 cm) pebbles. Calculated thickness: 450-535 m. Hemi-pelagic environment close to the talus.

AQUITANIAN

COMO CONGLOMERATE

CAMERLATA MEMBER (FCM₂): clast-supported silicoclastic conglomerate with abundant arenite matrix and carbonate cement passing upward to coarse, massive, arenitic matrix-supported paraconglomerate with pebbles and blocks (up to 2 m). Topward massive sandstone and bi-modal conglomerate, with clast-supported conglomeratic base passing upward to pebbly sandstone. Poor sorting, frequent clay chips up to pluridecimetric size. Thickness: unmeasurable (estimated up to 1000 m). Basin floor fan to slope fan delta.

UPPER CHATTIAN - AQUITANIAN

VILLA OLMO MEMBER (**FCM₁**): clast-supported conglomerates with carbonate cement, well sorted medium to coarse clasts, rare blocks and clay chips. Layering usually rough and hardly visible; local sharp-based lenticular beds of revers-graded gravel. Normal grading is rare. Locally greenish-gray pelite levels with calcareous nannofossils (*Sphenolithus ciperoensis* e *Reticulofenestra bisecta*) with pluricentimetric intercalations of laminated sandstone with vegetal fragments.

*UPPER CHATTIAN***GALLARE MARLS GROUP****CIBRONE FORMATION (IBR)**

Grey clayey or silty marl, with frequent intercalations of pluricentimetric arenite beds, rich in fresh feldspar grains, planoparallel and cross-laminated, with basal flute casts. Typical rectangular polyhedral cleavage, sometime soap-bar shaped. Interlayers rich in organic matter. Thickness unvaluable (minimum measured: 100 m). Basin flat.

*MIDDLE LUTETIAN – LOWER BARTONIAN***SCAGLIA LOMBARDA****TABIAGO FORMATION (TAB)**

Calcareous marl and subordinate red, pink or purple marly limestone, sometimes cyclically alternated to pelitic marl, in thin to very thick, planoparallel, sometimes irregular, layers (lower part).

Massive red shale, calcrudite and calcarenite in lenticular layers from medium to very thick, glauconitic, with abundant benthic foraminifera (*Assilina*, *Asterocyclina*, *Discocyclina*, *Nummulites*, *Operculina*) (middle part).

Red calcareous marls interlayered by paraconglomerates and conglomerates in decimetric beds (upper part).

MONTORFANO MEMBER (**TAB₁**): conglomerates and silicilastic, nummulitic biocalcarenites in undulated or planoparallel, from medium to very thick beds, and metric banks. Measured thickness: 130 m (hypothesized maximum: 300 m). Pelagic environment, basin flat close to the talus and lateral transition to submarine fans.

*DANIAN – LOWER LUTETIAN***BRENNO FORMATION (BNN)**

White, grey or pink marly limestone or calcareous marl and subordinated white, grey or hazelnut colour calcutite. Thin to middle planoparallel

layering. Hybrid arenitic levels (quartz, carbonates, chert and clasts of granitoid rocks) are interlayered. Local *Inoceramus* lags. Thickness: 100 m. Pelagic proximal environment.

MAASTRICHTIAN

LOMBARD FLYSCH

BERGAMO FLYSCH (FBG)

Alternate sandstone and shale thin- to thick-bedded, sometimes organized in coarsening-upward cycles; arenite layers are graded and laminated (Bouma sequences T_{a-e} and T_{b-e}) with frequent sole-markings and bioturbation at the base. Medium to coarse arenite component is prevailing in the eastern area (Viganò and Garbagnate Monastero) where fine whitish calcutitic intercalations, in thin planoparallel layers, are observed (Missaglia-Viganò). Thickness unvaluable in the map area (hypnotized about 1000 m – in the 097 Vimercate Sheet). Turbidite fans.

ROGENO MEMBER (FBG₁): thin-bedded shale and sandstone with occasional metric intercalation of channelized conglomerates and paraconglomerates, cyclically alternate in the topmost part. Thickness over 200 m.

SANTONIAN - CAMPANIAN

SIRONE CONGLOMERATE (CSH)

Massive conglomerates with clasts from centimetric to decimetric in size and less common conglomerate sandstone in lenticular bodies. Clast-supported, massive conglomerate, embriated pebbles and rough layering outlined by discontinuous pelite layers or pebble alignments. Rare reworked fragments of rudists. Thickness about 200 m. Prograding turbidite fan.

COLLE BRIANZA MEMBER (CSH₁): alternate fine, thin-layered sandstone with Bouma sequences incomplete at the base and hazel-gray coloured marl or marly shale; rare paraconglomerate lenses. Thickness: 10-30 m.

SANTONIAN

SARNICO SANDSTONE (SAR)

Alternate layers of thin- to medium-layered shale and fine sandstone, with typical Bouma Sequence, usually complete (T_{a-e}). Sharp based, planoparallel layers with sole markings. Medium to massive beds with parallel, oblique, convoluted *laminae* and water escape structures are intercalated to thin rhythmic sequences. Very rare fossils (ammonites). Thickness unvaluable in the map (neighbouring areas: 350-450 m). Turbidite lobes.

*CONIACIAN***GAVARNO FORMATION - RED SHALE MEMBER (GVR₂)**

Medium-grained quartzose-micaceous sandstone in thin to medium planoparallel layers, with typical Bouma Sequences T_{b-e} and T_{c-e}; thin intercalations of laminated scaly marls from dark red to pink. Thickness: 30 m. Pelagic environment subjected to expansion of distal turbidite fans.

*LOWER-MIDDLE TURONIAN***SORISOLE FORMATION**

Basal red marl (**FSE_a**) followed by grey silty marl (**FSE₁**). Total thickness: about 50 m. Pelagic environment.

TORRENTE SONNA MEMBER (FSE₁): dark grey calcareous marl with thin interlayers of graded and laminated, turbidite silty marl. Thickness 20-25 m.

MIDDLE – UPPER CENOMANIAN

RED MARL (FSE_a): thin to medium layered, hemipelagic red marl with intercalations of thin layered, turbidite calcilutites and fine calcarenites. Thickness: 20 – 25 m.

*LOWER – MIDDLE CENOMANIAN***SASS DE LA LUNA (SDL)**

Grey-blue marl, calcareous marl and calcarenite interlayered by scaly marl, in planoparallel layers of decimetric to pluridecimetric thickness, organized in Bouma Sequences with the «e» interval well developed and only occasionally complete (T_{a-e}). Thickness about 20 m (T. Cosia, north of the map boundary). Pelagic turbidites.

*UPPER ALBIAN***MEDOLO GROUP****DOMARO LIMESTONE (DOM)**

Calcilutites and marly limestone, hazelnut colour or light grey, with stripes and nodules of light chert, in planoparallel layers interlayered by laminated, often amalgamated clayey marl. Thickness unvaluable in the map area (type-area: 0-350 m). Structural high, slope and basin.

PLIENSBACHIAN – EARLY TOARCIAN

