ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2-2-1960)

NOTE ILLUSTRATIVE della CARTA GEOLOGICA D'ITALIA alla scala 1:50.000

foglio 097

VIMERCATE

A cura di:

R. Bersezio[1], **A. Bini**[1], **R. Gelati**[1], **C. Ferliga**[2], **I. Rigamonti**[3], **A. Strini**[1]

Con i contributi di:

A. Rovida[4], **G.P. Beretta**[1], **I. Premoli Silva**[1], **G. Scardia**[5], **D. Sciunnach**[2], **F. Torri**[3]

(1) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano
(2) Regione Lombardia
(3) Consulente di Regione Lombardia
(4) INGV - Milano
(5) CNR - IDPA - Milano

Ente realizzatore:

Regione Lombardia

PROGETTO CARG

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

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

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Lombardia:
M. Presbitero, A. Piccin

Coordinatore scientifico:
A. Gregnanin

Per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

Revisione scientifica:
R.M. Pichezzi, E. Chiarini, L. Martarelli

Coordinamento cartografico:
D. Tacchia (coord.), **S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:
L. Battaglini, R. Carta, R.M. Pichezzi (ASC)

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:
D. Tacchia, S. Falcetti

Per Regione Lombardia:

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:
G.B. Siletto, M. Credali

Informatizzazione dei dati geologici:

coordinamento e direzione lavori: **G.B. Siletto, M. Credali**
informatizzazione: **S. Racchetti, F. Torri, F. Mandozzi, M. Cetti, G. Tucci**
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*
G. Mannucci, N. Padovan, A. Piccin, G.B. Siletto, M. Credali e P. Belotti - *Regione Lombardia*

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

Stampa: **InfoCartoGrafica** s.n.c. - Piacenza

PROGETTO CARG

INDICE

I	- **INTRODUZIONE** . . . . . pag.	7
1.	- CRITERI ADOTTATI . . . . . »	9
1.1.	- Unità Distinte in Base al Bacino di Appartenenza . . . . . »	9
1.2.	- Unità non Distinte in Base al Bacino di Appartenenza . . . . . »	10
II	- **STUDI PRECEDENTI** . . . . . »	15
1.	- CARTOGRAFIA GEOLOGICA . . . . . »	15
2.	- LETTERATURA PRECEDENTE . . . . . »	16
III	- **INQUADRAMENTO GEOLOGICO** . . . . . »	25
1.	- QUADRO GEOLOGICO E STRUTTURALE . . . . . »	25
2.	- DATI DI SOTTOSUOLO . . . . . »	33
3.	- SISMICITÀ E CENNI DI NEOTETTONICA . . . . . »	37
IV	- **CARATTERI GEOMORFOLOGICI** . . . . . »	39
V	- **STRATIGRAFIA** . . . . . »	43
1.	- LA SUCCESSIONE MESOZOICA PRE-*RIFT* . . . . . »	43
1.1.	- Dolomia Principale (**DPR**) . . . . . »	43
1.2.	- Gruppo dell'Aralalta . . . . . »	44
1.2.1.	- *Dolomie zonate (***DZN)** . . . . . »	44
1.2.2.	- *Calcare di Zorzino* (**ZOR**) . . . . . »	45
1.3.	- Argillite di Riva di Solto (**ARS**) . . . . . »	46
1.4.	- Calcare di Zu (**ZUU**) . . . . . »	49
1.5.	- Formazione dell'Albenza (**ALZ**) . . . . . »	55
1.6.	- Calcare di Sedrina (**SED**) . . . . . »	58
2.	- I PRISMI CARBONATICI SIN-*RIFT* . . . . . »	62
2.1.	- Calcare di Moltrasio (**MOT**) . . . . . »	62
2.2.	- Calcare di Domaro (**DOM**) . . . . . »	66
2.3.	- Formazione di Sogno (**SOG**) . . . . . »	70
2.4.	- Successione Giurassica Ridotta e Condensata (**SGX**) . . . . . »	73
3.	- LA SUCCESSIONE POST-*RIFT* . . . . . »	74
3.1.	- Selcifero Lombardo (**SM**) . . . . . »	74
3.1.1.	- *Radiolariti del Selcifero Lombardo (***RSL)** . . . . . »	74
3.1.2.	- *Rosso ad Aptici* (**RAP**) . . . . . »	77
3.2.	- Maiolica (**MAI**) . . . . . »	79
4.	- LA SUCCESSIONE CLASTICA CRETACICA DEL BACINO LOMBARDO . . . . . »	82
4.1.	- Marna di Bruntino (**BRU**) . . . . . »	82
4.2.	- Sass de la Luna (**SDL**) . . . . . »	85
5.	- I SISTEMI TORBIDITICI CENOMANIANI . . . . . »	88

PROGETTO CARG

5.1. - Formazione di Sorisole (**FSE**). . . . . pag. 88
6. - I SISTEMI TORBIDITICI ED EMIPELAGICI TURONIANI . . . . . » 91
6.1. - Formazione di Gavarno (**GVR**) . . . . . » 92
6.1.1. - *Membro delle peliti nere* (**GVR_1**) . . . . . » 92
6.1.2. - *Membro delle peliti rosse* (**GVR_2**) . . . . . » 94
6.2. - Flysch di Pontida (**PTD**) . . . . . » 96
7. - I SISTEMI TORBIDITICI CONIACIANO-SANTONIANI . » 98
7.1. - Arenaria di Sarnico (**SAR**) . . . . . » 99
7.2. - Conglomerato di Sirone (**CSH**) . . . . . » 101
7.2.1. - *Membro di Colle Brianza* (**CSH_1**) . . . . . » 104
8. - I SISTEMI TORBIDITICI CAMPANIANI . . . . . » 105
8.1. - Flysch di Bergamo (**FBG**) . . . . . » 105
8.1.1. - *Megastrato di Missaglia* (**FBG_a**) . . . . . » 108
8.1.2. - *Membro di Rogeno* (**FBG_1**) . . . . . » 109
8.2. - Formazione di Brenno (**BNN**) . . . . . » 109
9. - I SISTEMI TORBIDITICI PALEOCENICO-EOCENICI . . » 112
9.1. - Formazione di Tabiago (**TAB**) . . . . . » 112
9.2. - Formazione di Cibrone (**IBR**) . . . . . » 115
10. - SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA . . . . . » 120
10.1. - Unità di Sottosuolo . . . . . » 120
10.1.1. - *Supersintema di Vimercate* . . . . . » 120
10.1.2. - *Supersintema di Ronco Briantino* . . . . . » 120
10.1.3. - *Ceppo di Lomagna* . . . . . » 121
10.2 - Unità di Superficie . . . . . » 121
10.2.1. - *Unità del Bacino del Serio* . . . . . » 121
10.2.1.1. - Supersintema di Fiorano (**FR**) . . . . . » 123
10.2.1.2. - Sintema di Torre Boldone (**TBO**) . . . . . » 124
10.2.1.3. - Supersintema di Grassobbio (**BB**) . . . . . » 124
10.2.2. - *Unità del Bacino della Morla* . . . . . » 125
10.2.2.1. - Supersintema della Morla (**OR**) . . . . . » 125
10.2.3. - *Unità del Bacino del Brembo* . . . . . » 126
10.2.3.1. - Conglomerato di Cà della Zogna (**CZO**) . . . . » 127
10.2.3.2. - Formazione di Almenno Basso (**AEO**) . . . . . » 128
10.2.3.3. - Formazione di Cà Marchi (**CMH**) . . . . . » 130
10.2.3.4. - Formazione di Tornago (**TOG**) . . . . . » 132
10.2.3.5. - Conglomerato di Duno (**DUN**) . . . . . » 133
10.2.3.6. - Conglomerato di Madonna del Castello (**MDA**) . . . . . » 135
10.2.3.7. - Conglomerato del Torrente Gaggio (**TGG**) . » 137
10.2.3.7.1. - Unità inferiore del Torrente Gaggio . . . . . » 138
10.2.3.7.2. - Unità superiore del Torrente Gaggio . . . . . » 138
10.2.3.8. - Ceppo del Brembo (**BRM**) . . . . . » 139
10.2.3.9. - Supersintema di Almè (**AM**) . . . . . » 142

PROGETTO CARG

10.2.3.10. - Sintema di Brembate (**BEB**) ..... pag. 144
10.2.3.11. - Supersintema della Colma del Piano (**CM**) ..... » 145
10.2.3.12. - Supersintema di Besnate (**BE**) ..... » 146
10.2.3.12.1. - Unità di Ponte San Pietro (**BPO**) ..... » 146
10.2.3.12.2. - Unità di Bonate (**BTE**) ..... » 148
10.2.3.13. - Supersintema di Lenna (**LE**) ..... » 149
10.2.4. - *Unità del Bacino dell'Adda* ..... » 150
10.2.4.1. - Argille di Conche (**ONC**) ..... » 151
10.2.4.2. - Supersintema della Colma del Piano (CM) ..... » 153
10.2.4.3. - Ceppo della Molgora (**OLG**) ..... » 155
10.2.4.4. - Formazione di Missaglia (**SOA**) ..... » 157
10.2.4.5. - Ceppo dell'Adda (**DDA**) ..... » 158
10.2.4.6. - Formazione di Trezzo sull'Adda (**RZZ**) ..... » 163
10.2.4.7. - Ceppo del Naviglio di Paderno (**NAP**) ..... » 167
10.2.4.8. - Supersintema del Bozzente (**BO**) ..... » 170
10.2.4.8.1. - Supersintema del Bozzente indistinto (**BO**) ..... » 172
10.2.4.8.2. - Formazione di Cascina Ronchi Pella (**BOP**) ..... » 173
10.2.4.8.3. - Sintema di Cascina Fontana (**BOF**) ..... » 174
10.2.4.8.4. - Sintema di Valtrighe (**VTH**) ..... » 177
10.2.4.9. - Supersintema di Venegono (**VE**) ..... » 178
10.2.4.10. - Formazione di Monte Carmelo (**MCX**) ..... » 179
10.2.4.11. - Sintema della Specola (**PEO**) ..... » 182
10.2.4.12. - Sintema di Binago (**BIN**) ..... » 186
10.2.4.13. - Supersintema del Ponte di Paderno (**PP**) ..... » 189
10.2.4.14. - Supersintema di Besnate ..... » 191
10.2.4.14.1. - Supersintema di Besnate indistinto (**BE**) ..... » 192
10.2.4.14.2. - Unità di Guanzate (**BEZ**) ..... » 194
10.2.4.14.3. - Unità di Cadorago (**BEE**) ..... » 195
10.2.4.14.4. - Unità di Minoprio (**BMI**) ..... » 198
10.2.4.14.5. - Unità di Bulgarograsso (**BXE**) ..... » 199
10.2.4.15. - Supersintema dei Laghi ..... » 200
10.2.4.15.1. - Sintema di Cantù (**LCN**) ..... » 201
10.2.5. - *Unità non distinte in base al bacino di appartenenza* ..... » 212
10.2.5.1. - Supersintema di Palazzago (**PA**) ..... » 212
10.2.5.2. - Gruppo del Culmine (**CU**) ..... » 218
10.2.5.3. - Gruppo di Prato Grande (**GR**) ..... » 220
10.2.5.4. - Sintema del Po (**POI**) ..... » 220
10.2.6. - *Cenni sulle coltri loessiche* ..... » 226
10.2.6.1. - Coltre loessica di colore 5YR ..... » 227
10.2.6.2. - Coltre loessica di colore 7.5YR screziato » 227

PROGETTO CARG

10.2.6.3. - Coltre loessica di colore 7.5YR ..... pag. 228
10.2.6.4. - Coltre loessica di colore 10YR screziato. » 228
10.2.6.5. - Coltre loessica di colore 10YR ..... » 229

VI - **ASSETTO STRUTTURALE** ..... » 231
1. - LE UNITÀ STRUTTURALI ALPINE ..... » 231

VII - **ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA** . » 237
1. - SISMICITÀ ..... » 237
2. - RISORSE IDRICHE ..... » 239
2.1. - Caratteristiche Climatiche ..... » 239
2.2. - Gli Acquiferi nella Parte Montana ..... » 241
2.3. - Gli Acquiferi nella Zona di Pianura ..... » 243
2.4. - Potenzialità degli Acquiferi ..... » 244
2.5. - Andamento del Flusso Idrico Sotterraneo ..... » 245
2.6. - Cenni alle Caratteristiche Idrochimiche delle Acque Sotterranee ..... » 247
2.7. - Produzione di Energia Idroelettrica ..... » 248
3. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE ..... » 248
4. - OCCHI POLLINI ..... » 252
5. - FENOMENI ALLUVIONALI ..... » 254
6. - RISORSE NATURALI ..... » 254
6.1. - Attività Estrattive ..... » 254

ABSTRACT ..... » 257

ENGLISH LEGEND ..... » 261

BIBLIOGRAFIA ..... » 276

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 097-Vimercate della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG (Legge n. 67/1988) attraverso una convenzione stipulata tra il Servizio Geologico d'Italia e Regione Lombardia. Il coordinamento scientifico del Foglio è stato eseguito dal Prof. A. Gregnanin; la direzione del rilevamento geologico dai professori A. Bini (per la successione neogenico-quaternaria), R. Bersezio e R. Gelati (per la successione mesozoico-cretacica).

Il Foglio è collocato tra i rilievi prealpini meridionali, compresi tra l'anfiteatro del Lario, il ramo del Lago di Lecco a NW e lo sbocco della Val Brembana a NE; si estende a S nell'alta Pianura Padana, fino a Vimercate a SW e Dalmine a SE, comprendendo il rilevato di Montevecchia, il Canto ed i rilievi che coronano a NW la città di Bergamo.

I rilievi a ridosso della catena alpina, orientati in senso E-W, sono costituiti da successioni carbonatiche dal Triassico superiore al Cretacico superiore.

La fascia collinare che digrada a S nella pianura è composta da successioni terrigene dal Cretacico superiore all'Eocene medio.

Questi due settori sono ben individuabili per la presenza di un lineamento strutturale regionale (Flessura Pedemontana) orientata in senso NW-SE (Torre de Busi), E-W (Almenno S. Salvatore), SE-NW (Villa d'Almè).

Il rilevamento geologico è stato eseguito alla scala 1:10.000, nel periodo tra il 2002 e il 2009, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica della Regione Lombardia.

Sia nel rilevamento del substrato che in quello delle successioni quaternarie sono state seguite le linee guida nazionali fissate nei Quaderni del Servizio Geologico d'Italia (1992) e successive modifiche e integrazioni.

Il rilevamento della successione marina mesozoica e terziaria è stato condotto

su basi litostratigrafiche con l'utilizzo di unità – formazioni, membri, litozone – in massima parte già consolidate in letteratura. Nella descrizione di queste, sono stati messi in evidenza i momenti più significativi della storia mesozoica sudalpina a partire dal Triassico superiore: le condizioni di piattaforma e di acque basse del Norico-Hettangiano, la sedimentazione *sin-rift* del Giurassico inferiore - medio, la sedimentazione pelagica *post-rift* del Giurassico superiore - Cretacico inferiore, l'accumulo di torbiditi sinorogeniche nell'avanfossa lombarda nel corso del Cretacico.

Per il rilevamento delle successioni continentali neogenico-quaternarie, sono state usate sia unità litostratigrafiche che unità allostratigrafiche; in genere la classificazione litostratigrafica è stata applicata a corpi conglomeratici antichi, rimodellati dalla successiva erosione e che costituiscono parte del substrato su cui si ammantano le unità più recenti; queste ultime, caratterizzate da morfologia e profilo d'alterazione conservati, sono state classificate secondo criteri allostratigrafici, distinguendo unità a limiti inconformi, delimitate da superfici di discontinuità (UBSU, *Unconformity-Bounded Stratigraphic Units*).

Il Comitato Esecutivo della IUGS (*International Union of Geological Sciences*) ha recentemente ratificato la proposta della Sottocommissione di Stratigrafia del Quaternario di fissare la base del Sistema/Periodo alla base del Piano/Età Gelasiano (Gibbard *et alii*, 2010). Su richiesta del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA la classificazione del Quaternario è stata pertanto adattata alla scala cronostratigrafica attualmente vigente.

La cartografia geologica delle unità comprese tra il Triassico superiore ed il Cretacico inferiore è stata coordinata e realizzata da Riccardo Bersezio – con l'ausilio dei laureandi Fabrizio Pavia e Simona Righi.

Il rilevamento delle unità cretaciche è stato coordinato da Romano Gelati ed eseguito da Giuseppe Tucci e Riccardo Bersezio con il supporto di materiale cartografico inedito in scala 1:10.000 di Mario Fornaciari e dello stesso Riccardo Bersezio. Per l'analisi dei dati micropaleontologici ci si è avvalsi della collaborazione di Maria Rose Petrizzo, di Isabella Premoli Silva e di Fabrizio Tremolada. Il rilevamento delle unità paleoceniche - eoceniche è stato eseguito da Giancarlo Scardia.

Il rilevamento della successione continentale neogenico-quaternaria è stato coordinato da Alfredo Bini ed eseguito da Stefano Rossi per il bacino del Brembo; da Carla Ferliga per i bacini della Morla e del Serio, da Alfredo Bini e Ivo Rigamonti per le aree di pianura.

La stesura delle Note è stata curata dagli Autori seguenti:

Coordinamento e revisione generale del testo: R. Bersezio, A. Bini e R. Gelati.

Introduzione (Cap. I): R. Bersezio, A. Bini, R. Gelati, C. Ferliga e D. Corbari.

Studi precedenti (Cap. II): R. Bersezio, A. Bini e R. Gelati.

Inquadramento geologico (Cap. III): R. Bersezio, A. Bini e R. Gelati.

Caratteri geomorfologici (Cap. IV): A. Bini e C. Ferliga.

Stratigrafia (Cap. V): R. Bersezio, A. Bini, R. Gelati, C. Ferliga, I. Rigamonti, A. Strini, D. Sciunnach e I. Premoli Silva.

PROGETTO CARG

Assetto strutturale (Cap. VI): R. Bersezio e R. Gelati.

Cenni di geologia applicata (Cap. VII): A. Rovida (sismicità); G.P. Beretta (idrogeologia); A. Bini (frane e deformazioni gravitative, fenomeni alluvionali); A. Strini (occhi pollini); S. Rossi e R. Bersezio (cave e miniere).

1. - CRITERI ADOTTATI

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

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

1.1. - Unità Distinte in Base al Bacino di Appartenenza

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

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

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

Il supersintema indistinto viene utilizzato per la cartografia dei depositi

PROGETTO CARG

non riferibili con certezza a un dato sintema (es. nel *sandur* dell'asse vallivo principale possono trovarsi miscelati i depositi fluvioglaciali di tutti i sintemi).

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

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

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

Dato che il supersintema della Colma del Piano comprende i depositi glacigenici precedenti allo LGM presenti in tutte le valli glacializzate, esso – considerato nel suo complesso – assume la valenza di una unità non distinta in base al bacino di appartenenza. All'interno di un dato bacino, però, le singole unità locali presentano connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentirne una precisa caratterizzazione e quindi la ricostruzione di una stratigrafia relativa a scala bacinale; pertanto esse di fatto restano unità distinte in base al bacino di appartenenza, e anche in una sintesi a scala minore quale la presente carta in scala 1:50.000 esse vengono quindi rappresentate entro il supersintema distinto per ogni bacino.

d) Singole unità litostratigrafiche: depositi cementati antichi, dei quali spesso è difficile determinare in dettaglio la facies, e che si presentano completamente isolati dall'erosione e/o alterati, nonché spesso carsificati, non rientrando nelle definizioni precedenti, sono stati cartografati come singole unità litostratigrafiche di significato locale.

1.2. - Unità non Distinte in Base al Bacino di Appartenenza

Sotto questa dicitura sono stati raggruppati tutti i depositi legati prevalentemente alla dinamica di versante (es. falde detritiche, coltri colluviali, frane etc...),

PROGETTO CARG

la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato su tutto il territorio. La loro eventuale suddivisione con criteri bacinali avrebbe comportato un inutile appesantimento della carta senza peraltro aggiungere dati realmente significativi, sia relativamente al quadro stratigrafico sia per la comprensione dell'evoluzione del territorio. Tale raggruppamento comprende quindi:

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

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

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

d) supersintemi o gruppi definiti per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM o al sintema del Po (Fig. 1):

- supersintema di Palazzago: comprende principalmente depositi colluviali e di trasporto in massa legati agli eventi sedimentari avvenuti in aree non glacializzate, sia nei settori più meridionali delle Prealpi sia nelle fasce di raccordo tra il margine prealpino e la pianura, a partire dalle prime glaciazioni del Pleistocene sino allo LGM. Nel corso delle espansioni glaciali, in queste aree i processi periglaciali e l'assenza di vegetazione sui versanti hanno favorito la mobilizzazione della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Terziario (fasi di resistasia). Si sono così originate generazioni successive di depositi colluviali alimentati dalla medesima sorgente alteritica,

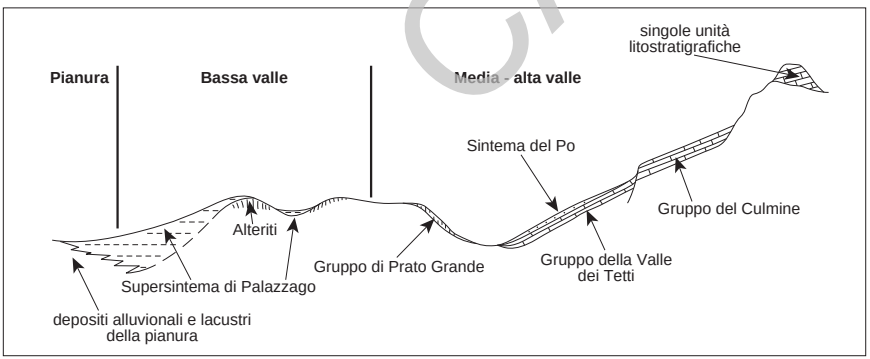


Fig.1 - *Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura e in media valle.*

PROGETTO CARG

e spesso privi di espressione morfologica propria. I depositi di ciascun singolo evento sedimentario – legato a un singolo periodo di resistasia – essendo costituiti da materiali già alterati al momento della mobilizzazione e ulteriormente alterati dopo la deposizione, sono indistinguibili l'uno dall'altro. Da ultimo l'urbanizzazione ha portato alla distruzione o al totale rimaneggiamento di molti limiti morfologici che spesso rappresentano l'unico elemento di correlazione tra ambiti fisiografici contigui;

- gruppo di Prato Grande: comprende depositi di versante, macereti e depositi di frana non cementati, alterati dopo la sedimentazione, e localizzati all'interno delle valli;

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

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

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

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

Nella cartografia dei depositi continentali neogenico-quaternari sono state adottate sia unità litostratigrafiche sia unità a limiti inconformi (UBSU), come prescritto in Servizio Geologico Nazionale (1992, e successive circolari integrative):

- UBSU: sono state usate tutte le volte che i corpi geologici presentavano superfici limite caratteristiche, riconoscibili e tracciabili, con caratteristiche interne insignificanti al fine della caratterizzazione dell'unità. Dato l'alto numero di superfici di erosione presenti nei depositi del Quaternario continentale, è necessario che la superficie limite del corpo corrisponda al limite di un ciclo sedimentario e abbia delle caratteristiche tali da distinguerla da tutte le altre, a esempio la presenza di un suolo intero o troncato, ossia di un determinato tipo

PROGETTO CARG

di alterazione, che sia però oggettivamente identificabile sul terreno (profondità del fronte di decarbonatazione, percentuale di clasti alterati a seconda della petrografia, colore della matrice, copertura di *loess*, contenuto in argilla della matrice, orizzonti calcici...).

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

- non corrispondono necessariamente a *unconformity*;
- non sono quasi mai entrambe identificabili, ma sono più frequentemente 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 "allounità" nella cartografia geologica alla scala 1:10.000 realizzata da Regione Lombardia, fatto salvo per le differenze connesse alla diversa scala di rappresentazione.

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

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

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

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

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

II - STUDI PRECEDENTI

1. - CARTOGRAFIA GEOLOGICA

L'area coperta dal Foglio 097-Vimercate, in scala 1:50.000, è compresa in gran parte nel Foglio Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1954); solo l'estremo occidentale del Foglio ricade nel Foglio Como in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1937).

Parte dell'area del Foglio è coperta dalla Carta Geologica dei Colli di Bergamo, in scala 1:10.000 (Gelati & Ferrerio, 1967) nella quale vengono definite alcune delle principali unità stratigrafiche appartenenti ai flysch cretacici del Bacino Lombardo. Galbiati (1969) descrive stratigrafia e tettonica delle successioni cretacico-terziarie di Montevecchia e Lissolo, fornendo una Carta Geologica in scala 1:25.000.

Le carte citate rappresentano in sostanza la prima cartografia geologica moderna relativa all'area in oggetto. Infatti, con il Foglio Bergamo, Desio & Venzo (Servizio Geologico d'Italia, 1954) introducono ed utilizzano parzialmente un criterio litostratigrafico per la suddivisione delle unità del substrato pre-Quaternario, definiscono le principali unità strutturali caratterizzando l'area come zona a pieghe e faglie inverse S-vergenti, utilizzano i criteri di Penck & Brückner (1909) per la classificazione delle unità glaciali. Dai Fogli Bergamo e Como in scala 1:100.000 verranno tratti, con gli opportuni aggiornamenti, gli schemi strutturali in scala 1:200.000 (Gaetani *et alii*, 1981; Gaetani & Gianotti, 1981) inseriti nella raccolta dedicata alle Alpi Meridionali ad opera di Castellarin (1981). I due schemi presentano la moderna classificazione delle unità strutturali delle Prealpi Bergamasche e le prime interpretazioni in termini di sovrascorrimenti e raccorciamento crostale, che superano la ricostruzione di scuola olandese (De Sitter & De Sitter Koomans, 1949; De Jong, 1967, 1979) basata su ipotesi di tettonica gravitativa.

Un nuovo ciclo di rilevamento ed edizione di carte geologiche relative all'area compresa nel Foglio 097-Vimercate viene portato a compimento negli anni '90 del secolo scorso. Bersezio *et alii* (1990) pubblicano la Carta Geologica delle Prealpi Bergamasche in scala 1:50.000, rivolta essenzialmente alla ricostruzione stratigrafica e strutturale della successione cretacica del Bacino Lombardo.

Montrasio (1990) presenta una Carta Geologica della Lombardia in scala 1:250.000, basata sulla sintesi dei dati esistenti fino a quel momento, la cui edizione è quasi contemporanea alla pubblicazione del Modello Strutturale d'Italia, alla scala 1:500.000 (Bigi *et alii*, 1990).

Questi documenti sintetici forniscono la base per la progettazione delle indagini sismiche relative alla successiva realizzazione dei profili CROP (Crosta Profonda, Montrasio *et alii*, 1994).

Appartiene ancora a questo periodo la Carta Geologica della Provincia di Bergamo, in scala 1:50.000, realizzata sulla base di rilievi geologici precedenti il 1990 ed edita con forte ritardo (Jadoul *et alii*, 2000). La carta presenta la prima riclassificazione delle unità quaternarie continentali, secondo i criteri dell'allostratigrafia.

Negli stessi anni venivano completati i rilievi per la cartografia geo-ambientale della Regione Lombardia, in scala 1:50.000, realizzati a finalità applicative, con legenda litologica.

Più recentemente ha preso avvio la pubblicazione di carte geologiche a scala 1:25.000, dedicate principalmente alla ricostruzione dell'evoluzione del Bacino Lombardo durante il *rifting* del tardo Triassico - Giurassico; tra esse la più occidentale comprende parte della dorsale dell'Albenza, all'interno del Foglio 097-Vimercate (Bersezio *et alii*, 1997).

Infine è stata recentemente proposta una serie di carte idrostratigrafico - idrogeologiche (Regione Lombardia - ENI, 2002) che coprono gran parte del territorio compreso nel Foglio 097-Vimercate e presentano una moderna ricostruzione della struttura idrogeologica, basata su dati sismici e di pozzo.

2. - LETTERATURA PRECEDENTE

Il territorio compreso all'interno di questa edizione del Foglio 097-Vimercate in scala 1:50.000, in cui affiorano formazioni sedimentarie di età compresa tra il Triassico superiore ed il Quaternario, è stato oggetto di studi a carattere paleontologico, stratigrafico e geomorfologico, fin dall'inizio del 1800. L'ampia bibliografia di carattere stratigrafico, locale e regionale, verrà citata nell'ambito della descrizione delle unità stratigrafiche. Qui vengono brevemente riassunti i momenti principali per l'avanzamento della conoscenza geologica del territorio.

La costruzione delle conoscenze stratigrafiche e la prima ricostruzione della geometria strutturale delle successioni mesozoiche

I lavori dedicati a questi aspetti, "preliminari" alle conoscenze moderne,

PROGETTO CARG

furono sviluppati tra la fine del 1800 e la seconda guerra mondiale: fornirono gli elementi di base per una prima ricostruzione della stratigrafia mesozoica e terziaria dell'area. In particolare sono significativi gli studi paleontologici di Stoppani (1857) e Lepsius (1876) che introdussero in Lombardia la Dolomia Principale; quelli sulla biostratigrafia e litostratigrafia del Giurassico di Parona (1896), Bonarelli (1894), Kroneker (1910) e Rassmuss (1912): i lavori di De Alessandri (1899) sulla paleontologia delle successioni cretaciche ed eoceniche e di Taramelli (1895) sulle successioni attribuite al Pliocene.

Nello stesso periodo vennero proposti studi geomorfologico-stratigrafici sulla geologia del Quaternario della pianura e delle basse valli bergamasche e dell'Adda (Stella, 1895; Sacco, 1900). I rilievi geologici iniziarono a produrre carte, schemi geologici e sezioni che illustravano la struttura a pieghe e faglie interessante il substrato giurassico-cretacico (De Alessandri, 1899); fino a giungere ai più moderni lavori di sintesi regionale di Desio (1929) e Cacciamali (1930) che descrissero compiutamente la stratigrafia mesozoica e la struttura a pieghe S-vergenti, interpretandole alla luce delle teorie faldiste in via di affermazione in merito all'evoluzione delle Alpi.

Le monografie moderne, l'edizione del Foglio Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, la nascita della litostratigrafia

Sulla base delle conoscenze paleontologiche, stratigrafiche e strutturali precedenti, dopo la seconda guerra mondiale e fino alla fine degli anni '60, furono edite imponenti monografie analitiche, completate da sintesi regionali, relative alla geologia e geomorfologia delle Prealpi Lombarde. Queste monografie, tra le quali si inquadra temporalmente e culturalmente l'edizione del Foglio Bergamo alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1954), furono realizzate ad opera delle scuole italiana, olandese, svizzera e francese, ed ebbero come obbiettivo la ricostruzione dell'evoluzione stratigrafica e strutturale mesozoica e terziaria del Sudalpino Lombardo, coinvolgendo anche l'area occupata dall'edizione attuale del Foglio 097-Vimercate alla scala 1:50.000.

De Sitter & De Sitter Koomans (1949) descrissero la geologia delle Alpi Bergamasche, precisando tra l'altro con il termine di *steep rand zone* il concetto di Flessura Pedemontana, sviluppato da Desio (1929) nella regione dell'Albenza e giunto fino ai nostri giorni.

Vecchia (1948, 1949) illustrò la stratigrafia liassica in due ampi lavori, ai quali fecero seguito negli anni '60 la sintesi di scuola francese (Aubouin, 1963) sull'evoluzione post-triassica ed il ponderoso lavoro di scuola svizzera (Bernoulli, 1964) sulla geologia del M. Generoso.

Pasquarè (1965) pubblicò l'ampia monografia sul Selcifero Lombardo, definendone litostratigrafia, biostratigrafia, distribuzione di facies e relazioni con la tettonica alpina, riconoscendone il ruolo di orizzonte di scollamento per giustificare le disarmonie nello stile di piegamento.

Venzo (1954) analizzò ed interpretò la stratigrafia e la tettonica dei flysch del Cretacico superiore, fornendo il primo contributo all'analisi del Bacino

PROGETTO CARG

Lombardo durante il Cretacico, documentando con numerose sezioni geologiche regionali, dirette N-S, la geometria deformativa del settore prealpino.

Ancora la scuola francese presentò un'imponente sintesi sul Cretacico delle Alpi Meridionali, reinterpretando i sedimenti alla luce delle nuove conoscenze sulle torbiditi come depositi di mare profondo (Auboin *et alii*, 1970). A questa sintesi contribuirono molteplici lavori locali degli Autori francesi (Vicente, 1966), così come numerosi contributi italiani, che sono stati i primi ad applicare i concetti di risedimentazione torbiditica e di sequenza di Bouma alle successioni cretaciche della Lombardia (Fernandez, 1962, 1963).

Negli anni '60, sotto l'impulso della realizzazione dei nuovi Fogli geologici alla scala 1:100.000 avviati dalla legge n.15 del 3 gennaio 1960 ("Completamento ed aggiornamento della Carta Geologica d'Italia"), comunemente nota come Legge Sullo, e dell'edizione dei codici internazionali di nomenclatura stratigrafica, venne avviata l'analisi e riclassificazione litostratigrafica delle unità mesozoiche. Si ebbe pertanto un fiorire di lavori di carattere paleontologico e stratigrafico, utilizzati per migliorare le correlazioni disponibili e per definire le nuove formazioni geologiche (Allasinaz, 1962, 1968; Assereto, 1963; Assereto & Casati, 1965; Casati, 1964, 1968; Gnaccolini, 1964, 1965; Francani, 1967; Pasquaré, 1965; De Rosa & Rizzini, 1967; Passeri, 1969; Gelati & Passeri, 1967 e vari altri).

I lavori recenti: analisi di bacino, evoluzione tettono-sedimentaria e strutturale del Sudalpino Lombardo in Bergamasca

Alla fine degli anni '70 si avviano vari cicli di studi dedicati alla ricostruzione dell'evoluzione crostale del Sudalpino Lombardo, con gli strumenti della geologia di superficie e con la prima divulgazione dei contributi alle conoscenze del sottosuolo da parte dell'AGIP (Rizzini & Dondi, 1978; Errico *et alii*, 1979; Pieri & Groppi, 1981; Dondi *et alii*, 1982; Cassano *et alii*, 1986). Fino agli anni '90 del secolo scorso, un forte impulso alle ricerche è venuto dall'interesse sollevato dai ritrovamenti petroliferi nella pianura lombarda e piemontese che hanno portato ad una forte richiesta di modelli tettono-stratigrafici, sedimentologici e strutturali basati sulla parte affiorante della catena, da utilizzare per l'interpretazione dei dati geofisici e geologici di sottosuolo.

A questi interessi si è affiancato inoltre il progetto CROP che ha portato alla realizzazione di una sezione sismica crostale (Montrasio *et alii*, 1994) lungo l'asse della Val Brembana, al confine tra i Fogli 098-Bergamo e 097-Vimercate.

Molti gruppi si sono avvicendati nello studio dei bacini intrapiattaforma del Triassico superiore (Jadoul, 1986, con bibliografia) in relazione con la Dolomia Principale, delle successioni cicliche del Norico - Retico (Masetti *et alii*, 1989; Jadoul *et alii*, 1994; Galli *et alii*, 2007, con bibliografia) oltre che nelle ricostruzioni cronostratigrafiche e sequenziali (Gaetani *et alii*, 1998; Berra *et alii*, 2010; Muttoni *et alii*, 2010).

Stratigrafia, paleogeografia ed evoluzione strutturale del *rifting* liassico e delle successive fasi di subsidenza del Bacino Lombardo, nella sua configura-

PROGETTO CARG

zione giurassica, sono stati oggetto di innumerevoli contributi analitici nell'area bergamasca. Le sintesi che ne derivano, tra le quali quelle di Gaetani (1975) e Winterer & Bosellini (1981), tratteggiano la struttura ad andamento meridiano della paleogeografia distensiva giurassica del Bacino Lombardo, fissando l'inizio della fase di *post-rift* grosso modo alla fine del Toarciano.

Una nuova generazione di lavori sullo stesso tema è riaperta da Sarti *et alii* (1992) e Bertotti *et alii* (1993), ai quali si associano svariati contributi finalizzati alla ricostruzione degli elementi strutturali e dell'evoluzione di facies relative ai settori ed ai periodi chiave nella storia giurassica del Bacino Lombardo (Jadoul & Doniselli, 1987; Cobianchi, 1992; Bersezio *et alii*, 1996, 1997; Picotti *et alii*, 1997).

La storia degli studi sul Cretacico del Bacino Lombardo è in qualche modo analoga, con un gruppo di monografie di sintesi edite negli anni '80 dalle scuole italiana e svizzera (Gelati *et alii*, 1982; Bichsel & Haering, 1981; Bernoulli *et alii*, 1981), che portano ad un sostanziale superamento degli schemi precedenti, introducendo moderni concetti di stratigrafia fisica ed analisi di facies che hanno portato ad interpretare le successioni in termini di sistemi deposizionali torbiditici, progradanti da ENE verso WSW ed alimentati dalle Alpi Centro Orientali.

Sempre riguardo al Cretacico la successiva ripresa delle ricerche da parte italiana ha portato a modificare ulteriormente gli schemi di correlazione fondati sulla documentazione delle principali discontinuità stratigrafiche, ed utilizzati per interpretare l'evoluzione del Bacino Lombardo come avanfossa di una nascente catena sudalpina (Doglioni & Bosellini, 1987; Bersezio *et alii*, 1990; Bersezio & Fornaciari, 1987, 1994). Questa interpretazione trova riscontro nello studio delle relazioni di intersezione tra filoni basici terziari e strutture tettoniche (Brack, 1981; Zanchi *et alii*, 1990a; Fantoni *et alii*, 1999).

Dal punto di vista strutturale, a partire dalla fine degli anni '70 si affermano le interpretazioni basate sul riconoscimento di una tettonica di raccorciamento, per pieghe e sovrascorrimenti S-vergenti, propagatisi tra il Cretacico superiore ed il Pliocene nel settore compreso tra la Linea Insubrica ed i fronti appenninici sepolti nel sottosuolo padano (Gaetani & Jadoul, 1979; Pieri & Groppi, 1981). Questi concetti sostituiscono definitivamente le ultime proposte di tettonica gravitativa ancora formulate da De Jong (1979).

Gaetani *et alii* (1981) e Jadoul & Rossi (1982) propongono la terminologia strutturale di riferimento per l'area, identificando le strutture sovrascorrenti del Parautoctono delle Prealpi e gli sciami di pieghe di Ubiale - Lonno, con le relative prosecuzioni orientali.

Bersezio & Fornaciari (1987) e Bersezio *et alii* (1990) propongono la zonazione strutturale delle colline pedemontane, a S della Flessura Pedemontana (Desio, 1929).

Zanchi *et alii* (1988) descrivono uno dei principali lineamenti meridiani, ereditati dal *rifting* liassico e riattivati nel ciclo alpino (Linea del Faggio), la cui terminazione meridionale guida la strutturazione tettonica al fronte del M. Albenza.

PROGETTO CARG

Una sintesi strutturale regionale, che integra dati di superficie e dati sismici di fonte AGIP, è proposta da Schönborn (1990, 1992, 1994). L'Autore propone alcune sezioni bilanciate, calcola il raccorciamento (nell'ordine delle decine di chilometri), distribuendolo nelle tre principali fasi alpine, intersecate da strutture fuori sequenza cui si dovrebbe la messa in posto della Flessura Pedemontana.

Nello stesso periodo i risultati del progetto CROP illustrano la struttura litosferica lungo il profilo Morbegno - Dalmine; viene proposta una ricostruzione della struttura pellicolare, che prevede, nelle coperture mesozoiche (in affioramento) e mesozoico-terziarie (nel sottosuolo), profondi raddoppi ed indentazioni. Questi sono guidati dai livelli di scollamento che separano placche rigide sovrascorrenti costituite dai carbonati massicci di piattaforma del Triassico medio (Calcare di Esino) e superiore (Dolomia Principale). Il Basamento cristallino partecipa al raccorciamento attivamente, sovrapponendosi alle coperture mesozoiche in più gradini strutturali (Montrasio *et alii*, 1994).

Bersezio (1994) e Picotti *et alii* (1997) propongono un modello cinematico di inversione delle strutture distensive giurassiche che coinvolge anche parte dell'attuale Foglio 097-Vimercate.

Più recentemente Bersezio *et alii* (2001) e Fantoni *et alii* (2004) propongono ricostruzioni delle paleostrutture giurassiche e dell'assetto tettonico alpino, in affioramento e nel sottosuolo grazie all'utilizzo della sismica di proprietà ENI.

Cenni storici sulle conoscenze geologiche dei depositi quaternari

Il Foglio 097-Vimercate comprende la parte orientale dell'anfiteatro del Lario, che è stata oggetto 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 rivestono in questo territorio, qui ben conservati e nel fatto che il territorio era frequentato sia a scopo turistico sia soprattutto perchè posto nelle vicinanze di Milano, importante polo culturale che nell'800 attirava numerosi scienziati.

Viceversa il territorio più orientale del Foglio che comprende le piane del Brembo e della Morla è stato sempre oggetto di scarsa attenzione da parte dei ricercatori interessati soprattutto ai depositi glaciali piuttosto che ai depositi fluviali e fluvioglaciali.

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, tanto che solo dal 1987 con il lavoro di Bini "*L'apparato Glaciale Würmiano di Como*" ha cominciato ad essere messo in discussione.

Conoscenze anteriori al 1909

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

Nel primo periodo i terreni glaciali sono stati differenziati dai preglaciali e

PROGETTO CARG

dalle alluvioni preglaciali e si è discusso soprattutto sulle cause delle glaciazioni, sull'origine dei laghi prealpini e sulla dinamica stessa dei ghiacciai.

Il secondo momento è stato segnato da dispute nate da osservazioni parziali e interpretazioni erronee 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 è stato infine caratterizzato da lavori di analisi puntuale senza produrre teorie generali. Grazie anche alla nuova cartografia IGM (1888) si è iniziato ad analizzare in dettaglio la morfologia del territorio (terrazzi e morene) e a riconoscere varie glaciazioni e vari archi morenici al loro interno.

Breislack (1822), interessato all'utilizzo come pietre da costruzione di molti depositi presenti in Provincia di Milano, suddivide, in base alla granulometria, il ceppo in tre varietà: "*Ceppo rustico*", "*Ceppo Mezzano*" e "*Ceppo gentile*". 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; nel frattempo però dà una valida definizione di questi massi che preferisce chiamare "trovanti", "*perchè richiama alla mente l'idea vera che questi massi trovansi accidentalmente e non appartengono a quella natura di terreno nel quale si rinvengono*".

Contemporaneamente con la nascita della teoria glaciale inizia tutta la disputa sulla sua validità, destinata a esaurirsi solo alla fine del secolo.

Collegno (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 & Villa (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 e Paderno, 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), dà 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 perlappunto 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*

PROGETTO CARG

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 la 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; nell'ambito del morenico, Stella riconosce tre avanzate glaciali.

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 ad inquadrarle in un modello organico come faranno invece gli Autori stranieri, in particolare Penck e Brückner, liberi da polemiche passate e con una mentalità scientifica più aperta.

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 quello 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 Gunz 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 ad essere pubblicate ricerche dettagliate ed originali su tutto il Quaternario lombardo e comasco.

PROGETTO CARG

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. Distingue:

I glaciazione (Günz): costituito 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 097-Vimercate è stato poi oggetto di studio da parte di Venzo (1946, 1948a, b) e di Riva (1942, 1949, 1953, 1957).

Riva (1942), analizzando in dettaglio alcuni affioramenti di argille sottostanti al ceppo, mette in dubbio che si tratti di depositi glaciali.

Venzo (1946, 1948a, b) pubblica uno studio dell'anfiteatro morenico di Lecco con una carta geologica in scala 1:30.000, allegata. Attribuisce il ceppo calcareo al Villafranchiano (sincrono all'Astiano Superiore) che sormonta marne lacustri ad *Helix*, mentre il ceppo a elementi valtellinesi è attribuito all'interglaciale Günz - Mindel. I lavori di Venzo sono caratterizzati da una esasperata suddivisione delle classiche glaciazioni (Günz 1 e Günz 2, Mindel 1 e Mindel 2, Riss 1, 2, 3, 4, 5 e Würm 1, 2, 3 e 4) le cui cerchie sono quasi singolarmente correlate con le punte fredde della curva di Milankovitch.

A partire dal 1947 inizia una polemica con pubblicazioni di commento e di risposta ai commenti sia da parte di Riva nei confronti di Venzo sia viceversa di Venzo nei confronti di Riva. Alla fine Riva (1957) pubblica una carta geologica alla scala 1:50.000 degli anfiteatri morenici a Sud del Lario e le pianure diluviali tra Adda e Olona; il suo 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.

Riva ritiene che le "argille sotto il ceppo" siano lacustri, mentre osserva che il ceppo è presente ovunque in perforazione e lungo i corsi dei torrenti "al punto da far sorgere l'idea che si tratti di una pianura sepolta". Riva accetta il fatto che rappresenti il I interglaciale pur avanzando l'ipotesi che si tratti di un deposito singlaciale. Riguardo al ferretto, in polemica con altri Autori, osserva che il ferretto non contiene massi erratici, neppure nei tagli della cerchia ferrettizzata di Maresso e perciò non può essere correlato con il morenico sparso scheletrico ovvero con i massi erratici più elevati presenti lungo le sponde del Lago di Como.

Gabert (1962) nella sua monumentale tesi di dottorato sulla Pianura Padana affronta tra l'altro l'argomento degli anfiteatri morenici. Sono interessanti alcune sue osservazioni generali quali quelle sul fatto che tutte le morene dell'alta pianura appaiono morfologicamente evidenti, pur essendo antiche come quella di Camparada (nel limitrofo Foglio 096-Seregno). Gabert attribuisce questo fatto alla vegetazione che non deve mai aver abbandonato la Pianura Padana (forse grazie alla vicinanza del mare e al riparo offerto dalle Alpi ai venti del Nord) e che perciò ricolonizzava velocemente i terreni deglaciati bloccando l'erosione delle forme. Gabert attribuisce la mancanza di massi erratici nel ferretto al fatto

PROGETTO CARG

che la prima grande glaciazione si è, obbligatoriamente, sviluppata su versanti costituiti da rocce molto alterate. Lo smantellamento di questa spessa coltre ha preceduto il contatto diretto con la roccia sana che nelle glaciazioni successive ha fornito grossi blocchi erratici.

Successivamente, 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 e, nel 1987, Bini affronta il problema del rilevamento del Quaternario da un punto di vista differente abbandonando il modello delle quattro glaciazioni di Penck & 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. Negli anni seguenti viene proseguito il lavoro di rilevamento degli anfiteatri morenici lombardi e ai complessi glaciali vengono sostituite le alloformazioni. Le espansioni glaciali riconosciute non sono più le 4 del modello classico ma aumentano fino a 13.

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.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1. - QUADRO GEOLOGICO E STRUTTURALE

Il settore settentrionale del Foglio 097-Vimercate (Fig. 2), appartenente alle Prealpi Bergamasche, è caratterizzato dallo sviluppo di una catena bordiera di rilievi di media quota (dorsale dell'Albenza), allineata in direzione variabile da NW-SE, a WNW-ESE. La catena è affiancata a S dalla fascia collinare pedemontana: da Colle Brianza al Canto Basso (punto quotato q. 901), fino ai colli di Palazzago e Bergamo ad E dell'Adda. La fascia collinare realizza la transizione verso il settore meridionale, ove si distendono i bassi rilievi riferibili alle cerchie moreniche e la zona di pianura, comprendente i terrazzi dell'Adda e del Brembo. In superficie, la struttura geologica dell'area comprende esclusivamente successioni sedimentarie, in prevalenza mesozoiche e quaternarie, con limitati e localizzati affioramenti, riferibili alla successione terziaria (Paleocene, Eocene e Pliocene).

La zonazione morfologica riflette l'assetto tettonico dell'area, che comprende differenti unità strutturali appartenenti al Sudalpino lombardo, allineate in prevalenza secondo fasce a direzione media prossima ad E-W e di seguito descritte da N verso S (Fig. 3).

Il *Parautoctono delle Prealpi* (Gaetani & Jadoul, 1979; Gaetani *et alii*, 1981) è rappresentato da una pila di lembi di sovrascorrimento separati da scollamenti e rampe S-vergenti. Il Foglio 097-Vimercate ne comprende una limitata porzione corrispondente alla terminazione meridionale del Parautoctono brembano. Si tratta di una pila di unità alloctone, embrici, strutturate principalmente durante le fasi neoalpine mioceniche (Schönborn, 1992), formata dai carbonati massicci della Dolomia Principale e dalle successioni ben stratificate del Retico - Giurassico superiore. Gli embrici sono segmentati da zone di trasferimento e rampe

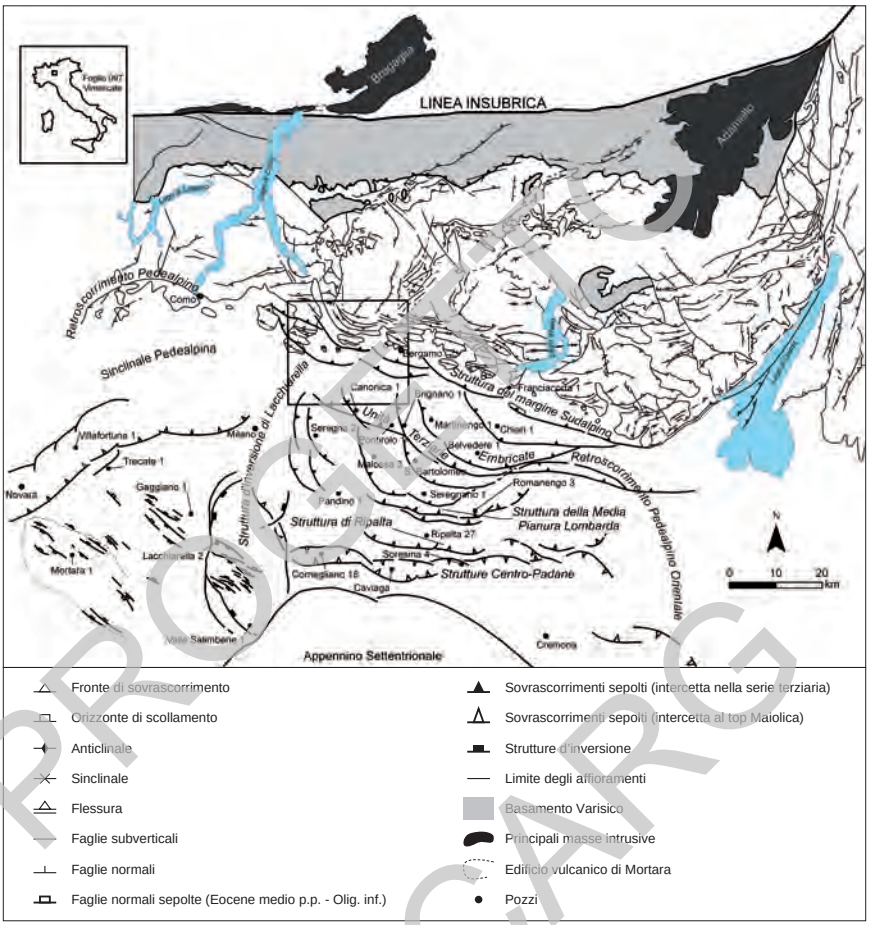


Fig. 2 - *Schema strutturale del settore centrale della catena e dell'avampaese sudalpino (ridisegnato da* Fantoni *et alii, 2004) (l'area del Foglio è evidenziata nel rettangolo nero).*

laterali, rappresentate da faglie ad alto angolo con componenti di trascorrenza, a direzione meridiana (Linea del Faggio - Morterone, zona di trasferimento del Brembo; Zanchi *et alii*, 1988; Schönborn, 1992), che si propagano fino all'estremo meridionale degli affioramenti.

La *Flessura Pedemontana* (*Steep Rand Zone*; Desio, 1929; De Sitter & De Sitter Koomans, 1949) comprende un fascio di pieghe e faglie SSW-vergenti che coinvolgono le formazioni retico - liassiche e cretaciche inferiori, con direzione variabile da E-W a SE-NW a ESE-WNW. Essa corrisponde orograficamente alla catena bordiera già ricordata al raccordo tra i sovrascorrimenti del Parautoc-

PROGETTO CARG

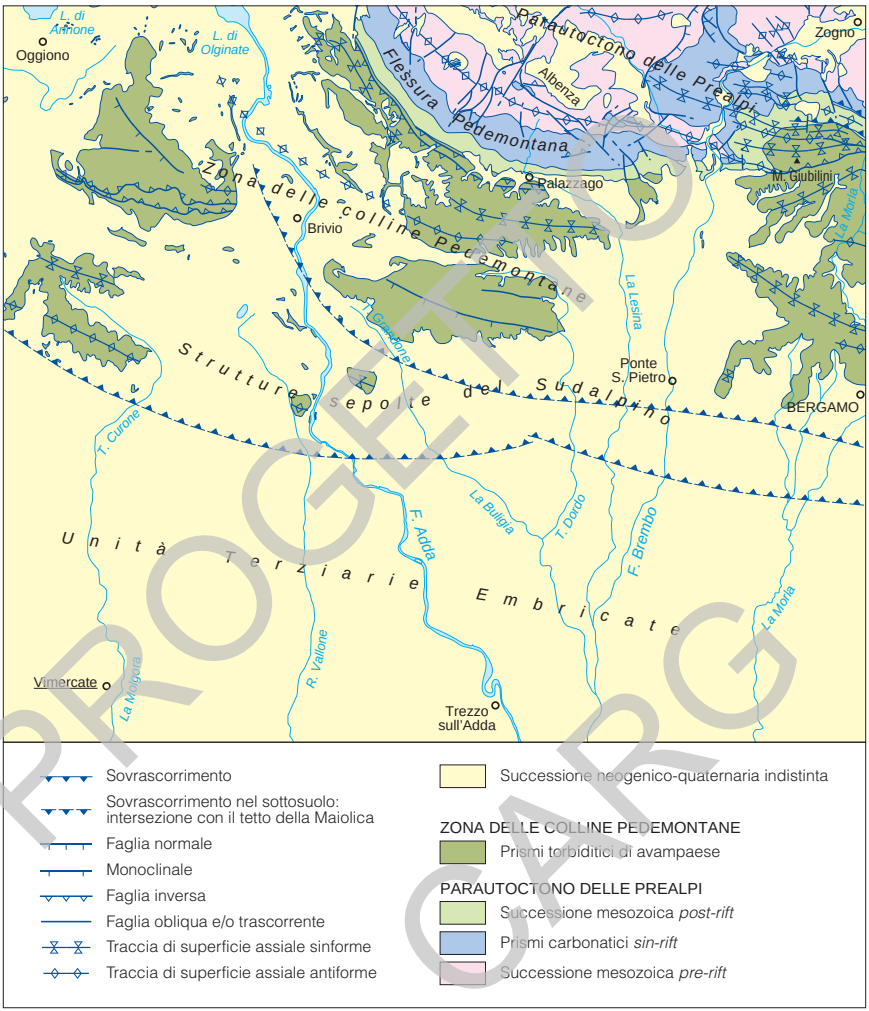


Fig. 3 - *Schema strutturale del Foglio.*

tono ed il fascio di strutture che deforma la successione cretacica delle Colline Pedemontane. Nel Foglio 097-Vimercate la Flessura comprende l'ampia piega a ginocchio, con fianco meridionale sub-verticale dell'Albenza (Desio, 1929; Gaetani *et alii*, 1981), e lo sciame di pieghe di Ubiale (Bersezio *et alii*, 1997). La strutturazione principale della Flessura è neoalpina; Schönborn (1992) ha documentato, per alcuni segmenti della Flessura nel Lecchese, un'evoluzione polifasica con interferenza di sovrascorrimenti fuori-sequenza, tardo miocenici,

PROGETTO CARG

propagatisi verso S ad intersecare la struttura già embricata durante le fasi che portarono all'origine dei fronti sudalpini meridionali (Cintura di Milano; Pieri & Groppi, 1981; Laubscher, 1985).

La *zona a pieghe e sovrascorrimenti delle Colline Pedemontane* (Bersezio & Fornaciari, 1987), fascio di pieghe ed accavallamenti che raddoppiano la successione cretacica, scollata dal proprio substrato in corrispondenza della marna di Bruntino e al proprio interno in corrispondenza del membro delle peliti nere, cenomaniano-turoniane, della formazione di Gavarno. La zona, tra la Linea del Faggio ed il F. Brembo è in contatto tettonico con la Flessura Pedemontana attraverso uno sciame di faglie inverse immergenti a SSW, costituenti una potente zona di faglia settentrionale, caratterizzata dalla ripetizione di due elementi retroscorrenti che coinvolgono la successione aptiano-turoniana (Bersezio & Fornaciari, 1987). Verso S la propagazione dei sovrascorrimenti origina coppie sinclinali-anticlinali chilometriche e regionali, delimitate da un fianco settentrionale verticalizzato e molto continuo lateralmente. Nel Foglio 097-Vimercate le coppie di pieghe regionali principali sono, da W verso E, la sinclinale di Carenno-Pontida e l'anticlinale della valle dell'Adda, la sinclinale di Sorisole e l'anticlinale di Bergamo (Bersezio *et alii*, 1990). Gli affioramenti meridionali della Brianza espongono l'emersione degli sciami di sovrascorrimenti che intersecano a basso angolo la successione del Cretacico superiore, raddoppiandola (Fornaciari *et alii*, 1988).

Dal punto di vista stratigrafico e paleogeografico, la successione mesozoica del Foglio 097-Vimercate si è deposta sul margine della Placca Apula (Channell *et alii*, 1979; Dercourt *et alii*, 1986), a partire dal Norico, nel contesto paleogeografico e strutturale del Bacino Lombardo. Si tratta di una successione di differenti bacini, sviluppati almeno parzialmente sulla crosta continentale varisica, che nell'intervallo di tempo Norico - Cretacico superiore, assumono configurazioni diverse.

Il Triassico superiore (Fig. 4) vede l'ampio sviluppo della piattaforma carbonatica della Dolomia Principale che, nel settore attualmente conservato in Bergamasca ed in Brianza, era scomposta in solchi intrapiattaforma (Bacino intrapiattaforma Taleggio-Brembilla, Bacino Brembano: Jadoul, 1986; Jadoul *et alii*, 1994; Gaetani *et alii*, 1999; Berra *et alii*, 2010) nei quali si raccoglievano successioni di carbonati risedimentati (gruppo dell'Aralalta, Jadoul, 1986; Sequenza N1, Gaetani *et alii*, 1998).

L'annegamento della piattaforma corrisponde ad un limite di sequenza infranorico ed è seguito dall'ampia diffusione di facies argillose, ricche in materia organica, punteggiate da cicli di *shallowing* con sviluppo di piattaforme carbonatiche di estensione variabile da locale a regionale, tra il Norico superiore ed il limite Retico-Hettangiano (Argillite di Riva di Solto - Calcare di Zu - Dolomia a Conchodon, ora formazione dell'Albenza; Lakew, 1990; Jadoul *et alii*, 1994; Roberts, 1994; Sequenze N2/R1/R2, Gaetani *et alii*, 1998; Galli *et alii*, 2007). Lo spessore e l'estensione laterale delle facies carbonatiche di piattaforma, a stratificazione prevalentemente massiccia, e la loro intercalazione con sedimenti

PROGETTO CARG

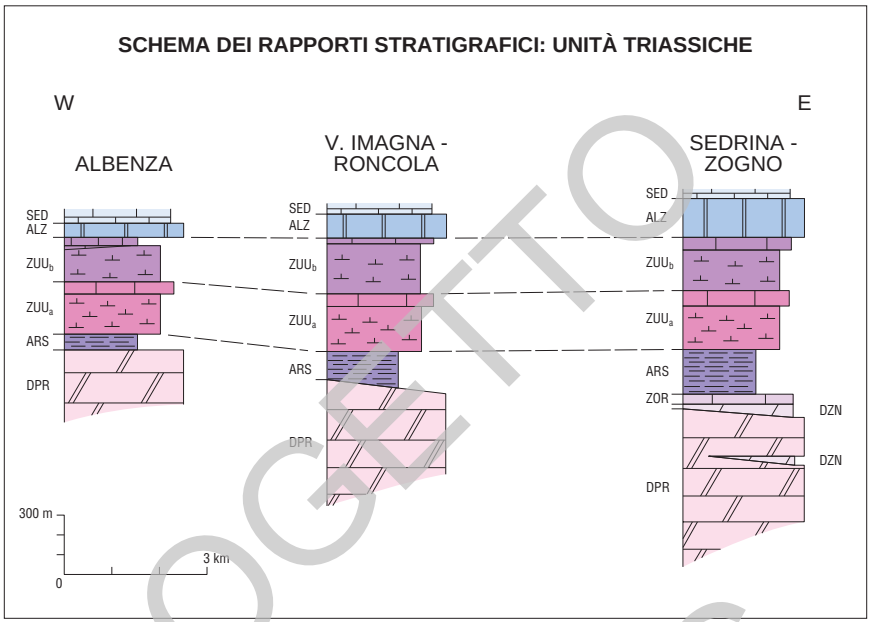


Fig. 4 - *Schema dei rapporti stratigrafici fra le unità triassiche.*

PROGETTO CARG

pelitici e calcareo-marnosi, determinano i caratteri della sequenza reologica che controlla lo sviluppo dei sovrascorrimenti alpini (spessore ed estensione laterale degli embrici, geometria e posizione delle rampe frontali e laterali).

La frammentazione dell'ultima piattaforma regionale (Dolomia a Conchodon, ora formazione dell'Albenza, Jadoul & Galli, 2008) durante la principale fase di *rifting* liassico determina la nuova configurazione del Bacino Lombardo, come sequenza di semi*graben* asimmetrici, sviluppati su blocchi basculati delimitati da faglie normali sinsedimentarie, con direzione meridiana nelle coordinate attuali, e da faglie di trasferimento ad esse oblique (Gaetani, 1975; Winterer & Bosellini, 1981; Sarti *et alii*, 1992; Bertotti *et alii*, 1993). Le faglie principali del sistema di *rift* sono ubicate all'esterno del Foglio 097-Vimercate (sistema di faglie dei Corni di Canzo ad W, Gaetani, 1975; Gaetani & Poliani, 1978; sistema di faglie del Garda - Ballino ad E, Castellarin, 1972). Il Foglio è adiacente e/o comprende alcuni sottobacini del Bacino Lombardo, denominati da W verso E: *Plateau* dell'Albenza (giustapposto tettonicamente al settentrionale Bacino di Morterone), Rilievo di Roncola - Barlino, Bacino di Ubiale, Alto di M. Cavallo (Casati & Gaetani, 1968; Jadoul & Doniselli, 1987; Gaetani & Jadoul, 1986; Bersezio, 1993; Bersezio *et alii*, 1997, 2001). Nel sottosuolo si riconoscono il Rilievo di Palazzago ed il Bacino di Bergamo (Bersezio *et alii*, 2001; Fantoni *et alii*, 2004). I sottobacini vengono ricostruiti, sulla base dei dati di superficie e

di sottosuolo, come solchi di dimensioni longitudinali plurichilometriche e ampi 5-10 km in direzione ortogonale a faglie normali con rigetti ettometrici.

Le successioni liassiche (Fig. 5) riflettono questa articolazione, indicando una prima fase di approfondimento nell'ambito di un ciclo trasgressivo - regressivo completo (Calcare di Sedrina, Francani, 1967; Gaetani, 1970; Sequenza H, Gaetani *et alii*, 1998), seguito dalla deposizione di prismi cuneiformi asimmetrici di torbiditi carbonatiche intrabacinali e di pelagiti/emipelagiti, rastremati gradualmente verso i lembi sollevati nei *footwall* delle faglie distensive, e marginati bruscamente dalle stesse (Gruppo del Medolo).

A partire dal Toarciano, una riorganizzazione generale del Bacino Lombardo, precede la fase di approfondimento per subsidenza regionale. Tra il Toarciano ed il Bathoniano, nell'area ora compresa all'interno del Foglio 097-Vimercate, si estende il bacino di deposizione delle pelagiti associate a torbiditi calcareo-marnose intrabacinali della Formazione di Sogno (Gaetani & Poliani, 1978), che si sviluppa tra l'alto strutturale del M. Cavallo (Casati & Gaetani, 1968) ed i margini dell'alto strutturale dei Corni di Canzo (Gaetani, 1975).

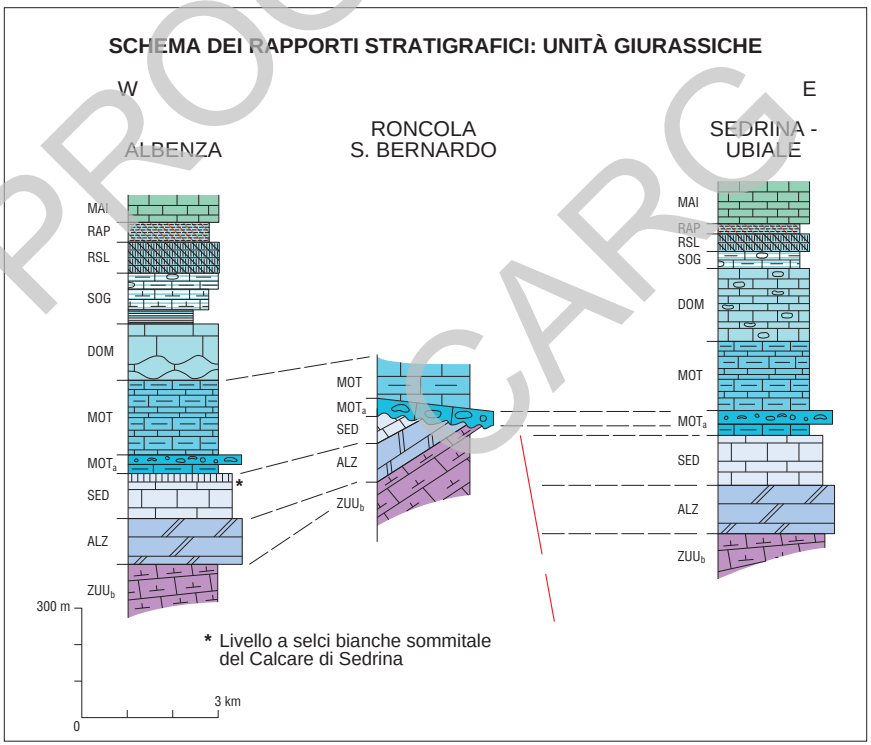


Fig. 5 - *Schema dei rapporti stratigrafici delle unità giurassiche.*

PROGETTO CARG

Il drappo pelagico siliceo-argilloso, costituito dal Selcifero Lombardo, mantella la paleotopografia già in parte smussata dai potenti corpi risedimentati, mentre al margine occidentale della Placca Apula è già avviata la formazione di crosta oceanica (Bertotti *et alii*, 1993). Durante il Cretacico inferiore la transizione verso una lunga fase di sedimentazione bacinale pelagica, calcarea, punteggiata da *black shales*, corrispondente alla Maiolica (Bersezio *et alii*, 2002), è accompagnata dalle fasi iniziali di ristrutturazione crostale dell'intero Bacino Lombardo. I lineamenti distensivi meridiani perdono definitivamente la propria evidenza in questa fase (Bersezio, 1992, 1993).

A partire dall'Aptiano (Fig. 6a, b) il Bacino Lombardo assume la geometria di un solco asimmetrico, diretto circa E-W nelle coordinate attuali, con il margine settentrionale più ripido ed attivo di quello meridionale; quest'ultimo è caratterizzato nel sottosuolo da successioni pelagiche ridotte e lacunose, delimitate da strutture distensive E-W (Malossa, Errico *et alii*, 1979). Il margine orientale del solco è un'ampia ed articolata zona, caratterizzata da troncature e discontinuità, della quale un breve segmento meridionale è esposto al M. S. Onofrio all'interno dell'adiacente Foglio 098-Bergamo. In questo solco si raccolgono i flysch del Cretacico superiore con spessori complessivi di circa 3000 m (Venzo, 1954; Aubouin *et alii*, 1970; Gelati *et alii*, 1982; Bichsel & Haering, 1981), alimentati dal primo smantellamento di falde austro- e sudalpine, in concomitanza con le fasi tettogenetiche eoalpine nelle Alpi Meridionali (Doglioni & Bosellini, 1987; Bersezio & Fornaciari, 1987). Il Bacino Lombardo viene quindi a configurarsi come bacino di avampaese della porzione retrovergente della catena alpina (Bersezio & Fornaciari, 1994), che grava sulla crosta apula, flettendola e determinando la crescita di un rialzo periferico individuabile nell'area di Malossa.

Nel Foglio 097-Vimercate i sedimenti terziari pre-pliocenici affiorano unicamente nella zona di Paderno d'Adda e di M. Giglio, ed esclusivamente nei termini del Paleocene - Eocene (Premoli Silva & Luterbacher, 1966; Kleboth, 1982; Beckmann *et alii*, 1982). Questi affioramenti non consentono di datare con precisione le fasi della strutturazione locale neoalpina, cui si deve la messa in posto dei sovrascorrimenti del Parautoctono, le successive fasi di propagazione dei sovrascorrimenti costituenti la cintura di Milano (Pieri & Groppi, 1981) e le fasi fuori sequenza connesse allo sviluppo della Flessura Pedemontana (Schönborn, 1992). Gli elementi a disposizione sono il coinvolgimento delle formazioni eoceniche nel piegamento e la discordanza planare alla base dei sedimenti del Pliocene marino al margine pedemontano, a loro volta basculati debolmente verso S (T. Tornago, Venzo, 1949, 1950). A questi dati, che delimitano una parentesi temporale comprendente l'intervallo dell'Oligo - Miocene, si aggiungono gli elementi derivanti dai dati di sottosuolo. Una loro recente revisione (Bersezio *et alii*, 2001; Fantoni *et alii*, 2001; Fantoni *et alii*, 2004) indica un'età tortoniana per la strutturazione nel sottosoulo delle "Unità Terziarie Embricate" della Gonfolite. Concorrono alla datazione anche gli elementi indiretti proposti in altri settori ad W delle Giudicarie da Castellarin *et alii* (1992) e ripresi da Picotti *et alii* (1997).

PROGETTO CARG

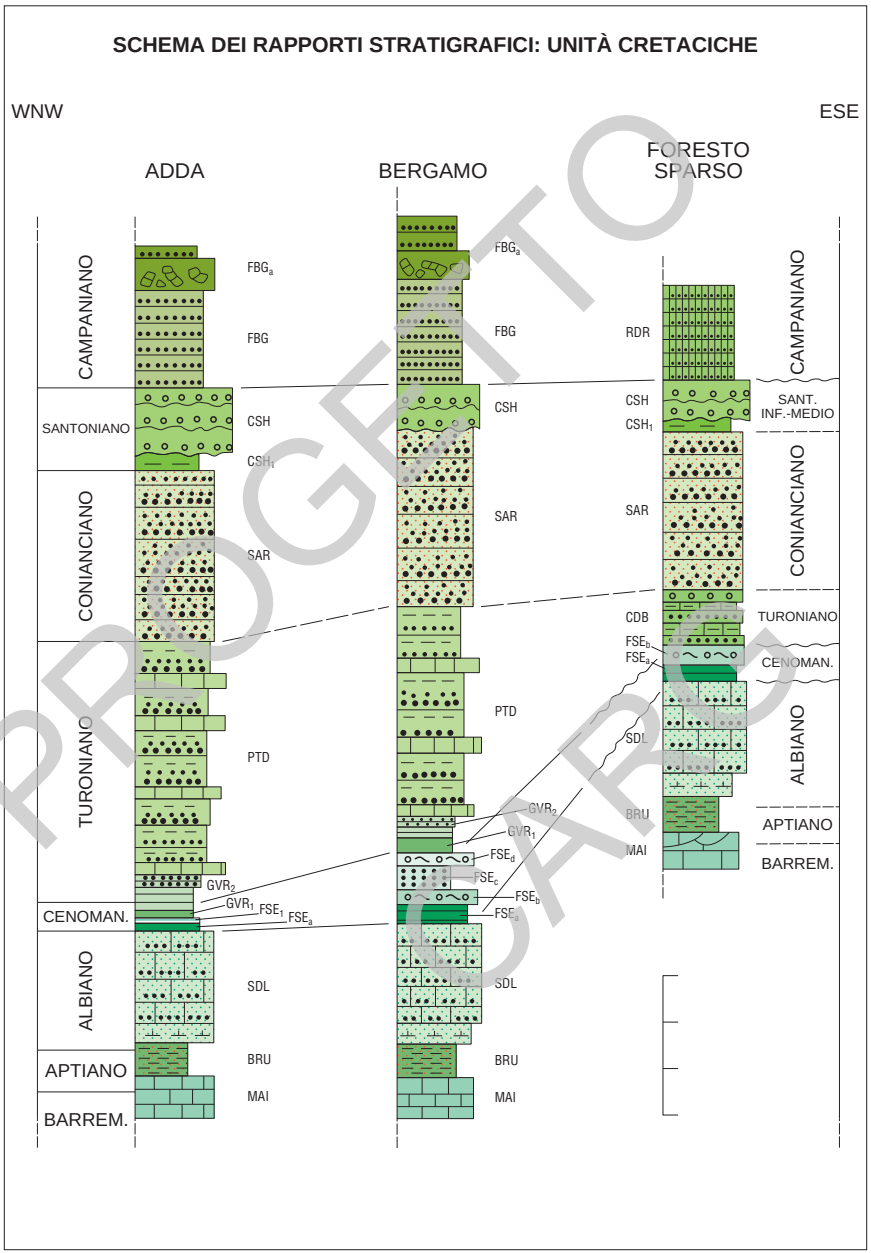


Fig. 6a - *Schema stratigrafico delle unità cretaciche. Lo schema si riferisce alle unità cretaciche affioranti lungo l'intero margine pedemontano lombardo.*

PROGETTO CARG

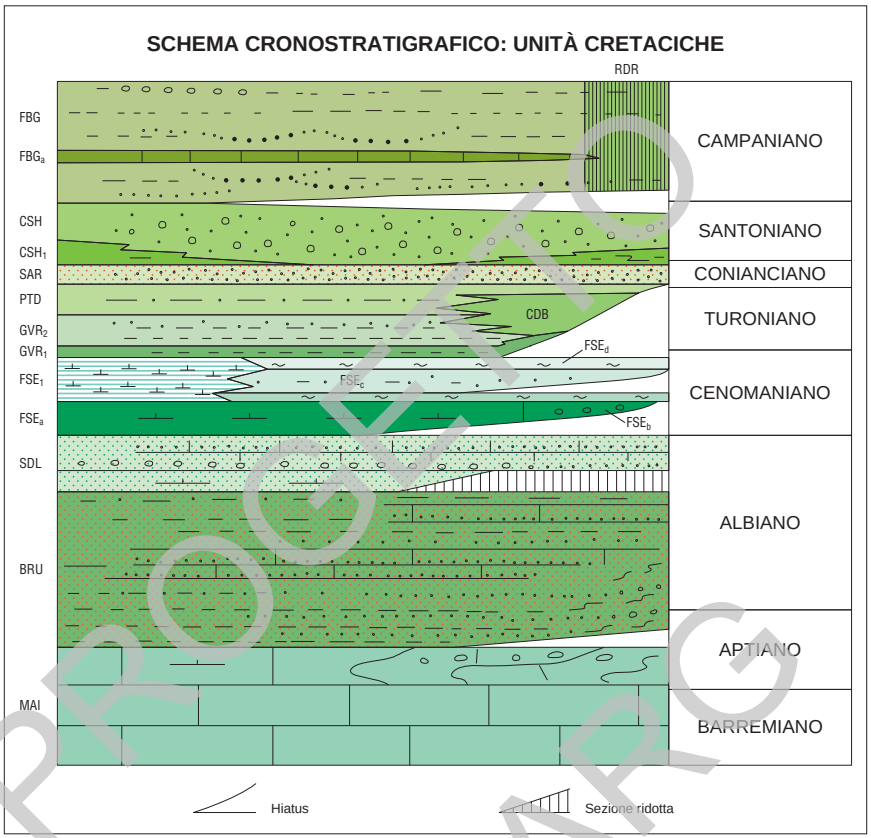


Fig. 6b - *Schema cronostratigrafico delle unità cretaciche. Lo schema si riferisce alle unità cretaciche affioranti lungo l'intero margine pedemontano lombardo.*

2. - DATI DI SOTTOSUOLO

La conoscenza del sottosuolo, nei suoi caratteri essenziali, è resa possibile: dai dati provenienti dalla ricerca per risorse idriche per profondità fino ad un massimo di 200 m, dai dati sismici con taratura di pozzo connessi a ricerche di idrocarburi sviluppate da ENI/AGIP per profondità di qualche chilometro, dal Progetto CROP (Crosta Profonda), supportato dal CNR italiano attraverso la catena alpina, per profondità di qualche decina di chilometri. Per profondità maggiori i dati di sismica sono integrati dai dati provenienti da indagini gravimetriche, geoelettriche e aeromagnetiche.

In conformità con quanto ricostruibile in superficie, anche nel sottosuolo si svilupperebbe una struttura ad embrici S-vergenti con caratteri diversi, per

PROGETTO CARG

il diverso comportamento reologico dei materiali, nelle seguenti unità tettono-stratigrafiche, dal basso (Bersezio *et alii*, 2001):

- il Basamento cristallino ercinico,
- la successione carbonatica mesozoica,
- il prisma clastico del Cretacico superiore,
- il cuneo clastico terziario.

Queste unità sono ricoperte in marcata discordanza dalla successione della Monoclinale Pedealpina (*Pedealpine homocline*, Pieri & Groppi, 1981) estesa tra il Messiniano superiore ed il Quaternario.

a) Il Basamento cristallino ercinico

Esso può corrispondere al "basamento magnetico" di Cassano *et alii* (1986) comprensivo di "metamorfiti (Serie dei Laghi) ed eventualmente vulcaniti e porfidi permiani". In tale caso il Basamento cristallino ercinico nell'area del Foglio 097-Vimercate, all'altezza della valle dell'Adda, si svilupperebbe da circa 7 km ad oltre 10 km di profondità risultando profondamente coinvolto nella struttura ad embrici della successione mesozoica.

L'andamento del tetto del Basamento cristallino ercinico a N di Bergamo, in corrispondenza dell'asse della Val Brembana, potrebbe essere suggerito dal fascio di riflettori che Montrasio *et alii* (1994) interpretano alla sommità della crosta superiore di pertinenza adriatica o apula (profilo CROP Alpi Centrali). È una struttura che da circa 12 km di profondità nel suo tratto meridionale andrebbe gradualmente abbassandosi verso N, collegandosi al Lineamento insubrico e ponendosi come *splay* dello stesso. Si tratterebbe di una struttura di grande importanza in quanto a N di Bergamo, nel Sudalpino, svincolerebbe la porzione alloctona pellicolare di crosta superiore sovrastante e sotto la Pianura Padana controllerebbe lo sviluppo del *Milano belt* di Laubscher (1988).

I dati provenienti dal profilo CROP secondo Montrasio *et alii* (1994) all'altezza di Bergamo suggerirebbero a circa 23 km di profondità il limite tra crosta adriatica superiore e crosta adriatica inferiore e a circa 30 km il limite crosta-mantello. La posizione non molto profonda della Moho sarebbe consistente con l'alto gravimetrico dei dintorni di Bergamo (Marson *et alii*, 1994).

b) La successione carbonatica mesozoica

È la successione sedimentaria di età compresa tra il Triassico ed il Cretacico, presumibilmente non separabile dai sottostanti termini permo-carboniferi, il cui sviluppo in continuità con gli affioramenti sudalpini è già indicato in Pieri & Groppi (1981) e, con più completa delineazione strutturale, in Cassano *et alii* (1986).

La Maiolica, nella parte superiore della successione, costituisce un ottimo *marker* sismico regionale di forte ampiezza e notevole continuità, facilmente identificabile in tutta l'area. Sono inoltre riconoscibili per la loro discreta riflettività le successioni calcareo-marnose del Giurassico e quelle dolomitico-marnose del Norico-Retico; la Dolomia Principale spicca per la sua trasparenza sismica (Bersezio *et alii*, 2001).

PROGETTO CARG

La taratura più significativa della sismica è data dai pozzi perforati nel Campo petrolifero Malossa nella zona di Treviglio, circa 17-27 km a S di Bergamo (Errico *et alii*, 1979). Qui il riscontro con le unità stratigrafiche affioranti è immediato per l'intervallo compreso tra Calcare di Esino (Triassico medio) e Sass de la Luna (Cretacico superiore). La sovrastante facies di Scaglia, estesa dal Cretacico superiore all'Eocene, sostituirebbe la coeva successione clastica confinandone la distribuzione alla fascia di sottosuolo parallela e contigua al margine sudalpino padano.

La successione carbonatica mesozoica sepolta, analogamente a quanto si osserva in affioramento, è caratterizzata da una struttura ad embrici sottili limitati inferiormente da piani di sovrascorrimento a basso angolo che si sviluppano anche attraverso il sottostante Basamento ercinico. Questa strutturazione è ben delineata nella sez. 4 di Cassano *et alii* (1986) tracciata lungo l'asse vallivo dell'Adda.

c) Il prisma clastico del Cretacico superiore

Esso si sviluppa nel sottosuolo sino a pochi chilometri a S della fascia pedemontana che costituisce l'area del suo più caratteristico affioramento. Si tratta di un corpo deformato disarmonicamente rispetto alle sottostanti unità carbonatiche; la disarmonia sarebbe determinata dagli scollamenti sviluppati all'interno delle peliti aptiano-albiane (marna di Bruntino) e turoniane (formazione di Gavarno, membro delle peliti nere). Nel sottosuolo del Foglio 097-Vimercate la ricostruzione geometrica della sommità della Maiolica ha consentito l'individuazione di strutture a prevalente direzione N120°, conformi alle antiformi di Bergamo e della valle dell'Adda (Bersezio *et alii*, 2001). Si tratta di ampie pieghe con geometria a duomo, a base ellittica, tagliate da rampe di piani di sovrascorrimento ben delineate. Il tetto della Maiolica si approfondisce rapidamente di oltre 1 km al fronte di queste strutture nell'*hanging wall* delle rampe; lo stesso si va invece sopraelevando verso N fino a 3-4 km, all'altezza della Flessura Pedemontana. Le strutture sepolte a direzione N120° intercetterebbero gli affioramenti nella struttura di Montevecchia. Solo allo sbocco in pianura del F. Brembo le stesse sarebbero intercettate da una geometria sinforme a direzione N240°.

d) Il cuneo clastico terziario

Si tratta di un prisma clastico, riconoscibile essenzialmente nel sottosuolo della parte meridionale del Foglio, costituito da sedimenti arenaceo-conglomeratici e pelitici di origine torbiditico-emipelagica che danno luogo ad una successione che verso l'alto raggiunge il Miocene inferiore, riconducibile alla Gonfolite lombarda affiorante tra i Laghi di Como e Varese. Essa verso il basso dovrebbe collegarsi alle facies di scaglia emipelagica seguite in discordanza dalle brecce nummulitiche eoceniche (formazione di Tabiago, Kleboth, 1982) affioranti nella bassa valle dell'Adda (Bersezio *et alii*, 2001).

Il cuneo clastico terziario risulta individuato con i suoi lineamenti strutturali essenziali, e con spessori di qualche migliaio di metri, in Pieri & Groppi (1981) e

PROGETTO CARG

Cassano *et alii* (1986). Bersezio *et alii* (2001) la descrivono organizzata in embrici sostenuti da un piano di scollamento basale collocato a tetto della Scaglia che sembrerebbe geneticamente legato alle superfici che deformano la sottostante successione mesozoica. La successione è troncata alla sommità da una superficie di discordanza che la delimita rispetto alla successione della Monoclinale Pedealpina.

e) La Monoclinale Pedealpina

La Monoclinale Pedealpina è costituita da una successione detritica, sottesa alla pianura, debolmente immersa verso S, che verso S si va pure progressivamente ispessendo e completando sino a rappresentare l'intervallo completo Messiniano superiore - Quaternario. La sua strutturazione sarebbe dovuta al basculamento verso S dell'area pedealpina indotto dai sovrascorrimenti appenninici in progressiva migrazione verso N.

Nell'area del Foglio 097-Vimercate in essa possono essere distinte due parti: la parte inferiore (Messiniano superiore - Pliocene) e la parte superiore (Quaternario).

La parte inferiore è stata illustrata a più riprese soprattutto dai ricercatori dell'AGIP in base ai dati provenienti dalla ricerca di idrocarburi; tra questi si ricordano in particolare Rizzini & Dondi (1978), Quattrone *et alii* (1990), Fantoni *et alii* (2001). Si riferisce in particolare agli ultimi Autori il quadro sinteticamente illustrato.

I depositi del Messiniano superiore sono riferibili, dal punto di vista litostratigrafico, alle ghiaie di Sergnano *s.s.* e sigillano le sottostanti strutture ad embrici. In essi sono riconoscibili: un sistema fluvio-deltizio ghiaioso-sabbioso retrogradante passante ad arenarie di piattaforma, un sistema di delta-conoidi ghiaiose progradanti passanti a conglomerati di piattaforma. Tali sistemi al margine meridionale delle Alpi riempiono *canyon* profondamente incisi (Bini *et alii*, 1978) e a loro volta risultano incisi da superfici erosive (valli subaeree e *canyon* subacquei). La loro presenza più significativa è segnalata nelle aree intravallive tra Serio e Adda e ad W dell'Adda nel sottosuolo del Foglio 097-Vimercate.

I depositi del Pliocene sono costituiti da sabbie deltizie e di piattaforma, le sabbie di Caviaga, passanti verso l'alto a peliti di piattaforma e bacinali, le argille del Santerno. Gli stessi risulterebbero intagliati da superfici erosive con andamento meridiano connesse ad una rete idrografica superficiale analoga a quella attuale. In particolare nel settore brembano Chiesa *et alii* (1999) segnalano un paleoalveo in parte colmato da sedimenti marini fossiliferi probabilmente pliocenici.

La parte superiore della successione della Monoclinale Pedealpina può essere ricostruita attraverso l'analisi dei dati provenienti da sondaggi per ricerche idriche che però difficilmente raggiungono e superano i 200 m di profondità. I suoi caratteri più significativi (Pomicino *et alii*, 2001) consistono:

- nella presenza, nella parte superiore del Pliocene, di facies di mare profondo associate a facies di laguna e spiaggia con livelli argillosi talora fossiliferi intercalati a conglomerati, ghiaie e sabbie;

PROGETTO CARG

- nell'esistenza di una netta superficie di erosione che separa i depositi suaccennati da sovrastanti ghiaie continentali pleistoceniche di origine fluviale e fluvioglaciale;

- nell'esistenza all'interno delle ghiaie continentali di due superfici di discontinuità, sottolineate da paleosuoli, che costituiscono un utile strumento di correlazione.

La ricostruzione dell'andamento della superficie di erosione alla base dei depositi continentali ha portato all'individuazione di una paleovalle orientata E-W che da Grassobbio (Foglio 098-Bergamo) si sviluppa sino a Levate. Nel bacino del Brembo i depositi di superficie dell'Olocene e del Pleistocene troncano ed erodono i depositi più antichi.

3. - SISMICITÀ E CENNI DI NEOTETTONICA

La tettonica recente, successiva alla deposizione delle ghiaie di Sergnano (Messiniano sup.), interessa pressoché tutto l'areale del Foglio con sollevamento, temporanei arresti o abbassamenti nello Zancleano e forte sollevamento dal Piacenziano al Quaternario (Carta Neotettonica d'Italia, 1983).

Le evidenze più significative possono essere dedotte:

- dall'affioramento del Pliocene allo sbocco dei principali assi vallivi a quote relativamente alte rispetto alla sua posizione nell'immediato sottosuolo;

- dalle misure geodetiche eseguite dall'Istituto Geografico Militare d'Italia (IGM).

Nel Foglio 097-Vimercate lembi di Pliocene *s.l.*, noti da tempo in letteratura e rivisitati da Chiesa (2001), sono presenti nelle valli del Brembo e dell'Adda.

In Val Brembana si segnalano in particolare quelli del T. Tornago (Almenno S. Salvatore) a 260 m s.l.m., di Almenno San Bartolomeo e di Villa d'Almè. Nella valle dell'Adda è stato descritto di recente (Rigamonti, in Chiesa, 2001) l'affioramento del Pliocene nelle Conche di Paderno a quota 183 m s.l.m.

Le misure geodetiche dell'IGM eseguite nella regione pedealpina nell'arco di tempo 1897-1957 sono pubblicate da Arca & Beretta (1985). Questi Autori nella fascia pedealpina dei Fogli 098-Bergamo e 097-Vimercate segnalano un *trend* di sollevamento con asse ENE-WSW, con velocità mediamente sugli 0,5 mm/anno, con totali di 25 mm che verso N aumentano fino a 50 mm.

Le cause del sollevamento potrebbero ricercarsi in una tettonica prevalentemente estensionale, così come Zanchi *et alii* (1995) documentano tra le valli dell'Adda e del Ticino. Scardia *et alii* (2006), nel calcolare tassi di sollevamento medi compatibili con il valore di 0,5 mm/anno in successioni marino-marginali del Pleistocene, suggeriscono un meccanismo di compensazione isostatica dell'ingente rimozione di detriti dalla catena alpina causata dalle glaciazioni del Pleistocene.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

IV - CARATTERI GEOMORFOLOGICI

Gran parte del Foglio 097-Vimercate è dominato dai depositi glaciali e fluvioglaciali della parte orientale dell'anfiteatro morenico del Lario (Fig. 7). Tutti i ghiacciai hanno seguito un identico percorso pur con una diversa estensione. Il ghiacciaio proveniente dal ramo di Lecco del Lago di Como si divideva all'altezza di Lecco in due lingue, una diretta verso la Brianza attraverso Valmadrera, l'altra diretta verso S lungo la valle dell'Adda. La lingua di Valmadrera interessa il Foglio 096-Seregno, ma il suo fianco orientale è parzialmente compreso nel Foglio 097-Vimercate in appoggio ai gruppi montuosi di Colle Brianza e di Montevecchia. Il ghiacciaio si insinuava tra i due gruppi montuosi in corrispondenza di Rovagnate e, durante le glaciazioni più estese, si congiungeva con il ghiacciaio della valle dell'Adda.

La lingua della valle dell'Adda si adattava alla serie di colli e monti che caratterizzano il pedemonte in questo settore (M. Santa Margherita, il Canto, Brivio, Merate, M. Giglio, M. Robbio, Montevecchia, colli tra Calco e Olgiate Molgora) formando varie digitazioni, come in corrispondenza di Pontida.

Quindi tutto il settore nord-occidentale del Foglio sino a Mongorio, Maresso, Cernusco Lombardone, Robbiate, Carvico e Pontida è caratterizzato da depositi in gran parte glaciali con morfologia a morene e depositi lacustri marginoglaciali di ritiro. All'esterno del semicerchio ideale identificato dalle località sopraddette dominano grandi piane fluvioglaciali caratterizzate dal fatto che, a ogni glaciazione, i fiumi glaciali incidono le piane precedenti generando le scarpate dei terrazzi. I depositi più antichi formano pertanto alti terrazzi ben individuabili nel Foglio.

L'estensione delle piane fluvioglaciali del ghiacciaio dell'Adda era limitata verso E dalla presenza del Brembo. In Val Brembana i ghiacciai non sono mai giunti sino al margine della pianura e, di conseguenza, il Brembo non ha mai

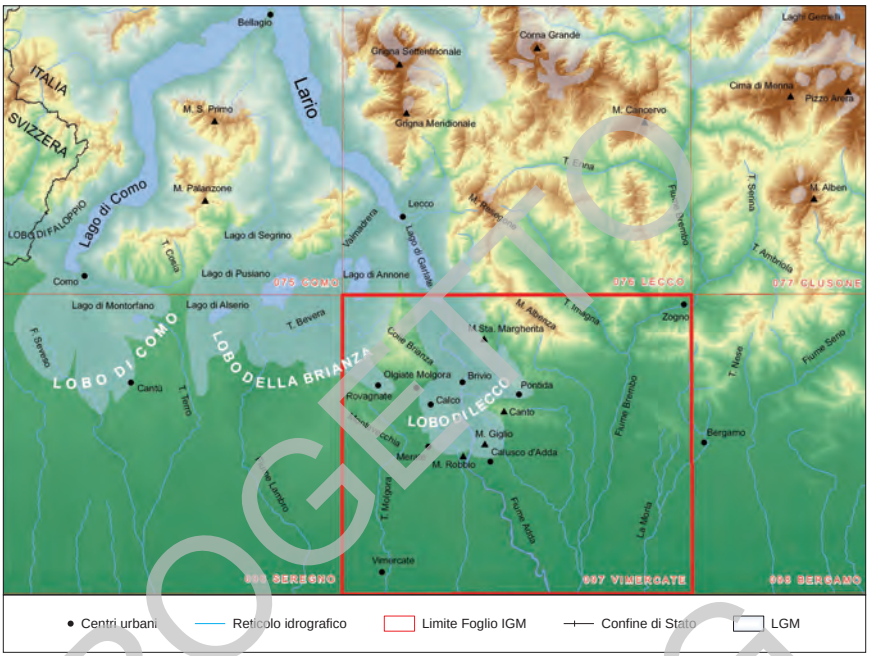


Fig. 7 - *Estensione dei ghiacciai durante l'LGM ricostruita in base alle evidenze di terreno (l'area del Foglio è evidenziata dal rettangolo rosso).*

formato ampie piane fluvioglaciali, ma è rimasto contenuto in una valle relativamente ristretta.

Sia l'Adda sia il Brembo percorrono gran parte del territorio compreso nel Foglio 097-Vimercate all'interno di profonde forre intagliate nei depositi cementati del ceppo del Naviglio di Paderno, ceppo dell'Adda e ceppo del Brembo. Tali forre sono accompagnate da altre valli ugualmente incise, ma attualmente sepolte. Le forre attuali si sono formate nel tempo corrispondente alla deposizione del supersintema di Besnate e sono state, più volte, riempite e svuotate di depositi fluvioglaciali.

Ancora più a E il Foglio 097-Vimercate è interessato da un terzo corso d'acqua, la Morla, che riveste una certa importanza geomorfologica pur essendo attualmente di limitata portata.

Il Torrente Morla nasce nella fascia pedemontana a N di Bergamo, raccogliendo le acque dei versanti meridionali del Canto Alto, e da qui scorre verso SE – nel limitrofo Foglio 098-Bergamo – aggirando i colli di Bergamo per poi piegare verso SW entro il centro abitato. Il suo corso è tutt'oggi ben visibile nel tratto settentrionale e entro la Città Bassa sino quasi alla zona della stazione ferroviaria, laddove si diparte il canale denominato "la Morla", a decorso NNW-

PROGETTO CARG

SSE (via del Casalino). Oltre questo punto, il corso d'acqua, ridotto dalle captazioni sino a portate esigue, scorre in canale sotterraneo, non più riconoscibile in superficie. Il rilevamento dettagliato delle morfologie tutt'oggi conservate entro la zona urbanizzata ha permesso di evidenziare la continuazione del suo corso naturale, mostrando come – a parte i grandi lavori di sbancamento e rimodellamento attuati per realizzare la stazione ferroviaria negli anni 1885-1890 – l'impianto della Città Bassa si sia adattato alle forme originali del territorio senza obliterarle se non in epoche recentissime (Fig. 8).

Allo sbocco in pianura la Morla devia verso W scavando la propria valle entro i depositi ghiaiosi seriani più antichi; tale deviazione può essere legata proprio all'abbondante apporto di sedimenti da parte del F. Serio, anche se non è da escludere che avvenga in risposta ad un sollevamento neotettonico nell'antistante pianura. Questo tratto è caratterizzato da terrazzi alluvionali

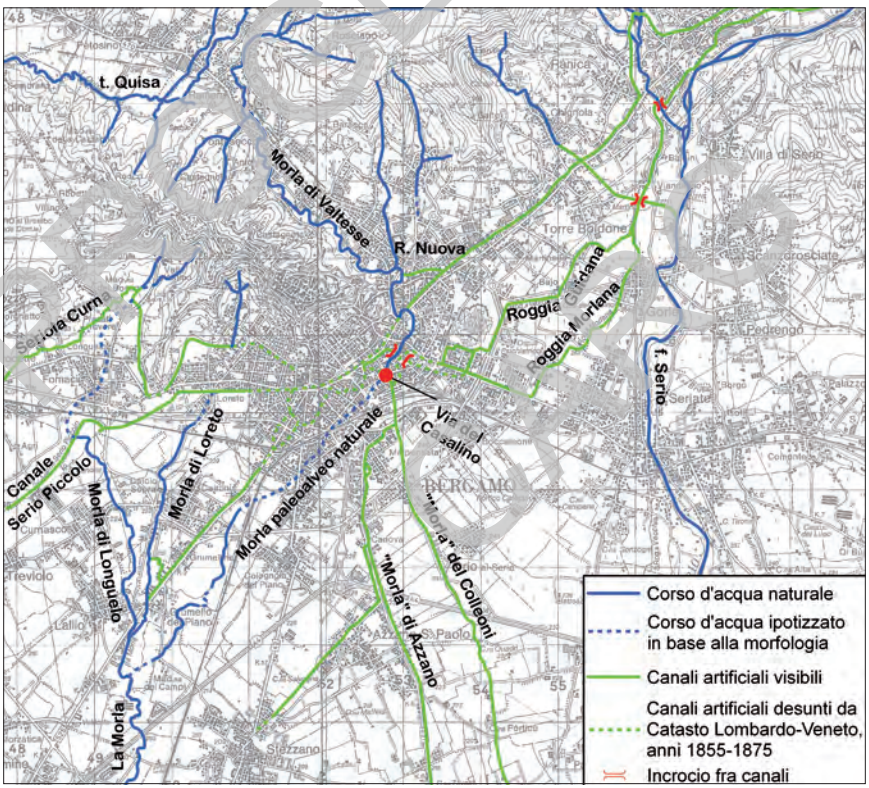


Fig. 8 - *Il corso della Morla e dei suoi affluenti (in blu) e la rete di canalizzazioni impostata a partire dal Basso Medioevo (in verde): la paleovalle individuata attraverso il rilevamento di terreno raccorda la Morla di Valtesse alla Morla riconosciuta nelle carte IGM da Lallio verso S.*

successivi, con orli molto netti e ben riconoscibili, alti sino oltre un metro nella parte nord-occidentale della città; l'altezza delle scarpate decresce via via verso la pianura, sino a ridursi a meno di un metro all'altezza di Lallio. Un'ampia zona di interfluvio, alta e caratterizzata da depositi seriani con profili d'alterazione evoluti, separa in questo tratto la valle della Morla dall'area di pertinenza Serio, decorrendo da Zanica sino oltre Comun Nuovo. Verso W, una analoga fascia rilevata e terrazzata da ambedue i lati sottolinea invece il limite con l'area di pertinenza brembana: su di essa si sono sviluppati i nuclei di insediamento più antichi, da Curno a Treviolo sino a Osio.

Entro la pianura le morfologie, profondamente ritoccate dall'attività millenaria di coltivazione dei campi, divengono pressoché illeggibili; la valle mantiene comunque una propria identità come ampia depressione entro la quale, a S di Lallio, riappare un corso d'acqua naturale denominato Morla; esso riceve qui gli apporti locali del vallone retrostante la frazione di Loreto e della Valle d'Astino. Il suo corso naturale è ben evidente sino al margine meridionale del Foglio, fra Verdello e Verdellino; nel sottostante Foglio 119-Treviglio, nel corso di studi geologici di sottosuolo, in corrispondenza di tale corso d'acqua sono state evidenziate almeno due unità di ghiaie con petrografia diversa da quella seriana e brembana, che testimoniano un bacino della Morla con identità propria, nonché l'importanza di tale corso d'acqua come agente della sedimentazione (Bini A., com. pers.).

Le evidenze geologiche più immediate sono date, come detto, dalla presenza di una ben conservata morfologia a terrazzi alluvionali, mentre maggiori difficoltà si incontrano nella distinzione dei depositi. Il corso d'acqua infatti rielabora i depositi seriani, per cui negli scavi edilizi e lungo le superfici coltivate si osservano ghiaie a ciottoli arrotondati caratterizzate dalla presenza di litotipi non affioranti entro il suo bacino idrografico (basamento e successione permomesozoica), assieme ad un sensibile arricchimento in ciottoli di litotipi della successione cretacica dei Colli di Bergamo.

L'opera di captazione del corso d'acqua è iniziata presumibilmente al passaggio fra Alto e Basso Medioevo, in concomitanza con le prime regimazioni idrauliche per gli insediamenti artigianali dei borghi dipendenti da Bergamo (Pagani *et alii*, 1989; Da Lezze, 1596); nel '300 (ms. 1387, fondo Patetta, Bibl. Naz. Ap. Vat. in: Marchetti & Oscar, 1996) un "*lectum Murgulae*" è ancora riconosciuto e indicato nella descrizione dei confini delle comunità di Campagnola, Colognola, Stezzano; presumibilmente la risistemazione di fine '400 promossa da Bartolomeo Colleoni, con la ristrutturazione delle opere di presa del Casalino e l'ampliamento del canale "la Morla" (Belotti, 1959), porta alla deviazione di gran parte dell'acqua entro quest'ultimo. Nel Catasto Lombardo Veneto, anni 1850-1875 (Bergamo, Archivio di Stato, documenti originali), l'antico corso meandreggiante è segnalato sino oltre la zona di via Maglio del Lotto, in corrispondenza dell'alveo tutt'oggi osservabile. Coperto successivamente nella zona della stazione ferroviaria, esso si riconosce a valle di questa come canale a cielo aperto anche nella cartografia IGM del 1889 (Foglio 33 III SE, Bergamo, 1889).

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

V - STRATIGRAFIA

1. - LA SUCCESSIONE MESOZOICA PRE-*RIFT*

1.1. - Dolomia Principale (**DPR**)

SINONIMI. La Dolomia Principale ha sempre mantenuto la denominazione introdotta nel Sudalpino da Lepsius (1876) equivalente alla *Hauptdolomit* della letteratura tedesca. Essa è riportata tra le Unità tradizionali formalizzate nel fascicolo VI Quaderno 7 del SGN-APAT (Berra *et alii*, 2007).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. La Dolomia Principale affiora in due soli limitati settori del Foglio 097-Vimercate, posti sul versante settentrionale della dorsale dell'Albenza e poco a N di Zogno. In entrambi i casi il limite di letto non affiora, essendo esposta la parte superiore della Formazione.

La Dolomia Principale del versante settentrionale della dorsale dell'Albenza, tra Monte Tesoro e Monte Linzone, costituisce il nucleo della complessa anticlinale omonima, ed è troncata ad E dalla faglia di Bedulita, correlabile al sistema Roncola - Catramerio - M. Molinasco. In quest'area la parte inferiore della successione, dolomitica a strati spessi e banchi, è seguita alla sommità da brecce poligeniche e doloareniti in banchi o strati lenticolari, ricchi di bioclasti, intraclasti e litici dolomitici. Nella parte superiore presso Ponte Giurino si segnalano facies ricche di stromatoliti e gasteropodi.

Nell'area di Zogno la successione comprende cicli *shallowing upward* di dolomie grigio chiare in strati spessi e banchi, talora fossiliferi (alghe dasycladacee, porostromata) o con oncoidi. Nella parte sommitale compaiono brecce poligeniche dolomitiche, associate a *packstone* e *rudstone* a bioclasti e litoclasti ed a biocostruzioni lenticolari costituite da *boundstone* a serpulidi. Presso

Zogno, a tetto di questa successione compaiono laminiti dolomitiche grigio scure, tasche dolomitiche a pisoidi e brecce loferitiche, associate ad esposizione subaerea (Jadoul *et alii*, 2000).

Il limite di tetto è netto, per appoggio delle Argillite di Riva di Solto in una successione incompleta ed estremamente assottigliata, giustificata dalla posizione di alto strutturale con brecce marginali nel caso della dorsale dell'Albenza (Jadoul *et alii*, 2000, 2004).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Lo spessore varia tra 900 e 1500 m di cui poche centinaia esposte nel Foglio.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. La Dolomia Principale, in base alla posizione stratigrafica e alle faune a bivalvi, dasycladacee e palinomorfi, è ritenuta di età Norico inferiore e medio (Jadoul *et alii*, 1994).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. L'ambiente deposizionale della Dolomia Principale è una vasta e articolata piattaforma carbonatica, dolomitizzata precocemente, con prevalenti facies lagunari e di piana tidale nella porzione medio-inferiore, non rappresentata nel Foglio 097-Vimercate. La parte superiore, che invece vi è rappresentata, è espressione delle fasi di retrogradazione e finale progradazione del margine di piattaforma, con passaggio a pendio marginale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. La Dolomia Principale del Foglio 097-Vimercate appartiene alla zona di alto strutturale dell'Albenza, con passaggio laterale al bacino intrapiattaforma ben rappresentato nella bassa valle del T. Imagna (Jadoul *et alii*, 2004). Berra *et alii* (2010) denominano l'opposto margine sollevato della struttura, orientale, come "alto di Camissinone", esposto nell'adiacente Foglio 076-Lecco.

1.2. - Gruppo dell'Aralalta

Istituito da Jadoul (1986), il gruppo dell'Aralalta originariamente comprendeva dolomie zonate, Calcare di Zorzino, "Brecce sommitali della Dolomia Principale" e membro di Artavaggio. In queste note il gruppo comprende le formazioni delle dolomie zonate e del Calcare di Zorzino, uniche affioranti nel Foglio 097-Vimercate.

1.2.1. - *Dolomie zonate* (**DZN**)

SINONIMI. L'unità è stata introdotta da Desio & Venzo (Servizio Geologico d'Italia, 1954) ed è stata ripresa in esame da Jadoul (1986) e cartografata in bassa valle del T. Imagna da Bersezio *et alii* (1997). Solo le litofacies fini e poco dolomitizzate vengono attribuite in questa sede al Calcare di Zorzino, come verrà descritto nel seguito.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Le dolomie zonate affiorano in un unico limitatissimo settore della bassa valle del T. Imagna, ad E della

PROGETTO CARG

faglia di Bedulita, in una finestra erosionale associata allo sciame di pieghe che costituiscono il fianco settentrionale dell'anticlinale del Monte Linzone. Si tratta della parte superiore-sommitale della formazione, costituita da dolomie grigio-violacee, a stratificazione piano-parallela media e sottile associate a corpi e lenti di brecce doloarenitiche e doloruditiche di dimensioni non cartografabili. Il limite di letto non è affiorante. Il limite di tetto è netto ove le dolomie zonate sono ricoperte dall'Argillite di Riva di Solto, graduale ove sono seguite dal Calcare di Zorzino.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Lo spessore varia tra 0 e 200 m.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Le dolomie zonate vengono datate al Norico medio esclusivamente sulla base della loro posizione stratigrafica e sulla datazione con palinomorfi dell'eteropico Calcare di Zorzino (Jadoul *et alii*, 1994, 2004).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Le associazioni di litofacies delle dolomie zonate sono state interpretate come prodotte dalla risedimentazioni in massa della piattaforma carbonatica e del suo margine, ad opera di torbiditi carbonatiche e *debris flow*.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. L'unico affioramento presente nel Foglio 097-Vimercate appartiene alla zona superiore del pendio marginale dell'alto dell'Albenza (Jadoul *et alii*, 2004).

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

SINONIMI. Si tratta di un'unità formale istituita da Casati (1964) e formalizzata dallo stesso nel 1968 con sezione tipo lungo la sponda W del Lago d'Iseo, che in precedenza era stata inclusa nelle dolomie zonate. L'unità è stata ripresa nel fascicolo III Quaderno 7 del SGN da Delfrati *et alii* (2002).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Anche il Calcare di Zorzino affiora unicamente in due limitatissimi settori, il primo nella già citata zona ad E della faglia di Bedulita, sul versante settentrionale del Monte Linzone in bassa valle del T. Imagna ove affiorano le dolomie zonate, il secondo appena a N dell'abitato di Zogno. Si tratta di calcari micritici grigio scuri o neri, in strati tabulari sottili e medi, talora visibilmente gradati, talora con laminazione piano-parallela. In entrambi i casi lo spessore è di pochi metri; solo nella bassa valle del T. Imagna è interpretabile, su base cartografica, la scomparsa della Formazione da E verso W, tra le dolomie zonate e l'Argillite di Riva di Solto, verosimilmente per eteropia con le dolomie zonate (**DZN**). Presso Zogno l'unità presenta località fossilifere, ove sono segnalati tra gli altri fossili pesci, vertebrati e crostacei (Tintori *et alii*, 1985).

I limiti di tetto e letto sono osservabili solo in valle del T. Imagna. L'appoggio di letto sulle dolomie zonate è graduale ma rapido; il limite superiore con l'Argillite di Riva di Solto è netto.

PROGETTO CARG

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Pochi metri.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. In base all'associazione palinologica riportata nelle aree di affioramento esterne al Foglio 097-Vimercate (Jadoul *et alii*, 2004), il Calcare di Zorzino è attribuibile al Norico medio.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. L'ambiente deposizionale è in generale di pendio marginale. L'unico affioramento del Foglio 097-Vimercate presenta uno spessore limitatissimo, a suggerirne la posizione prossima alla sommità del pendio stesso.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Il Calcare di Zorzino appartiene al margine occidentale del solco intrapiattaforma aperto nell'attuale bassa valle del T. Imagna, ad E dell'alto dell'Albenza (Jadoul *et alii*, 2004).

1.3. - Argillite di Riva di Solto (ARS)

SINONIMI. L'Argillite di Riva di Solto è stata istituita come entità formazionale da Gnaccolini (1965) e formalizzata dallo stesso nel 1968 (Gnaccolini, 1968a); essa corrisponde alla "facies sveva del Retico" del Foglio 33-Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1954). L'area-tipo è compresa tra il Lago di Lugano ed il Lago d'Iseo. Jadoul (1986) e Jadoul *et alii* (1994) propongono la suddivisione in due litozone (inferiore prevalentemente argillosa e superiore costituita da cicli argilloso-marnosi e carbonatici). La stessa suddivisione è ripresa in Berselio *et alii* (1997) e da Jadoul *et alii* (2000) nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo, ove le due litozone non vengono cartografate separatamente. In questa sede viene adottata la suddivisione in due litozone (inferiore e superiore) coincidenti con le litozone indicate.

La località e la sezione-tipo dell'Argillite di Riva di Solto sono ubicate lungo la sponda occidentale del Lago d'Iseo. La sezione-tipo si sviluppa lungo la sponda del lago, a partire dalla cava abbandonata collocata poco ad W della chiesa di Riva di Solto e termina circa 1 km a S dell'abitato di Riva di Solto (Gnaccolini, 1965).

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate l'Argillite di Riva di Solto è ridotta stratigraficamente (settore occidentale di affioramento, ove manca l'intera litozona inferiore) o tettonicamente, ed in generale è esposta in modo molto discontinuo e frammentario. Le sezioni più rappresentative, per quanto incomplete, si rinvengono nella bassa valle del T. Imagna. In particolare parte della sezione di Ponte Giurino (Jadoul *et alii*, 2004) è compresa nell'estremità settentrionale del Foglio.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. L'Argillite di Riva di Solto affiora limitatamente nel settore settentrionale del Foglio 097-Vimercate, risultando circoscritta alla bassa valle del T. Imagna ed a poche aree del versante settentrionale della catena dell'Albenza e nei dintorni di Zogno.

PROGETTO CARG

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. La Formazione è costituita da argilliti e marne argillose grigio-nerastre con intercalati calcari e calcari marnosi grigio scuri, principalmente nella porzione superiore. Sono riconoscibili, ma non cartografate separatamente, le due litozone già definite da Jadoul (1986) e Jadoul *et alii* (1994).

La litozona inferiore è caratterizzata da argilliti e argilliti marnose nere, ricche in mica e *silt* quarzoso, fogliettate, in strati frequentemente organizzati in gruppi di lamine parallele, definite da variazioni cromatiche e composizionali (oscillazione del contenuto in carbonati, terrigeni e materia organica), con noduli e interstrati discontinui di calcari micritici scuri, giallastri in alterazione. Le argilliti costituiscono gruppi di strati metrici, normalmente piano-paralleli, molto raramente organizzati in sequenze cicliche riconoscibili sul terreno. Sono presenti sottili strati riccamente fossiliferi, a bivalvi ed altri bioclasti, con struttura disorganizzata o caotica (coquine bioclastiche). L'associazione di litofacies comprende inoltre corpi lenticolari di paraconglomerati intraformazionali, a matrice argillitica nera con intraclasti calcarei e bioclasti, e corpi di limitata estensione orizzontale e spessore metrico, costituiti da *slump* che interessano alternanze calcareo-argillose, con pieghe singenetiche. Il passaggio alla litozona superiore è graduale, per aumento degli strati carbonatici. Nella bassa valle del T. Imagna, dove si trovano sezioni più potenti e complete, il passaggio è caratterizzato dalla presenza di successioni metriche di calcari micritici neri, laminati e da cicli asimmetrici marnoso-calcarei di spessore plurimetrico (Masetti *et alii*, 1989). Queste costituiscono un *marker* calcareo, potente fino a 16 m al limite con la litozona superiore (Jadoul *et alii*, 2004). Nell'area del Foglio 097-Vimercate la litozona inferiore presenta uno spessore variabile da 0 a 110 metri circa. Questa variazione riflette la terminazione progressiva dell'intera litozona da E verso W, cioè dal fondovalle dell'Imagna, ove è presente una successione di pendio-bacino, verso la dorsale dell'Albenza, dove si passa all'adiacente alto strutturale in cui l'intera litozona inferiore è assente.

La litozona superiore si caratterizza per l'incremento degli strati carbonatici, che tendono ad organizzarsi in pacchi da metrici a decametrici. Si tratta di calcari marnosi e/o calcari micritici, grigio scuri o nerastri, solitamente disposti a costituire la porzione superiore e sommitale di unità cicliche di spessore metrico, caratterizzate da una porzione inferiore argillitica, con facies laminate, seguita da una porzione mediana marnosa o marnoso-calcarea, con strati piano-paralleli di spessore decimetrico (Jadoul *et alii*, 1994). La sommità dei cicli è di solito un limite netto tra strati carbonatici ed i sovrastanti pacchi di argillite, separati da patine ad ossidi di Fe che si sviluppano su superfici bioturbate. La litozona superiore è caratterizzata inoltre da una litofacies costituita da bioclastiti a bivalvi, ad assetto caotico o in strati gradati, interpretabili come tempestiti. Complessivamente la litozona superiore presenta uno spessore che non supera i 60 m. Essa appoggia direttamente sulla Dolomia Principale in tutta l'area ad W della Faglia di Bedulita, dove è già avvenuta la terminazione della litozona inferiore contro il margine dell'alto dell'Albenza. Questo contatto è sottolineato dalla presenza

PROGETTO CARG

di brecce intraformazionali e incrostazioni ad ossidi di Fe-Mn. L'appoggio della litozona superiore sull'inferiore è caratterizzato da una superficie di paraconcordanza con lenti di brecce intraformazionali, al tetto della già citata sequenza di micriti nere, monotone, con lenti di paraconglomerato, che costituisce il *marker* locale in valle del T. Imagna.

DATI DI LABORATORIO. Escludendo le litofacies argillitiche, prevalenti, le microfacies delle due litozone dell'Argillite di Riva di Solto comprendono essenzialmente:

1) *mudstone*, frequentemente ricristallizzate in microspariti, abbondantemente bioturbate e con rari foraminiferi bentonici e frammenti di bivalvi;
2) *wackestone* a bivalvi, foraminiferi bentonici, alghe, bioclasti, peloidi ed intraclasti;
3) *packstone* a peloidi ed intraclasti, con bioclasti e foraminiferi bentonici; a questa microfacies vengono attribuite anche *packstone* a bivalvi e bioclasti che rappresentano i livelli tempestitici già descritti;
4) *bindstone* a serpulidi, ricristallizzate con cementi calcitici di differenti generazioni.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Complessivamente l'Argillite di Riva di Solto raggiunge lo spessore massimo di circa 1000 m, nella sezione-tipo, ubicata al margine occidentale del Foglio 099-Iseo (Gnaccolini, 1965). Lo spessore è molto minore nell'area coperta dal Foglio 097-Vimercate, ove non supera i 110 m nella valle del T. Imagna (Jadoul *et alii*, 1994, 2004).

RAPPORTI STRATIGRAFICI. L'Argillite di Riva di Solto poggia in modo netto o sulle dolomie zonate (bassa valle del T. Imagna, presso Costa) o direttamente sulla Dolomia Principale (poco a S di Bedulita). Ad W di Bedulita (alto dell'Albenza) e in bassa valle del T. Imagna (alto di Carnissinone, in parte esterno al Foglio 097-Vimercate), la discontinuità tra Dolomia Principale e litozona superiore dell'Argillite di Riva di Solto è sottolineata da un orizzonte di brecce a clasti anneriti potente fino a 4 m, seguito da dolomie ricche in materia organica e frustoli vegetali su cui poggiano bruscamente le argilliti nere dell'Argillite di Riva di Solto (Berra *et alii*, 2010).

Il passaggio al sovrastante Calcare di Zu è più graduale. Gnaccolini (1965) suggerisce di posizionarlo ove le intercalazioni calcaree prevalgono sulle argilliti e marne. Nei settori occidentali del Bacino Lombardo, che includono il Foglio 097-Vimercate, Jadoul *et alii* (1994) suggeriscono di porre il limite in corrispondenza dell'inizio di un *trend* regressivo, evidenziato dalla comparsa di carbonati con pseudomorfi di minerali evaporitici, orizzonti di carniole, calcari dolomitici e livelli stromatolitici.

FOSSILI. Le associazioni faunistiche dell'Argillite di Riva di Solto vengono riportate ampiamente da Gnaccolini (1965), al quale si rimanda per l'elenco delle specie rinvenute e per le referenze bibliografiche. I livelli argillosi della litozona inferiore si presentano solitamente sterili o assai poveri di macrofossili. Livelli a matrice argillosa, interpretabili come tempestiti, si caratterizzano per l'abbondanza dei bivalvi, frammenti di pesci, crostacei e vertebrati (Jadoul *et alii*, 1994).

PROGETTO CARG

Le successioni fossilifere della bassa valle del T. Imagna sono state studiate e descritte da Jadoul *et alii* (2004).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. In base alla presenza di numerose specie considerate esclusive del Retico, in associazione con specie attribuibili al Retico-Liassico e subordinatamente al Norico o all'intero Triassico superiore, Gnaccolini (1965) attribuisce la Formazione al Retico, nella sezione-tipo. Gli studi sui vertebrati condotti da Wild (1989) e sui palinomorfi, condotti da Cirilli (in Jadoul *et alii*, 1994) e da Galli *et alii* (2007), suggeriscono un'età Norico superiore per l'Argillite di Riva di Solto, con certezza nel settore bergamasco occidentale. Su queste basi Jadoul *et alii* (1994) ne propongono l'attribuzione al Norico superiore nell'intera area di affioramento e Gaetani *et alii* (1998) definiscono e datano la sequenza deposizionale N2-R1 che contiene l'intera formazione, unitamente alle litozone inferiori del Calcare di Zu. Infine Jadoul *et alii* (2004) definiscono le sequenze di terzo ordine N3 ed N4, attribuendo al Norico medio-superiore, la litozona inferiore ed al Norico superiore la litozona superiore dell'Argillite di Riva di Solto.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Diversi Autori hanno interpretato i caratteri deposizionali di questa successione come tipici di un ambiente di solco intrapiattaforma in connessione con la Dolomia Principale (litozona inferiore) e di rampa da distale a prossimale (litozona superiore) (Lakew, 1990; Jadoul *et alii*, 1994; Gaetani *et alii*, 1998). La ciclicità deposizionale è stata attribuita a controllo paleogeografico e climatico-eustatico determinato da cause orbitali (Masetti *et alii*, 1989; Burchell *et alii*, 1990). La riduzione di spessore, associata a mancanza dell'intera litozona inferiore è già stata in precedenza interpretata come terminazione sull'alto dell'Albenza.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. L'Argillite di Riva di Solto del Foglio 097-Vimercate appartiene al Bacino Lombardo, il cui sviluppo come bacino intracontinentale in un contesto di transtensione è avviato almeno a partire dal Norico (Bertotti *et alii*, 1993 con referenze). All'interno del Bacino Lombardo, Jadoul *et alii* (1994) individuano una struttura distensiva di tipo asimmetrico, cui si associa l'apertura eterocrona di differenti sottobacini, delimitati sui margini occidentali da faglie con forte componente normale. Gli affioramenti del Foglio 097-Vimercate si collocano in parte sull'alto dell'Albenza, in parte al margine del pendio individuato in bassa valle del T. Imagna e del Bacino della Val Taleggio (Jadoul *et alii*, 2004).

1.4. - Calcare di Zu (**ZUU**)

SINONIMI. Il Calcare di Zu è stato istituito formalmente da Gnaccolini (1965) e formalizzato dallo stesso nel 1968 (Gnaccolini, 1968b), a sostituire l'unità stratigrafica in precedenza nota come "facies carpatica del Retico" (Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 33-Bergamo). L'area-tipo corrisponde alla regione compresa tra il Lago di Lugano ed il Lago d'Iseo.

PROGETTO CARG

Con particolare riferimento alle caratteristiche osservabili in bergamasca centrale, Lakew (1990) suggerisce di suddividere la formazione in 3 litozone, mentre Jadoul *et alii* (1994) propongono la suddivisione in 4 litozone (Zu1 e Zu3, calcareo-marnose con sequenze cicliche; Zu2 prevalentemente carbonatica, corrispondente al Banco a Coralli di Lakew, 1990 ed al primo orizzonte a coralli di Jadoul & Gnaccolini, 1992; Zu4 sottilmente stratificata e selcifera). La stessa suddivisione è ripresa nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (Jadoul *et alii*, 2000) ove però le litozone non sono cartografate separatamente. Bersezio *et alii* (1997) adottano la stessa suddivisione, cartografando separatamente la coppia delle litozone Zu1 e Zu2 (ben delimitate a tetto dalla sommità del Banco a Coralli) e la coppia Zu3-Zu4.

Galli *et alii* (2007) propongono di elevare a rango di formazione la litozona Zu4, con il nome di formazione di Malanotte. Come già accennato si tratta di micriti nere, sottilmente stratificate, difficilmente distinguibili da intervalli analoghi appartenenti al Calcare di Zu e tradizionalmente considerate parte dello stesso, con spessore compreso tra 0 e 33 m (Galli *et alii*, 2007). L'area-tipo è individuata dagli Autori nella dorsale dell'Albenza, la sezione-tipo è ubicata in Val Malanotte (sul versante occidentale del Monte Linzone), al centro dell'area-tipo. L'oggettiva difficoltà di tracciare la base della formazione di Malanotte, il suo esiguo spessore, pressoché sempre inferiore ai 20 m e la sua somiglianza con i litotipi del Calcare di Zu, hanno suggerito di conservare anche per il Foglio 097-Vimercate la suddivisione di questa formazione in 2 litozone, come negli adiacenti Fogli 098-Bergamo e 099-Iseo.

La sezione-tipo e la località-tipo del Calcare di Zu, si trovano lungo la sponda occidentale del Lago d'Iseo. La sezione-tipo si sviluppa lungo la parte orientale della Val Fonteno, che sbocca nel Sebino presso Zu (Gnaccolini, 1965) e sulla sponda del lago, fino alla Punta della Pietra. La sezione presenta il massimo spessore del Calcare di Zu (oltre 1000 m) e, pur con ampi tratti di copertura, consente di osservare l'intera stratigrafia e di riconoscere le quattro litozone citate in precedenza, nelle relative variazioni laterali dovute alla posizione paleogeografica depocentrale della sezione in oggetto, rispetto all'area bergamasca centrale ove esse sono state definite.

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate il Calcare di Zu presenta solo localmente caratteri confrontabili a quelli presenti nella località-tipo, con spessori minori e con minore continuità di esposizione. Le sezioni più complete e continue sono disponibili nella bassa valle del T. Imagna e lungo il versante nord-orientale della dorsale del M. Albenza - Monte Tesoro, tra cui le sezioni di Val Malanotte, della Cava Italcementi (Albenza) e di Valcava - Torre de' Busi (Galli *et alii*, 2007).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Il Calcare di Zu affiora unicamente nel settore settentrionale del Foglio 097-Vimercate, costituendo l'ossatura dei rilievi della Flessura Pedemontana nella dorsale dell'Albenza. La formazione riaffiora ad E nel settore della Corna Marcia e tra la Val Brembilla e la Val

PROGETTO CARG

Brembana presso Zogno, ove disegna le ben note pieghe ettometriche che caratterizzano il versante settentrionale della valle.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il Calcare di Zu è stato suddiviso in due litozone informali, sulla base della suddivisione in litozone operata da Jadoul *et alii* (1994, 2004). Ciascuna delle due litozone è formata a sua volta da una coppia di entità stratigrafiche di ordine gerarchico inferiore.

Litozona inferiore (ZUU_a; litozone Zu1 e Zu2 di Jadoul *et alii*, 1994 e Jadoul *et alii*, 2004). Nel Foglio 097-Vimercate questa litozona si sviluppa con una potenza che supera i 200 m nella dorsale dell'Albenza. Essa è costituita da alternanze di calcari micritici e bioclastici con calcari marnosi da grigi a nerastri, marne e argilliti marnose nerastre. Questi litotipi si associano in modo ciclico, costituendo in prevalenza sequenze negative, più raramente simmetriche o positive. Le sequenze sono formate da gruppi di strati piano-paralleli, con spessore e frequenza degli strati calcarei varianti in modo sistematico verso l'alto. Le sequenze negative sono in genere aperte da argilliti grigio scure laminate, passanti verso l'alto a marne e calcari marnosi, fino a calcari micritico-bioclastici, questi ultimi costituenti banchi formati da gruppi di strati medi e spessi, amalgamati. Queste successioni si sviluppano con spessori metrici/decametrici. L'appoggio delle argilliti che aprono ciascun ciclo sulla sommità dei banchi micritici del ciclo sottostante è netto e può essere associato alla presenza di una crosta a noduli di ferro o ad un vero e proprio *hard-ground*. Le sequenze simmetriche si sviluppano gradualmente a tetto e letto, presentando di norma una porzione superiore meno potente e ben sviluppata rispetto all'inferiore. Le intercalazioni terrigene fini sono molto ricche di materia organica ed interamente laminate o bioturbate e fossilifere (bivalvi). La porzione superiore della litozona è costituita dalla litozona Zu2 di Jadoul *et alii* (1994) o Banco a Coralli di Lakew (1990), Primo orizzonte a Coralli di Jadoul & Gnaccolini, 1992. Essa assume una potenza decametrica nel settore dell'Albenza. Si tratta di un gruppo di strati amalgamati di calcari micritici grigio-nerastri passanti a biolititi grigie con coralli, gasteropodi, brachiopodi, bivalvi. Questi strati sono ricoperti da calcareniti e calciruditi oolitico-bioclastiche a brachiopodi, crinoidi, bivalvi (tra cui talora grandi megalodonti), foraminiferi bentonici, alghe dasycladacee, frammenti di coralli, in strati medi e quindi da un potente pacco di calcari micritici o fossiliferi (bivalvi, frammenti di coralli) in strati amalgamati o del tutto indistinguibili. All'interno di questa litozona sono presenti *patch reef* a coralli, descritti da Lakew (1990) in Albenza.

Litozona superiore (ZUU_b; litozone Zu3 e Zu4 di Jadoul *et alii*, 1994, 2004; litozona 3 di Lakew, 1990; litozona Zu3 e formazione di Malanotte di Galli *et alii*, 2007). Questa litozona informale si sviluppa con uno spessore che non raggiunge i 200 metri nell'area del Foglio 097-Vimercate. Il limite con la litozona ZUU_a è netto, essendo rappresentato dall'appoggio di marne argillose grigio scure sui banchi amalgamati appartenenti alla sommità del sottostante Banco a Coralli. La litozona superiore è costituita in prevalenza dai litotipi della litozona Zu3 di Jadoul *et alii* (1994), la cui associazione ripete in modo confrontabile i caratteri

PROGETTO CARG

deposizionali della litozona Zu1. Più frequenti rispetto a questa sono le litofacies di calcareniti oolitico-peloidali e bioclastiche, che costituiscono singoli o gruppi di strati a laminazione obliqua concava o planare ed incrociata a scala media. A tetto dei cicli marna-calcare sono stati osservati, in Albenza, alcuni livelli di spessore metrico costituiti da calcari vacuolari da grigi a bruno-giallastri con pseudomorfosi di calcite su gesso. Jadoul *et alii* (2000) segnalano due di questi livelli di "carniole" nella sezione del M. Albenza. Analogamente sono più abbondanti i corpi metrici di biolitite a coralli, lenticolari ed associati ad argilliti marnose nere. Il succedersi di cicli marnoso-calcarei è coronato dallo sviluppo di un banco calcareo, stratificato o amalgamato, a luoghi riccamente fossilifero (coralli, spugne, porostromata, dasycladacee, megalodonti) e talora oncolitico, corrispondente alla "sub-litozona c" del Calcare di Zu3, di Jadoul *et alii* (1994). La litozona Zu4, o formazione di Malanotte (Galli *et alii*, 2007) potente circa 15 metri, si sovrappone a questo secondo banco di piattaforma. Essa si caratterizza per la regolare alternanza di calcari marnosi e marne nerastre, a stratificazione media e sottile, piano-parallela o fortemente ondulata, talora con associati livelli a stratificazione disturbata e *slump*. A questi litotipi si associano, con aumento progressivo della frequenza verso il tetto del Calcare di Zu, lenti e livelli molto sottili di calcareniti e calciruditi a bioclasti (tra cui bivalvi disarticolati a guscio sottile) talora posizionate alla base di gruppi di strati sottolineati da croste di Fe-Mn, tipo *hard ground*.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies dei litotipi carbonatici del Calcare di Zu si differenziano in base alla posizione paleogeografica e stratigrafica oltre che all'interno dei cicli elementari che ne costituiscono la successione. I calcari delle sequenze negative minori tipiche di entrambe le litozone sono *mudstone* a peloidi e bioclasti, passanti verso la sommità di ciascuna sequenza a *wackestone* e *packstone* a peloidi, bioclasti ed ooliti, con foraminiferi bentonici, *pellet*, bioclasti micritizzati (cortoidi); la presenza di granuli micritizzati è relativamente comune. Le *mudstone* tipiche della litozona Zu4 o formazione di Malanotte, sottilmente stratificata, si differenziano per l'estesa bioturbazione, la silicizzazione e l'abbondanza di spine di poriferi. Le microfacies di *grainstone* sono caratteristiche dei due banchi a Coralli principali e dei livelli oolitici a laminazioni oblique, incontrati nelle litozone Zu3 e Zu4. Si tratta di *grainstone/packstone* ad ooliti, peloidi, *pellet*, piccole oncoliti, *lump* ed altri bioclasti micritizzati (cortoidi), foraminiferi bentonici e bioclasti (crinoidi, coralli, bivalvi ed altri molluschi). Tutte queste microfacies possono presentare una dolomitizzazione tardiva che tende a mascherare, fino a cancellare, la tessitura originale.

Microfacies differenti sono rappresentate dalle rare *rudstone* intraclastiche e bioclastiche, a matrice micritica o microcristallina, che caratterizzano i pochi livelli paraconglomeratici riconosciuti, oltre che dalle *boundstone* e *framestone* a coralli e porostromata che caratterizzano i *patch reef* descritti in precedenza nella litozona superiore.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Complessivamente il Calcare di Zu assume il massimo spessore ad W del Sebino, raggiungendo il

PROOF ONLY

migliaio di metri nella sezione-tipo. Nell'area coperta dal Foglio 097-Vimercate lo spessore totale non supera i 400 metri. La litozona inferiore può arrivare ad una potenza di 230 metri, di cui non più di 50 rappresentati dal Primo Banco a Coralli (litozona Zu2). La litozona superiore non raggiunge i 200 m, circa 30-50 m dei quali attribuibili al banco calcareo di piattaforma già indicato come sub-litozona c della litozona ZU3, e 15-30 m dei quali attribuibili alla litozona sommitale (Zu4, o formazione di Malanotte).

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite inferiore del Calcare di Zu, litozona ZUU_a, corrisponde al passaggio graduale tra le sequenze argilloso-calcaree che caratterizzano l'Argillite di Riva di Solto ed i cicli calcareo-marnosi della litozona inferiore. Questi caratteri sono del tutto evidenti nella bergamasca centrale, nelle basse valli dell'Imagna e del Brembo, incluse nel Foglio 097-Vimercate. Il limite tra litozona inferiore e litozona superiore è netto, corrispondendo alla sommità del corpo carbonatico massiccio che costituisce la litozona Zu2, ricoperto da argilliti nere che aprono il successivo gruppo di cicli, tipico della litozona Zu3. Il limite formazionale di tetto è determinato dall'appoggio netto e planare delle facies di calcari micritici o oolitici grigio chiari o nocciola, mal stratificati e parzialmente dolomitizzati della formazione dell'Albenza, sui calcari marnosi grigio nerastri, a stratificazione media e sottile della litozona Zu4 (sommità della litozona ZUU_b). Nell'area dell'Albenza il limite è caratterizzato dall'appoggio in relazione di *downlap* delle calcareniti oolitiche, parzialmente dolomitizzate della formazione dell'Albenza su calcari micritici, più o meno marnosi del sottostante Calcare di Zu, litozona ZUU_b (Jadoul *et alii*, 1994; Galli *et alii*, 2007). Nell'area di Roncola - S. Bernardo e tra la Corna Marcia e Strozza (bassa valle del T. Imagna) il Calcare di Zu è troncato a tetto. La superficie di erosione intacca la litozona superiore ed è ricoperta in discordanza angolare dai litotipi del calcare di Moltrasio e dalle brecce a questo associate, individuando una discontinuità con lacuna erosionale corrispondente al Retico *p.p.* - Hettangiano.

FOSSILI. Il Calcare di Zu è spesso riccamente fossilifero, principalmente nei banchi calcarei più potenti, ma anche in corrispondenza delle lenti biocostruite (*patch reefs*) intercalate a questi. Le associazioni più frequenti comprendono bivalvi, brachiopodi, porostromata, coralli. Alcune tra le specie più significative comprendono *Myophoria inflata* Emmerich, *Rhaetavicula contorta* Portlock, *Cardita austriaca* Hauer, *Protocardia rhaetica* (Merian), *Gervilleia sebina* Scossiroli, *Bactrillium striolatum* Heer (Vecchia, 1950 con referenze citate). Tra i coralli sono diffuse le specie appartenenti ai generi *Retiophylla* ed *Astreomorpha* (Allasinaz, 1962). Tra i foraminiferi bentonici sono diffusi *Triasina hantkeni* Majzon, *Aulotortus* sp. ed *Auloconus* (Lakew, 1990).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Sulla base delle associazioni paleontologiche il Calcare di Zu è stato a lungo attribuito al Retico. Sulla base delle associazioni a palinomorfi, Cirilli (in Jadoul *et alii*, 1994) posiziona il limite Norico-Retico all'interno del calcare di Zu, poco sopra il limite tra litozona inferiore (ZUU_a) e superiore (ZUU_b), cioè sopra la sommità del Banco a Coralli che costituisce la litozona Zu2. Gaetani *et alii* (1998) inseriscono la litozona

PROGETTO CARG

inferiore nella Sequenza Deposizionale N2-R1, unitamente all'intera successione dell'Argillite di Riva di Solto; la litozona superiore costituirebbe una sequenza a parte, denominata R2 ed attribuita interamente al Retico. In base alla palinostratigrafia, Galli *et alii* (2007) riconoscono il limite Retico-Hettangiano all'interno della formazione di Malanotte, cioè nella porzione sommitale della litozona ZUU_b cartografata nel Foglio 097-Vimercate. Sulla base di tutti questi dati il Calcare di Zu coprirebbe l'intervallo Norico superiore - Hettangiano *p.p.* e conterrebbe il limite T-J. Questi dati hanno trovato recente conferma nelle analisi biostratigrafiche integrate, comprensive dello studio dei Conodonti, proposte in Muttoni *et alii*, 2010. Gli Autori, proprio nelle già citate sezioni di Malanotte ed Italcementi, interne al Foglio 097-Vimercate, hanno calibrato una curva magnetostratigrafica che suggerisce per il Retico una durata di circa 8 Ma, documentata dalla stratigrafia dell'intero Calcare di Zu.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. L'associazione di facies e le associazioni paleontologiche indicano per il Calcare di Zu un ambiente deposizionale misto, terrigeno/carbonatico, di bassa profondità, assimilabile ad un contesto di rampa carbonatica (Lakew, 1990). Le variazioni di spessore, e le associate variazioni di facies, indicano i mutamenti di questo contesto deposizionale. In particolare si osservano le transizioni tra aree caratterizzate da subsidenza limitata ed ambienti di elevata energia, in posizione prossima al livello di base del moto ondoso (bergamasca centrale; Jadoul *et alii*, 1994), ed aree di rampa distale caratterizzate dalla massima subsidenza e dai conseguenti massimi spessori delle facies terrigene e carbonatiche fini. In questo caso vengono meno le facies calcarenitiche laminate (Foglio 099-Iseo, sponda sebina occidentale). I due principali corpi carbonatici contenuti nel Calcare di Zu, rispettivamente costituenti la sommità della litozona ZUU_a e la parte superiore della litozona ZUU_b, rappresentano fasi regressive che portano alla progradazione regionale di piattaforme carbonatiche, il cui sviluppo identifica le sequenze deposizionali già citate di Gaetani *et alii* (1998). Tali fasi regressive si associano a cambiamenti climatici verso climi aridi, documentati dalle associazioni a palinomorfi (Cirilli in Jadoul *et alii*, 1994). Lo sviluppo delle sequenze cicliche ad alta frequenza, interpretate generalmente come cicli di *shallowing*, è ricondotto alle variazioni eustatiche relative (Jadoul & Gnaccolini, 1992; Jadoul *et alii*, 1994) sotto il controllo delle frequenze orbitali (Masetti *et alii*, 1989).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Il Calcare di Zu appartiene al Bacino Lombardo, che durante il Norico sommitale - Retico si presenta meno drammaticamente differenziato in sottobacini, rispetto alla fase precedente di transtensione norica. Per questo l'aumento dello spessore verso il depocentro sebino è verosimilmente da attribuire alla differenziazione della subsidenza dovuta all'elevato spessore della sottostante Argillite di Riva di Solto. I settori occidentali, cui appartiene il Foglio 097-Vimercate, in precedenza meno subsidenti ed ospitanti successioni noriche poco potenti e poco argillose, accolgono spessori limitati del Calcare di Zu.

PROGETTO CARG

1.5. - Formazione dell'Albenza (**ALZ**)

SINONIMI. La formazione dell'Albenza corrisponde alla tradizionale Dolomia a Conchodon; quest'ultima è stata definita formazionalmente da Gnaccolini (1964), con riferimento alla Lombardia occidentale. La sezione maggiormente rappresentativa nell'area riferita dall'Autore è ubicata presso l'Alpe Perino (Valcuvia). Questa definizione è adottata nella cartografia geologica ufficiale a partire dall'edizione del Foglio 34-Breno, 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia (Bianchi *et alii*, 1971). La stessa definizione, mantenuta successivamente da Boni & Cassinis (1973), era adottata nel Foglio 33-Bergamo alla scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1954), con accezione stratigrafica differente. Ancora recentemente, Bersezio *et alii* (1997) e Jadoul *et alii* (2000) adottano la definizione di Dolomia a Conchodon ai fini cartografici. La definizione di formazione dell'Albenza è stata proposta da Jadoul & Galli (2008) che ne fissano l'area-tipo all'interno del Foglio 097-Vimercate, sul versante meridionale dell'Albenza, in Valcava, con sezione-tipo presso la Cava Italcementi nel comune di Valcava.

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate le sezioni più rappresentative della formazione dell'Albenza sono ubicate nella catena del M. Albenza, principalmente nei pressi di Valcava. All'estremo orientale del Foglio sono presenti sezioni relativamente complete per esposizione nel versante settentrionale della Corna dell'Uomo, lungo la dorsale che culmina al Canto Alto.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. La formazione dell'Albenza affiora nei rilievi corrispondenti alla Flessura Pedemontana, tra il Monte Tesoro ed il Canto Alto, appena all'esterno del margine orientale del Foglio 097-Vimercate.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. La formazione dell'Albenza è prevalentemente carbonatica, organizzata in strati mal definiti da superfici discontinue ed in banchi talora amalgamati, in questo caso di spessore plurimetrico, di colore grigio-nocciola chiaro. Nel complesso si tratta di calcareniti oolitiche associate a calcari micritici poveri di fossili. La dolomitizzazione è presente in modo localizzato (Albenza) ed interessa molto raramente l'intera formazione. Si tratta di solito di una dolomitizzazione tardiva e selettiva che interessa principalmente gli intervalli a granulometria maggiore (calcareniti oolitiche dolomitizzate) e subordinatamente, in plaghe, le facies micritiche, che assumono in questi casi tessiture cristalline a grana molto fine. Come litologia accessoria sono presenti noduli di selce, da millimetrici a centimetrici, solitamente di colore grigio avorio o rosato, che compaiono presso la base e/o nella parte superiore della formazione. Filoni sedimentari di limitate dimensioni, discordanti rispetto alla stratificazione sono stati riconosciuti sia nella zona dell'Albenza - Monte Tesoro, sia lungo la dorsale che risale al Canto Alto. Nelle sezioni più rappresentative è stata riconosciuta l'associazione delle seguenti litofacies:

- calcareniti oolitico-bioclastiche, talora dolomitiche, con bioclasti, intraclasti e litoclasti, questi ultimi molto rari (versante settentrionale della Corna

PROGETTO CARG

dell'Uomo). Questi strati possono presentare geometria esterna tabulare e spessore medio, o geometrie curve, non parallele. La struttura interna, ove osservabile, è caratterizzata da laminazioni planari, oblique ad alto o basso angolo e/o da laminazioni oblique concave a scala media; alla Cava di Cascina Preappiccata (nel contiguo Foglio 075-Como) si trovano anche *ripple-mark* simmetrici;

- calcari micritici e microcristallini, grigio avorio, molto raramente dolomitizzati, bioturbati, con bioclasti (bivalvi, crinoidi, spugne), fossili (foraminiferi bentonici), ooliti e peloidi, in strati e banchi mal definiti, tabulari a scala decametrica, raramente selciferi;

- calcari micritici grigio-nocciola, con rarissimi bioclasti sparsi (molluschi), intensamente bioturbati, localmente selciferi, in gruppi di strati amalgamati a costituire banchi metrici.

Le litofacies indicate si associano verticalmente e lateralmente, con prevalenza dei calcari micritici nocciola e dei calcari microcristallini fossiliferi. I gruppi di strati calcarenitici sono prevalenti presso la base della formazione e nella sua parte media, ma la loro distribuzione è fortemente controllata dall'ubicazione delle sezioni osservate. Gli stessi strati si organizzano in barre a scala plurimetrica con terminazioni in *downlap* sui sottostanti calcari grigio-scuri che costituiscono la sommità del Calcare di Zu corrispondente alla formazione di Malanotte (Albenza, Valcava; Galli *et alii*, 2007; Jadoul & Galli, 2008). Nell'area del Foglio 097-Vimercate la formazione dell'Albenza può inoltre presentarsi ridotta o mancare del tutto per erosione a tetto, come avviene nella zona di Roncola - S. Bernardo e tra la Corna Marcia e la valle del T. Imagna. In questi casi il calcare di Moltrasio si appoggia direttamente su diversi termini del Calcare di Zu individuando una discontinuità con erosione dei termini retico-hettangiani.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies della formazione dell'Albenza caratterizzano le litofacies descritte sul terreno:

- *grainstone* oolitico talora dolomitizzato, con peloidi, intraclasti e rari litoclasti. Al nucleo delle ooliti possono essere presenti foraminiferi bentonici, tra i quali è riconoscibile qualche individuo di *Triasina hantkeni*. La dolomitizzazione tardo-diagenetica, ove presente, origina un feltro idiotopico attraverso il quale si riconosce con difficoltà l'originaria tessitura. Alcuni campioni presentano ampie plaghe di silicizzazione;

- *packstone* e *wackestone*, talora dolomitizzate, con *pellet*, peloidi, intraclasti, rare ooliti spesso superficiali, rare e piccole oncoliti, bioclasti (bivalvi e rari ammonoidi non determinabili), rari foraminiferi bentonici. Alcune *packstone* si presentano come vere e proprie lumachelle a bivalvi, con riempimenti di tipo geopetale;

- *mudstone* a peloidi e bioclasti (bivalvi), molto raramente dolomitizzato; raramente si osservano vere e proprie dolomicriti.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Lo spessore massimo della formazione dell'Albenza nel Foglio 097-Vimercate è di circa 115 metri, nella sezione-tipo dell'Albenza (Cava Italcementi; Jadoul & Galli, 2008). Ad E della Val Brembana lo spessore si riduce progressivamente a meno di 80 metri

PROGETTO CARG

(Stabello). Tra questi due settori si realizza la troncatura cui si deve la mancanza della formazione tra Roncola e la Corna Marcia.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. In generale la formazione dell'Albenza si sviluppa a tetto del Calcare di Zu. Il limite è netto, per appoggio dei gruppi di strati calcarenitici o calcareo-micritici, amalgamati, grigi, tipici della formazione in esame, sulla successione calcareo-marnosa a stratificazione sottile e media della sommità della litozona ZUU_b del Calcare di Zu. In Albenza questo appoggio si accompagna ad una relazione di *downlap* (Jadoul *et alii*, 2000). Il limite di tetto, nelle successioni non troncate, è definito normalmente dal passaggio al Calcare di Sedrina. Esso si presenta netto, per l'appoggio dei calcari microcristallini grigi, talora dolomitici del Calcare di Sedrina, sui livelli sommitali della formazione dell'Albenza. Nelle successioni troncate a tetto, la stessa è ricoperta dal calcare di Moltrasio, sia nelle facies di brecce, sia nelle facies calcareo-marnose.

FOSSILI. I fossili nella formazione dell'Albenza sono piuttosto rari. Tra i bivalvi sono presenti i generi *Chlamys* e *Myophoria* (Gaetani, 1970), oltre a rari megalodontidi, in aggiunta a crinoidi, ammonoidi non determinabili, foraminiferi (tra cui *Triasina hantkeni* Majzon, Lakew, 1990; Roberts, 1994). I *Conchodon*, cui si deve la vecchia denominazione formazionale, sono in realtà assenti o rarissimi, poiché la loro segnalazione originaria era riferita a successioni appartenenti al Calcare di Zu, mal interpretate (Stoppani, 1857).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Per posizione stratigrafica, la base della formazione dell'Albenza venne attribuita al Retico superiore da Gaetani, 1970; Jadoul *et alii*, 2000. Recentemente Galli *et alii* (2007) hanno ubicato il limite Retico-Hettangiano sotto la base della formazione dell'Albenza, all'interno della loro formazione di Malanotte (Litozona ZUU_b del Calcare di Zu). Ancora per posizione stratigrafica, il tetto della formazione viene assegnato all'Hettangiano, poiché il Calcare di Sedrina presenta alla base faune appartenenti alla zona a *Liasicum* (Lozar, 1992; Roberts, 1994). Gaetani *et alii* (1998) includono la "Dolomia a Conchodon" (qui formazione dell'Albenza) nella Supersequenza Norico superiore - Hettangiano superiore, considerandola come intervallo di stazionamento alto della Sequenza Deposizionale R2, costituita dalle litozone Zu3 e Zu4 del Calcare di Zu e coronata dalla formazione in oggetto. Jadoul & Galli (2008) confermano al contrario l'età esclusivamente hettangiana, ristretta all'Hettangiano inferiore, della formazione dell'Albenza, basandosi sulla posizione già citata del limite Retico-Hettangiano, sull'età ancora hettangiana della base del soprastante Calcare di Sedrina (Gaetani, 1970; Lozar, 1992) e per la presenza di *Involutina liassica* (Jones).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. In base ai caratteri osservati, l'ambiente di deposizione della formazione dell'Albenza è interpretabile come tipico di una piattaforma carbonatica subtidale aperta, di tipo Bahamiano, in cui secche e barre oolitiche, bi- e tridimensionali potevano migrare verso i margini. La piattaforma era caratterizzata da un'elevata produttività di fango carbonatico, peloidi ed ooliti. Nella Lombardia occidentale Roberts (1994) individua ambienti

PROGETTO CARG

di tipo tidale. In generale la formazione dell'Albenza rappresenta l'ultima progradazione regionale di una piattaforma carbonatica prima della fase di *rifting* principale che ristrutturò il Bacino Lombardo a partire dal Liassico.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. La formazione dell'Albenza appartiene al Bacino Lombardo. Essa sigilla l'articolazione dei bacini intrapiattaforma norico-retici, progradando a scala regionale. Contestualmente la formazione viene a far parte del substrato pre-*rift* rispetto alla successiva fase di estensione liassica, cui si deve la riorganizzazione del Bacino Lombardo in una complessa successione di semi*graben* asimmetrici di ampiezza longitudinale chilometrica (Gaetani, 1975; Winterer & Bosellini, 1981; Sarti *et alii*, 1992; Bertotti *et alii*, 1993; Bersezio *et alii*, 1997, 2001). Nel Foglio 097-Vimercate la formazione dell'Albenza appartiene a due differenti blocchi basculati, separati da una paleofaglia liassica, le cui evidenze sono conservate nei caratteri stratigrafici osservabili in bassa Val Brembana (Bersezio *et alii*, 1997). Le successioni troncate, indicate in precedenza, individuano il cosiddetto alto strutturale della Roncola, che separa i blocchi basculati con polarità occidentale, dell'Albenza (a W) e di Ubiale (a E). Quest'ultimo è sede del bacino liassico di Ubiale (Bersezio *et alii*, 1997), la cui terminazione orientale è ubicata in corrispondenza dell'alto strutturale di M. Cavallo (Casati & Gaetani, 1968).

1.6. - Calcare di Sedrina (**SED**)

SINONIMI. La definizione formazionale del Calcare di Sedrina si deve a Francani (1967), così come la sua formalizzazione (1968) che individua l'area-tipo nella regione compresa tra la sponda orientale del Lago di Lecco e la sponda occidentale del Sebino. Località e sezione-tipo sono ubicate all'interno del Foglio 097-Vimercate, lungo la strada provinciale che congiunge Sedrina ed Ubiale, in bassa Val Brembana. La formazione, o le unità ad essa equivalenti, erano in precedenza denominate come Hettangiano (Mariani, 1904), Calcari di Carenno (Rassmuss, 1912), Formazione di Val Malanotte (Cita *et alii*, 1959) o *Kieselkalke* (Bernoulli, 1964).

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate, le sezioni più rappresentative del Calcare di Sedrina sono ubicate lungo il versante settentrionale della dorsale tra il Canto Alto ed il M. Passata e ad W del Brembo, presso Sedrina. In questo settore si ubica la sezione-tipo descritta da Francani (1967). Sezioni complete e relativamente ben esposte sono presenti inoltre in Albenza, in particolare nella zona dell'abitato di Sogno e nelle cave dell'area di Valcava - Monte Linzone.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Nel Foglio 097-Vimercate gli affioramenti del Calcare di Sedrina si distribuiscono lungo i rilievi della Flessura Pedemontana, nell'allineamento Canto Alto - Sedrina e nella dorsale dell'Albenza, ove l'unità è presente in entrambi i fianchi dell'omonima anticlinale. Nella zona di raccordo tra questi due settori, la formazione affiora lungo i fianchi

PROOF.ITG CARG

estremi dello sciame di pieghe di Ubiale ed in un'isolato nucleo antiforme lungo il fondovalle del Brembo.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il Calcare di Sedrina comprende una successione di calcari bioclastici, talora dolomitizzati, calcari oolitici e calcari marnosi, con liste e noduli di selce, a stratificazione sottile o media, piano-parallela o ondulata. La formazione presenta, in diversi settori della bergamasca, due livelli riccamente fossiliferi: l'inferiore si sviluppa presso la base (*Grenzbivalvenbank*, Kroneker, 1910) il superiore presso il tetto dell'unità (banco a Brachiopodi, Rassmuss, 1912). A tetto è pressoché ovunque sviluppato un intervallo intensamente silicizzato, che può assumere i caratteri di un livello-guida, ove costituito da un banco plurimetrico interamente silicizzato, con selce di colore bianco-rosato (livello-guida a selci bianche dell'Albenza; Casati, 1970). Nel complesso la formazione raggiunge spessore di rado eccedente i 130 metri, quindi inferiore a quanto riportato nella sezione-tipo (157 metri) da Francani (1967). Nella zona di Roncola - San Bernardo - Corna Marcia, il Calcare di Sedrina è ridotto o assente per troncatura erosionale a tetto ("alto strutturale della Roncola", Bersezio *et alii*, 1997). In generale, nelle successioni non erose a tetto, si possono individuare tre litozone, non cartografabili, i cui caratteri possono essere riassunti dal basso verso l'alto, avendo come riferimento le sezioni più significative già citate.

La litozona inferiore, potente da 15 a 40 metri circa, è costituita da calcari micritici grigi, localmente in parte dolomitizzati, a stratificazione media o spessa per amalgamazione, piano-parallela, con rari noduli di selce grigio scura, ed un'associazione di bioclasti e fossili comprendente bivalvi, gasteropodi, echinodermi, crinoidi. Alcuni livelli sono ricchissimi di grandi bivalvi (*Liostrea*), normalmente disarticolati. Il passaggio alla successiva litozona è in genere graduale ma molto rapido.

La litozona intermedia (potente 40-60 metri) è formata da calcari micritici e microcristallini ad intraclasti e peloidi, di colore grigio scuro, con selci nere in noduli equidimensionali, a stratificazione piano-parallela o ondulata, media o sottile, con interstrati o giunti marnosi. Questa litozona è sostituita dalla successiva con limite netto.

La litozona superiore (10-25 metri) è costituita da calcari micritici, calcari oolitici e calcari bioclastico-fossiliferi, grigio scuri, con abbondante selce di colore nero, grigio o biancastro. I bioclasti ed i fossili sono localmente molto abbondanti, comprendendo brachiopodi, bivalvi, gasteropodi, crinoidi, echinodermi. I gruppi di strati oolitici possono costituire corpi di calcareniti a laminazione obliqua planare o concava a scala media. A luoghi la silicizzazione diviene pervasiva e pressoché totale, con colorazioni bianche o grigio-chiare (Albenza, M. Passata).

In questa successione di litozone si riconoscono il *Grenzbivalvenbank* (compreso, quando presente, nella litozona inferiore), il banco a Brachiopodi (compreso nella litozona superiore) ed il livello *marker* a selci bianche ed ooliti, sommitale. In aggiunta agli assottigliamenti per erosione a tetto, che possono

PROGETTO CARG

portare alla totale omissione dell'unità, le variazioni litostratigrafiche principali all'interno del Calcare di Sedrina riguardano l'estensione della dolomitizzazione e la presenza e distribuzione dei corpi di brecce. La dolomitizzazione si distribuisce irregolarmente, interessando principalmente le litofacies calcarenitiche (oolitico-bioclastiche) della litozona inferiore (Sogno, Albenza) o associandosi alla silicizzazione della litozona superiore. I corpi di brecce e paraconglomerati sono presenti con differenti giaciture e facies. Lenti di brecce e paraconglomerati intraformazionali concordanti con la stratificazione sono presenti alla base o all'interno della litozona inferiore. I clasti sono carbonatici ed abbondantemente selciferi. Corpi di brecce discordanti con la stratificazione, con differenti generazioni di cementi anche dolomitizzati, sono presenti a diversi livelli stratigrafici sia presso la zona di Roncola - Corna Marcia, sia più ad E (Sogno). Si tratta di filoni sedimentari di dimensioni variabili da decimetriche a metriche.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies del Calcare di Sedrina sono ben caratterizzate all'interno delle litozone descritte. In particolare nella litozona inferiore si riconoscono:

- *grainstone* oolitiche, ad ooliti, ooliti superficiali, peloidi, *pellet* (*Favreina*), bioclasti (bivalvi, gasteropodi, crinoidi, echinodermi, foraminiferi bentonici, tra cui Valvulinidae e Textulariidae), talora ricristallizzate o dolomitizzate selettivamente;

- *packstone* e *wackestone* a peloidi, ooliti, rare oncoliti e *lumps*, bioclasti (bivalvi, crinoidi e foraminiferi bentonici); questa microfacies può presentare percentuali di dolomitizzazione variabili.

La litozona intermedia è caratterizzata da un microfacies prevalente, costituita da *mudstone* e *wackestone*, talora silicizzate, a peloidi, *pellet* (*Favreina*), rare ooliti, bivalvi anche a guscio sottile, cefalopodi non determinabili, foraminiferi bentonici.

La litozona superiore presenta nuovamente la prevalenza di microfacies di *grainstone* e *packstone*, cui si associano rare *wackestone*, ad ooliti, peloidi, spicole di spugne silicee, crinoidi, bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, foraminiferi bentonici (*Involutina*). I fossili sono frequentemente silicizzati; la silicizzazione è diffusa in ampie plaghe che tendono a mascherare la tessitura originale.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Il Calcare di Sedrina presenta il massimo spessore (circa 157 metri secondo Francani, 1967 nella sezione-tipo, non oltre 130 secondo Bersezio *et alii*, 1997) nella zona di Sedrina e presso il fondovalle del Brembo. La riduzione stratigrafica dello spessore avviene progressivamente con polarità orientale, sia dalla zona dell'Albenza verso Roncola - Corna Marcia, sia dalla sezione-tipo (fondovalle del Brembo) verso il Canto Alto (nell'adiacente Foglio 098-Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000). L'alto strutturale liassico della zona di Roncola è caratterizzato dalla già citata troncatura della formazione.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il Calcare di Sedrina ricopre la formazione dell'Albenza con limite netto, che si realizza per appoggio dei gruppi di strati calcareo-micritici grigi, fossiliferi, talora dolomitizzati sui sottostanti livelli di

PROGETTO CARG

calcareniti oolitiche o di calcari micritici grigio chiari o nocciola. Nelle successioni complete, il Calcare di Sedrina è coperto con limite netto dai calcari marnosi, abbondantemente selciferi, bioturbati, a stratificazione piano-parallela media e spessa, appartenenti al calcare di Moltrasio. Nelle successioni troncate, il Calcare di Sedrina è coperto in discontinuità a diversi livelli stratigrafici, da corpi di brecce appartenenti al calcare di Moltrasio (S. Bernardo - Monte Linzone).

FOSSILI. L'associazione paleontologica del Calcare di Sedrina è piuttosto ricca, ed è stata studiata e descritta nella bergamasca orientale da Gaetani (1970). La litozona inferiore, comprendente i livelli equivalenti al *Grenzbivalvenbank*, è caratterizzata dalla presenza di abbondanti bivalvi, tra cui *Chlamys*, *Plagiostoma*, *Gryphaea*, *Liostrea* (*L. dumortieri* (Joly) e *L. picteiana* (Mortillet)), gasteropodi, rari brachiopodi, crinoidi (*Pentacrinus*) ed echinodermi, foraminiferi bentonici, tra cui Valvulinidae, Textularidae, Lagenidae. Gaetani (1970) segnala la presenza di frammenti di coralli, tra i quali individua *Stylophyllum*. La litozona superiore, comprendente i livelli equivalenti al banco a Brachiopodi, è caratterizzata in aggiunta da abbondanti brachiopodi, tra i quali Gaetani (1970) determinò *Calcirhynchia rectemarginata* (Vecchia), *Lobothyris ovatissimaeformis* (Bockh) e rari ammonoidi, della famiglia *Schloteimiidae*.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. In base alla posizione stratigrafica, alle associazioni di macrofossili ed alle associazioni a nannofossili calcarei (Lozar, 1992, 1995), il Calcare di Sedrina viene attribuito all'Hettangiano. Il *Grenzbivalvenbank* può appartenere all'Hettangiano medio, zona a *Liasicus*, per la comparsa di *Crepidolithus crassus* (Lozar, 1992). Gaetani (1970) attribuisce il banco a Brachiopodi all'Hettangiano superiore, zona ad *Angulata*, in bergamasca occidentale. Sulla base di queste considerazioni, Gaetani *et alii* (1998) includono il Calcare di Sedrina nella Sequenza H (Hettangiano), appartenente alla Supersequenza Norico-Hettangiano. L'attribuzione cronostratigrafica trova conferma in Jadoul *et alii* (2004) e Jadoul & Galli (2008) che inseriscono la Formazione nella loro sotto-sequenza H2 (Hettangiano).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Il Calcare di Sedrina presenta l'associazione di facies tipica di una piattaforma aperta subtidale (litozona inferiore e superiore) cui si intercala un ambiente più aperto e di bassa energia, a sedimentazione pelagica prevalente (litozona intermedia). Questa organizzazione definisce lo sviluppo di una sequenza trasgressivo-regressiva completa, aperta dalle facies di mare basso del *Grenzbivalvenbank* e conclusa dalla progradazione dei sedimenti oolitico-bioclastici del banco a Brachiopodi. Le variazioni di spessore stratigrafico riflettono subsidenza differenziata e sono determinate dalle fasi iniziali del *rifting* liassico. Le troncature a tetto si devono all'attività delle faglie sinsedimentarie liassiche, che determinarono il basculamento di blocchi e la conseguente erosione delle creste sollevate ("alti strutturali").

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Il Calcare di Sedrina appartiene al Bacino Lombardo. Nel Foglio 097-Vimercate sono comprese le successioni che appartengono a due distinti blocchi separati da

PROGETTO CARG

una paleofaglia liassica (Linea della Roncola) basculati con polarità occidentale (*footwall* dell'Albenza, *hangingwall* di Ubiale-Lonno), separati dalla zona rilevata di Roncola - Corna Marcia (Gaetani, 1975; Sarti *et alii*, 1992; Bertotti *et alii*, 1993; Bersezio *et alii*, 1997).

2. - I PRISMI CARBONATICI SIN-*RIFT*

2.1. - Calcare di Moltrasio (**MOT**)

SINONIMI. Il calcare di Moltrasio è un'unità stratigrafica informale la cui denominazione si deve a Stoppani (1857). Essa corrisponde lateralmente a parte del *Lombardische Kieselkalk* affiorante nel Bacino del M. Generoso (Bernoulli, 1964) ed a parte del Calcare di Gardone Val Trompia (Parona, 1897) che occupa la maggior parte del Foglio 099-Iseo, ad E del Sebino. Vecchia (1948, 1949) include questa unità nella Formazione Clastica del Lago d'Iseo, denominazione poi non riutilizzata nella cartografia geologica ufficiale. In effetti nel Foglio 33-Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1954), l'unità compare classificata su base cronostratigrafica come "Sinemuriano"; nel Foglio 078-Breno essa è definita come "Calcare di Gardone Val Trompia - Calcare di Moltrasio" (Bianchi *et alii*, 1971). Boni & Cassinis (1973, Carta Geologica delle Prealpi Bresciane) mantengono la denominazione di Calcare di Gardone Val Trompia ad E del Sebino e di Calcare di Moltrasio per gli affioramenti ad W dello stesso, così come è stato scelto dagli Autori della Carta Geologica della Provincia di Bergamo (Jadoul *et alii*, 2000) e da Bersezio *et alii* (1997). Questi ultimi associano alla formazione un'unità informale, riconosciuta dall'Albenza alla Val Cavallina, denominata "*Liassic Breccias*". Questa comprende corpi risedimentati in massa (brecce, paraconglomerati intraformazionali) e alcuni limitati corpi di calcari microcristallini, massicci associati a dolomie molto grossolane, stratigraficamente interposti tra Calcare di Sedrina e calcare di Moltrasio, o intercalati nella porzione inferiore di quest'ultimo. Queste unità sono state cartografate come litofacies del calcare di Moltrasio, con la sigla **MOT$_a$** (brecce liassiche e corpi micritici talora dolomitizzati) nella presente edizione del Foglio 097-Vimercate.

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate il calcare di Moltrasio è presente con discreta continuità lungo l'intera dorsale dell'Albenza e ad E del Brembo. Le sezioni più rappresentative della zona dell'Albenza sono ubicate presso il Colle di Sogno e presso Collepedrino. Sezioni complete e relativamente continue sono presenti in bassa Val Brembana, nella zona di Ubiale-Clanezzo (Casati, 1970).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Nel Foglio 097-Vimercate il calcare di Moltrasio affiora estesamente lungo la catena bordiera della Flessura Pedemontana, cioè partendo da W, lungo il versante meridionale dell'Albenza,

PROGETTO CARG

fino al Brembo. In corrispondenza del Brembo il calcare di Moltrasio è coinvolto nello sciame di pieghe di Ubiale, che interessano la successione stratigrafica dell'omonimo bacino liassico, sviluppato nell'*hangingwall* della paleofaglia della Roncola. Ad E del Brembo la formazione appartiene alla dorsale M. Passata - Canto Alto, per mezzo della quale si prolunga la catena della Flessura Pedemontana.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il calcare di Moltrasio è costituito complessivamente dall'associazione di 5 litozone, sovrapposte verticalmente o giustapposte lateralmente: litozona 1 (brecce liassiche, unità LB *p.p.* in Bersezio *et alii*, 1997) e litozona 2 (calcari e dolomie massive); unità LB *p.p.* in Bersezio *et alii*, 1997) costituenti la litofacies **MOT$_a$**; litozona 3 (calcari marnosi e spongolitici, comprendente le litozone 1 e 2 di Jadoul & Doniselli, 1987), litozona 4 (calcarenitico-marnosa) e litozona 5 (calcari selciferi microcristallini) nel presente Foglio cartografate come **MOT**. Nelle successioni complete, ove si raggiungono gli spessori massimi, relativamente al Foglio 097-Vimercate, il calcare di Moltrasio è costituito dalla sovrapposizione delle litozone 3 e 4 (calcarenitico-marnosa), con intercalazioni di paraconglomerati e brecce tipiche della litozona 1 (**MOT$_a$**). Questo tipo di successione caratterizza l'intera area di affioramento che si sviluppa ad E del Brembo, corrispondente al già citato bacino liassico di Ubiale. Poco ad W, nella zona di alto di Roncola - Corna Marcia adiacente al bacino stesso, il calcare di Moltrasio è ridotto in spessore, risultando costituito dai litotipi caratteristici delle litozone 5, 1 (**MOT$_a$** in facies di brecce e paraconglomerati) e 2 (**MOT$_a$** nelle facies micritiche dolomitizzate). Da Roncola verso W (dorsale dell'Albenza) la formazione si ispessisce gradualmente, pur presentando alcune repentine riduzioni locali probabilmente dovute alla presenza di lineamenti distensivi sinsedimentari, di ordine minore. In questo settore divengono progressivamente dominanti i litotipi delle litozone 3, 4 e 5 (**MOT**), con minori intercalazioni di brecce (**MOT$_a$**). All'estremo orientale del Foglio 097-Vimercate il prisma cuneiforme del calcare di Moltrasio, che riempie il bacino di Ubiale, si assottiglia progressivamente, per giungere a terminazione laterale in corrispondenza del M. Cavallo, nell'adiacente Foglio 098-Bergamo.

Ogni litozona è caratterizzata da una specifica associazione di litofacies, riassumibile sinteticamente come segue:

MOT$_a$, litozona 1 (brecce liassiche). La litofacies comprende corpi di breccia e megabreccia a supporto clastico, o di ortoconglomerato, con clasti di provenienza locale (Retico-Hettangiano) ed intraclasti, talora non del tutto litificati. A queste brecce si associano paraconglomerati intraformazionali a matrice micritica (Albenza, Colle di Sogno, Monte Linzone), calciruditi gradate in strati spessi, lenticolari e calcari selciferi microcristallini a crinoidi, bivalvi ed altri bioclasti (Ubiale; Casati, 1970). Spesso i corpi di breccia riempiono tasche lenticolari. In alcuni casi costituiscono filoncelli sedimentari, inseriti nelle sottostanti formazioni retico-hettangiane (S. Bernardo).

MOT$_a$, litozona 2 (calcari e dolomie massive). L'associazione di litofacies comprende calcari micritici e calcilutiti grigio-nocciola o rosate, prive di stra-

PROGETTO CARG

tificazione, in corpi di spessore variabile da decimetrico a plurimetrico, talora ricchi di fossili e bioclasti, tra cui bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, ammonoidi, crinoidi, echinodermi, poriferi. Queste litofacies sono sistematicamente associate alle brecce della litozona 1 (Clanezzo, Ubiale, Valcava).

MOT, litozona 3 (calcari marnosi e spongolitici). Questa litozona comprende calcari micritici e/o microcristallini, selciferi e spongolitici, grigio scuri o neri, in strati sottili e medi, piano-paralleli o ondulati a piccola scala, con grandi bioturbazioni, associati a marne o marne argillose, grigie, in strati sottili e molto sottili, omogenei o laminati, talora molto ricchi di C organico. Sporadicamente in questa litozona possono comparire calcisiltiti gradate e laminate o *slump* di limitate dimensioni. Quasi ovunque i primi metri della litozona sono ricchissimi di selce nera in grandi noduli e liste, o diffusamente silicizzati. Questa silicizzazione costituisce un evento correlabile alla scala del Foglio, in modo confrontabile a quanto avviene per il *marker* siliceo sommitale del Calcare di Sedrina. La litozona 3 costituisce la maggior parte del calcare di Moltrasio nella zona dell'Albenza, come ben esposto nelle classiche sezioni di Colle di Sogno e di Valcava.

MOT, litozona 4 (calcarenitico-marnosa). Essa si caratterizza per la maggior frequenza degli strati risedimentati, costituiti da calciruditi, calcareniti e calcisiltiti marnose, in strati di spessore variabile, da sottili a spessi, piano-paralleli, gradati e laminati, associati a *slump* calcareo-marnosi, con pieghe singenetiche e noduli di selce fluitata e rari paraconglomerati intraformazionali. Le litofacies risedimentate si associano a subordinati livelli di calcari micritici e/o microcristallini, selciferi e spongolitici, con interstrati di marne o marne argillose, grigie. La litozona 4 rappresenta l'intervallo centrale, di massimo spessore, nella zona del depocentro di Ubiale.

MOT, litozona 5 (calcari selciferi microcristallini). Questa litofacies caratterizza le successioni meno potenti del calcare di Moltrasio, comprendendo principalmente calcilutiti grigie parzialmente silicizzate, con noduli di selce talora concentrati e comunque molto abbondanti, a luoghi ricche di bioclasti (bivalvi a guscio sottile, crinoidi); a queste si associano interstrati molto sottili di marna argillosa. La litozona è presente nella zona di Roncola, ove costituisce per intero il calcare di Moltrasio, in associazione con le brecce della litozona 1 e con le calcilutiti massive della litozona 2.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies del calcare di Moltrasio variano nelle differenti litozone. Escludendo le megabrecce e le brecce, nella litofacies MOT_a si osservano *rudstone* e *floatstone* ad intraclasti, litoclasti e bioclasti, talora intensamente silicizzate. La litozona 2 (**MOT_a**) è dominata da *mudstone* a bioclasti e fossili (bivalvi, gasteropodi, ostracodi, crinoidi, poriferi, foraminiferi bentonici), cui si associano dolomie cristalline, con dolomitizzazione tardiva e massiva, a costituire un mosaico idiotopico a grana grossa. All'interno del corpo principale MOT, i calcari marnosi, bioturbati e selciferi tipici della litozona 3 si presentano al microscopio come *mudstone* e *wackestone*, talora silicee, a spicole, radiolari, peloidi, bioclasti (bivalvi pelagici, crinoidi, rare ammonoidi non

PROGETTO CARG

determinabili), foraminiferi bentonici, rarissime ooliti. È frequente la presenza di framboidi o singoli individui euedrali di pirite e solfuri in genere. Gli strati risedimentati, calcareniti gradate e laminate tipiche della litozona 4, presentano microfacies di *packstone* e *wackestone* ad intraclasti, peloidi, spicole, radiolari, bioclasti, clasti silicei, con ampie plaghe di silicizzazione. Queste microfacies caratterizzano le basi gradate degli strati, e passano verso l'alto a *wackestone* e *mudstone*. Talora si rinvengono *floatstone* intraclastici, con bivalvi pelagici e crinoidi, nelle porzioni di strato che raccordano le calcisiltiti basali con le calcilutiti marnose sommitali. I calcari microcristallini tipici della litozona 5 sono costituiti prevalentemente da *mudstone* silicei, con spicole e radiolari (ove riconoscibili). Queste microfacies sono più frequentemente caratterizzate dalla presenza di ammonoidi e cefalopodi non determinabili, crinoidi ed altri bioclasti, rispetto alle *mudstone/wackestone* tipiche della litozona 3.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. All'interno del Foglio 097-Vimercate il calcare di Moltrasio presenta una potenza massima di poco superiore ai 600 metri, rilevabile nelle sezioni nord-occidentali della regione dell'Albenza (es. Colle di Sogno). Da questo settore lo spessore si riduce gradualmente verso E, con locali brusche riduzioni (pendici del Monte Linzone), fino ai minimi rilevabili in prossimità dell'alto della Roncola, in bassa Val Brembana. Il depocentro di Ubiale presenta spessori minori, non superiori ai 300 metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Nelle successioni complete il calcare di Moltrasio ricopre il Calcare di Sedrina con limite netto, caratterizzato dall'appoggio di calcari grigio scuri o neri, selciferi, debolmente marnosi, a stratificazione parallela o ondulata, media o sottile (**MOT**, litozona 3), sulle sottostanti calcareniti oolitico-bioclastiche, silicizzate, in strati spessi o mal definiti (Albenza, Ubiale, Sedrina). Nelle successioni ridotte, incomplete e discordanti, diverse litozone del calcare di Moltrasio ricoprono sia il Calcare di Sedrina troncato a tetto, sia la formazione dell'Albenza o il Calcare di Zu (San Bernardo, bassa valle del T. Imagna). Il limite di tetto, con il Calcare di Domaro, può presentarsi graduale, per scomparsa dei livelli risedimentati e passaggio ad una successione di calcilutiti marnose e marne grigio chiare, selcifere, a stratificazione piano-parallela. Questi caratteri sono tipici delle aree dove lo spessore di entrambe le formazioni è elevato (Colle di Sogno, Botta in bassa Val Brembana). In entrambe le aree il limite è sottolineato dall'interposizione di calcilutiti rosate ad intercalazioni argillose pseudonodulari ed ammonitiche del cosiddetto membro di Botta del Calcare di Domaro (Rossi Ronchetti *et alii*, 1968).

FOSSILI. I macrofossili di significato biostratigrafico sono piuttosto rari e sparsi nel calcare di Moltrasio, anche a causa dei processi di risedimentazione e di diluizione dovuti all'elevata velocità di sedimentazione. Sono comuni bivalvi, frequentemente a guscio sottile, crinoidi ed echinodermi, sempre come bioclasti, rari gli ammonoidi non determinabili. A questi si aggiungono le spicole di poriferi, i radiolari ed i foraminiferi bentonici. Di significato stratigrafico sono al contrario i nannofossili calcarei, tra i quali Lozar (1992) identifica *Mitrolithus jansae* (Wiegard) (prima comparsa presso il limite formazionale inferiore),

PROGETTO CARG

M. elegans Deflandre e *Parhabdolithus liasicus* (Deflandre). Le successioni calcareo-dolomitiche massive (**MOT$_a$**, litozona 2) presentano frequentemente bivalvi, gasteropodi ed ammonoidi non determinabili, associati a poriferi e crinoidi.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Il calcare di Moltrasio è attribuito in genere al Liassico, e più specificamente al Sinemuriano, sia in base alla posizione stratigrafica, soprastante i livelli a brachiopodi dell'Hettangiano superiore presenti alla sommità del Calcare di Sedrina (Gaetani, 1970), sia in base alla biostratigrafia a nannofossili calcarei (Lozar, 1992, 1995).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. La formazione è caratterizzata da un'associazione di facies interpretabili secondo differenti processi di sedimentazione: 1) decantazione pelagica ed emipelagica di fanghi calcareo-silicei e di sedimenti terrigeni fini, in ambiente in grado di conservare il contenuto in C organico, e comunque a profondità superiori alla zona fotica; 2) risedimentazione di materiale pelagico con limitati apporti da piattaforma subtidale esterna, per mezzo di flussi torbiditici ricchi in materiali fini; 3) risedimentazione in massa di materiali intraformazionali semiconsolidati, da parte di processi di scivolamento gravitativo sinsedimentario (*slumping*); 4) deposizione di brecce di piede pendio per mezzo di frane sottomarine; 5) sedimentazione fine, biogenica, in ambiente di bassa energia, subtidale, di bassa profondità, tettonicamente instabile. Questi caratteri indicano per il calcare di Moltrasio un ambiente di sedimentazione caratterizzato da forti contrasti, tra zone di alto strutturale, tettonicamente mobile, con sviluppo localizzato di facies di mare basso, fangose (**MOT$_a$**, litozona 2), e zone bacinali, con profondità superiori ai 200 metri, prossime a scarpate o a margini ripidi e tettonicamente attivi, in cui si accumulano brecce e megabrecce, *slump* e calcari risedimentati, associati a facies pelagiche ed emipelagiche (**MOT$_a$**, litozona 1, e **MOT**, litozone 3 e 4). I margini poco inclinati e tettonicamente meno attivi ospitano le successioni ridotte, con facies esclusivamente pelagiche (**MOT**, litozona 5)

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Il calcare di Moltrasio appartiene al Bacino Lombardo, nella configurazione *sin-rift* tipica del Liassico. Nel Foglio 097-Vimercate la formazione costituisce parte del riempimento dei semi*graben* asimmetrici dell'Albenza e di Ubiale. Entrambe le strutture presentano dimensioni longitudinali chilometriche, risultando separate dall'alto strutturale di Roncola - Corna Marcia, nel *footwall* della faglia omonima (Gaetani, 1975; Jadoul & Doniselli, 1987; Sarti *et alii*, 1992; Bertotti *et alii*, 1993; Bersezio *et alii*, 1997).

2.2. - Calcare di Domaro (**DOM**)

SINONIMI. La prima denominazione del Calcare di Domaro si deve a Bonarelli (1894), dopo un lungo periodo di attribuzione al Medolo, unitamente alle unità sinemuriane. Vecchia (1948) inserisce la successione all'interno della Formazione Clastica del Lago d'Iseo. La definizione di Calcare di Domaro è utilizzata in tutte le carte geologiche recenti, con esclusione del Foglio 33-Bergamo, della

PROGETTO CARG

Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1954), ove in base alla classificazione cronostratigrafica adottata, il Calcare di Domaro compare sotto la definizione di Domeriano-Pliensbachiano. L'unità è stata formalizzata (SGN, Quad. 7 Fasc. III) da Schirolli (2002), con area-tipo compresa nella Provincia di Brescia, località-tipo in bassa Val Trompia e sezione-tipo al M. Domaro (anticamente "Domero"), ove è istituito lo strato-tipo del Domeriano. Unità equivalenti stratigraficamente appartengono al *Lombardische Kieselkalk* (Bernoulli, 1964), nella Lombardia occidentale. L'unità fa parte del Gruppo del Medolo, formalizzato da Schirolli (2007).

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Le sezioni più rappresentative del Calcare di Domaro nel Foglio 097-Vimercate sono esposte nella dorsale del M. Albenza, a Colle di Sogno e presso l'abitato di Albenza. Più ad E, lungo il Brembo, è ben esposta la sezione di Botta, mentre all'estremo occidentale del Foglio è rilevabile la sezione affiorante sul versante settentrionale del M. Passata.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Il Calcare di Domaro affiora lungo il fascio di pieghe fagliate della Flessura Pedemontana, sia nel fianco meridionale dell'anticlinale dell'Albenza, sia nella zona delle pieghe di Ubiale e lungo il versante settentrionale della dorsale M. Passata - Canto Alto, ai confini con l'adiacente Foglio 098-Bergamo.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Nel Foglio 097-Vimercate il Calcare di Domaro è costituito dall'associazione di due litozone, non distinte cartograficamente, che si susseguono verticalmente e si giustappongono lateralmente, determinando le variazioni laterali della formazione, in stretta correlazione con le variazioni di spessore. La litozona inferiore è nota informalmente come membro di Botta (Rossi Ronchetti *et alii*, 1968), il corpo principale dell'unità raggruppa i membri DOM_1 e DOM_2 definiti nell'adiacente Foglio 099-Iseo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000. Per ragioni di leggibilità cartografica le due porzioni della formazione sono state cartografate insieme.

Litozona inferiore. Questa litozona è presente in corrispondenza delle zone in cui lo spessore del Calcare di Domaro si riduce rispetto alle aree depocentrali. Essa si sviluppa per uno spessore variabile da 15 a 70 metri circa, a partire dal limite formazionale inferiore o poco sopra lo stesso (Colle di Sogno). La litozona è costituita da una peculiare associazione di facies, comprendente: calcilutiti grigio chiare, bianco rosate o rosso mattone, in strati sottili molto regolari, piano-paralleli, intercalati a marne argillose rosse o verdognole, con struttura *flaser*-nodulare, a noduletti di calcilutite grigia o nocciola. Negli stessi interstrati sono presenti livelli di bioclastiti a bivalvi, ammonoidi, belemniti, crinoidi. Localmente a questi litotipi si associano paraconglomerati intraclastici, a matrice argilloso-marnosa rossa ed intraclasti molli o semilitificati di calcilutite grigio-chiara, con subordinati litici calcarei e silicei intrabacinali. La litozona inferiore del Calcare di Domaro comprende l'intervallo già denominato in modo informale con il nome di membro di Botta (Rossi Ronchetti *et alii*, 1968), non rappresentabile alla scala 1:50.000.

PROGETTO CARG

La litozona superiore rappresenta la massima parte dello spessore e dell'estensione laterale del Calcare di Domaro. Si tratta di una successione aciclica di strati piano-paralleli, calcareo-marnosi, selciferi, con interstrati marnoso-argillosi. La litozona è caratterizzata da un'articolata associazione di facies, che comprende: calcari marnosi grigio chiari, selciferi, con liste e noduli di selce grigio chiara, ocra o rosata, in strati piano-paralleli o paralleli-ondulati, da medi a spessi, passanti con gradualità a tetto e letto agli interstrati marnoso-argillosi. Questa litofacies è caratterizzata dalla fine dispersione delle bioturbazioni, che interessano gli strati uniformemente da tetto a letto. Localmente si ritrovano bivalvi, ammonoidi, rari crinoidi. Gli interstrati sono costituiti da marne e marne argillose, omogenee o laminate, di colore grigio chiaro, ocra o verdognolo, in strati variabili da molto sottili a medi. A queste due litofacies (interpretabili come sedimenti pelagico-emipelagici) si associano coppie calcarenite/marna di colore grigio, con liste di selce grigia, gradate e laminate, in strati piano-paralleli, da sottili a molto spessi, talora interamente laminati, con gruppi di lamine parallele e/o ondulate a piccola scala; la bioturbazione, quando presente, è confinata nelle porzioni superiori dei singoli strati. Le basi sono nette e piane, il passaggio tra calcare e marna è graduale. Principalmente nella parte superiore della litozona si rinvengono corpi lenticolari di calcare marnoso stratificato, disturbati da pieghe sinegenetiche e convoluzioni (*slump*), talora contenenti intraclasti e litoclasti calcarei, di dimensioni fino a metriche. Verso la sommità della formazione gli strati risedimentati divengono meno frequenti, per lasciare posto ad una regolare associazione di calcari marnosi e marne a strati medi piano-paralleli, che permane fino al limite formazionale superiore.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies del Calcare di Domaro sono piuttosto monotone e riflettono i caratteri dell'associazione di litofacies schematizzata in precedenza.

Nella litozona inferiore (membro di Botta *Auct.*), si riconoscono:

- *mudstone* e *wackestone* selcifere, a radiolari, spicole di spugne silicee, bivalvi pelagici a guscio sottile, gasteropodi, ammonoidi, crinoidi, echinodermi;
- *packstone* e *rudstone* a litoclasti, intraclasti, bioclasti (crinoidi, echinodermi, bivalvi, ammonoidi).

Nella litozona superiore si riconoscono:

- *mudstone* e *wackestone* marnose e bioturbate (*Chondrites*, *Planolites*, *Thalassinoides*), con bivalvi, gasteropodi, rare ammonoidi, echinodermi, crinoidi, spicole silicee e calcaree, radiolari, foraminiferi bentonici, peloidi e *pellet*;
- *packstone* ad intraclasti, litoclasti, peloidi, *pellet*, rare ooliti, bioclasti degli stessi gruppi già elencati in precedenza, laminate o gradate, con passaggio a *wackestone* e *mudstone* a radiolari prevalenti;
- *grainstone* a bioclasti, intraclasti, litoclasti e ooliti, queste ultime piuttosto abbondanti. Questa microfacies è tipica di alcuni gruppi di strati presenti presso il limite formazionale superiore in Bergamasca centrale.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Nel Foglio 097-Vimercate lo spessore complessivo del Calcare di Domaro varia da circa 150 a quasi 250

PROGETTO CARG

metri. Le variazioni di spessore del Calcare di Domaro indicano geometrie prismatiche cuneiformi, meno marcate rispetto al sottostante calcare di Moltrasio. Il prisma orientale si ispessisce gradualmente da E (Canto Alto, Foglio 098-Bergamo) verso il fondovalle del F. Brembo, ad W (depocentro del bacino di Ubiale). Il prisma occidentale non è interamente rappresentato nel Foglio 097-Vimercate, ove lo spessore massimo si rileva presso Colle di Sogno, indicando nuovamente una polarità occidentale dell'ispessimento.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Nel Foglio 097-Vimercate il Calcare di Domaro appoggia sul calcare di Moltrasio, con limite netto, ove è presente la litozona inferiore - membro di Botta *Auct*.. I calcari marnosi grigio scuri, selciferi del sottostante calcare di Moltrasio vengono sostituiti in modo brusco dai gruppi di strati di calcilutiti grigio-nocciola, rosse o rosate con intercalazioni di marne argillose a noduli calcilutitici. Questa stessa litozona passa in modo molto rapido alla soprastante litozona superiore del Calcare di Domaro, per scomparsa delle colorazioni rosse o rosate, degli interstrati di marne nodulari e per la variazione della geometria degli strati, che passano da piano-paralleli, sottili e medi, molto regolari, a paralleli-ondulati di spessore irregolarmente variabile. Il limite formazionale superiore è caratterizzato dall'appoggio netto di marne grigio-marrone, seguite da coppie calcareo-marnose varicolori (Formazione di Sogno) sulle alternanze calcareo-marnose, grigio chiare, poco selcifere, associate a *slump*, tipiche della sommità del Calcare di Domaro. Nella regione dell'Albenza (M. Brughetto, Collepedrino), tra il Calcare di Domaro e la Formazione di Sogno è presente il noto orizzonte di argilliti nere e *black shale* a pesci, attribuito ad un evento anossico toarciano (Jenkyns, 1988).

FOSSILI. Il Calcare di Domaro presenta frequenti livelli fossiliferi e bioclastici, risedimentati, con faune banali, di scarso significato stratigrafico. Di importanza biostratigrafica sono le associazioni ad ammonoidi, ricche e ben studiate nella località-tipo, in Val Trompia (Foglio 099-Iseo) (Dommergues *et alii*, 1997 con referenze). Nel Foglio 097-Vimercate, faune ad ammonoidi di età domeriana sono presenti principalmente nella litozona inferiore (membro di Botta *Auct*.) e nelle unità ad essa equivalenti. Rossi Ronchetti *et alii* (1968) segnalano *Amaltheus margaritatus* De Montfort, *Reysenoceras ragazzoni* (Hauer) e *Arieticeras algovianum* Oppel (zona a *Margaritatus*), *Pleuroceras spinatum* (Bruguiere) e *Pleuroceras solare* (Phillips) (zona a *Spinatum*). La biostratigrafia a nannofossili calcarei ha fornito una buona zonazione, con il riconoscimento delle associazioni tipiche delle biozone definite dalla prima comparsa di *M. jansae* (Wiegand) (tardo Carixiano) *L. hauffii* Grün & Zweili (tardo Domeriano) e *L. sigillatus* Stradner (limite Domeriano-Toarciano) (Cobianchi, 1992; Mattioli & Erba, 1999).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. In base alla biostratigrafia ad ammoniti ed a nannofossili calcarei, il Calcare di Domaro del Foglio 097-Vimercate è attribuibile al Pliensbachiano (Carixiano *p.p.* - Domeriano).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Il Calcare di Domaro costituisce due corpi prismatici di spessore variabile, che affiancano l'area della Roncola, in cui la

PROGETTO CARG

formazione stessa è ridotta. L'associazione di facies tipica di ciascun prisma evidenzia meccanismi deposizionali pelagici associati a processi di risedimentazione di varia natura (flussi granulari modificati, correnti torbide, frane sottomarine, *mud flow*, *slumping*), in ambienti bacinali, con profondità superiori alla base della zona fotica. Le facies nodulari, arrossate ed ammonitiche della litozona inferiore denotano profondità minori ed influenza dei fattori climatico-orbitali nell'organizzazione della stratificazione. Queste successioni si ubicano invariabilmente nel settore di raccordo tra le successioni ridotte ("di alto" o di margine) e le successioni complete delle aree depocentrali. Nel complesso l'ambiente di deposizione del Calcare di Domaro è pertanto costituito da una serie di bacini estensionali, asimmetrici, con margini sollevati e tettonicamente attivi durante la sedimentazione, di dimensioni longitudinali chilometriche. Si tratta degli stessi bacini già individuatisi durante il Sinemuriano, atti ad accogliere i corpi prismatici del calcare di Moltrasio.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Il Calcare di Domaro appartiene al Bacino Lombardo, nella sua configurazione Liassica, *sin-rift*. Il Foglio 097-Vimercate contiene parte del bacino dell'Albenza e del bacino di Ubiale, oltre alla zona di alto strutturale che li raccorda (alto di Roncola - Corna Marcia) (Gaetani, 1975; Sarti *et alii*, 1992; Bertotti *et alii*, 1993; Bersezio *et alii*, 1997, 2001).

2.3. - Formazione di Sogno (**SOG**)

SINONIMI. La Formazione di Sogno è stata considerata parte integrante delle successioni assimilabili al Rosso Ammonitico Lombardo da quasi tutti gli Autori precedenti; la prima denominazione formazionale è proposta da Gaetani & Poliani (1978). Per questo motivo nel Foglio 33-Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 essa non compare, in quanto viene cartografata in accorpamento con differenti unità del Liassico. La Formazione di Sogno è stata formalizzata in Delfrati *et alii* (2000).

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate la sezione più rappresentativa della Formazione di Sogno è la sezione del M. Brughetto (versante meridionale della dorsale dell'Albenza), che si può indicare come sezione di riferimento di questa unità. Ad E di questa, altre sezioni si trovano a Collepedrino e Palazzago (stesso versante dell'Albenza), a Villa d'Almè e presso la Corna dell'Uomo (ad E del Brembo) ove si realizza la chiusura laterale dell'unità.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. La Formazione di Sogno affiora estesamente nell'area compresa tra i Corni di Canzo (Foglio 076-Lecco della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000) e il M. Cavallo (Foglio 098-Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000), ove termina in corrispondenza dei due omonimi alti strutturali (Gaetani, 1975). Nel Foglio 097-Vimercate l'unità affiora con continuità in una fascia bidimensionale che attraversa il Foglio stesso

PROGETTO CARG

da WNW a ESE, tra il Monte Tesoro, Almenno, Villa d'Almè, il M. Passata e la Corna dell'Uomo. Questo allineamento corrisponde alla catena bordiera della Flessura Pedemontana ed allo sciame di pieghe di Ubiale - M. dei Giubilini.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Nel complesso la Formazione di Sogno è costituita da argilliti, marne e calcari marnosi, rossi o grigi, che passano stratigraficamente verso l'alto a calcilutiti e marne con noduli di selce. Gaetani & Poliani (1978) distinguono tre litozone (non cartografabili), ben espresse nella sezione del M. Brughetto che presenta lo spessore massimo dell'unità. In estrema sintesi si riconoscono:

- *Litozona 1*: alternanza di calcari marnosi, marne argillose ed argilliti, di colore variabile dal grigio al rosso mattone, con rari livelli di argilliti nere, a stratificazione piano-parallela, media e sottile; gli strati presentano prevalentemente limiti graduali. Presso la base della litozona è presente l'orizzonte argillitico, con *black shale*, a resti di pesci (Tintori, 1977), correlabile con l'evento anossico toarciano (Jenkyns, 1988). La litozona presenta uno spessore massimo di circa 40 metri, riducendosi drasticamente verso E, a spese delle porzioni più calcaree superiori. Orizzonti correlabili con il livello argillitico a pesci sono tracciabili fino alla Corna dell'Uomo. La chiusura completa dell'unità si realizza in corrispondenza del margine orientale del Foglio.

- *Litozona 2*: si tratta di un'alternanza regolare e ciclica di calcari marnosi e marne di colore grigio-verde nelle porzioni inferiore e superiore della litozona, rosso nella parte centrale. Gli strati, piano-paralleli, variano da medi (calcari marnosi) a sottili (marne), presentando limiti graduali, determinati dalle fluttuazioni del contenuto in carbonati. A questi litotipi si associano in modo irregolare o sporadico strati piano-paralleli a base netta, costituiti da coppie di calcisiltite gradata e laminata con marne a tetto, nei quali le bioturbazioni sono frequenti e concentrate verso il tetto. Questi strati, interpretabili come risedimenti intrabacinali, sono talora associati a strati calcareo-marnosi, lenticolari, a struttura caotica o disturbata, interpretabili come *slump* (M. Passata, Corna dell'Uomo). Infine, sono ricorrenti gli strati centimetrici di biocalcarenite laminata o a supporto di matrice, interamente costituiti da gusci di *Bositra* (Gaetani & Poliani, 1978). La litozona ha spessore massimo di circa 70 metri (M. Brughetto - Torre de' Busi) e si riduce verso E a meno di 10 metri, perdendo i caratteri di alternanza ciclica, i livelli risedimentati e conchigliari, e passando ad una successione di marne argillose o calcaree di colore rosso mattone. In corrispondenza del margine orientale del Foglio 097-Vimercate anche questa litozona si chiude completamente.

- *Litozona 3*: questa litozona comprende principalmente calcari marnosi rosati o grigi, sottilmente stratificati, con limiti piani o ondulati, in cui sono frequenti i noduli di selce rossa o giallastra. La litozona presenta uno spessore massimo di circa 40 metri, con assottigliamento progressivo verso E, fino alla completa terminazione, che avviene al margine del Foglio.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies dei litotipi calcareo-marnosi presenti nelle tre litozone descritte comprendono *mudstone* e *wackestone* in cui la frazione intrabacinale è costituita da radiolari, bivalvi a guscio sottile (*Bositra*),

PROGETTO CARG

spicole di spugne, frammenti di echinodermi, mentre la frazione extrabacinale comprende litici metamorfici di basso grado (scisti), litici vulcanici a tessitura felsitica, granuli mono- e polimineralici di quarzo, feldspati, miche, opachi. A queste si associano *packstone* a bioclasti (*Bositra*) e radiolari, con rari frammenti extrabacinali (quarzo e miche in prevalenza). Le microfacies dei livelli di calcisiltite marnosa laminata sono *packstone* a bioclasti (bivalvi, echinodermi, crinoidi) e frammenti extrabacinali tra cui sono prevalenti quarzo e miche.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Complessivamente la Formazione di Sogno presenta uno spessore massimo di circa 150 metri, con riduzione progressiva verso E, ben espressa nel Foglio 097-Vimercate. La riduzione di spessore che si realizza verso il margine occidentale dell'area deposizionale avviene all'esterno del Foglio. Tra Palazzago e il settore ad E del Brembo (Corna delle Capre) le tre litozone si riducono complessivamente a meno di 15 metri. La terminazione laterale avviene esattamente in corrispondenza con il margine dell'adiacente Foglio 098-Bergamo.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. La Formazione di Sogno si sviluppa a tetto del Calcare di Domaro per mezzo di un limite netto, planare e concordante, evidenziato dall'appoggio di argilliti e marne argillose varicolori sui calcari marnosi e marne calcaree dell'unità sottostante. A tetto la Formazione è seguita dalle Radiolariti, in tutto il Foglio 097-Vimercate. Nel settore depocentrale (M. Brughetto) il limite è segnalato dall'appoggio delle selci stratificate sui calcari marnosi selciferi rossastri della litozona 3. Lateralmente (Val Malanotte (versante occidentale del Monte Linzone), Palazzago, Corna delle Capre) il passaggio avviene per mezzo di un livello argillitico rosso, ricoperto da intercalazioni selcifere sempre più frequenti, che segnalano la base delle Radiolariti del Selcifero Lombardo. Gaetani & Poliani (1978) segnalano la relazione laterale di eteropia con le facies del Rosso Ammonitico Lombardo, in direzione orientale. Questa si realizza per progressiva sostituzione laterale delle litofacies tipiche delle tre litozone, dal basso verso l'alto, da parte di marne rosso mattone o violacee, talora a noduli calcarei e ammonitiche. Il passaggio laterale tra le due unità si completa nell'adiacente Foglio 098-Bergamo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 (Servizio Geologico d'Italia, 2012).

FOSSILI. Il contenuto paleontologico della Formazione di Sogno è ampiamente descritto da Gaetani & Poliani (1978), cui si possono aggiungere i dati sulle Ammoniti rinvenute da Nicotra (1952) nella successione marnosa di transizione laterale al Rosso Ammonitico. Gli Autori citati riportano Ammoniti appartenenti alla zona a *Tenuicostatum* (*Dactylioceras polymorphum* Fucini, tra gli altri), alla zona a *Bifrons* con *Hildoceras bifrons* (Bruguière) tra gli altri ed alla zona ad *Erbaense* (*Collina gemma* Bonarelli), nelle litozone 1 e 2 della Formazione. Tra i macrofossili sono da aggiungere i bivalvi pelagici (*Bositra*) ed i pesci, rinvenuti nel livello argilloso ricco in materia organica presso la base della litozona 1 (Tintori, 1977). Tra i microfossili sono abbondanti radiolari e spicole di spugne silicee, rari foraminiferi bentonici e protoglobigerine.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. La base della Formazione di Sogno è

PROGETTO CARG

attribuibile all'inizio del Toarciano (zona a *Tenuicostatum*), come indicato dalla biozonazione ad Ammoniti, mentre il limite tra le litozone 1 e 2 appartiene al Toarciano medio (zona a *Bifrons* e zona ad *Erbaense*). In base alla biostratigrafia a nannofossili calcarei ed alla datazione del limite di letto delle Radiolariti del Selcifero Lombardo, è possibile attribuire al Bajociano inferiore il tetto della Formazione (zona a *Watznaueria britannica*) (Gaetani & Erba, 1990; Baumgartner, 1995; Mattioli & Erba, 1999).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. La Formazione di Sogno è il frutto di meccanismi di sedimentazione pelagica ed emipelagica, controllati dai cicli climatico-orbitali e dalle variazioni locali del tasso di subsidenza, con locali evidenze di processi di risedimentazione torbiditica e in massa. L'afflusso di materiale terrigeno a partire dal Toarciano è un evento non localizzato alla sola zona o alla sola formazione in oggetto, ma caratteristico dell'intero Bacino Lombardo. Analogamente la deposizione del livello a pesci toarciano è correlabile con un evento anossico riconosciuto globalmente (Jenkyns, 1988). L'ambiente di deposizione è bacinale, di profondità batiale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. La Formazione di Sogno appartiene al Bacino Lombardo, strutturato in semi*graben* asimmetrici a polarità occidentale durante il *rifting* liassico. Essa occupa un sottobacino delimitato ad E dall'alto del M. Cavallo (Casati & Gaetani, 1968) e ad W dall'alto dei Corni di Canzo (Gaetani, 1975), la cui porzione centro-orientale, conservata all'interno dell'attuale struttura dell'Albenza, è rappresentata nel Foglio 097-Vimercate. Se si confronta la fisiografia dei bacini sinemuriano-domeriani che caratterizzano lo stesso settore, con la geometria del bacino della Formazione di Sogno, si può apprezzare l'ampliamento dell'area bacinale che viene ad estendersi sulla zona occupata da almeno due sottobacini antecedenti. Ad E del M. Cavallo una situazione analoga è messa in evidenza dallo sviluppo del bacino della Formazione di Concesio, che sostituisce lateralmente la Formazione di Sogno, occupando l'area precedentemente sede di quattro sottobacini sinemuriani (Bersezio *et alii*, 1996, 1997).

2.4. - Successione Giurassica Ridotta e Condensata (**SGX**)

La successione giurassica ridotta e condensata affiora unicamente all'estremo orientale del Foglio 097-Vimercate, lungo il versante definito Corna delle Capre che culmina con la sommità della Corna dell'Uomo. In questo limitato settore prosegue il litosoma meglio sviluppato nell'adiacente Foglio 098-Bergamo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, che drappeggia il pendio marginale occidentale dell'alto strutturale liassico del M. Cavallo (Casati & Gaetani, 1968).

Nel limitato settore di affioramento, la successione in oggetto raggiunge una potenza massima complessiva di circa 20 m, presentando una geometria cuneiforme in direzione E-W, con vertice posto ad E. La successione giurassica ridotta e condensata in questo settore si sviluppa tra il Calcare di Domaro e

PROGETTO CARG

le Radiolariti del Selcifero Lombardo, sostituendo per intero la Formazione di Sogno, in un contesto di riduzione di spessore di tutte le unità stratigrafiche. Essa assume quindi la classica posizione del Rosso Ammonitico Lombardo, pur presentandone i caratteri solo nella porzione inferiore. Dal basso si osservano infatti calcari marnosi *flaser*-nodulari di colore rosso mattone ad Ammoniti (facies tipo Rosso Ammonitico Lombardo) che raggiungono uno spessore massimo di 6÷8 m. Questi sono seguiti da calcilutiti rosate e varicolori, fossilifere (ammonoidi, crinoidi, bivalvi), in strati sottili e molto sottili piano-paralleli, intercalati da veli e letti di argilliti marnose rosso mattone o verdi, ed associati a strati di calcare marnoso rosso mattone o rosso violaceo, spesso fittamente fogliettati, con spessore massimo complessivo di circa 15 m. All'estremo E del Foglio, entro l'intera successione in oggetto, sono ancora osservabili piccole lenti di brecce intraformazionali e filoni sedimentari discordanti, decimetrici, costituiti da brecce a clasti calcilutitici con matrice marnosa, rossa. Spessore massimo di circa 20 m. Ambiente di alto strutturale.

La presenza ed i caratteri di questa successione sono determinati dalla posizione dell'affioramento, che si colloca alla transizione tra la zona di culmine dell'alto strutturale del M. Cavallo e la rampa di raccordo con il Sottobacino di Ubiale (Bersezio *et alii*, 2001). In base alla posizione stratigrafica ed ai ritrovamenti di Ammoniti segnalati in bibliografia (Casati & Gaetani, 1968) nella successione più studiata appartenente al Foglio 098-Bergamo, si può attribuire la successione giurassica ridotta e condensata al Pliensbachiano *p.p.* - Bathoniano *p.p.*. L'intervallo temporale occupato da questa successione è equivalente a quanto si rileva in merito alle analoghe unità cartografate nell'adiacente Foglio 098-Bergamo, con esclusione dell'area di Zandobbio, all'interno di quest'ultimo, dove riduzione e condensazione al culmine dell'alto strutturale omonimo perdurano fino al Titoniano.

3. - LA SUCCESSIONE POST-*RIFT*

3.1. - Selcifero Lombardo (**SM**)

Nel Foglio 097-Vimercate, le unità del Selcifero sono al limite della cartografabilità in scala 1:50.000. Per questo in carta esse vengono distinte ove possibile, altrimenti sono accorpate e cartografate come Gruppo del Selcifero Lombardo (**SM**), formalizzato tra le Unità Tradizionali da Sciunnach (2007a).

3.1.1. - *Radiolariti del Selcifero Lombardo* (**RSL**)

SINONIMI. Le Radiolariti del Selcifero Lombardo appartengono, insieme al Rosso ad Aptici, al Gruppo del Selcifero Lombardo (Pasquarè, 1965; Sciunnach

PROGETTO CARG

2007a). I termini citati sono ampiamente consolidati nella letteratura e nelle conoscenze geologiche regionali, a partire dagli ultimi decenni del 1800. La scheda di formalizzazione è di Sciunnach (2007b). Nel Foglio 097-Vimercate, le unità del Selcifero sono spesso non cartografabili in scala 1:50.000. Per questo in carta esse vengono distinte ove possibile, altrimenti sono accorpate e cartografate col rango di gruppo informale. Pasquarè (1965) introduce per le Radiolariti una suddivisione in 4 membri informali che rappresentano variazioni laterali di facies, con transizioni in direzione E-W. Nel Foglio 097-Vimercate l'intera unità è costituita dal membro di Burligo (Pasquarè, 1965), la cui sezione e località-tipo sono ubicate presso l'abitato di Burligo, lungo il fianco meridionale del M. Albenza.

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. La sezione più rappresentativa è la già citata sezione-tipo del membro di Burligo, esposta in Val Malanotte, presso l'abitato da cui deriva la denominazione formale. Sezioni significative sono presenti inoltre presso Torre de' Busi, M. Brughetto ed in corrispondenza del fondovalle del Brembo, nella zona di Villa d'Almè.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Le Radiolariti affiorano lungo la fascia della Flessura Pedemontana, costituendo il fianco meridionale dei rilievi della dorsale dell'Albenza. Attraversato il Brembo in successione sub-verticale, la fascia di affioramento prosegue ad E, prima attraverso lo sciame di pieghe dei M. dei Giubilini - M. Passata, poi lungo il versante meridionale della dorsale del Canto Alto (estremo orientale del Foglio 097-Vimercate).

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Litologicamente le Radiolariti del Foglio 097-Vimercate comprendono selci a stratificazione centimetrica e decimetrica, piano-parallela o piano-ondulata, talora con geometrie mammellonari delle ondulazioni, con interstrati argillosi e, solo localmente presso la base ed il tetto dell'unità, debolmente marnosi. Nella parte superiore della formazione compaiono strati marnoso-calcarei, silicizzati, di spessore centimetrico, che aumentano progressivamente di frequenza e spessore, fino a prevalere sulle selci stratificate. Il colore delle selci varia in modo regolare ed abbastanza uniforme, con la porzione inferiore caratterizzata da colore bruno, grigio scuro o verde scuro ed un passaggio graduale, verso l'alto, a colorazioni bruno-violacee fino a rosso mattone. Queste ultime prevalgono ove le litologie calcareo-marnose silicizzate sono ormai dominanti. L'insieme di questi caratteri è tipico del membro di Burligo (Pasquarè, 1965) e si mantiene relativamente costante in tutta l'area del Foglio.

DATI DI LABORATORIO. Al microscopio ottico polarizzatore le selci stratificate delle Radiolariti si presentano come silice criptocristallina o microcristallina in cui si riconoscono solo occasionalmente i contorni dei gusci di radiolari. A loro volta questi sono formati da quarzo microcristallino e da calcedonio fibroso raggiato. Nei campioni relativi alla parte inferiore delle Radiolariti, in corrispondenza delle più frequenti intercalazioni argillose, sono presenti livelli terrigeni, a *silt* di quarzo, rari feldspati, miche chiare, clorite, rari litici sedimentari, argille; a questi si associa la glauconite.

PROGETTO CARG

Le facies calcareo-siliceo-marnose si presentano come *mudstone* e *wackestone* silicizzate, a radiolari, calcisfere, aptici, intraclasti, quarzo.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Lo spessore delle Radiolariti varia da 20 a 50 metri circa nel Foglio 097-Vimercate. Gli spessori massimi caratterizzano l'area dell'Albenza, ove è presente la sezione-tipo; la riduzione di potenza si osserva verso oriente, in direzione del M. Cavallo, posizionato al margine dell'adiacente Foglio 098-Bergamo. Pasquarè (1965) segnala la riduzione di spessore anche verso occidente, in corrispondenza dell'area di Carenno (Foglio 076-Lecco).

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite inferiore delle Radiolariti è lateralmente variabile all'interno del Foglio 097-Vimercate. Nelle adiacenze della sezione-tipo l'unità appoggia su una successione condensata, argilloso-silicea, con poche intercalazioni di calcari marnosi a tessitura *flaser*-nodulare, apparentabile ad una successione tipo Rosso Ammonitico. Caratteri confrontabili, con la presenza di un livello di argilliti silicee di colore rosso mattone alla base della successione silicea, si riscontrano all'estremità orientale del Foglio, presso il M. Passata. Più ad W (M. Brughetto) le Radiolariti si sviluppano rapidamente a tetto delle marne calcaree della Formazione di Sogno.

Il limite superiore è un passaggio graduale al Rosso ad Aptici, per intercalazione sempre più frequente di strati calcareo-marnosi, di colore nocciola o rosato, con noduli di selce rossa o bruna nelle selci stratificate o nei calcari marnosi silicizzati. In questi casi il limite si pone alla scomparsa delle selci stratoidi. Nelle zone di spessore più limitato il limite diviene netto e caratterizzato dall'appoggio di calcare marnoso, selcifero, sulle sottostanti selci in banchi costituiti da gruppi di strati amalgamati.

FOSSILI. I macrofossili sono estremamente rari, risultando costituiti da aptici (*Lamellaptychus* e *Cornaptychus* alla base dell'unità), belemniti e brachiopodi (*Pygope diphya* Buch) (Pasquarè, 1965). I microfossili sono principalmente radiolari (*Spumellaria* e *Nassellaria*) e rari nannofossili calcarei, identificabili presso la base ed il tetto dell'unità, solitamente più calcarei, e nelle successioni di limitato spessore.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. L'età delle Radiolariti è attribuita da Paquaré (1965) al Calloviano-Oxfordiano, in base alle associazioni ad aptici dell'intero Selcifero Lombardo. La zonazione a radiolari ha consentito a Baumgartner (1987) di attribuire le Radiolariti al Bathoniano superiore - Kimmeridgiano, mentre nella sezione di Colle di Sogno, poco ad W della sezione-tipo, Gaetani & Erba (1990) hanno indicato per la base delle Radiolariti in appoggio sulla Formazione di Sogno un'età prossima al limite Aaleniano-Bajociano. In base a questi dati l'età della formazione è riferibile al Bajociano inferiore - Kimmeridgiano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Le Radiolariti derivano principalmente da decantazione pelagica di lutiti siliceo-carbonatico-argillose e dalle successive trasformazioni diagenetiche. Meccanismi di introduzione eolica del materiale terrigeno sono resi evidenti dalla tipologia e micromorfologia dei clasti siltosi.

PROGETTO CARG

Rari ed occasionali sono gli strati prodotti da processi di redistribuzione o risedimentazione di tipo torbiditico o massivo. La ciclicità climatico-orbitale si riflette nell'organizzazione in *bundle* di alcune porzioni della successione, e nelle ritmicità silice/argilla (Baumgartner, 1987). Nel complesso le Radiolariti mantellano la topografia ereditata dalla strutturazione *sin-rift* del Bacino Lombardo, derivando le proprie variazioni di spessore da variazioni locali del tasso di subsidenza per compattazione o dalla preesistenza di depressioni non colmate dalle formazioni precedenti.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Le Radiolariti costituiscono il primo drappo pelagico *post-rift* che mantella la struttura del bacino Lombardo, ereditata dalle fasi distensive sinemuriano-toarciane. Nell'area del Foglio 097-Vimercate non è immediatamente desumibile la relazione tra Radiolariti e fisiografia dei bacini dell'Albenza e di Ubiale, a causa della disposizione degli affioramenti lungo un allineamento obliquo rispetto ai margini degli stessi.

3.1.2. - *Rosso ad Aptici* (**RAP**)

SINONIMI. Il Rosso ad Aptici appartiene, insieme alle Radiolariti, al Gruppo del Selcifero Lombardo (Pasquarè, 1965). La formalizzazione si deve a Sciunnach (2007c). Secondo Pasquarè (1965) il Rosso ad Aptici presenta caratteri di uniformità nell'area lombarda, risultando costituito da una successione di marne e marne calcaree o calcari marnosi, talora debolemente silicei, rosati, rosso mattone o grigi, sottilmente stratificati, con poca selce in noduli e liste. Alla sommità del Rosso ad Aptici l'Autore propone di suddividere la Formazione di Prabione, costituente la transizione con la soprastante Maiolica e caratterizzata dalla presenza di corpi di paraconglomerati e brecce intraformazionali. Barberis *et alii* (1990) considerano gli orizzonti transizionali (ove presenti) come parte della Maiolica. Analogamente nella carta geologica proposta da Bersezio *et alii* (1997) e nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (Jadoul *et alii*, 2000), la Formazione di Prabione non viene distinta, ma inclusa come litozona all'interno della Maiolica.

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate sezioni rappresentative del Rosso ad Aptici sono presenti in Val Malanotte, presso Burligo, a proseguimento della sezione-tipo delle Radiolariti, e lungo il fondovalle del Brembo, nei dintorni di Villa d'Almè.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Il Rosso ad Aptici affiora, come le Radiolariti, lungo il fascio di strutture della Flessura Pedemontana, ed in particolare sottolinea il fianco meridionale dell'anticlinale dell'Albenza e lo sciame di pieghe di Ubiale - M. dei Giubilini - M. Passata.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Nel Foglio 097-Vimercate il Rosso ad Aptici presenta le successioni più complete, potenti da 20 a 35 metri, nelle zone di Burligo e in generale nella dorsale dell'Albenza, oltre che presso il

PROGETTO CARG

fondovalle del Brembo. In queste situazioni si riconoscono:

- una litozona inferiore, costituita da marne silicee e calcari selciferi rosso violacei, che determina il passaggio transizionale alle sottostanti Radiolariti;
- una litozonoa calcareo-marnosa e marnosa, sottilmente stratificata, con selci in noduli rossi o nocciola. La stratificazione è in genere piano-parallela o ondulata. Ai litotipi indicati, localmente (F. Brembo) si associano lenti di brecce, paraconglomerati e *slump*;
- una litozona superiore, costituita da alternanze di calcari marnosi rosati, calcilutiti crema o rosa con selci in noduli e liste rosse, miele o nere e giunti argillitici rossi o grigi, sottilmente stratificata e progressivamente passante a calcilutiti bianche e rosate verso l'alto. Questa litozona costituisce la transizione alla Maiolica di Barberis *et alii* (1990) e sostituisce in parte la Formazione di Prabione di Pasquarè (1965).

Il Rosso ad Aptici si riduce fino a non essere separabile cartograficamente dalle Radiolariti all'estremità orientale del Foglio 097-Vimercate (Corna dell'Uomo); la riduzione di spessore si accompagna ad una variazione di litofacies, verso calcilutiti debolmente marnose, rosse, selcifere, sottilmente stratificate, talora con geometrie pseudonodulari o *flaser* nodulari. In queste successioni possono essere presenti lenti paraconglomeratiche ad intraclasti marnosi.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies del Rosso ad Aptici sono monotonamente costituite da *mudstone* e rare *wackestone* a radiolari e calpionelle, con foraminiferi bentonici, aptici, bivalvi pelagici e crinoidi pelagici (*Saccocoma*). Talora la silicizzazione pervade le microfacies in modo selettivo. Subordinatamente si riconoscono *floatstone* ad intraclasti di *mudstone* o di marna in matrice di *mudstone* a calpionelle e radiolari.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Il Rosso ad Aptici presenta spessori variabili da 10 a circa 35 metri, per assottigliamento laterale verso le zone di alto strutturale preesistenti (M. Cavallo, nell'adiacente Foglio 098-Bergamo).

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il Rosso ad Aptici nelle successioni più potenti e complete presenta un limite inferiore transizionale, determinato dalla progressiva riduzione degli strati argilloso-silicei bruni o rossastri appartenenti alle sottostanti Radiolariti. Lo stesso limite si presenta più rapido nelle zone di assottigliamento dell'unità. Il limite di tetto è transizionale (litozona di transizione sommitale), per intercalazione sempre più fitta di calcilutiti selcifere color crema, tipiche della soprastante Maiolica. Questa litozona si riduce o manca all'estremo orientale del Foglio, presso la Corna dell'Uomo.

FOSSILI. Il Rosso ad Aptici è caratterizzato dalla presenza abbondante delle microfaune a nannofossili calcarei, calpionelle, radiolari (*Nassellaria* e *Spumellaria*), foraminiferi bentonici, ostracodi e globochete, cui si associano macrofossili, tra cui bivalvi a guscio sottile, echinodermi in frammenti, crinoidi (*Saccocoma*), belemniti (*Belemnites*), brachiopodi (*Pygope diphya* Buch), aptici. Tra gli aptici Pasquarè (1965) segnala le associazioni a *Lamellaptychus* e *Levaptychus*, la cui abbondanza è massima nella parte media dell'unità, e a

PROGETTO CARG

Lamellaptychus angulocostatus (Peters) e *Punctaptychus*, nella parte superiore.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. L'età del Rosso ad Aptici è Kimmeridgiano-Titoniano (Pasquarè, 1965; Gaetani, 1975; Gaetani & Erba, 1990; Barberis *et alii*, 1990), in base alle zone di associazione ad aptici ed alla biostratigrafia a calpionelle e nannofossili calcarei. La litozona di transizione alla Maiolica normalmente arriva a comprendere parte della zona a *Conusphaera mexicana* (Barberis *et alii*, 1990), alla base del Titoniano superiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Il Rosso ad Aptici presenta caratteri di deposizione pelagica, in grado di mantellare la topografia ad alti e bacini ereditata dal Liassico. Alla deposizione pelagica si associano locali processi di risedimentazione in massa che originano brecce, *slump* e paraconglomerati, associati alle zone prossime ai paleoalti liassici. È verosimile che la presenza di questi corpi all'interno del drappo pelagico *post-rift* del Rosso ad Aptici sia da porre in relazione ai gradienti di pendio ancora presenti ed associati alla preesistenza dei paleoalti oltre che alla subsidenza differenziale delle successioni bacinali, più potenti ed argillose rispetto a quelle marginali. Occorre però notare che evidenze di una rinnovata tettonica sinsedimentaria sono note a partire dal Titoniano (Barberis *et alii*, 1990) nella soprastante Maiolica, suggerendo che almeno i corpi rideposti di età più recente presenti nel Rosso ad Aptici possano derivare dall'inizio di questa attività.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Il Rosso ad Aptici caratterizza nel Foglio 097-Vimercate la porzione centro-occidentale del Bacino Lombardo, ove sta per realizzarsi la transizione tra il regime di subsidenza e sedimentazione *post-rift* e la fase di riorganizzazione regionale che porterà allo sviluppo del bacino di avampaese cretacico, durante le prime fasi tettogenetiche alpine. L'unità è presente in tutti i dominii paleogeografici del Sudalpino Lombardo.

3.2. - Maiolica (**MAI**)

SINONIMI. Il termine Maiolica è tradizionalmente in uso nella bibliografia geologica lombarda e nazionale, fin dal primo utilizzo risalente a Maironi da Ponte come riportato da Stoppani (1857) che ne introduce il compiuto significato stratigrafico. Il termine è stato utilizzato in tutte le edizioni di carte geologiche precedenti pur non trattandosi di una definizione formale. La scheda formazionale dell'unità è di Petti & Falorni (2007).

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate le sezioni complete, poco tettonizzate e ben esposte sono rare. Tra queste le più rappresentative sono presenti presso la Forcella di Burligo (versante meridionale del M. Albenza), lungo l'alveo del Torrente Tornago (presso Almenno San Bartolomeo) e presso Bruntino (ad E del Brembo) (Bersezio, 1993).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. La Maiolica affiora, come le unità del Selcifero Lombardo, lungo il fascio di strutture della Flessura Pedemontana,

PROGETTO CARG

lungo il fianco meridionale dell'anticlinale dell'Albenza e nel fascio di pieghe di Ubiale - M. dei Giubilini - M. Passata, con una distribuzione identica a quella delle unità del Selcifero Lombardo.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. La Maiolica è costituita da una successione piuttosto monotona di calcilutiti bianche, grigio chiare o crema, in strati sottili e medi, piano-paralleli o ondulati, con bioturbazioni sparse, a liste e noduli di selce, cui si alternano in proporzioni variabili interstrati marnosi o argillosi, centimetrici, omogenei o laminati, spesso ricchi in materia organica, che possono costituire veri e propri *black shale* (Weissert, 1981; Erba & Quadrio, 1987; Barberis *et alii*, 1990; Bersezio *et alii*, 2002). A queste litofacies, costituenti la massima parte dell'unità, si associano litofacies risedimentate, intrabacinali, costituite da: strati di calcareniti-calcisiltiti, gradati e laminati, sottili e medi, piano-paralleli; lenti paraconglomeratiche di spessore metrico, ad intraclasti calcilutitici, silicei e marnosi, immersi in matrice micritica; *slump* a geometria lenticolare, di potenza al massimo decametrica, coinvolgenti pacchi di strati di Maiolica o di Rosso ad Aptici. L'associazione delle facies pelagiche e di quelle risedimentate definisce l'organizzazione della Maiolica in 6 litozone, modulata dalla ritmica fluttuazione della frequenza e spessore degli interstrati marnoso-argillosi e dalla distribuzione dei corpi risedimentati (Bersezio, 1993). Le litozone, non cartografabili, sono però riconoscibili e tracciabili lateralmente alla scala del Foglio 097-Vimercate, con continuità laterale e spessore variabili. In estrema sintesi, dal basso stratigrafico, si riconoscono:

- *Litozona I*: costituisce l'intervallo di transizione tra Rosso ad Aptici e Maiolica e corrisponde a parte della Formazione di Prabione di Pasquaré (1965). Si tratta di alternanze di calcilutiti color crema e rosate, con noduli di selce, alternate ad interstrati marnosi grigi o rosso mattone. La litozona contiene grandi corpi di *slump* e paraconglomerato (Burligo).

- *Litozona II*: si tratta di gruppi di strati sottili di calcilutiti bianche con liste di selce grigia ritmicamente intercalate, praticamente privi di intercalazioni marnoso-argillose. Questi gruppi di strati, potenti 5-15 metri, si ripetono nella successione alternandosi alle altre litozone.

- *Litozona III*: si tratta di una complessa alternanza di strati risedimentati in massa (*slump* e paraconglomerati), calcisiltiti gradate e laminate, calcilutiti con noduli di selce ed interstrati marnoso-argillosi con rari *black shale*. Questa litozona, potente fino a 30 metri, ricopre la litozona I e può alternarsi ai gruppi di strati della litozona II.

- *Litozona IV*: comprende la caratteristica associazione di facies che definisce l'evento Valanginiano (Weissert *et alii*, 1979; Weissert & Lini, 1991; Bersezio *et alii*, 2002) ricca in argille e marne, con frequenti *black shale*, associate a calcilutiti con noduli di selce nera e a strati risedimentati (calcareniti fini gradate e laminate, paraconglomerati, *slump*). La litozona IV, potente fino a 40 metri, ricopre sempre la litozona III e si alterna raramente con le litofacies della litozona II.

- *Litozona V*: si tratta dell'alternanza regolare di calcilutiti e *black shale* (con

PROGETTO CARG

percentuale in materia organica che può raggiungere il 7%, Weissert *et alii*, 1985; Bersezio *et alii*, 2002), pressochè priva di strati risedimentati, che caratterizza la parte barremiana della Maiolica, con spessore massimo di 35 metri (Forcella di Burligo).

- *Litozona VI*: si tratta della litozona di transizione tra Maiolica e marna di Bruntino, Aptiano inferiore, presente o conservata solo localmente nell'area del Foglio 097-Vimercate (Forcella di Burligo, Palazzago, Torrente Tornago). La litozona è costituita da calcisiltiti gradate e laminate, calcilutiti selcifere ed interstrati marnoso-argillosi, il cui spessore e frequenza crescono verso il limite formazionale superiore.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies della Maiolica sono principalmente di tre tipi:

- *mudstone* a radiolari, foraminiferi bentonici (e planctonici a partire dal Berriasiano), calpionelle (nella porzione titoniana dell'unità), calcisfere, aptici, ammonoidi, bivalvi pelagici;
- *wackestone* e *packstone* a radiolari, calcisfere, foraminiferi, bioclasti ed intraclasti, gradate o laminate, con matrice micritica finissima;
- *floatstone* ad intraclasti calcilutitici, marnosi e silicei, con microfossili dei gruppi già indicati e biociasti (bivalvi, gasteropodi, cefalopodi, brachiopodi).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. La Maiolica presenta spessori variabili da 100 a circa 250 metri nel Foglio 097-Vimercate. Lo spessore massimo caratterizza l'area compresa tra il Brembo e Torre de' Busi (pendici meridionali dell'Albenza). Gli spessori minimi si rilevano all'estremità orientale del Foglio, nella zona del M. Passata, ove manca la litozona VI ed a tetto della formazione si amplia una discontinuità stratigrafica con i caratteri della paraconcordanza.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite inferiore della Maiolica è transizionale, con lo sviluppo della litozona di transizione al sottostante Rosso ad Aptici.

Il limite superiore è netto e discontinuo. Anche in presenza della litozona di transizione superiore (litozona VI), il passaggio tra carbonati e sedimenti terrigeni fini (marna di Bruntino) avviene in modo estremamente brusco e paraconcordante. Come accennato, in parte dell'area compresa nel Foglio 097-Vimercate lo stesso limite rappresenta una discontinuità con lacuna anche più estesa ed evidente, come al M. Passata, ove manca l'intera litozona attribuibile all'Aptiano inferiore e parte dell'intervallo datato al Barremiano.

FOSSILI. La Maiolica presenta principalmente associazioni micropaleontologiche, con faune a calpionelle, nannofossili calcarei, foraminiferi planctonici e bentonici (Erba & Quadrio, 1987; Barberis *et alii*, 1990). Dal punto di vista macropaleontologico, oltre alle forme di scarso significato tra cui bivalvi, gasteropodi, crinoidi, sono segnalati ammonoidi da Venzo (1954) e Vialli (1949), nella porzione barremiana della successione (Forcella di Burligo).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. In base alla biostratigrafia a nannofossili calcarei, calpionelle e foraminiferi planctonici, la Maiolica rappresenta l'intervallo Titoniano superiore (zona a *Conusphaera mexicana*, nannofossili

PROGETTO CARG

calcarei) - Aptiano inferiore (zona a *Chiastozygus litterarius*; Erba & Quadrio, 1987; Barberis *et alii*, 1990). Le classiche successioni della Maiolica lombarda hanno fornito dati e taratura per la stratigrafia magnetica del Cretacico inferiore (Channell & Erba, 1992). Nel Foglio 097-Vimercate l'unità termina localmente con i termini del Barremiano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. La Maiolica costituisce il drappo pelagico che mantella la fisiografia del Bacino Lombardo in ambiente batiale. Ai meccanismi di sedimentazione pelagica, modulati dai cicli di produttività a frequenza orbitale, corrispondono sequenze di calciluttiti punteggiate da eventi anossici, a loro volta rappresentati da orizzonti di *black shale*. I processi di risedimentazione, torbiditica o in massa, determinano il frequente sviluppo di unità torbiditiche intrabacinali e di corpi di *slump*. La distribuzione spazio-temporale di questi corpi risedimentati e la relazione con lo sviluppo di discontinuità stratigrafiche ha suggerito che tra il Titoniano e l'Aptiano, il Bacino Lombardo sia stato soggetto a tettonica sinsedimentaria, durante la fase di ristrutturazione transtensiva dei lineamenti paleogeografici ereditati dal *rifting* giurassico (Bersezio, 1993).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. La Maiolica del Foglio 097-Vimercate appartiene al Bacino Lombardo, così come questo si configurava tra Giurassico superiore e Cretacico. In questo intervallo alcuni alti strutturali liassici hanno ancora evidenza morfologica (M. Cavallo nell'adiacente Foglio 098-Bergamo) e si avvia la riorganizzazione del bacino, dai lineamenti paleostrutturali a direzione N-S (giurassici) all'allungamento E-W della successiva fase a sedimentazione terrigena torbiditica (Cretacico "medio" e superiore).

4. - LA SUCCESSIONE CLASTICA CRETACICA DEL BACINO LOMBARDO

4.1. - Marna di Bruntino (**BRU**)

SINONIMI. La marna di Bruntino è stata definita formazionalmente da Passeri (1969), con area tipo in corrispondenza della Bergamasca centrale. In precedenza la formazione era indicata con la denominaizone informale di Scisti Neri (Venzo, 1954; Aubouin *et alii*, 1970). All'esterno del Foglio 098-Bergamo la marna di Bruntino corrisponde alla Scaglia Variegata (Arthur & Premoli Silva, 1982) sia nel Varesotto che nel Bresciano.

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Sezioni indisturbate e ben esposte sono difficilmente reperibili, poiché la formazione costituisce uno degli orizzonti preferenziali di scollamento tettonico e origina morfologie poco acclivi con ampie coperture. La sezione più rappresentativa del Foglio 097-Vimercate è rilevabile in Valle di Giongo, poco a E della confluenza con il Brembo, a N di Villa d'Almè. Più ad W sono presenti la sezione di Almenno S. Salvatore, esposta nell'alveo del Torrente Tornago, la sezione di Burligo, poco ad W di Palazzago, rilevabile presso l'omonima forcella e la sezione di Torre de'

PROGETTO CARG

Busi, esposta parzialmente lungo la strada per Sogno e nell'alveo del T. Ovrena. In questa sezione la successione è raddoppiata tettonicamente, con interposizione di una sottile scaglia appartenente al Sass de la Luna.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. La marna di Bruntino sottolinea con i propri affioramenti gli accavallamenti associati al fascio di pieghe della Flessura Pedemontana seguendone l'inflessione da W verso E, dalla direzione N140 alla direzione E-W. Gli affioramenti si sviluppano tra le pendici del Monte Tesoro ed il F. Brembo, settore in cui la marna di Bruntino è ripetuta tettonicamente nella pila di embrici N-vergenti che ricopre il fianco meridionale dell'anticlinale dell'Albenza (Bersezio & Fornaciari, 1988). Ad E del Brembo la formazione sottolinea lo sciame di pieghe dei M. dei Giubilini, a N di Villa d'Almè, presentando il proprio estremo affioramento settentrionale nella sinforme del M. Campanua, solo parzialmente compresa nel Foglio 097-Vimercate, a N di Sorisole.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. La marna di Bruntino è costituita da una successione di argilliti varicolori, marne, siltiti ed areniti fini torbiditiche, con locali intercalazioni di corpi conglomeratici lenticolari, sviluppata su spessori variabili da 70 a 120 metri circa, nel Foglio 097-Vimercate (Passeri, 1969; Gelati *et alii*, 1982; Bersezio, 1992).

Sulla base delle associazioni di facies, la marna di Bruntino è stata suddivisa in tre litozone (Bersezio, 1992), non cartografate, di seguito descritte dal basso verso l'alto.

Litozona inferiore: costituita da argilliti varicolori e marne, in strati sottili e medi, piano-paralleli, definiti frequentemente dalle variazioni ritmiche di colore, che gradualmente passa dal nero al verde oliva al rosso-violaceo. I livelli nerastri sono normalmente *black shale* con contenuto in materia organica che può raggiungere il 3%. Ai litotipi argilloso-marnosi sono associati strati di calcari debolmente marnosi e spesso silicizzati, sottili e medi, piano-paralleli, di colore grigio plumbeo e strati di areniti ibride, bioclastiche, a laminazione obliqua concava a piccola scala, in strati sottili e medi a base netta e piana e tetto netto ondulato. Questa litozona può raggiungere lo spessore di 50 metri (Bersezio, 1992). Gli orizzonti di *black shale* sono riferibili all'evento anossico oceanico 1A (Arthur & Premoli Silva, 1982).

Litozona intermedia: costituita da areniti fini e siltiti, in strati sottili e medi, gradati e laminati, piano-paralleli, con base netta e passaggio graduale a tetto verso marne argillose; queste si alternano con marne e marne calcaree in strati medi e spessi, fino a banchi. I banchi sono corpi plurimetrici a base gradata, da ruditica a siltitica, interamente omogenei e bioturbati, ben osservabili nella sezione di Valle di Giongo. La porzione centrale della litozona è caratterizzata dall'abbondanza della materia organica nelle marne e nelle areniti, suggerendo la correlazione con l'evento anossico oceanico 1B (Arthur & Premoli Silva, 1982). La litozona intermedia costituisce un litosoma ben individuato a geometria lenticolare, potente fino a 70 metri, con i massimi spessori presso l'estremo orientale del Foglio 097-Vimercate (il massimo spessore si rileva tra Valle di

PROGETTO CARG

Giongo ed il Torrente Tornago). Verso W (Torre de' Busi) si riduce la frequenza degli strati arenitici risedimentati che si presentano più spessi e grossolani negli affioramenti settentrionali.

Litozona superiore ("marnosa"): comprende una successione di marne e marne calcaree, potente 10-50 metri, caratterizzata da strati e banchi marnosi omogenei o gradati, con basi piane e nette, associati ad argilliti marnose varicolori, calcari marnosi silicizzati e *black shale*. La composizione pelagica ed intrabacinale degli strati risedimentati denuncia la transizione verso il regime deposizionale che caratterizza il soprastante Sass de la Luna.

DATI DI LABORATORIO. La marna di Bruntino presenta un'associazione di litofacies eterogenea. Le microfacies degli strati carbonatici sono *mudstone* e rare *wackestone* a radiolari, foraminiferi planctonici e bentonici, bioclasti. Le basi gradate degli strati calcareo-marnosi sono *packstone* di analoga composizione, cui vanno aggiunti intraclasti, quarzo, rari litici. Le areniti della litozona intermedia sono in genere areniti ibride a litici carbonatici, altri litici sedimentari, rari litici metamorfici, quarzo, feldspati, miche, bioclasti e fossili (tra cui Orbitoline e Melobesie, radiolari, foraminiferi, bivalvi, gasteropodi, echinodermi, brachiopodi), intraclasti, *pellet*, peloidi glauconitici; a queste si aggiungono quarzareniti ibride, a quarzo, intraclasti, bioclasti, litici metamorfici di basso grado (filladi), litici sedimentari (selci, calcari), miche, clorite, feldspati, *pellet* glauconitici.

I livelli argillitici presentano variazioni sistematiche della composizione dei minerali argillosi e della frazione organica, caratterizzate e descritte in Bersezio (1992).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Lo spessore della marna di Bruntino varia da 70/80 a circa 120 metri nel Foglio 097-Vimercate. La variazione di spessore è strettamente connessa alla posizione del depocentro del litosoma torbiditico che costituisce la litozona intermedia.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. La marna di Bruntino si appoggia sulla Maiolica con un contatto netto che può svilupparsi a tetto di una litozona transizionale, compresa stratigraficamente nella Maiolica (Torre de' Busi, Burligo, Almenno) o in assenza della stessa (ad E del Brembo, Valle di Giongo, M. Campanua, nel limitrofo Foglio 098-Bergamo).

FOSSILI. Dal punto di vista macropaleontologico la marna di Bruntino presenta bioclasti e fossili, spesso alloctoni, privi di importanza stratigrafica, tra cui bivalvi, brachiopodi, echinodermi. Di maggior interesse sono i ritrovamenti di ammonoidi cretaciche, segnalati da Venzo (1954) e Vialli (1949), la cui posizione stratigrafica è però spesso incerta. Dal punto di vista micropaleontologico, le associazioni a foraminiferi planctonici consentono di riconoscere le biozone dell'Aptiano-Albiano (Arthur & Premoli Silva, 1982; Bersezio, 1992). Sono presenti inoltre Orbitoline ed altri foraminiferi bentonici, tra cui *Lenticulina*, *Lagenidae*, *Nodosaridae* ed alghe melobesie risedimentate.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. In base alla biostratigrafia a foraminiferi planctonici la marna di Bruntino è datata, nelle successioni complete, all'Ap-

PROGETTO CARG

tiano inferiore (zona a *Leopoldina cabri*) - Albiano superiore (zona a *Biticinella breggiensis*).

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. La marna di Bruntino apre la sedimentazione terrigena nel Bacino Lombardo, in ambiente batiale inferiore-medio e contiene il primo litosoma torbiditico silicoclastico ad alimentazione extrabacinale (Austroalpino e Sudalpino) (Bersezio, 1992). I processi deposizionali torbiditici sono accompagnati dalla messa in posto di *slump* e dalla sedimentazione pelagica ed emipelagica di fondo. La conservazione della materia organica nei ricorrenti livelli di *black shale* è ben correlabile temporalmente ai sub-eventi anossici globali 1A e 1B (Aptiano superiore, Albiano inferiore).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. La marna di Bruntino appartiene al Bacino Lombardo, nella sua configurazione cretacica, che viene interpretata come caratterizzata da disposizione circa ortogonale a quella dei lineamenti paleogeografico-strutturali tipici del Giurassico. Il Bacino si avvia a diventare il bacino di avampaese della catena eo-alpina, nella sua porzione retrovergente meridionale.

4.2. - Sass de la Luna (**SDL**)

SINONIMI. Il Sass de la Luna è un'unità litostratigrafica informale, costituita da una successione di marne e marne calcaree grigie. L'unità ha ricevuto la denominazione da Venzo (1954), ed è stata formalizzata da Bersezio (2007). Il Sass de la Luna, tipico della Bergamasca e del Bresciano occidentale, corrisponde lateralmente nel Varesotto alla parte superiore della Scaglia Variegata.

SEZIONE PIÙ RAPPRESENTATIVA DEL FOGLIO. Le sezioni più potenti e complete del Sass de la Luna si trovano nella valle dell'Adda, tra Cisano Bergamasco, Airuno e Valgreghentino; in quest'area le sezioni migliori sono esposte sulle pareti dei Corni di Bisone. Ad E del F. Brembo, la sezione del Torrente Tornago, tra Almenno San Salvatore e San Bartolomeo, è stata coperta negli anni '90, ma ne rimane la documentazione (Venzo, 1954; Bersezio *et alii*, 1990; Bersezio, 1992). Analogamente sono ormai poco esposte le sezioni di Sorisole e Ponteranica.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Il Sass de la Luna affiora, come la marna di Bruntino, lungo il fascio di strutture della Flessura Pedemontana, costituendo la pila delle scaglie embricate con vergenza settentrionale che si accavallano sul fianco meridionale dell'anticlinale dell'Albenza, tra Torre de' Busi e Almenno. Ad E del Brembo il Sass de la Luna affiora nello sciame di pieghe dei M. dei Giubilini e negli opposti fianchi della sinclinale di Sorisole.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il Sass de la Luna è stato suddiviso in due litozone informali (Bersezio, 1992). Le due litozone sono state cartografate separatamente da Bersezio *et alii* (1990) nella Carta Geologica delle Colline Pedemontane tra Brianza e Lago d'Iseo, in scala 1:50.000.

PROGETTO CARG

Litozona inferiore. Questa litozona comprende una successione di marne e marne calcaree grigie o grigio-brune, localmente rossastre, potente da 10 a 60-80 metri nel Foglio 097-Vimercate, datata all'Albiano superiore (zona a *Rotalipora subticinensis* e zona a *Rotalipora ticinensis*). È costituita dall'associazione di tre litofacies: 1) strati marnosi gradati e laminati, da medi a spessi, piano-paralleli; 2) marne omogenee o laminate grigie o rossastre, in strati medi o sottili, piano-paralleli; 3) calcilutiti a stratificazione sottile e molto sottile, piano-parallela, con abbondanti bioturbazioni e locale silicizzazione. Verso E, l'assottigliamento della litozona corrisponde alla riduzione di frequenza e spessore degli strati gradati e laminati. Il limite inferiore della litozona è sempre graduale, per progressivo aumento della frazione calcarea e graduale scomparsa dei colori verdi, neri ed infine rossi, che caratterizzano la sottostante marna di Bruntino.

Litozona superiore. Questa litozona è costituita in prevalenza da calcari marnosi che presentano tutti i caratteri tipici dei depositi risedimentati. Lo spessore raggiunge i 200 metri nel Foglio 097-Vimercate; la litozona è compresa nella sola zona a *Rotalipora appenninica* (Albiano sommitale). La litozona deriva dall'associazione aciclica delle seguenti litofacies: 1) calcareniti e marne calcaree gradate e laminate, in strati piano-paralleli, medi e spessi; 2) banchi calcareo-marnosi, il cui spessore può raggiungere i 14 metri nel Foglio 097-Vimercate, con base piana e netta di solito sottolineata dalla presenza di un conglomerato intraclastico, seguita da un corpo omogeneo, fortemente bioturbato (megastrati a base conglomeratica di Aizurro - Corni di Bisone); 3) calcareniti a laminazione obliqua planare, in strati sottili a base netta e tetto ondulato; 4) marne emipelagiche grigie, omogenee o laminate, in strati sottili e medi intercalati agli strati risedimentati; 5) calcilutiti a stratificazione sottile, piano-parallele, omogenee, talora silicizzate.

La litozona superiore presenta i massimi spessori tra Sorisole ed i Corni di Bisone (Valle dell'Adda). In questo settore essa si configura come una successione monotona, priva di ciclicità, punteggiata dai banchi calcarei più potenti. Alla sommità, poco sotto il limite formazionale superiore, gli strati calcareo-marnosi risedimentati diminuiscono di numero e spessore; gli ultimi metri del Sass de la Luna sono quindi caratterizzati dall'alternanza di calcilutiti pelagiche e marne emipelagiche. Il limite di letto della litozona superiore è graduale, per progressivo aumento della frequenza e dello spessore degli strati calcareo-marnosi risedimentati. Progressivamente la successione diviene decisamente più calcarea rispetto ai caratteri delle litofacies della litozona inferiore.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies degli strati calcarei gradati e laminati del Sass de la Luna sono principalmente *packstone* passanti a *wackestone*, a foraminiferi planctonici e bentonici, radiolari, calcisfere, bivalvi a guscio sottile, rare ammonoidi non determinabili, rari crinoidi, intraclasti. Le basi ruditiche dei banchi marnosi omogenei sono *rudstone* e *floatstone* ad intraclasti calcarei e selciosi, con una microfauna corrispondente a quanto indicato per le calcareniti. Le calcareniti a lamine oblique planari sono caratterizzate da una frazione quarzosa, frammista a radiolari e foraminiferi planctonici, con

PROGETTO CARG

ottima selezione granulometrica. Le calcilutiti pelagiche infine sono *mudstone* a radiolari e foraminiferi, talora silicizzate in quarzo microcristallino.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Il Sass de la Luna presenta uno spessore complessivo variabile da 20 a circa 260 metri nel Foglio 097-Vimercate. Le riduzioni di spessore più marcate si verificano ad W (Torre de' Busi) ove affiorano le già citate scaglie tettoniche della regione dell'Albenza. La potenza della formazione diminuisce dalle scaglie meridionali (tettonicamente sovrastanti) a quelle settentrionali, documentando che l'estrema riduzione avviene verso N, in senso paleogeografico (Bersezio, 1992; Bersezio & Fornaciari, 1994).

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite inferiore del Sass de la Luna è un passaggio graduale, sviluppato a tetto della marna di Bruntino. Il limite di tetto è un passaggio graduale alle marne rosse, appartenenti alla formazione di Sorisole (Cenomaniano). Questi caratteri sono ben espressi nella zona di Caprino Bergamasco (T. Sonna e T. Sommaschio) e nella Valle dell'Adda (Villa S. Carlo - Capiate).

FOSSILI. Nel Sass de la Luna i macrofossili sono rari e di scarso significato, in quanto generalmente alloctoni o banali (bivalvi, crinoidi, frammenti di brachiopodi). Venzo (1954) ed Aubouin *et alii* (1970) segnalano la presenza di ammonoidi in ciò che considerano la sommità del Sass de la Luna. Questi livelli fossiliferi appartengono alle formazioni cenomaniane del gruppo di Sorisole, coerentemente con l'età cenomaniana delle ammoniti rinvenutevi. Le microfaune a foraminiferi planctonici sono dominate da *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. ticinensis* (Gandolfi), *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), *Globigerinelloides*, *Hedbergella*.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. In base alla biostratigrafia a foraminiferi planctonici, la litozona inferiore del Sass de la Luna è attribuita alle zone a *Rotalipora subticinensis* e a *Rotalipora ticinensis*, mentre la litozona superiore appartiene alla successiva zona a *R. appenninica* (Arthur & Premoli Silva, 1982; Gelati *et alii*, 1982; Bersezio, 1992). Entrambe indicano l'Albiano superiore sommitale.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Il Sass de la Luna costituisce il primo significativo prisma cuneiforme torbiditico del Bacino Lombardo, allungato in direzione E-W, con terminazioni marginali a N e a S ed assottigliamento verso il margine orientale (esterno al Foglio 097-Vimercate) e verso il settore distale occidentale (parzialmente rappresentato nelle porzioni nord-occidentali del Foglio 097-Vimercate). L'alimentazione è pressoché esclusivamente pelagica; i processi di redistribuzione dei fanghi semiconsolidati albiani sono torbiditici o legati a flussi granulari modificati e *mudflow*, verosimilmente conseguenza di una continua attività sismica in grado di mobilitare i sedimenti accumulati sugli altofondi pelagici circostanti il bacino.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Il Sass de la Luna appartiene al Bacino Lombardo, che ha definitivamente acquisito la sua geometria con allungamento E-W, parallelo ai fronti in avvicinamento, e con tutta probabilità ancora sottomarini, della nascente catena sudalpina.

PROGETTO CARG

5. - I SISTEMI TORBIDITICI CENOMANIANI

5.1. - Formazione di Sorisole (**FSE**)

SINONIMI. Con questa denominazione si intende un intervallo stratigrafico molto complesso ed articolato che nell'area bergamasca si sviluppa alla sommità del Sass de la Luna; si tratta di un intervallo di cui ricorrono in letteratura diverse denominazioni comunemente riferite ad aspetti specifici, confrontabili con difficoltà.

La formazione rientrerebbe nella Scaglia argillosa rossa del Cenomaniano di Venzo (1954) ed è compresa nel Sass del luna da parte di Aubouin *et alii* (1970) che segnalano, in particolare, spessi strati calcarei a selce ad assetto caotico nella sua parte alta.

L'unità risulta per la prima volta stratigraficamente organizzata in Bersezio & Fornaciari (1989) e informalmente definita e cartografata come "*Cenomanian turbiditic-hemipelagic systems with chaotic deposits*" in Bersezio *et alii* (1990) ed in Bersezio *et alii* (2000).

La località e la sezione tipo della formazione di Sorisole sono ubicate in Bergamasca centrale, in sinistra della Val Baderen immediatamente a N dell'abitato di Sorisole lungo la strada per Catene. Qui la formazione ha uno spessore di circa 80 m e risulta espressa dalla sue litozone più significative che possono essere seguite e cartografate negli altri settori della Bergamasca.

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate la formazione di Sorisole è esposta in modo continuo tra Sorisole e Catene così come sul Torrente Tornago ad Almenno San Salvatore. Sezioni significative sono ricostruibili anche sul versante meridionale dei M. dei Giubilini tra le località i Morti della Calchera e Foresto II.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Ripetizioni tettoniche ne inducono la distribuzione su più fasce, generalmente sottili, che si sviluppano con direzione variabile da NW-SE ad E-W su tutta l'area del Foglio, immediatamente a S della Flessura Pedemontana. In particolare: ad E del Brembo la formazione si sviluppa sui fianchi di una sinclinale (detta dei Giubilini), tra il M. Solino (nel limitrofo Foglio 098-Bergamo) e Ponteranica; ad W del Brembo, la formazione anche se affiorante in modo discontinuo costituisce più fasce che sottolineano una struttura a scaglie, anche retrovergenti, che sul versante meridionale dell'Albenza si collocano sulla prosecuzione della Flessura Frontale.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. La formazione di Sorisole nell'area del Foglio 097-Vimercate, quando si sviluppa con continuità, è costituita da quattro litofacies riconosciute da Bersezio & Fornaciari (1988), di seguito descritte dal basso verso l'alto. Parte della formazione è progressivamente sostituita in eteropia verso W da un intervallo marnoso, definito "facies eteropiche" da Bersezio & Fornaciari (1989) e cartografato come Unità CM da Bersezio *et alii* (1990). Questa successione prende in questa sede la denominazione di membro

PROGETTO CARG

del Torrente Sonna (**FSE_1**).

La litofacies delle marne rosse (**FSE_a**) è rappresentata da tre facies principali ben sviluppate nella sezione tipo:

- calcareniti a bioclasti passanti a calcilutiti o a marne bioturbate in strati gradati e laminati da sottili a medi;
- *pebbly mudstone* intraformazionali, con clasti calcarei e silicei in strati medi discontinui talora grossolanamente gradati;
- marne rosse a stratificazione piano-parallela da media a molto spessa, bioturbate o laminate.

Più ad W (Opreno, Torre de' Busi, T. Sonna, T. Sommaschio Valgreghentino) le marne rosse, spesse 40 m, sono costituite essenzialmente da calcari marnosi e marne rosse.

I banchi caotici (**FSE_b**, **FSE_d**) sono rappresentati da due banchi di calcari micritici a struttura caotica abbraccianti la facies delle torbiditi sottili; il primo (banco caotico I, **FSE_b**) direttamente sovrastante le Marne Rosse, il secondo (banco caotico II, **FSE_d**) a tetto della formazione.

La loro organizzazione interna risulta dalla diversa associazione di:

- sequenze calcaree stratificate (tipo Sass de la Luna) disturbate da pieghe disarmoniche e faglie, costituenti corpi potenti fino a 30-40 m e lateralmente estesi per diverse centinaia di metri;
- *slumping* a struttura interna caotica in cui la matrice calcilutitica e/o marnosa, a tessitura fluidale, conserva i relitti della originaria stratificazione sotto forma di elementi convoluti e ritorti e contiene inoltre *boudin* e clasti eterometrici arrotondati o deformati prevalentemente di calcilutiti, selci, calcari oolitici;
- *pebbly mudstone* completamente disorganizzati passanti gradualmente alla facies precedente, oppure grossolanamente gradati che possono riempire tasche erosionali.

Le torbiditi sottili (**FSE_c**) costituiscono una litofacies a composizione sia silicoclastica che carbonatica, comprensiva di:

- alternanze di arenarie medio fini e peliti in rapporto 3/1, in strati gradati e laminati con sequenze di Bouma complete, a geometria lenticolare o discontinua;
- arenarie medie o fini, a laminazione obliqua, in strati medi o sottili lenticolari frequentemente amalgamati a calcilutiti costituendo coppie caratteristiche;
- alternanze di arenarie fini e peliti in rapporto da 1/1 a 1/5 in strati piano-paralleli con sequenze T_{b-e} e T_{c-e} prevalenti;
- strati piano-paralleli a base siltosa e tetto pelitico o marnoso;
- calcareniti fini e calcilutiti spesso silicee, in strati da sottili a medi gradati e laminati in livelli da sottili a medi che si intercalano alle facies precedenti.

DATI DI LABORATORIO. Le microfacies più significative si riferiscono ai banchi caotici (Bersezio & Fornaciari, 1989). La matrice delle facies a *slumping* è data da *wackestone* a foraminiferi e radiolari risedimentati. Forme pelagiche profonde sono frammiste ad elementi di piattaforma o di pendio superiore; foraminiferi (*Cuneolina*, *Orbitolina*, *Lenticulina*), frammenti di echinodermi e di alghe calcaree, ooliti.

PROGETTO CARG

Le arenarie delle torbiditi sottili (Bersezio & Fornaciari, 1989, 1994) sono delle litareniti ibride a cemento calcitico. La frazione extrabacinale è data da Q=60 F=5 L=35 con grani di quarzo policristallino e litici interamente derivati da rocce metamorfiche. La componente intrabacinale carbonatica è composta in prevalenza da foraminiferi planctonici e subordinatamente bentonici e assieme ai "clasti molli" rappresenta in media il 12% della composizione totale. La matrice, se presente in origine, risulta completamente sostituita da calcite tardiva.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Lo spessore della formazione di Sorisole va considerato sia nell'assieme che relativamente alle singole litozone che la costituiscono.

Nell'assieme gli spessori più rilevanti si osservano in affioramenti collocati in posizione relativamente più settentrionale, con circa 140 m nella località tipo.

Le marne rosse (**FSE_a**) nell'ambito del Foglio 097-Vimercate costituiscono un orizzonte relativamente continuo e raggiungono lo spessore massimo di circa 40 m all'altezza della valle dell'Adda, tra i torrenti Sommaschio e Sonna.

I due banchi caotici (**FSE_b** - **FSE_d**) hanno una ben precisa individualità nella zona di Sorisole, ove sono presenti su entrambi i fianchi della sinclinale omonima, raggiungendo lo spessore di 10/20 m per il primo e di 40 m per il secondo.

Le torbiditi sottili (**FSE_c**) raggiungono spessori massimi di circa 80 m; in particolare tra Sorisole e il T. Tornago lo spessore varia da 40-80 m.

Nella località-tipo (Sorisole-Catene) risultano tipicamente sviluppati strati sottili e medi di calcilutiti con a tetto un orizzonte sottile amalgamato di areniti silicoclastiche a laminazione obliqua.

Al Torrente Tornago le torbiditi sottili sono costituite da areniti torbiditiche in strati sottili e irregolari e da calcilutiti e marne di norma arrossate.

L'intervallo stratigrafico compreso tra il primo e il secondo banco caotico, negli affioramenti occidentali del Foglio (torrenti Tornago, Sommaschio, Sonna) è sostituito lateralmente da una successione di calcari marnosi grigio scuri in strati al massimo di 10 cm a laminazione diffusa, con intercalate marne emipelagiche da grigio scure a rosse in strati di spessore da sottile a medio, costituenti il membro del Torrente Sonna (**FSE_1**). Esso nel T. Ovrena (Torre de' Busi) raggiunge lo spessore di circa 50 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. La formazione di Sorisole, dove si sviluppa con tutti i suoi termini, è compresa tra il Sass de la Luna ed il membro delle peliti nere della formazione di Gavarno.

I rapporti con il Sass de la Luna sono espressi dalle marne rosse (**FSE_a**) e in genere sottolineati dalla presenza di un intervallo plurimetrico di calcilutiti a stratificazione sottile, arrossate nella parte alta del Sass del Luna. È un contatto netto di paraconcordanza in corrispondenza dell'allineamento più settentrionale di affioramenti; relativamente graduale negli affioramenti in posizione più meridionale.

I rapporti con il membro delle peliti nere della formazione di Gavarno sono espressi dal banco caotico II (**FSE_d**); è un contatto piuttosto immediato comunque esprimente continuità di sedimentazione.

PROGETTO CARG

FOSSILI. Significative microfaune provengono dagli intervalli pelitici (Bersezio & Fornaciari, 1989).

Alla base delle marne rosse (**FSE_a**) sono segnalate:

Rotalipora brotzeni (Sigal), *R. gandolfi* Luterbacher & Premoli Silva, *R. appenninica* (Renz), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. stephani* (Gandolfi), *Heterohelix sp.*

Il tetto delle marne rosse contiene: *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. montsalvensis* (Mornod), *R. appenninica*, *Praeglobotruncana gibba* (Klaus), *Dicarinella algeriana* (Caron), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno.

La parte restante della successione è caratterizzata da: *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. greenhornensis* (Morrow), *R. deeckei* (Franke), *Praeglobotruncana gibba* (Klaus), *Dicarinella algeriana*, *Whiteinella baltica* Douglas & Ranhin; localmente il Banco Caotico II contiene *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (Trujillo).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. La formazione di Sorisole nelle sezioni più complete comprenderebbe le zone a: *Rotalipora brotzeni*, *R. reicheli*, *R. cushmani* e *Whiteinella archaeocretacea* che ne consentono la datazione al Cenomaniano. In particolare, le marne rosse al Cenomaniano inferiore ed a parte del Cenomaniano medio; la parte restante della successione al Cenomaniano medio e superiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Le varie litozone della formazione di Sorisole si sono deposte in ambiente marino profondo (Bersezio & Fornaciari, 1989) e registrano la transizione da un regime torbiditico pelagico (marne rosse) ed uno silicoclastico (torbiditi sottili). Si tratterebbe di un bacino orientato E-W in coordinate attuali, in cui si accumulano anche i depositi pelagici franati dal margine settentrionale (banchi caotici) in seguito alla mobilità tettonica del margine stesso.

Tale attività potrebbe essere in relazione con le prime fasi di deformazione della catena alpina (Fase eoalpina) durante il Cretacico.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Il Bacino lombardo, nel corso del Cenomaniano, risulta chiaramente orientato E-W, logicamente in coordinate attuali. Il suo margine settentrionale, in base alle evidenze stratigrafiche, tende ad evolversi sotto il controllo di perdurante attività tettonica compressiva (Bersezio & Fornaciari, 1989, 1994).

6. - I SISTEMI TORBIDITICI ED EMIPELAGICI TURONIANI

Questo insieme di unità è rappresentato dalla formazione di Gavarno e dal flysch di Pontida, costituenti una successione spesso indicata in letteratura con nomi comprensivi quali: Flysch scistoso-argilloso (Venzo, 1954), Flysch cenomaniano-turoniano (Fernandez, 1962), *Flysch rouge*, *gris* e *orangè* (Aubouin *et alii*, 1970).

PROGETTO CARG

6.1. - Formazione di Gavarno (**GVR**)

Si tratta di una formazione prevalentemente pelitica suddivisa nei due membri delle peliti nere e delle peliti rosse.

6.1.1. - *Membro delle peliti nere* (**GVR_1**)

SINONIMI. Questo membro è introdotto come Peliti Nere superiori in Bersezio & Fornaciari, 1987 in riferimento all'intervallo stratigrafico già noto in letteratura come "scisti marnosi neri, carboniosi, a pesci" (Venzo, 1954), "scisti neri superiori" (Aubouin *et alii*, 1970), "*black shale*" superiori (Gelati *et alii*, 1982).

Nonostante l'esiguo spessore, il membro delle peliti nere rappresenta un rimarchevole orizzonte-guida cartografato da Bersezio *et alii* (1990) dalla valle dell'Adda verso E sino oltre la Val Seriana nella zona di Gavarno.

Sezioni particolarmente significative sono osservabili in Bergamasca occidentale e centrale: Torre de' Busi, T. Sommaschio (Caprino Bergamasco), T. Tornago (Almenno S. Bartolomeo), Sorisole-Pisgià.

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate le successioni più complete si osservano nella Valle Baderen a N di Sorisole, sul Torrente Tornago ad Almenno San Salvatore, sul T. Sommaschio a E di Caprino Bergamasco e sul Torrente San Michele a Torre de' Busi.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Il membro delle peliti nere è presente sui fianchi delle sinclinali di Sorisole e dei Giubilini e verso W costituisce una fascia relativamente continua sul versante meridionale dell'Albenza.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il membro è costituito da una successione di argilliti nere, talora molto ricche in materia organica, intercalate con marne grigie e torbiditi fini siltoso-arenitiche a stratificazione piano-parallela.

Le facies più significative, individuate da Fornaciari (1989), sono di seguito descritte:

- marne da grigie a verde oliva, normalmente massive, talora in orizzonti a lamine millimetriche alternati ad orizzonti bioturbati (facies 1);
- argilliti nere, talora siltose, in strati sottili, di norma laminati e ricchi in materia organica ("*black shale*") (facies 2);
- altenanze arenaceo-pelitiche in strati da sottili a medi, con arenarie fini gradate e laminate (sequenze di Bouma T_{c-e}, T_{d-e}) e peliti grigio-scure e nere (facies 3);
- peliti grigie, verde oliva o giallastre in strati da medi a spessi finemente gradati e con laminazione piano-parallela diffusa (facies 4);
- calcilutiti grigio-scure (facies 5), intercalate saltuariamente alle facies terrigene descritte, talvolta silicitizzate, in strati piano-paralleli sottili e medi, più grossolani alla base per la presenza di una lamina millimetrica a foraminiferi e radiolari risedimentati.

PROGETTO CARG

DATI DI LABORATORIO. Le arenarie, a tessitura da fine a molto fine, sono litareniti feldspatiche, immature, a cemento siliceo/fillosilicatico, micacee. I feldspati sono costituiti soprattutto da feldspato potassico mentre i litici sono prevalentemente di rocce metamorfiche; quelli sedimentari, scarsi, sono costituiti esclusivamente da selce.

Nelle peliti sono state condotte analisi sia sulla frazione inorganica che su quella organica. La frazione inorganica analizzata al diffratometro a raggi X risulta composta in prevalenza da quarzo e minerali argillosi, subordinatamente da plagioclasi e feldspati; la componente argillosa è formata in prevalenza da illite detritica e clorite. La percentuale di materia organica negli orizzonti più scuri è di norma inferiore a 1%, sporadicamente raggiunge il 3%. Si tratta di materia organica prevalentemente erbacea e legnosa di provenienza continentale, accumulata in seguito a processi di risedimentazione.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. L'associazione di facies più tipica del membro delle peliti nere affiora a Sorisole, in Val Baderen, con circa 40 m di emipelagiti grigie (facies 1), torbiditi fini e sottili (facies 3) e intercalati sottili livelli di "*black shale*" (facies 2).

Verso W il membro delle peliti nere è costituito pressoché per intero da emipelagiti e "*black shale*" (facies 1 e 2) e localmente da calcilutiti (facies 5) (Brocchione, Sommaschio, Opreno, Sonna, Torre de' Busi) e lo spessore non supera i 10 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il membro delle peliti nere si sviluppa a tetto dell'unico banco caotico presente all'interno della formazione di Sorisole nella sinclinale dei M. dei Giubilini ed a tetto del II banco caotico della stessa formazione nella sinclinale di Sorisole. Nei settori occidentali del Foglio 097-Vimercate il contatto inferiore, graduale, avviene con il membro del Torrente Sonna della formazione di Sorisole.

In tutta l'area il passaggio verso l'alto al membro delle peliti rosse è caratterizzato soprattutto dal graduale ma rapido cambiamento di colore delle peliti. Ai Giubilini il membro delle peliti nere sfuma verso l'alto direttamente alle arenarie fini marnose del Flysch di Pontida senza intercalazione di marne e peliti rosse.

FOSSILI. Sono di notevole interesse i rinvenimenti di Venzo (1954) negli "Scisti marnosi neri carboniosi a pesci" (Mantelliceratano superiore) della sezione del T. Sommaschio in Bergamasca occidentale. Si tratta di pesci, ramoscelli di sequoia, di *Frenelopsis* e di foglie di Proteacee.

Associazioni di foraminiferi planctonici significative caratterizzano la parte basale della formazione nella zona di Sorisole ed a Gavarno. A Gavarno (Foglio 098-Bergamo) in particolare si segnalano: *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. appenninica*, *R. greenhornensis* (Morrow), *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), *P. delrioensis* (Plummer), *Shackoina cenomana* (Shacko).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. In relazione all'associazione faunistica segnalata nella sua parte basale e nei livelli stratigrafici del Flysch di Pontida, immediatamente sovrastante, il membro delle peliti nere è datato al Cenomaniano sommitale - Turoniano inferiore.

PROGETTO CARG

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Il membro delle peliti nere è composto da sedimenti fini pelagici ed emipelagici e si caratterizza per la conservazione di significative quantità di materia organica e tassi di sedimentazione relativamente bassi; secondo Fornaciari (1989) può rappresentare una successione condensata.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Il membro delle peliti nere presenta una rimarchevole equivalenza-tempo con analoghi intervalli anossici (es. Livello Bonarelli dell'Appennino Umbro-Marchigiano) indicativi del cosiddetto Evento Anossico Oceanico 2.

Nell'ambito del Bacino Lombardo il membro delle peliti nere si colloca tra due fasi di sedimentazione terrigena extrabacinale, di cui quella superiore rappresenta il principale riempimento torbiditico del Bacino Lombardo. Per Fornaciari (1989) il membro delle peliti nere sembra marcare una fase di stasi nell'evoluzione dello stesso bacino prima che questi cominci a delinearsi decisamente come una avanfossa sul fronte della incipiente catena sudalpina.

6.1.2. - *Membro delle peliti rosse* (**GVR$_2$**)

SINONIMI. Questo membro è cartografato con la denominazione di Peliti Rosse in Bersezio *et alii* (1990): esso trova riscontro nella "Scaglia marnosa rossa" descritta da Venzo (1954) nel T. Sommaschio in Bergamasca occidentale, così come negli "scisti argillosi rossi" dello stesso Autore ad E della Val Seriana nell'area del Foglio 098-Bergamo. Altri riferimenti si trovano come Flysch pelitico arenaceo rosso o Flysch rosso in Bichsel & Haring (1981); come Torbiditi pelitico-arenacee in Gelati *et alii* (1982); come Flysch di Pontida inferiore in Bersezio & Fornaciari (1987).

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Le sezioni più significative sono osservabili sul T. Carpine (valle tra Corna Martinella e M. S. Margherita - Monte Marenzo), sul T. Ovrena (Torre de' Busi), sul T. Sommaschio (Caprino Bergamasco), a Valgraghentino.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Il membro delle peliti rosse si presenta in genere in affioramenti limitati e discontinui. Si distribuisce su più fascie controllate dalla struttura tettonica dell'area: al nucleo della sinclinale di Sorisole, sui fianchi della struttura a pieghe compresa tra Caprino Bergamasco e Carenno (Foglio 076-Lecco) in corrispondenza della Valle dell'Adda.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il membro delle peliti rosse comprende una successione di argilliti con subordinati livelli arenacei a stratificazione sottile e orizzonti calcilutitici normalmente silicitizzati.

Le facies più rappresentative sono di seguito illustrate:

- alternanze di peliti ed arenarie in strati da sottili a medi piano-paralleli, talora lenticolari. Si tratta di arenarie micacee medie e fini, gradate e con laminazioni da parallele ad oblique e di peliti grigio-oliva talvolta rossastre bioturbate;
- peliti e siltiti da grigio-giallastre a rosse, in strati di vario spessore talora sottilmente gradati; peliti e siltiti rosse con mica detritica diffusa e con intercalati

PROGETTO CARG

livelli pelitici scuri, sottili, ricchi in materia organica; peliti rossastre massive o sottilmente laminate, a volte bioturbate;

- calcareniti bioclastiche gradate in strati piano-paralleli; calcilutiti silicizzate grigio-verdi in strati sottili piano-paralleli.

Al membro delle peliti rosse nella sinclinale di Sorisole s'intercala un terzo Banco Caotico (banco caotico III, **GVR_a**), i cui caratteri litologici sono analoghi a quelli del I e del II banco caotico della formazione di Sorisole.

DATI DI LABORATORIO. Fornaciari (1989) riferisce di analisi eseguite su campioni argillosi e arenacei. I primi rilevano un contenuto in carbonati relativamente basso, a volte assente, con illite detritica, clorite e un interstrato cloritico/vermiculitico.

Le arenarie sono subarcose litiche, micacee, a cemento calcitico. La tessitura varia da fine a media e la selezione da moderata a scarsa. I litici sono scarsi e sono dominanti quelli provenienti da rocce metamorfiche; tipici sono grani di rocce olocristalline a struttura granoblastica, isotropi, formati da quarzo e feldspati potassici, probabilmente derivati da gneiss.

I litici sedimentari sono quasi interamente rappresentati da rocce carbonatiche e selci. Le miche, muscovite e clorite, sono molto abbondanti. Il cemento è calcitico, localmente cloritico.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Il membro delle peliti rosse raggiunge gli spessori massimi con 130 m nella zona di Sorisole. Ai M. dei Giubilini esso non è documentato in quanto il membro delle peliti nere si sviluppa direttamente sotto il Flysch di Pontida; in questa zona il membro delle peliti rosse può risultare eteropico con parte di quello delle peliti nere. Al Torrente Tornago lo spessore del membro delle peliti rosse non supera i 50 m; alla riduzione di spessore si accompagna lo sviluppo di peliti rosse nella sua parte inferiore. Ad W del F. Brembo la presenza di peliti rosse con sottili livelli scuri è un carattere ricorrente sempre nella parte inferiore dell'unità.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il membro delle peliti rosse risulta comunemente compreso tra quello delle peliti nere e il flysch di Pontida.

La transizione al membro delle peliti nere è indicata da un rapido ma graduale cambiamento di colore. Anche il passaggio al sovrastante flysch di Pontida è graduale; tuttavia la transizione può essere seguita per mezzo di un caratteristico strato calcareo gradato riconoscibile in buona parte della Bergamasca occidentale. Si tratta di quanto indicato da Venzo (1954) come "Livello 8" (4 m) nella sezione del T. Sommaschio, dove peraltro si colloca circa 5 m sotto la variazione di colore delle peliti, da rosse a grigio-giallastre, indicante il limite tra le due unità.

FOSSILI. Nella "Scaglia marnosa rossa" del T. Sommaschio Venzo (1954) segnala il rinvenimento di frammenti di piccoli inocerami, placchette di echinidi, articoli di crinoidi, denti di pesci, briozoi e ooliti.

Elementi utili per la datazione del membro delle peliti rosse sono riportati in Gelati *et alii* (1982) e consistono in microfaune a foraminiferi planctonici, in cui sono comunque presenti forme risedimentate tra cui *Rotalipora cushmani*.

PROGETTO CARG

A Gavarno, in particolare, sono presenti:

- nella litozona inferiore: *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli), *Schackoina cenomana*, *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella aprica* Loeblich & Tappan;

- nella litozona superiore: *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Marginotruncana sigali* (Reichel), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. schneegansi* (Sigal), *Whiteinella archaeocretacea*, *Globigerinelloides escheri* (Kaufmann).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Le microfaune planctoniche segnalate consentono il riferimento alla zona a *Helvetoglobotruncana helvetica* (Robaszynski & Caron, 1995) ed una attribuzione cronologica estesa dal Turoniano inferiore al Turoniano medio.

Questa attribuzione è discussa e confermata in lavori successivi, in Bersezio *et alii* (1990) in particolare.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Il membro delle peliti rosse è costituito da depositi emipelagici e da torbiditi di diverso tipo. Fornaciari (1989) parla in particolare di torbiditi classiche descrivibili attraverso la sequenza di Bouma, di torbiditi fini "fangose", di torbiditi carbonatiche intrabacinali. Rappresentano nel loro assieme un sistema che comincia a delinearsi tra le Bocche di Gavarno e Gavarno (Foglio 098-Bergamo) e diventa progressivamente più spesso verso W. La sua chiusura ad E può essere messa in relazione con l'evoluzione tettono-sedimentaria di un margine che trova collocazione nella zona del Monte Misma (Foglio 098-Bergamo).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. I caratteri geometrico-stratigrafici e le facies sedimentarie del membro delle peliti rosse proverebbero che il Bacino Lombardo nel Turoniano inferiore e medio si configura ormai come un tipico bacino di avampaese marcatamente asimmetrico, con il settore più subsidente a ridosso del lato orogenico, in questo caso quello settentrionale, del bacino stesso.

Le torbiditi sarebbero immesse nel bacino attraverso l'erosione del M. Misma, già attiva nel Cenomaniano, e raggiungerebbero l'area bacinale più profonda (Bergamasca occidentale e Brianza) attraverso un pendio a leggerissima inclinazione.

6.2. - Flysch di Pontida (**PTD**)

SINONIMI. È una formazione alla cui identità si riferiscono diverse denominazioni; corrisponde sostanzialmente al "Flysch scistoso-argilloso grigio" di Venzo (1954) e al "Flysch gris" di Aubouin *et alii* (1970). Il termine Flysch di Pontida è introdotto da De Rosa & Rizzini (1967) modificato in Formazione di Pontida da Bichsel & Haring (1981). La formazione è cartografata come Flysch di Pontida (Bersezio *et alii*, 1990) in tutta la sua area di affioramento.

Il Foglio 097-Vimercate costituisce l'area di più significativo sviluppo della formazione.

PROGETTO CARG

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Gli affioramenti più significativi si trovano nelle zone di Torre de' Busi - Calolziocorte e di Pontida. Un taglio stradale che intendeva collegare Gromlongo con Brocchione aveva messo in luce quella che poteva essere una buona sezione-tipo del flysch di Pontida. Purtroppo l'abbandono dello stesso ha precluso tale possibilità.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Il flysch di Pontida risulta cartografato in corrispondenza di un'area piuttosto estesa nella zona centro-occidentale del Foglio 097-Vimercate, controllata nel suo sviluppo dalla struttura a pieghe impostata lungo l'asse dell'Adda da Pontida verso Calolziocorte. La formazione è largamente sviluppata su entrambi i fianchi della valle di Pontida, in sinistra dell'Adda tra Monte Marenzo e Calolziocorte, in destra dell'Adda tra Aizurro e Valgreghentino (Monte Crocione).

In sinistra del F. Brembo il flysch di Pontida è presente con limitati affioramenti, peraltro molto alterati, sulle colline di Almè fino al versante settentrionale della collina di Bergamo.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il flysch di Pontida è costituito da alternanze marnose-arenacee a stratificazione da sottile a spessa, cui si alternano strati e banchi calcareo-marnosi spessi fino ad alcuni metri, talora gradati e con base conglomeratica.

Esso presenta una associazione di facies relativamente monotona costituita per la maggior parte da strati arenacei di origine torbiditica, incompleti alla base (T_{b-e}) e a geometria piano-parallela. Prevalgono: coppie pelite/arenaria molto fine-*silt* in strati da sottili a spessi, con l'intervallo pelitico molto più spesso di quello arenitico; coppie siltiti e peliti giallastre in strati di vario spessore; coppie calcareniti/calcilutiti gradate in strati da sottili a molto spessi.

Il rapporto arenaria/pelite cresce nella parte alta della formazione, in prossimità del passaggio all'arenaria di Sarnico. La distribuzione dei corpi calcareo-marnosi è irregolare e non mostra alcuna ciclicità; la loro frequenza e spessore decrescono verso l'alto della formazione.

Tutti i depositi del flysch di Pontida sono costituiti da torbiditi da silicoclastiche a carbonatiche, a tessitura fine, di origine rispettivamente extrabacinale e intrabacinale.

L'indicazione delle paleocorrenti (*flute cast* e *parting lineation*, in particolare) suggerirebbe una provenienza degli apporti da E (Bersezio & Fornaciari, 1987).

DATI DI LABORATORIO. Le arenarie del flysch di Pontida sono litareniti molto fini, immature, a cemento calcitico tardivo. Il quarzo monocristallino è nettamente più abbondante di quello policristallino, mentre tra i litici sono dominanti i frammenti di rocce metamorfiche, scarsi quelli di rocce sedimentarie.

La frazione intrabacinale è costituita da foraminiferi planctonici e clasti pelitici. La calcite tardiva sostituisce sia il materiale intergranulare che i clasti dell'ossatura.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Lo spessore del flysch di Pontida è difficilmente misurabile, non solo per l'estensione delle coperture

PROGETTO CARG

superficiali ma anche per la frequente pervasività della strutturazione tettonica a diversa scala. Comunque lo spessore massimo è valutato in 600 m nell'area tipo Pontida - M. Brocchione. Nell'area del Canto lo spessore dell'unità è di circa 400 m, condizionato da pieghe e faglie la cui geometria è di difficile definizione. Lo spessore sembra attestarsi sui 600 m nella parte più occidentale del Foglio (Monte Crocione).

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Nel Foglio 097-Vimercate il flysch di Pontida si interpone tra il membro delle peliti rosse della formazione di Gavarno e l'arenaria di Sarnico.

FOSSILI. Già Venzo (1954) segnalava microfaune a foraminiferi, ma soprattutto la presenza di ichnofossili tra i quali Fucoidi, *Zoophycus* e *Chondrites.*

Significative associazioni microfaunistiche si trovano nella parte basale e sommitale della formazione. Alla base, sul T. Sommaschio, nel "Livello 8" di Venzo, si segnala una microfauna riferibile alla zona a *Helvetoglobotruncana helvetica*, sottozona a *Marginotruncana*; nella parte superiore, nella zona di passaggio all'arenaria di Sarnico, una associazione riferibile alla zona a *Marginotruncana sigali* contenente oltre all'indicatore zonale *Hedbergella delrioensis* (Carsey), *Heterohelix reussi* (Cushman), *H. moremani* (Cushman).

Erba & Fornaciari (1988) segnalano una associazione a nannofossili riferibile alla zona *E. eximius* nella parte superiore della formazione.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Le microfaune segnalate, discusse anche in relazione alla posizione stratigrafica della formazione, ne consentirebbero il riferimento al Turoniano medio-superiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Il flysch di Pontida rappresenta un sistema torbiditico alimentato da E e progradante verso W di cui si ritiene che quanto affiorante costituisca solo una piccola parte dell'intero sistema deposizionale (Fornaciari, 1989). La generale disposizione degli affioramenti consente di localizzare l'area bacinale di maggiore accumulo in Bergamasca occidentale e Brianza, nell'area del Foglio 097-Vimercate, e di collocare l'area N-marginale nel settore orientale del Foglio 098-Bergamo, dove il sistema si assottiglia andando a sovrapporsi in *onlap* laterale sulla successione di margine del flysch di Colle Cedrina.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Con il flysch di Pontida inizia la principale fase di riempimento dell'avanfossa meridionale dell'incipiente catena alpina, collocata al fronte di unità sudvergenti.

Il sistema di alimentazione del flysch di Pontida convoglia nel bacino sedimenti derivati dall'erosione di unità austroalpine la cui deformazione durante il Cretacico è documentata da lungo tempo (Bersezio & Fornaciari, 1994).

7. - I SISTEMI TORBIDITICI CONIACIANO-SANTONIANI

Costituiscono una successione stratigrafica tra le più tipiche del Bacino Lombardo di cui si hanno notizie e descrizioni accurate anche in studi dell'Ottocento

PROGETTO CARG

(De Alessandri, 1899; De Cristoforis, 1838). Sono cartografati come "Piano di Sirone" sul Foglio 33-Bergamo in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1954).

I sistemi torbiditici coniaciano-santoniani sono rappresentati da due unità in regolare successione stratigrafica: l'arenaria di Sarnico e il conglomerato di Sirone, distribuite con continuità dal Lago d'Iseo all'Adda, e di conseguenza su tutto l'areale dei Fogli 098-Bergamo e 097-Vimercate, tra cui localmente si interpone il membro di Colle Brianza del conglomerato di Sirone.

7.1. - Arenaria di Sarnico (**SAR**)

SINONIMI. Le ragioni del nome sono da ricondurre alla denominazione commerciale (Pietra di Sarnico) relativa alla pietra da costruzione estratta nelle numerose cave che trovano sviluppo soprattutto nella zona di Sarnico. Se già De Alessandri (1899) parlava di "Arenaria di Sarnico", bisogna comunque arrivare a Venzo (1954) per averne un precisa collocazione stratigrafica.

L'unità è indicata come *Flysch grèseux* da Aubouin *et alii* (1970) e come *Sarnico Sandstone* da De Rosa & Rizzini (1967). È denominata Arenaria di Sarnico sul Foglio 46-Treviglio in scala 1:100.000 (Servizio Geologico d'Italia, 1969) e da Bichsel & Haring (1981); è indicata specificatamente Arenarie di Sarnico da Gelati *et alii* (1982) e in Bersezio *et alii* (1990).

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. È praticamente impossibile indicare una sezione-tipo dell'arenaria di Sarnico; gli affioramenti sono purtroppo limitati a causa della facile alterabilità delle rocce che la compongono e della conseguente tendenza a ricoprirsi di coltri eluviali. Comunque le sezioni relativamente più complete sono ricostruibili: al Canto, nella zona tra il Crocione e Tassodine, e più ad E a cavallo del crinale nella zona di S. Barbara; in sinistra del F. Adda nella zona di Colle Brianza, tra Cagliano e Campsirago.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. L'arenaria di Sarnico sul Foglio 097-Vimercate è presente in diverse aree geograficamente ben circoscritte. Esse formano una fascia di direzione NW-SE, con strati subverticali sul versante settentrionale del Colle di Bergamo; al Canto costituiscono un analogo elemento sviluppato in direzione ESE-WNW tra il crinale e il versante meridionale di questo rilievo montuoso. A Gromlongo, su di un'area relativamente limitata costituiscono il nucleo di un struttura sinforme. A Colle Brianza occupano l'area di crinale tra i Monti Crocione e Crosaccia. Tranne che a Gromlongo nelle zone sopra indicate l'arenaria di Sarnico risulta chiaramente delimitata a letto e a tetto.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. L'arenaria di Sarnico, tipicamente costituita da un'alternanza di arenarie grigie in strati da sottili a spessi e peliti, si presenta essenzialmente con tre associazioni di facies, di seguito descritte in ordine di importanza:

A) alternanza tra peliti grigie e arenarie (in rapporto=1) fini e medie, mas-

PROGETTO CARG

sive, senza evidenti strutture interne, in strati piano paralleli da medi a spessi, a base netta e contatto superiore con la pelite pure netto;

B) alternanze di peliti e arenarie fini in strati da sottili a medi, massivi o con laminazioni da parallele a oblique;

C) arenarie medie e fini in strati con gradazione assente o poco sviluppata, amalgamati in banchi spessi fino a 7-8 metri; con gradazione assente o poco sviluppata; le superfici di stratificazione sono nette, parallele o leggermente convergenti alla scala dell'affioramento.

DATI DI LABORATORIO. Le arenarie sono litareniti fini e medie, ben selezionate, a cemento calcitico tardivo (Fornaciari, 1989) e matrice in genere molto scarsa. I litici comprendono frammenti di rocce sedimentarie (soprattutto selci, siltiti e dolomie) e metamorfiche (*slate* e metamorfiti "foliati"), probabilmente derivate da filladi e micascisti. Tra i minerali pesanti sono riconoscibili zirconi e granati (Bersezio & Fornaciari, 1994).

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. L'arenaria di Sarnico costituisce un litosoma relativamente uniforme di spessore attorno ai 400 m. Al Canto presenta uno spessore di circa 450 m ed è costituita da diversi e ripetuti livelli di arenarie massive in banchi talora a geometria lenticolare, sovente amalgamati e spessi fino ad un massimo di 30 m, separati da intervalli di arenarie a stratificazione anche sottile. Sul versante N del Canto un livello caotico si intercala nella parte inferiore dell'unità. Nella zona del Monte Crocione - Colle Brianza, ove l'arenaria di Sarnico non sembra superare i 350 m, la successione è dominata da alternanza di arenarie e peliti in cui gli strati arenacei diventano più sottili verso W.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Su gran parte del Foglio 097-Vimercate l'arenaria di Sarnico risulta stratigraficamente intercalata tra il flysch di Pontida e il conglomerato di Sirone. Rispetto al flysch di Pontida il contatto è relativamente graduale ed è caratterizzato dallo sviluppo di sequenze di strati con spessori crescenti verso l'alto. Il contatto tra l'arenaria di Sarnico e il sovrastante conglomerato di Sirone a N di Villa d'Adda, sul versante meridionale del Monte dei Frati, è sottolineato dall'intercalazione dell'unità di transizione di Colle Brianza.

FOSSILI. Venzo (1954) segnala un rinvenimento isolato di ammonite svolta riferito a *Anisoceras* aff. *pseudoarmatum-paderbornense* Schluter nella parte basale della formazione, al Monte S. Genesio in Brianza orientale.

Più significativi ai fini biostratigrafici i ritrovamenti nelle intercalazioni pelitiche di foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. L'arenaria di Sarnico è stata attribuita al Coniaciano da Venzo (1954) e confermata in tale età da Erba & Fornaciari (1988) in base alle associazioni a nannofossili relative alle zone a *Marthasterites furcatus* e *Broinsonia lacunosa*, presenti rispettivamente nelle parti inferiori e superiore della formazione.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. L'arenaria di Sarnico appartiene al sistema torbiditico silicoclastico che si imposta nel Bacino Lombardo nel Cretacico superiore. Si tratta di torbiditi che le palecorrenti suggeriscono alimentate da E

PROGETTO CARG

e strutturate in depositi di lobo (facies C), intercalati con i rispettivi depositi fini marginali (facies B) e a depositi di piana di bacino (facies A).

La composizione delle arenarie consentirebbe di identificarne l'area di provenienza nel dominio austroalpino la cui deformazione durante il Cretacico è da lungo riconosciuta.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. L'arenaria di Sarnico documenta il protrarsi del riempimento dell'avanfossa sudalpina già ben individuata durante il Turoniano. Nella zona orientale la superficie erosiva alla base della formazione proverebbe il confinamento del sistema a N, probabilmente per la presenza di un rilievo tettonico la cui attività, innescata nel Turoniano, continua a protrarsi (Bersezio & Fornaciari, 1994).

7.2. - Conglomerato di Sirone (C**SH**)

SINONIMI. Il riferimento all'abitato di Sirone, in Brianza centrale, come località tipo di questa formazione risale già ai vecchi Autori: De Cristoforis (1838) è il primo a descriverla come "puddinga di Sirone", De Alessandri (1899) è il primo ad inserirla in un quadro stratigrafico denominandola Piano di Sirone. Quest'ultima definizione è ripresa da Venzo (1954) che riconosce alla formazione l'attribuzione al Santoniano.

Come Conglomerati di Sirone la formazione viene descritta da Gnaccolini (1971) nei suoi caratteri sedimentologici; come Conglomerato di Sirone viene introdotta in Gelati *et alii* (1982) e cartografata in Bersezio *et alii* (1990).

Storicamente la località tipo di questa formazione è riconducibile alla zona dell'abitato da cui prende il nome dove in passato dalla roccia venivano cavate "ruote" per macine da mulino e dove purtroppo attualmente la sua esposizione è scarsa ed avulsa dal suo contesto stratigrafico.

Comunque le località di più chiaro sviluppo del conglomerato di Sirone si trovano ad W del F. Brembo, sul versante meridionale del Canto e nella zona di Colle Brianza.

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Una sezione completa è osservabile con continuità nella zona del Canto lungo il sentiero che da Roncarro sale verso il crinale del Canto; con affioramenti significativi in località La Cà, Pradella.

Nella zona di Colle Brianza le migliori condizioni di affioramento si riscontrano lungo la strada da Nava verso S. Nicola e soprattutto nel comune di Giovenzana, in corrispondenza di spaccati stradali e di cave abbandonate. A Bergamo, in città alta, costituisce un rilievo isolato conosciuto come "la montagnetta" (Porta Garibaldi).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Nella parte centrale e orientale del Foglio 097-Vimercate, al Colle di Bergamo e al Canto, il conglomerato di Sirone costituisce due fasce con giacitura monoclinale a direzione WNW-ESE, in regolare successione stratigrafica. Ad W, al Colle Brianza, costituisce più

PROGETTO CARG

elementi ben circoscritti la cui distribuzione è controllata dalla tettonica compressiva che caratterizza la zona in modo molto marcato.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il conglomerato di Sirone è costituito da corpi conglomeratici lateralmente discontinui da medi a spessi, comunemente organizzati in cicli plurimetrici arenacei verso l'alto. I conglomerati che costituiscono la litologia dominante, si presentano con facies diverse: conglomerati massivi disorganizzati, a supporto clastico, privi di gradazione; conglomerati a supporto clastico con gradazione da inversa a normale; conglomerati a supporto clastico e gradazione normale con frequenti ciottoli embriciati; conglomerati "compositi" compresi tra superfici di stratificazione relativamente piano-parallelele talora con laminazioni oblique ad alto angolo.

La componente arenacea sviluppata soprattutto a tetto dei banchi ha una facies del tutto simile a quella dell'arenaria di Sarnico.

Lungo il sentiero da Roncarro verso il Canto la formazione è organizzata in almeno 7 cicli conglomeratico-arenacei a base erosionale, con spessore variabile da qualche metro a qualche decina di metri. In essi il rapporto conglomerato/arenaria diminuisce verso l'alto con generale prevalenza del primo rispetto alla seconda. I conglomerati, mostrano sempre una rozza gradazione e anche ciottoli fuori misura di dimensioni fino a 30 cm; le arenarie, grossolane, sono frequentemente laminate.

Anche a Colle Brianza, sulla strada da Nava a S. Nicola, il conglomerato di Sirone è organizzato in intervalli gradati con conglomerati a clasti fino a 10 cm nella parte inferiore, passanti verso l'alto ad arenarie a lamine da piano-parallele fino ad ondulate. Localmente i conglomerati presentano gradazioni sia normali che inverse.

Al Colle di Bergamo il conglomerato di Sirone presenta due orizzonti conglomeratici, uno alla base e uno al tetto, separati da un livello di arenarie stratificate. L'orizzonte superiore si caratterizza per la concentrazione di ciottoli carbonatici e per la presenza di un *pebbly mudstone* (Porta Garibaldi) poco sotto al contatto con il sovrastante Flysch di Bergamo.

La composizione dei ciottoli del conglomerato di Sirone è stata analizzata in particolare da Cadel (1974) che ne ha valutato la seguente percentuale di frequenza: calcari 7%, dolomie 49%, selci varicolori 18%, quarzo 13%, arenarie fini 12%, porfiriti 1%.

DATI DI LABORATORIO. Cadel (1974) in base alla microfacies dei ciottoli dei conglomerati ha tentato di ricostruirne la provenienza. Si tratterebbe di:

- rocce clastiche, quali *wacke* quarzose, grovacche, siltiti e subarcose che possono provenire da unità carbonifere e/o permo-scitiche;
- litareniti con frammenti vulcanici da unità mesozoiche;
- dolomie e calcari da unità triassiche-giurassiche;
- selci nere e rosse da unità giurassiche tipo Medolo e anche da unità più antiche;
- calcari marnosi in facies di "scaglia" di età albiano-cenomaniana;
- calcari di scogliere a Rudiste e coralli di età santoniana;

PROGETTO CARG

- rocce eruttive (rioliti, daciti e andesiti) provenienti per la maggior parte da unità permiane.

Le arenarie presenti nel conglomerato di Sirone sono litareniti da fini a grossolane a cemento calcitico. I litici più rappresentati sono frammenti di rocce sedimentarie (dolomie, selci, siltiti) e metamorfiche (ardesie, filladi e micascisti); rari sono i frammenti di rocce effusive acide e basiche.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Il conglomerato di Sirone è un corpo sedimentario relativamente omogeneo da W verso E che può essere seguito dalla Brianza fin verso il Lago d'Iseo per almeno 40 km. Nella stessa direzione diminuisce gradualmente il suo spessore da oltre 200 m fino a 50-60 m. In particolare, è valutabile in circa 250 m nella sezione di Roncarro-Canto e varia da 50 a 80 m nella monoclinale del Colle di Bergamo.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Si è già ricordato che il limite inferiore con l'arenaria di Sarnico si manifesta con un contatto netto, marcato talora da erosione, oppure attraverso una facies di transizione – membro di Colle Brianza – oggetto di trattazione specifica.

Il limite superiore del conglomerato di Sirone è caratterizzato dall'affermarsi su spessori limitati di alternanze ritmiche arenaceo-pelitiche in strati da medi a sottili.

FOSSILI. Una fauna di grande valore ad ippuriti ed ammoniti viene segnalata da Venzo (1954); si tratta in particolare di ippuriti ed acteonelle nei conglomerati, di *Eupachydiscus isculensis, Inoceramus crippsii* e *Foladomie* nelle arenarie della parte inferiore.

Venzo segnala i ritrovamenti più significativi al Monte dei Frati (Bergamasca occidentale), al Colle presso S. Vigilio (Bergamo-città), in una cava di "molere" già allora abbandonata di Gandosso - Cressa Varinelli (nel limitrofo Foglio 098-Bergamo).

Erba & Fornaciari (1988) caratterizzano l'età del conglomerato di Sirone per la presenza di una nannoflora calcarea attribuita alle zone a *Reinhardites anthoporus* e a *Calculites obscurus.*

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Già Venzo aveva correttamente attribuito il conglomerato di Sirone al Santoniano. Erba & Fornaciari (1988) ne precisano un'età estesa all'intero Santoniano in tutta l'area di affioramento, tranne che nel settore orientale, nel contiguo Foglio 098-Bergamo, dove l'assenza della zona a *Calculites obscurus* permetterebbe di datare al Santoniano superiore la lacuna tra conglomerato di Sirone e Pietra di Credaro.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Il conglomerato di Sirone forma un sistema torbiditico di materiali molto grossolani che le paleocorrenti indicano alimentato assialmente da W e da NW e, nella zona di Chiuduno, trasversalmente da N; è possibile che almeno parzialmente si interdigiti con il sistema dell'arenaria di Sarnico che veniva invece alimentato da E.

I materiali del conglomerato di Sirone testimoniano una loro intensa elaborazione in ambienti continentali e marino-marginali, probabilmente in un apparato di *fan*-delta ubicato su un stretta piattaforma tettonicamente instabile e prossima

PROGETTO CARG

al pendio di raccordo con il bacino. È in tale contesto che si innescherebbero processi di risedimentazione in massa che giustificano la collocazione attuale degli stessi materiali in ambiente marino relativamente profondo.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Nell'ambito dell'avanfossa sudalpina il sistema torbiditico del conglomerato di Sirone, costituito da materiali relativamente più grossolani, disattiva quello dell'arenaria di Sarnico.

Secondo Fornaciari (1989) tale disattivazione potrebbe essere stata prodotta da una forte modificazione dell'area sorgente in seguito ad intensa attività tettonica; la migrazione del fronte di deformazione sudalpino avrebbe determinato la creazione di una serie di rilievi tettonicamente attivi prossimi alla linea di costa, con conseguente accumulo di materiali grossolani su una piattaforma stretta ai margini del bacino profondo in cui sarebbero poi risedimentati.

7.2.1. - *Membro di Colle Brianza* (**CSH$_1$**)

SINONIMI. Si tratta di un'unità stratigrafica della quale Bersezio *et alii* (1990) indicano per la prima volta collocazione stratigrafica e distribuzione areale.

Si sviluppa in particolare ad W del F. Brembo verso Colle Brianza; i suoi affioramenti più significativi, anche se tettonicamente piuttosto disturbati, si osservano lungo la strada S. Maria Hoè - Colle Brianza.

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Il membro di Colle Brianza presenta la sezione più rappresentativa lungo il taglio stradale che collega Santa Maria Hoè e Colle Brianza.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Gli affioramenti maggiormente estesi sono localizzati, oltre che nella zona di Colle Brianza, a S di M. Crosaccia, ove si distribuiscono su più fasce orientate ESE-WNW controllate da una tettonica di tipo compressivo. Costituiscono poi una fascia sottile e discontinua nella monoclinale del Canto, sul versante meridionale del Monte dei Frati.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il membro è tipicamente costituito da alternanza di peliti e arenarie torbiditiche in strati sottili e da livelli caotici a *pebbly mudstone* con associate arenarie grossolane.

Le arenarie, fini e molto fini e sottilmente stratificate, si presentano: in strati piano-paralleli, oppure a base erosiva e geometria lenticolare; in strati con superfici ondulate e passaggio netto alle peliti soprastanti. S'intercalano livelli pelitici e localmente livelli caotici di spessore non superiore ai 50 cm.

Il livello a *pebbly mudstone* più significativo è esposto nella sezione di Colle Brianza. Esso raggiunge uno spessore di circa 60 m ed è formato da una matrice pelitico-arenacea in cui sono immersi clasti arrotondati con diametro mediamente inferiore ai 10 cm. Alla base è presente un tappeto di ciottoli più grossolani, ben arrotondati, che si sovrappone con contatto erosivo ad un banco di arenarie grossolane amalgamate.

DATI DI LABORATORIO. Analisi micropaleontologiche sugli intervalli

PROGETTO CARG

pelitici hanno rivelato la presenza di nannoplancton calcareo.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. A Colle Brianza, nelle diverse scaglie tettoniche in cui la successione risulta scomposta, il membro di Colle Brianza non supera i 40 m di spessore; in una della scaglie però il solo *pebbly mudstone* raggiunge i 60 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il membro di Colle Brianza, quando presente, costituisce un orizzonte *marker* identificabile con chiarezza tra arenaria di Sarnico e conglomerato di Sirone.

FOSSILI. In tutte le sue zone di affioramento è segnalata la presenza di nannoplancton calcareo riferibile alla zona *Reinhardtites anthoporus* (Fornaciari, 1989).

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Il membro risulta databile al Santoniano inferiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. Il membro di Colle Brianza per la sua precisa collocazione stratigrafica rappresenta un importante elemento deposizionale. La sua facies sedimentaria, caratterizzata da torbiditi sottili, potrebbe suggerirne lo sviluppo in posizione marginale rispetto ai sistemi più grossolani a cui risulta stratigraficamente associata.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Nel membro di Colle Brianza si registrano paleocorrenti che suggerirebbero una provenienza da N-NW degli apporti torbiditici. Secondo Fornaciari (1989) questo potrebbe documentare l'inizio di una significativa variazione degli stessi; da E per l'arenaria di Sarnico, da N-NW per il conglomerato di Sirone.

8. - I SISTEMI TORBIDITICI CAMPANIANI

I sistemi torbiditici campaniani sono rappresentati da una successione che Venzo (1954) definiva come Campaniano ("Piano di Brenno" *Auct.* - parte inferiore) riconoscendovi anche facies di "Flysch orogeno". Essi risultano comprensivi di Flysch di Bergamo e Pietra di Credaro.

Il flysch di Bergamo, a cui si intercala il megastrato di Missaglia, nel Foglio 097-Vimercate mostra le zone di più significativo sviluppo, con il membro di Rogeno alla sua sommità.

8.1. - Flysch di Bergamo (**FBG**)

SINONIMI. Riferimenti relativi a questa formazione si trovano in diversi lavori già a partire dalla prima metà dell'800. Villa & Villa (1844), illustrando la costituzione geologica della Brianza, la comprendono nel gruppo di Brenno o Sirone. Varisco (1881) riferisce al Cretacico superiore i sedimenti che, sui versanti meridionali del Canto e del Colle di Bergamo, si sovrappongono a "puddinghe siliceo calcaree" (=conglomerato di Sirone). De Alessandri (1899),

PROGETTO CARG

nella sua Carta geologica alla scala 1:100.000 estende la successione in esame a parte del Piano di Brenno. Analoga collocazione stratigrafica troviamo in Venzo (1954) il quale parla di Piano di Brenno in particolare per la parte superiore della successione, quella sovrastante l'orizzonte calcareo-marnoso in seguito definito come Missaglia *Megabed* (Bernoulli *et alii*, 1981).

L'unità è formalizzata come Flysch di Bergamo da Gelati & Passeri (1967); con tale denominazione è descritta da De Rosa & Rizzini (1967) e da Bichsel & Haering (1981); e cartografata da Bersezio *et alii* (1990).

Come sezione-tipo della formazione Gelati & Passeri (1967) indicano la successione affiorante tra Roncarro e il Canto; una successione incompleta, presumibilmente continua verso l'alto sotto i depositi quaternari della zona Carvico-Villa d'Adda, che riapparirebbe in superficie sul versante N del M. Giglio.

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate affiorano sicuramente le sezioni più rappresentative. Oltre che nella località indicata come "tipo", esposizioni relativamente più continue si osservano lungo la strada Lissolo-Montevecchia nella parte occidentale del Foglio.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Il Flysch di Bergamo è estesamente distribuito in tre aree: sui versanti meridionali del Colle di Bergamo e del Canto, sulla collina di Montevecchia. Costituisce inoltre il substrato di piccoli e isolati rilievi emergenti dalla copertura quaternaria tra Calco e Perego.

Sul Colle di Bergamo la formazione costituisce il fianco settentrionale, da subverticale a rovescio e diretto NW-SE, di una blanda sinforme che si riesce a delineare dagli sporadici affioramenti presenti nello sperone del Colle verso Mozzo. Al Canto il Flysch di Bergamo costituisce la parte alta della monoclinale già descritta riguardo alle sottostanti formazioni; sulla collina di Montevecchia la formazione è coinvolta in una successione di pieghe S-vergenti e ad asse ESE-WNW.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Il Flysch di Bergamo è costituito da alternanze di peliti e arenarie in strati da sottili a spessi, talora organizzati in cicli di ispessimento verso l'alto. La formazione, apparentemente uniforme, in realtà presenta una notevole articolazione interna in termini di associazione litologica, di geometria e caratteri della stratificazione. Le associazioni di facies più tipiche e più frequenti sono di seguito descritte:

- alternanze di peliti ed arenarie fini e medie, in strati da sottili a spessi con superfici di stratificazione piano parallele. Gli strati arenacei risultano gradati e laminati (sequenze di Bouma T_{a-e} e T_{b-e}); con frequenti impronte e tracce di bioturbazione alla base; talora organizzati in intervalli in cui tendono ad ispessirsi verso l'alto;
- alternanze di arenarie in strati sottili e peliti. Le arenarie sono fini e molto fini e comunemente laminate; le peliti presentano frequentemente al loro interno concrezioni calcaree;
- arenarie medie e grossolane, massive o in strati spessi talora amalgamati con superfici ad andamento irregolare, con intercalati sottili livelli pelitici; costituiscono orizzonti che possono raggiungere i 40/50 m di spessore;

PROGETTO CARG

- calcari a tessitura fine, da giallastri a biancastri, in strati piano-paralleli da sottili a spessi a base calcarenitica talora microconglomeratica.

Si intercalano sporadicamente intervalli conglomeratici ad assetto caotico e soprattutto megastrati carbonatici tra cui il megastrato di Missaglia (**FBG_a**) che ha ottenuto un riconoscimento formale.

DATI DI LABORATORIO. Le arenarie del Flysch di Bergamo sono costituite sia da una frazione silicoclastica che da una carbonatica, di norma separate, a volte associate.

Le arenarie silicoclastiche corrispondono a litareniti feldspatiche micacee a cemento calcitico che a volte ingloba completamente i grani dell'ossatura. I litici sono rappresentati da frammenti di rocce sedimentarie e metamorfiche: dolomie, selci, granuli quarzoso-micacei probabilmente derivati da micascisti.

Le calcareniti, spesso con frazione silicoclastica, sono costituite da clasti di dolomie, da bioclasti di piattaforma (echinidi, alghe rosse, briozoi, bivalvi) e da foraminiferi bentonici.

Particolarmente significativi i ciottoli degli orizzonti conglomeratici, soprattutto di quelli alla base degli strati carbonatici e del megastrato di Missaglia in particolare, in cui si segnalano calcari micritici ascrivibili a Maiolica e Sass de la Luna, selci di diverso colore, dolomie presumibilmente triassiche, calcari oolitici di provenienza controversa, frammenti nettamente subordinati di rocce cristalline.

SPESSORI DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. È impossibile misurare lo spessore del Flysch di Bergamo in quanto in nessuna zona si sviluppa con continuità da letto a tetto ed anche perché risulta sempre coinvolto in deformazioni tettoniche di importanza regionale.

Comunque diversi Autori, tra Brianza e Bergamasca centrale, lo stimano dell'ordine del migliaio di metri. Misurazioni dirette sono state eseguite a Roncarro e Montevecchia. Nella sezione di Roncarro la parte inferiore, sottostante il megastrato di Missaglia, raggiunge i 370 m. A Montevecchia la parte superiore, sovrastante lo stesso megastrato, è di circa 700 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il contatto inferiore con il conglomerato di Sirone è piuttosto netto al Colle di Bergamo mentre si sviluppa con gradualità al Canto. Qui in particolare è caratterizzato dalla presenza di un intervallo di circa 50 m con frequenti alternanze pelitico-arenacee sottilmente stratificate, a cui segue un banco conglomeratico-arenaceo di 3 m simile per facies e composizione a quelli dell'unità sottostante.

Il tetto del Flysch di Bergamo è osservabile a M. Giglio e a Montevecchia. Nella prima località il passaggio alle facies tipo "scaglia" è contrassegnato dalla comparsa di marne grigio-cineree intercalate in banchi ad alternanze pelitico-arenacee sottilmente stratificate. Seguono alcuni banchi di conglomerati a matrice pelitica; alla base del primo di questi Gelati & Passeri (1967) fissano indicativamente il tetto del flysch di Bergamo. A Montevecchia Galbiati (1969) fissa lo stesso contatto alla base di un intervallo di 20 m di marne siltose rossastre in strati sottili.

PROGETTO CARG

FOSSILI. Associazioni a foraminiferi, Globotruncane in particolare, sono state già descritte da Venzo (1954) che segnala anche frammenti di Incerami. Nella sezione tra M. Giglio e Roncarro, dall'alto al basso della formazione, Gelati & Passeri (1967) e Kleboth (1982) segnalano associazioni sempre a Globotruncane caratterizzate dai seguenti indicatori zonali: *Globotruncana calcarata*, *Globotruncanita stuarti* (De Lapparent), *G. fornicata* (Plummer), *Dicarinella concavata* (Brotzen). In tutta l'area di affioramento della formazione Erba & Fornaciari (1988) segnalano un'associazione a nannofossili riferibile alle zone ad *Aspidalitus parcus.*

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. I reperti faunistici indicati consentono di estendere l'età del Flysch di Bergamo a tutto il Campaniano.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. I depositi del Flysch di Bergamo possono essere interpretati come depositi marini profondi e appartenenti ad un sistema torbiditico complesso, come può essere suggerito dalla varietà delle facies sedimentarie che li costituiscono.

Si tratta di torbiditi di grande estensione areale presumibilmente accumulate in un bacino allungato, con indicatori di paleocorrenti suggerenti apporti dei materiali da N in Brianza, da NW in Bergamasca occidentale e centrale, rispettivamente nei settori W ed E del Foglio 097-Vimercate.

I depositi a struttura caotica intercalati deriverebbero da frane sottomarine di aree marginali verso il depocentro del bacino. La deposizione del megastrato di Missaglia, in particolare, sarebbe connessa ad un evento catastrofico legato a grandi processi di instabilità ai margini del bacino (Bernoulli *et alii*, 1981).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Anche il sistema torbiditico rappresentato dal Flysch di Bergamo può essersi sviluppato nell'avanfossa prospicente la nascente catena alpina nel Cretacico superiore ed essere alimentato dall'erosione di tale catena, come peraltro suggerito dalle paleocorrenti e dalla composizione di arenarie e conglomerati. Nel quadro regionale alpino del Cretacico la deposizione del Flysch di Bergamo si rileva molto importante, in quanto contemporanea alla grande discordanza che documenta la grande fase tettonica alpina intra-Gosau delle Alpi orientali.

8.1.1. - *Megastrato di Missaglia* (**FBG$_a$**)

Si tratta di un orizzonte calcareo marnoso che già Venzo (1954) segnalava alla base del sovrastante Piano di Brenno. Illustrato da Franchino (1958), da Gelati & Passeri (1967) e da Galbiati (1969) è istituzionalizzato da Bernoulli *et alii* (1981) come *Megabed* di Missaglia. Oltre che in questa località della Brianza una sezione significativa è osservabile presso Montevecchia sulla strada per Lissolo. Affioramenti sporadici in altri settori del Foglio sono reperibili con sempre maggiori difficoltà in corrispondenza di cave abbandonate, come ad ad esempio a Predazzi presso Roncarro.

Il megastrato di Missaglia si sviluppa nella parte medio bassa del Flysch

PROGETTO CARG

di Bergamo e nel Foglio 097-Vimercate è distribuito con discontinuità in tutta l'area di affioramento della formazione.

Si tratta di un orizzonte chiaramente bipartito: un *pebbly mudstone* nella parte inferiore, il megastrato calcareo *s.s.* nella parte superiore.

Il *pebbly mudstone* costituisce un orizzonte di 5/6 m lateralmente discontinuo a matrice marnoso-argillosa con struttura fluidale, imballante caoticamente ciottoli di varia natura ed età (calcari tipo Maiolica e Sass de la Luna, calcari oolitici, selci, *etc.*), nonché brandelli anche stratiformi di peliti varicolori e dello stesso flysch di Bergamo.

Il megastrato calcareo *s.s.*, che raggiunge i 30 m di spessore, consiste di un conglomerato basale, al massimo dello spessore di un metro, che passa gradualmente a calcarenite-calcisiltite e infine a calcilutite che ne costituisce gran parte dello spessore.

8.1.2. - *Membro di Rogeno* (**FBG$_1$**)

Nel contiguo Foglio 096-Seregno nella parte alta del Flysch di Bergamo assume una precisa identità un'alternanza pelitico-arenacea in strati sottili elevata a rango di membro con località significativa di affioramento a Rogeno-Merone (Lecco). Nel Foglio 097-Vimercate è stato attribuito a tale unità un corpo di sviluppo chilometrico, orientato WNW-ESE sul fianco settentrionale dell'anticlinale di Montevecchia. La sua esposizione migliore, nella sella di località Deserto lungo la carrozzabile Lissolo-Montevecchia, consente di osservare alternanze ritmiche arenaceo-pelitiche con arenarie fini grigio-verdastre in straterelli fino a 6-7 cm laminati (T_{b-c}) e peliti marnoso-argillose grigio-nocciola. Vi si intercalano saltuariamente straterelli centimetrici di calcilutiti nocciola e un banco marnoso a struttura fluidale di circa 1 m. L'affioramento emerge dalla estesa copertura boschiva, con uno spessore di circa 12 m, a una cinquantina di metri di distanza dal livello a peliti rossastre che segna la transizione alla formazione di Brenno.

Non è da escludere che la parte sommitale del Flysch di Bergamo descritta da Gelati & Passeri (1967) al M. Giglio, ed ora non più osservabile, possa essere attribuita al membro di Rogeno.

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

SINONIMI. La formazione deriva il nome dall'antico Piano di Brenno definito da De Alessandri (1899) in località Brenno della Torre, frazione di Costa Masnaga (Lecco), in relazione a calcari marnosi bianchi e rosati soggetti ad attività estrattiva per cemento. Lo stesso nome si ritrova in Vicente (1966) e Aubouin *et alii* (1970), così come in Venzo (1954) che però lo riferisce al megastrato di Missaglia ed alla parte di Flysch di Bergamo a questo sovrastante.

PROGETTO CARG

Il Piano di Brenno è definito sia lito- che cronostratigraficamente da Kleboth (1982) e con analogo significato ripreso da Bersezio *et alii* (1990); per lo stesso Tremolada *et alii* (2008) parlano in modo specifico di Formazione di Brenno. Questa formazione comprende quanto denominato, *in toto* o in parte, "Scaglia" da diversi Autori: Scaglia grigia e Scaglia rossa (Venzo, 1954), Scaglia cinerea e Scaglia rossa (Gelati & Passeri, 1967), Scaglia (Premoli Silva & Luterbacher, 1966, Galbiati, 1969).

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Nel Foglio 097-Vimercate affiorano le sezioni più significative, oggetto di studi bio- e cronostratigrafici da parte di diversi Autori. Nella zona dell'Adda sono emblematiche le successioni "storiche" del M. Giglio e di Paderno d'Adda, la prima nella zona di cava presso Calusco d'Adda, la seconda in destra del fiume in prossimità del ponte della Centrale SELM. In Brianza è di notevole interesse la successione esposta lungo la carrozzabile tra Lissolo e Montevecchia.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. La formazione è distribuita in fasce continue di diverse centinaia di metri orientate WNW-ESE sui fianchi di strutture a pieghe; in particolare su entrambi i fianchi della sinclinale di M. Giglio e dell'anticlinale di Paderno e sul fianco S della sinclinale di Montevecchia.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Tra M. Giglio e Paderno d'Adda la formazione è caratterizzata da una litozona inferiore grigia e da una superiore rossa. Quella grigia è costituita da calcisiltiti/calcilutiti da grigie a nocciola in strati piano-paralleli normalmente inferiori a 10 cm; regolarmente alternate a peliti argillose grigiastre, fogliettate, in straterelli al massimo sui 5 cm. Vi si intercalano *pebbly mudstone* in orizzonti fino a 2 m e, verso il basso, straterelli centimetrici di arenarie silicoclastiche medio fini, grigio verdastre. La litozona rossa è rappresentata da peliti marnoso-argillose, talora in banchi metrici, comunemente alternate a calcilutiti in giunti e in orizzonti decimetrici. Le calcilutiti sono solitamente in strati fino a 10 cm, debolmente gradati se di spessore superiore, localmente amalgamati.

In Brianza, tra Lissolo e Montevecchia, la formazione di Brenno affiora con maggiore uniformità di caratteri risultando costituita da strati di calcilutiti nocciola sui 10 cm, debolmente gradati, ritmicamente alternati a peliti marnoso-argillose da grigiastre a rosate in giunti o in straterelli decimetrici; con sporadiche intercalazioni di arenarie micacee in straterelli centimetrici e di *pebbly mudstone* di 50-60 cm.

DATI DI LABORATORIO. Le calcilutiti (*wackestone*), più o meno marnose, sono ricche in foraminiferi planctonici, in subordine foraminiferi bentonici e ostracodi. I termini argillosi consentono di isolare significative associazioni a foraminiferi planctonici.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Anche nelle sezioni più continue e meglio esposte la misurazione degli spessori non è agevole in quanto sono chiaramente osservabili disturbi tettonici, apparentemente limitati, di cui è comunque difficile valutare l'entità. La formazione in ogni caso non sembra superare i 200 m di spessore; in particolare può raggiungere i 170 m a Montevecchia

PROGETTO CARG

mentre varia da 110 a 180 m tra Paderno d'Adda e M. Giglio (Kleboth, 1982).

RAPPORTI STRATIGRAFICI. La formazione di Brenno si colloca stratigraficamente tra Flysch di Bergamo e formazione di Tabiago, con limiti fisicamente esposti nelle località di M. Giglio, Paderno d'Adda e Montevecchia. A M. Giglio i cambiamenti connessi con l'attività estrattiva hanno cancellato la transizione al Flysch di Bergamo caratterizzata, secondo Gelati & Passeri (1967), dalla comparsa di marne grigio-cineree negli ultimi 20 m del flysch e dalla presenza di banchi paraconglomeratici nell'unità marnosa sovrastante. Tra M. Giglio e Paderno d'Adda è ancora ben osservabile il passaggio tra le formazioni di Brenno e Tabiago storicamente definito da Kleboth (1982) all'interno della litozona marnosa rossa, e precisamente tra marne calcaree ben stratificate e marne argillose. È un limite non immediato, sottolineato però da una superficie di discontinuità (paraconcordanza) al limite Cretacico-Terziario (Premoli Silva & Luterbacher, 1966). Già Venzo (1954) ne aveva riconosciuto l'importanza separando "Scaglia rossa" (=formazione di Brenno) da "Scaglia marnosa rossa" (=formazione di Tabiago).

La posizione stratigrafica della formazione di Brenno è definibile pure tra Lissolo e Montevecchia. Già Galbiati (1969) aveva fissato l'inizio della formazione alla base di un livello di 20 m a marne siltose rossastre ("scaglia rossastra"), ora esposto per non più di 2,50 m, con marne calcaree straterellate associate a peliti marnoso-argillose fogliettate, con colore rossastro diffuso. Anche qui gli Autori concordano nel materializzarne il passaggio alla formazione di Tabiago in corrispondenza di un brusco passaggio di facies da calcari marnosi rosa a peliti rosse.

FOSSILI. Le successioni stratigrafiche delle formazioni di Brenno e di Tabiago affioranti tra Brianza e Adda da tempo attirano l'attenzione degli studiosi per la ricchezza del loro contenuto in foraminiferi planctonici, peraltro di notevole interesse per la definizione del limite Cretacico-Terziario (Bolli & Cita, 1960; Premoli Silva & Luterbacher, 1966; Cita *et alii*, 1968; Beckmann *et alii*, 1982). Si deve a Kleboth (1982) l'accurata analisi di una ricca fauna a Globotruncanidae, Heterohelicidae e Abathomphalidae che ha portato alla distinzione nella formazione di Brenno di quattro zone biostratigrafiche, dal basso: zona a *Globotruncanella havanensis*, zona a *Globotruncana aegyptiaca*, zona a *Globotruncana gannseri*, zona a *Abathomphalus mayaroensis*. Per quanto riguarda i nannofossili, forme tipiche del Cretacico superiore, come *Arkhangelskiella* sp., sono segnalate nella parte alta della formazione a Paderno d'Adda (Cita *et alii*, 1968). Più puntuale la segnalazione di Tremolada *et alii* (2008) che in aree limitrofe evidenziano la presenza delle zone CC23b-CC25c secondo gli schemi biostratigrafici di Sissing (1977) modificati da Monechi & Thierstein (1985), Bralower *et alii* (1995) e Gardin *et alii* (2001).

Di valore storico i ritrovamenti di Venzo (1954) nella litozona grigia: *Belemnitella mucronata*, piccoli Inocerami e Orbitoidi.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. L'identificazione della formazione di Brenno con il Maastrichtiano è provata da Kleboth (1982) e successivamente

PROGETTO CARG

confermata, sia in relazione ai foraminiferi planctonici che ai nannofossili. Peraltro, già Venzo (1954) riferiva al Maastrichtiano inferiore e superiore rispettivamente le litozone grigia e rossa.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. La formazione di Brenno è prevalentemente costituita da sedimenti emipelagici in facies di "scaglia" a cui si associano torbiditi fini sia calciclastiche che silicoclastiche extrabacinali; e localmente corpi lenticolari da risedimentazione in massa. La deposizione della formazione a profondità batiali è riconosciuta, oltre che sulla base delle facies sedimentarie, anche per quella delle associazioni faunistiche.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. La formazione di Brenno documenta che ancora alla fine del Cretacico l'avanfossa dei flysch cretacici sudalpini conservava la sua identità.

9. - I SISTEMI TORBIDITICI PALEOCENICO-EOCENICI

9.1. - Formazione di Tabiago (**TAB**)

SINONIMI. La formazione è introdotta da Kleboth (1982) e come tale conservata in Bersezio *et alii* (1990); essa prende il nome dall'abitato di Tabiago (frazione di Nibionno, Lecco) nel contiguo Foglio 096-Seregno della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000, dove affiora in relativa continuità lungo il tracciato della S.S. 36. La formazione si riferisce alla "formazione eocenica lombarda" di De Alessandri (1899) ed è comprensiva di "Scaglia marnosa rossa" (Daniano) ed Eocene *sensu* Venzo (1954). Lo stesso Venzo riferisce della sua chiara identificazione con termini cronostratigrafici, dallo Spilecciano al Priaboniano inferiore, operata da Vialli (1951). In riferimento alla formazione di Tabiago troviamo generici richiami alla "Scaglia rossa" in Vicente (1966), Cita *et alii* (1968), Aubouin *et alii* (1970).

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Come per la formazione di Brenno anche per quella di Tabiago nel Foglio 097-Vimercate affiorano sezioni storicamente molto significative. Ci si riferisce in particolare a quelle dell'Adda - M. Robbio e di M. Giglio, così come a quella di Lissolo - Montevecchia.

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. La formazione è distribuita in fasce orientate WNW-ESE normalmente al nucleo di strutture sinclinaliche, a Lissolo e al M. Giglio in particolare. A Lissolo raggiunge la maggiore estensione affiorando per circa 3 km in direzione di Brugolone.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. I caratteri della formazione vanno considerati rapportandoli agli affioramenti dell'Adda, non cartografabili separatamente alla scala 1:50.000, e di Lissolo - Montevecchia, emergenti dalla copertura continentale quaternaria. La litofacies caratterizzante è data da strati calcarei bioclastici associati a peliti marnoso-argillose, localmente rosse.

PROGETTO CARG

Nella zona dell'Adda prevalgono strati gradati di calcareniti/calcisiltiti, a grandi foraminiferi nella frazione più grossolana, in genere separati da giunti o straterelli marnoso-argillosi. Nella parte inferiore si intercalano brecciole a bioclasti in orizzonti lenticolari e un *pebbly mudstone* di circa 25 m con blocchi calcarei in matrice marnoso-argillosa grigia e rossastra. In genere le parti basale e sommitale della successione sono marcate rispettivamente da un livello di marne argillose rosse ("Scaglia marnosa rossa" di Venzo, 1954) e da un livello di calcilutiti ben stratificate con noduli di selce.

Lungo la carrozzabile Lissolo - Montevecchia sono riconoscibili le litozone di seguito descritte dal basso verso l'alto:

- regolare alternanza di calcilutiti e peliti marnoso-argillose grigio-nocciola, in strati centimetrici in rapporto 2/1. È una facies tipo "scaglia" di cui le manifeste deformazioni tettoniche impediscono di valutare lo spessore;
- calcilutiti/calcisiltiti grigio-nocciola in strati decimetrici in regolare alternanza con peliti marnoso-argillose in straterelli centimetrici; arenarie ibride (?) grigio-verdastre come soletta centimetrica alla base degli strati di calcilutiti/calcisiltiti o intercalate in strati fino a 10 cm da gradati a laminati (T_{a-c});
- alternanze pelitico-arenacee con peliti marnoso-argillose da nocciola a rosate in strati di 10-30 cm ed arenarie da fini a medie in straterelli sui 4-5 cm debolmente gradati e talora laminati (T_{b-c}); marne da nocciola a rosate intercalate in strati fino a 10-15 cm;
- peliti argillose e marne argillose rossastre, scagliose, affiorano per circa 5 m nell'abitato di Lissolo, alla sommità della successione esposta; vi si associa un banco di calcareniti bioclastiche di 2 m.

Il confronto tra le successioni dell'Adda e della Brianza, distanti circa 7 km, consente di sostenere una variazione di facies da E verso W nel senso di una diminuzione di granulometria degli strati carbonatici, di un aumento della componente pelitica e di un arricchimento nella frazione arenacea silicoclastica.

DATI DI LABORATORIO. La frazione detritica della formazione di Tabiago è costituita per la maggior parte da bioclasti di ambiente neritico (grandi foraminiferi, alghe dasycladacee, melobesie, echinodermi e frammenti di calcari a coralli) frammisti a clasti ed intraclasti di diversa provenienza e a grani di quarzo mono/policristallino. I termini argilloso-marnosi consentono di isolare significative associazioni a foraminiferi planctonici.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. Come per la formazione di Brenno anche per quella di Tabiago la diffusione delle deformazioni tettoniche, spesso osservabili all'affioramento, nonché l'intensità delle coperture superficiali, rendono difficile la misurazione degli spessori. Le valutazioni più attendibili variano dai 145 m di Lissolo ai 115 di M. Giglio (Kleboth, 1982); a Paderno d'Adda, dove attualmente l'esposizione è pressoché nulla, Vialli (1951) e Cita *et alii* (1968), ritenendo la successione indisturbata, hanno misurato circa 170 m.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Nel Foglio 097-Vimercate il passaggio stratigrafico ad una unità sovrastante non è mai documentato in affioramento.

PROGETTO CARG

Nel contiguo Foglio 096-Seregno si osserva un contatto netto e concordante con la formazione di Cibrone, dovuto ad una variazione da marne scagliose rosso-violacee a marne grigie. Il limite con la formazione di Brenno è ben esposto in zona Adda all'interno della litozona marnosa rossa dove, come già ricordato, coincide con il limite Cretacico-Paleocene (Kleboth, 1982).

FOSSILI. Il ricco contenuto faunistico della formazione di Tabiago, già illustrato in Vialli (1951) soprattutto per quanto riguarda i grandi foraminiferi, da Cita *et alii* (1968), nella zona di Paderno d'Adda, viene inquadrato in un chiaro contesto biostratigrafico relativo a foraminiferi planctonici e nannofossili. La ricca fauna a foraminiferi planctonici ha portato i suddetti Autori a distinguere le seguenti zone biostratigrafiche, dal basso: *Globorotalia* (ora *Parasubbotina*) *pseudobulloides* (Plummer), *G.* (ora *Praemurica*) *trinidadensis* Bolli, *G.* (ora *Praemurica*) *uncinata* Bolli, *G.* (ora *Morozovella*) *angulata* Bolli, *G.* (ora *Igorina*) *pusilla pupilla* Bolli, *G.* (ora *Globanomalina*) *pseudomenardii* Bolli, *G.* (ora *Morozovella*) *velascoensis* (Cushman), *G.* (ora *Morozovella*) *aequa* (Cushman & Renz), *G.* (ora *Morozovella*) *formosa formosa* Bolli, *G.* (ora *Morozovella*) *aragonensis* Nuttall, *Hantkenina aragonensis* Nuttall. Sono da attribuire alla formazione di Tabiago anche i livelli appartenenti alla biozona a *Morozovella formosa* (Eocene inferiore) riconosciuti da Franchino & Cairo (1985) ai piedi della collina di Montevecchia per la presenza di *Morozovella subbotinae* (Morozova), *M. formosa* (Bolli), *M. gracilis* (Bolli), *M. aragonensis* (Nuttall), *M. aequa* (Cushman & Renz), *M. spinulosa* (Cushman), "*Globorotalia*" *broedermanni* Cushman & Bermudez. Per quanto concerne i nannofossili la distribuzione delle specie principali viene inquadrata nella successione di biozone dalla zona a *Markalius astroporus* alla zona a *Discoaster sublodoensis* secondo lo schema zonale di Martini (1971) rivisto da Perch-Nielsen (1985). Sempre riguardo ai nannofossili, Tremolada *et alii* (2008) riconoscono nella formazione di Tabiago le zone dalla NP2 alla NP15.

Kleboth (1982), in un quadro biostratigrafico relativo alla parte paleocenica dell'intera area dei Fogli 096-Seregno e 097-Vimercate, conferma le biozone di Cita *et alii* (1968) con l'aggiunta, alla base della formazione, della zona a *Globigerina* (=*Parvularugoglobigerina*) *eugubina* mancante nella sezione dell'Adda.

Cita *et alii* (1968) mettono pure a punto a Paderno d'Adda il contenuto in grandi foraminiferi oggetto degli studi di Vialli (1951), una ricca fauna a Nummuliti e Assiline in particolare.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Le biozone a foraminiferi planctonici e a nannofossili consentono di riferire la formazione di Tabiago ad un intervallo-tempo compreso tra Paleocene inferiore ed Eocene medio.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. La formazione di Tabiago è costituita da sedimenti emipelagici tipo "scaglia" e da torbiditi. Queste ultime sono caratterizzate da bioclasti di ambiente neritico, specialmente della zona di piattaforma esterna, frammisti a litoclasti di provenienza sudalpina, ad intraclasti di trasporto penecontemporaneo, a grani di quarzo mono/policristallino (Kleboth, 1982; Bersezio *et alii*, 1990). Il confronto delle facies indurrebbe ad inquadrare

PROGETTO CARG

le torbiditi bioclastiche nell'ambito di un prisma sedimentario con la sua zona prossimale collocata nella zona dell'Adda.

L'evento torbiditico bioclastico del Paleocene-Eocene si colloca tra due importanti fasi di deposizione silicoclastica, rappresentate rispettivamente dai sistemi torbiditici del Cretacico superiore e dal gruppo della Gonfolite (Bersezio *et alii*, 1993).

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. Kleboth (1982) ritiene che i sistemi torbiditici paleocenico-eocenici si siano deposti in un bacino allungato E-W; i materiali che alimentano tali sistemi proverrebbero dallo smantellamento di aree di piattaforma relativamente prossime, in posizione settentrionale. Bersezio *et alii* (1993), estendendo l'analisi anche ad altri sistemi bioclastici paleocenico-eocenici sudalpini (es. Formazione di Ternate) ritengono che gli stessi potrebbero trovare collocazione all'interno di elementi fisiografici mobili, quali pendii marginali, nel corso di un evento tettonico paleocenico-eocenico.

9.2. - Formazione di Cibrone (**IBR**)

SINONIMI. La formazione di Cibrone è stata istituita nel contiguo Foglio 096-Seregno in riferimento ad affioramenti indicati in precedenza come Scaglia (Premoli Silva & Luterbacher, 1966), Tabiago *Formation* (Kleboth, 1982) e Gallare *Marls* (Gavazzi *et alii*, 2003). Nel Foglio 097-Vimercate, i litotipi della formazione di Cibrone furono attribuiti al Flysch di Bergamo (affioramenti di Missaglia) o alla Scaglia (affioramenti di C.na Colombè, a E di Pioggia di Montevecchia) da Galbiati (1969). Franchino & Cairo (1985) riconoscono per primi l'Eocene medio presso C.na Colombè e lo riferiscono alla Scaglia. Anche in Bersezio *et alii* (1990) gli affioramenti della formazione di Cibrone sono riferiti alla Scaglia.

SEZIONI PIÙ RAPPRESENTATIVE DEL FOGLIO. Sono riferiti alla formazione di Cibrone piccoli affioramenti, tra loro discontinui, alle pendici meridionali della collina di Montevecchia. I più significativi sono ubicati presso Missaglia, lungo il T. Molgoretta e presso C.na Colombè, lungo un affluente del T. Curone (Franchino & Cairo, 1985) (Fig. 9, Fig. 10).

ESTENSIONE DEGLI AFFIORAMENTI. Sono affioramenti di sviluppo massimo decametrico, emergenti dalla copertura continentale quaternaria, reperibili spesso con difficoltà soprattutto nei momenti di massima estensione della copertura vegetale.

CARATTERI LITOLOGICI DI TERRENO. Nella località-tipo (Foglio 096-Seregno) la formazione, essenzialmente marnosa, si differenzia dalle sottostanti facies di Scaglia per un contenuto nettamente inferiore di carbonato, per l'assenza di colorazioni da biancastre a rosate a rosse e per una più abbondante frazione siltosa. In due affioramenti si segnalano peculiari intercalazioni di strati arenitici pluricentimetrici, ricchi di clasti feldspatici freschi, a lamina-

PROGETTO CARG

zione piano-parallela e incrociata, con docce di erosione basali. Localmente si osservano intercalazioni di peliti ricche in materia organica. Gli affioramenti di C.na Colombè sono analoghi a quelli della località-tipo del Cibrone, ma con intercalazioni arenacee più rade e sottili. La facies è costituita da marne più o meno siltose, caratterizzate da una sfaldatura a blocchetti o a saponetta, di colore grigio, in strati fino a 15 cm di spessore. Presso Missaglia sono invece frequenti intercalazioni di areniti grossolane a gradazione inversa di colore verde, molto tenaci e costituite da detrito vulcanico e bioclasti (Fig. 9, Fig. 10).

DATI DI LABORATORIO. Nelle peliti è di notevole interesse il contenuto in foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei che hanno consentito una sicura datazione della formazione.

Le areniti della sezione di Missaglia (8 campioni esaminati), a grana per lo più grossolana e selezione da moderata a scarsa, sono classificabili come areniti ibride secondo Zuffa (1980), con CI>NCE>CE>NCI.

Tra i componenti carbonatici intrabacinali (CI) prevalgono frammenti di alghe rosse, foraminiferi bentonici e planctonici, interi e frammentari, e più rari radioli di echinidi e frammenti di colonie di briozoi; in un unico campione sono abbondanti gli intraclasti carbonatici, ricristallizzati in microsparite. Alla sommità della sezione la prevalenza della frazione CI si fa più netta.

La componente non-carbonatica extrabacinale (NCE) è dominata dal quarzo monocristallino, spesso di evidente origine vulcanica, dal plagioclasio (relativamente fresco e sovente geminato e/o zonato) e dai litici vulcanici, a struttura felsitica e vitrica, non di rado porfirici a plagioclasio e subordinato anfibolo; abbondanti pure i frammenti di selce, per lo più a radiolari ma, in un campione alla sommità della sezione, anche a spicole. Tra i minerali pesanti si riconoscono biotite, orneblenda bruna, augite, zircone e apatite.

I componenti carbonatici extrabacinali (CE), spesso ricristallizzati in microsparite e pseudosparite, sono talora riconoscibili come calcareniti e calcilutiti; queste ultime, in un campione della porzione inferiore della sezione, contengono calpionelle e sono pertanto riconducibili alla Maiolica. I grani carbonatici si presentano sovente arrotondati e sottolineati da patine di ossidi al contorno.

I componenti non-carbonatici intrabacinali (NCI) si limitano a rari *pellet* di glauconia e collofane riconosciuti in due campioni.

SPESSORE DELL'UNITÀ E SUE VARIAZIONI. A Missaglia lo spessore affiorante massimo è di circa 16 m. A C.na Colombè lo spessore affiorante è di 13 m; si stima comunque che possa raggiungere i 20-25 m (Franchino & Cairo, 1985). Nel contiguo Foglio 096-Seregno lo spessore, pur non essendo valutabile con certezza a causa dell'estrema frammentazione degli affioramenti, è ritenuto raggiungere al minimo il centinaio di metri.

RAPPORTI STRATIGRAFICI. Nel Foglio 097-Vimercate la formazione di Cibrone affiora disgiunta dal suo normale contesto stratigrafico, probabilmente in contatto tettonico con la sottostante formazione di Tabiago. Nel contiguo Foglio 096-Seregno è possibile osservare che il passaggio dalla formazione di

PROGETTO CARG

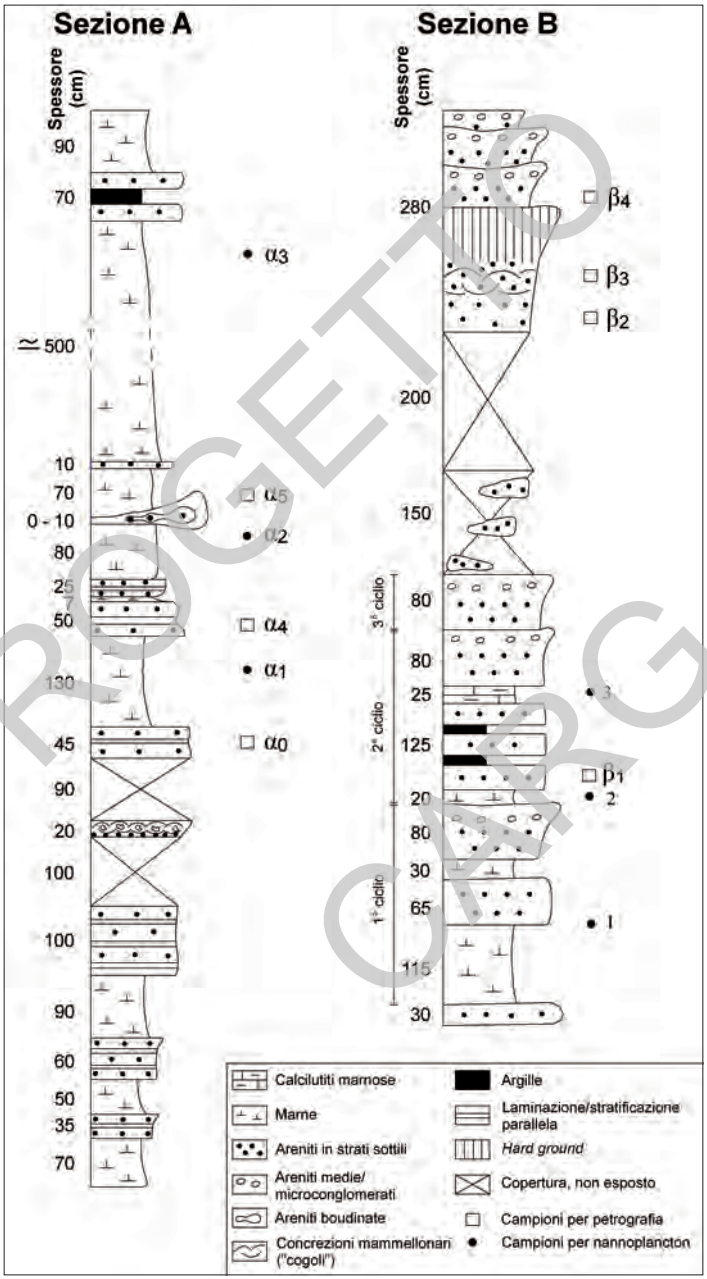


Fig. 9 - *Formazione di Cibrone - Loc. Torrente Molgoretta (Missaglia) - Sezione stratigrafica di dettaglio.*

PROGETTO CARG

Età	Zona a nannofossili (Martini, 1971)	campione	abbondanza	conservazione	*Calcidiscus? protoannulus*	*Campylosphaera dela*	*Chiasmolithus consuetus*	*Chiasmolithus grandis*	*Chiasmolithus modestus*	*Chiasmolithus solitus*	*Chiasmolithus spp.*	*Clausicoccus fenestratus*	*Coccolithus pelagicus*	*Coronocyclus nitescens*	*Cribrocentrum reticulatum*	*Cyclicargolithus floridanus*	*Discoaster barbadiensis*	*Discoaster bifax*	*Discoaster deflandrei*	*Discoaster saipanensis*	*Discoaster spp*	*Ericsonia formosa*	*Ericsonia obruta*	*Helicosphaera bramlettei*	*Helicosphaera lophota*	*Helicosphaera seminulum*	*Lanternithus minutus*	*Neococcolithes dubius*	*Pedinocyclus larvalis*	*Pontosphaera spp.*	*Reticulofenestra bisecta*	*Reticulofenestra dictyoda*	*Reticulofenestra hillae*	*Reticulofenestra minuta group*	*Reticulofenestra umbilica*	*Rhabdosphaera pinguis*	*Sphenolithus furcatolithoides*	*Sphenolithus moriformis*	*Sphenolithus pseudoradians*	*Sphenolithus radians*	*Sphenolithus spiniger*	*Toweius? gammation*	*Transversopontis spp.*	*Zygrhablithus bijugatus*
Eocene medio - Luteziano - Bartoniano inferiore?	NP16	delta 3	A	M	R		R				R	R	A	R	R	C	R	R	R	R	R	R	R?	R			R	R			A	A		C	R		R	R	R			R		R
		delta 2	A	M	R							R	A	R		C	R					R					F			R	A	A		C	R			F				R		R
		delta 1	A	M								R	A	R		C	R		R	R	R	F					F	R		R	A	A	R	C	R		R	F	R					R
	NP15c	3	A	M								R	A	R	R	C	F			R		F					F		R	R	A	A		A			R	F	R			R		F
		2	A	M		R	R	R		R	R	R	A	R		C	R		R	R	R	R				R	R				A	A		C			R	F			R	R	R	F
		1	A	M			R					R	A	R	R	C	R		R	R	R	F			R		F		R	R	A	A	R	C				C	R	R	R	R		F
		alfa 3	A	M		R			R?	R	R	R	A	R		C	R					F					F	R		R	A	A		C				F			R	R	R	F
		alfa 2	A	M						R		R	A	F	R	C	R			R	R	R					F				A	A		A			R	F		R	R	R		F
		alfa1	A	M			R			R		R	A	R	R	C	R			R	R	R					F				A	A		C		R		F			R	R		R

Fig. 10 - *Formazione di Cibrone - Distribuzione delle specie di nannofossili calcarei riconosciuti nella sezione composita di Fig. 9 Loc. Torrente Molgoretta (Missaglia) (campioni alfa e 1-3) e presso Lomaniga, lungo il Torrente Molgoretta qualche metro a monte del ponte della SP54 (campioni delta 1-3) (Abbondanza: A=abbondante; Conservazione: M=moderata; Presenza: R=rara, C=comune, F=frequente, A=abbondante).*

PROGETTO CARG

Cibrone a quella di Tabiago avviene mediante un limite netto e concordante. Per quanto riguarda il limite di tetto è ipotizzabile un passaggio delle facies ibride, più ricche in bioclasti, alla sommità della sezione di Missaglia, verso le analoghe facies della Formazione di Ternate esposta nel Foglio 074-Varese.

FOSSILI. La ricca popolazione a foraminiferi planctonici descritta da Franchino & Cairo (1985) è ritenuta tipica delle zone a *Hantkenina aragonensis* e *Globigerinatheka subconglobata* per l'associazione di specie tra cui in particolare si segnala: *Acarinina bullbrooki* (Bolli), *A. rohri* (Bronnimann & Bermudez), *A. topilensis* (Cushman), *Morozovella spinulosa* (Cushman), "*Globorotalia*" *broedermanni* Cushman & Bermudez, *Globigerinatheka index* (Finlay), *G. kugleri* (Bolli, Loeblich & Tappan). Le scarse forme bentoniche presenti nelle facies marnose sono rappresentate dai generi *Anomalina*, *Cornuspira*, *Vulvulina*, *Nodosaria*; si segnalano pure articoli di crinoidi, radioli di echinidi, rarissimi ostracodi e resti di pesci.

Nelle facies arenitiche di Missaglia si osservano grandi foraminiferi (frequenti *Asterocyclina*, più rari *Nummulites*, *Discocyclina*, *Assilina*, *Gypsina*, *Operculina*, *Fabiania*, *Chapmanina*) e altri bentonici più piccoli (vistoriellidi, agglutinati e miliolidi), oltre a echini, molluschi, briozoi e abbondanti alghe rosse incrostanti.

ATTRIBUZIONE CRONOLOGICA. Le associazioni a foraminiferi planctonici consentono il riferimento della formazione di Cibrone all'Eocene medio (Franchino & Cairo, 1985). La determinazione del nannoplancton calcareo negli affioramenti di Missaglia ha evidenziato la presenza di *Sphenolithus spiniger* (NP14-NP15), *S. furcatolithoides* (NP15-NP16) e *Cribrocentrum reticulatum* che permettono di definire la biozona NP15c. Verso l'alto stratigrafico, la prima comparsa (FO) della *Reticulofenestra umbilica* permette di approssimare la biozona NP16. Nel complesso è possibile quindi riferire la formazione di Cibrone alle zone NP15c e NP16 con una età compresa tra il Luteziano medio e probabile Bartoniano inferiore.

AMBIENTE DEPOSIZIONALE. La formazione di Cibrone è costituita essenzialmente da emipelagiti depositate a profondità batiale, testimoniate dall'elevato rapporto *plankton/benthos* e dalla presenza di glauconia e fosfato. Tale contesto non è dissimile da quello delle formazioni di Brenno e Tabiago, ma la litologia della formazione di Cibrone suggerisce condizioni di maggiore apporto terrigeno e vulcanoclastico. La composizione del detrito arenitico è compatibile con l'erosione (almeno in parte subaerea, data l'ossidazione dei clasti carbonatici) dei termini sommitali della successione sedimentaria sottostante, in concomitanza con un'attività vulcanica testimoniata da detriti tentativamente riconducibili ad andesiti in senso lato. Gli apporti detritici attraversavano una piattaforma popolata da bentonici ma si deponevano in ambiente batiale.

DOMINIO PALEOGEOGRAFICO DI APPARTENENZA. La formazione di Cibrone presumibilmente può essere inclusa nel gruppo delle Marne di Gallare, pressoché ubiquitario nel sottosuolo padano.

PROGETTO CARG

10. - SUCCESSIONE NEOGENICO-QUATERNARIA

10.1. - Unità di Sottosuolo

10.1.1. - *Supersintema di Vimercate*

L'unità, istituita da Strini (2001), è suddivisibile in supersintema di Vimercate inferiore e supersintema di Vimercate superiore. 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) come riempimento di paleovalli (Fig. 11); la superficie limite inferiore del supersintema di Vimercate è rappresentata da una superficie erosionale che taglia i depositi marini e continentali del Pliocene. La superficie limite superiore è una superficie di erosione che pone a contatto i depositi del supersintema di Vimercate con la successione di depositi compresa tra la tillite di San Salvatore (affiorante nel limitrofo Foglio 096-Seregno) e il sintema di Binago; la superficie superiore può essere anche caratterizzata da un 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 supersintema taglia i depositi pliocenici ed è coperto da depositi attribuibili alla successione tillite di San Salvatore - sintema di Binago, può essere indicativamente attribuito al Pleistocene inferiore.

10.1.2. - *Supersintema di Ronco Briantino*

Unità istituita da Strini (2001), costituisce il riempimento di una paleovalle (Paleovalle 1) diretta in senso W-E da Ronco Briantino a Cornate d'Adda ed è suddivisibile in due unità. L'unità inferiore è costituita da argilla massiva con ciottoli profondamente alterati ricca di sostanza organica, interpretabile come deposito colluviale e da conglomerati costituiti da ghiaia medio-grossolana a supporto di matrice, con clasti esclusivamente carbonatici, abbastanza ben arrotondati, di cui alcuni argillificati. L'unità superiore comprende conglomerati costituiti da ghiaia medio grossolana da supporto di matrice (arrossata: 7.5YR6/8 - 5/8) a supporto di clasti, a ghiaia pulita. Ciottoli e matrice sono completamente o per la maggior parte argillificati e/o decarbonatati. Localmente sono presenti patine di calcite intorno ai ciottoli e patine di alterazione rossastre. Sono presenti

PROGETTO CARG

anche conglomerati con ciottoli di dimensione massima 20 cm, ben arrotondati e non alterati, tra i quali è stato rinvenuto un ciottolo di calcare di Moltrasio probabilmente sagomato a ferro da stiro.

La composizione petrografica è rappresentata da ciottoli carbonatici e terrigeni dominanti sui cristallini; sono presenti numerosi ciottoli costituiti da selce rossa.

A tetto è presente argilla massiva con molta sostanza organica.

La superficie limite inferiore è costituita da una superficie di erosione netta che taglia i sottostanti depositi marini. La superficie limite superiore è costituita da una superficie di erosione sulla quale giace, verso W, il ceppo del Naviglio di Paderno (Fig. 11) e, verso E, il ceppo del Brembo. Verso N il ceppo del Naviglio di Paderno si giustappone alla superficie di erosione e al di sopra di tale superficie giace direttamente il ceppo dell'Adda.

I depositi di questo supersintema possono essere correlati in prima approssimazione e in via dubitativa per posizione stratigrafica alla Glaciazione San Salvatore (Bini, 1997b; Zuccoli, 1997) e pertanto sono di età Gelasiano.

10.1.3. - *Ceppo di Lomagna*

Unità istituita da Strini (2001), la cui descrizione litologica è alquanto sommaria poiché i dati a disposizione derivano dalle sole stratigrafie dei pozzi per acqua. Il ceppo di Lomagna è costituito da conglomerati compatti o fessurati con locale presenza di ciottoli e trovanti, talvolta con venature argillose; arenaria; ghiaia e sabbia; ghiaia media e fine con sabbia; sabbia medio fine; ciottoli in argilla gialla sabbiosa; sabbia argillosa con arenaria; argilla gialla; argilla cenere con presenza di torba; argilla sabbiosa con poca ghiaia; ghiaia in argilla sabbiosa; argilla con trovanti; argilla con ghiaia e ciottoli.

La superficie limite inferiore è rappresentata da una superficie di erosione che taglia i sottostanti sedimenti marini e quelli appartenenti al ceppo dell'Adda (Fig. 11). La superficie limite superiore è una superficie di erosione sulla quale poggiano i depositi appartenenti al ceppo della Molgora, al supersintema del Bozzente e al supersintema di Vimercate.

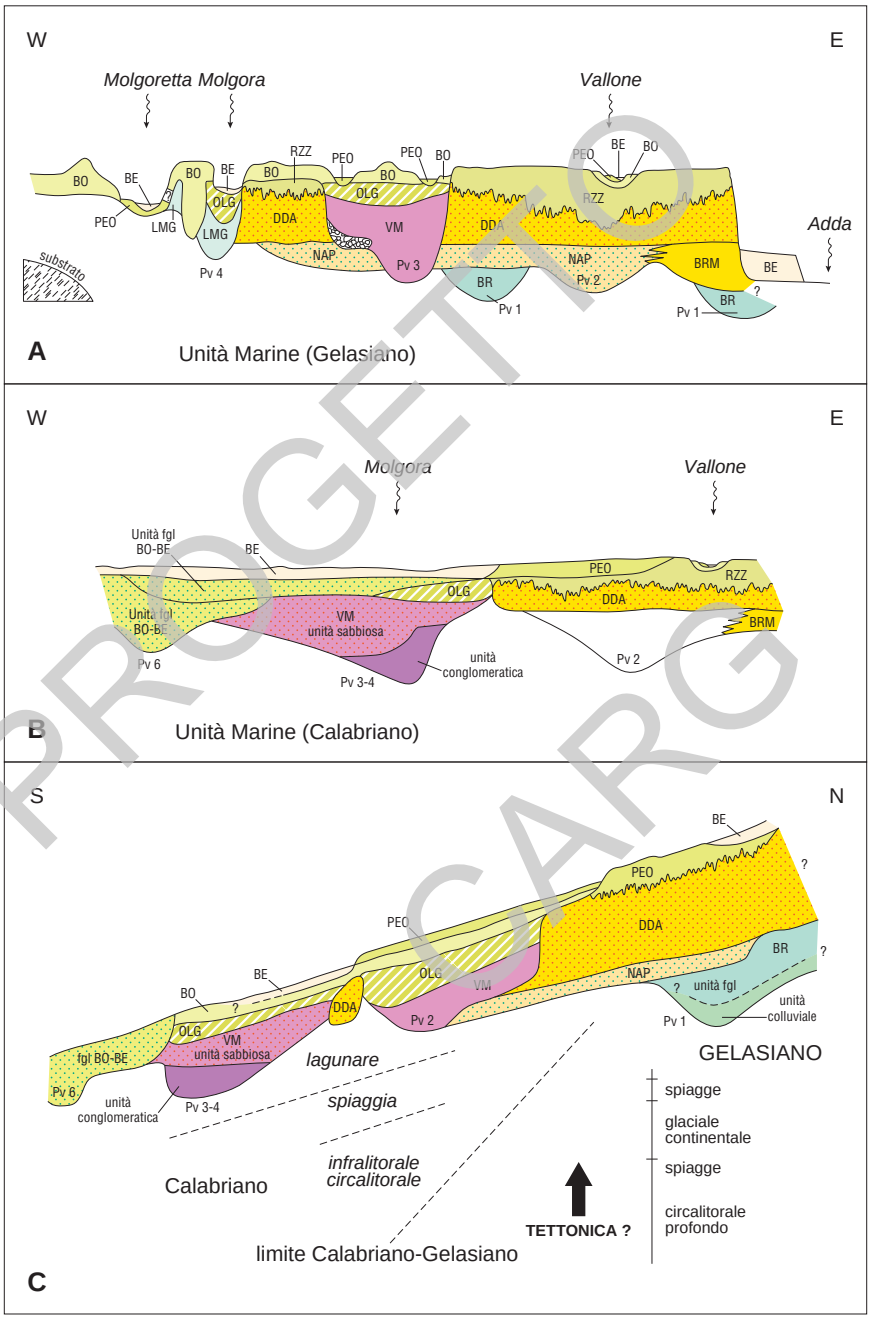
Può essere ascritto al Pleistocene inferiore.

10.2. - Unità di Superficie

10.2.1. - *Unità del Bacino del Serio*

La parte sud-orientale del Foglio 097-Vimercate è compresa marginalmente nel bacino del Serio, che attualmente scorre svariati chilometri più a E, ma che durante il Pleistocene medio ha interessato con i suoi depositi anche aree site ben più a W.

PROGETTO CARG



PROGETTO CARG

10.2.1.1. - Supersintema di Fiorano (**FR**)

DEFINIZIONE. Conglomerati in corpi stratoidi a supporto clastico o di matrice e ciottoli da subarrotondati ad arrotondati, cementazione da buona ad ottima (depositi alluvionali); diamicton a supporto di matrice e clasti locali, pedogenizzati (depositi di *debris-flow*). Profilo di alterazione troncato, spessore osservato superiore ai 3 m, sparsi clasti silicatici residuali arenizzati, decarbonatazione in tutto lo spessore, colore matrice 5YR.

SINONIMI. Unità di Albino *p.p.* (Ferliga, 2000)

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Profilo di alterazione troncato e non osservato sino alla base, matrice argilloso-limosa 5YR, sparsi clasti silicatici residuali arenizzati, decarbonatazione in tutto lo spessore. Limite inferiore erosionale sulla successione cretacica; limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie erosionale su cui poggiano i depositi del sintema di Torre Boldone o del supersintema della Morla.

LITOLOGIA. L'unità comprende:

Depositi alluvionali: conglomerati in corpi stratoidi a supporto clastico, con matrice arenacea da media a grossolana, ciottoli arrotondati da centimetrici a decimetrici, ben selezionati; conglomerati a supporto clastico con abbondante matrice arenacea, clasti da subarrotondati ad arrotondati, mal selezionati. Clasti carbonatici e terrigeni dalla successione cretacica. Cementazione da buona a ottima.

Depositi di *debris-flow*: diamicton massivi a supporto di matrice con sparsi clasti alterati spigolosi provenienti dai versanti soprastanti.

AREA DI AFFIORAMENTO. Sponda sinistra dell'alto corso della Morla da Pontesecco sino a Valtesse (toponimo IGM 1:25.000 33ISW).

MORFOLOGIA. Ben conservata; evidenti più ordini di terrazzi con scarpate di altezza sino a 2 m, a cui si raccordano colate di materiali dal versante.

ETÀ. Pleistocene medio.

PROGETTO CARG

Fig. 11 - *Schemi dei rapporti stratigrafici (pagina a lato) (da Bini et alii, 2004, modificato)*
A - Schema dei rapporti stratigrafici orientato E-W all'altezza di Ronco Briantino. Si noti che la paleovalle 1 (Pv1) è indicata due volte per specificarne i rapporti con le altre unità. La paleovalle 1 è l'unica disposta E-W, mentre tutte le altre sono N-S;
B - Schema dei rapporti stratigrafici orientato E-W a S di Vimercate. Si noti che l'assetto geologico è più semplice di quello a N;
C - Schema dei rapporti stratigrafici in un transetto N-S, lungo l'asse Ronco Briantino - Vimercate - Burago di Molgora (nel limitrofo Foglio 119-Treviglio - Agrate Brianza).
Si noti la differenza di età del tetto delle unità marine spostandosi da N verso S.
BR=Supersintema di Ronco Briantino; NAP=Ceppo del Naviglio di Paderno; BRM=Ceppo del Brembo; DDA=Ceppo dell'Adda; RZZ=Formazione di Trezzo sull'Adda; OLG=Ceppo della Molgora; LMG=Ceppo di Lomagna; BO=Supersintema del Bozzente; PEO=Sintema della Specola; BE=Supersintema di Besnate indifferenziato, VM=Supersintema di Vimercate; fgl=fluvioglaciale. Si ricorda che attualmente il piano Gelasiano è compreso nel Pleistocene inferiore.

10.2.1.2. - Sintema di Torre Boldone (**TBO**)

DEFINIZIONE. Ghiaie pedogenizzate in corpi stratoidi, con ciottoli residuali silicei da subarrotondati a arrotondati (depositi alluvionali). Profilo di alterazione evoluto, con spessore superiore ai 3,5 m, clasti terrigeni arenizzati, carbonati assenti, patine di Fe-Mn, colore della matrice 5YR, presenza di copertura *loessica* multipla, pedogenizzata e con orizzonti a *fragipan*. Morfologia conservata.

SINONIMI. Fluvioglaciale completamente alterato in argille rosse "ferretto" (Mindel) *p.p.* (Servizio Geologico d'Italia, 1954), Unità di Torre Boldone *p.p.* (Ferliga, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Limite inferiore erosionale su substrato o per giustapposizione alla superficie erosionale che incide i depositi del sintema di Fiorano; limite superiore coincidente con la superficie topografica, troncato dalla superficie entro cui poggiano i depositi del supersintema della Morla. Profilo d'alterazione di spessore superiore ai 3,5 m, argilloso-limoso con colore della matrice 5YR, clasti terrigeni residuali arenizzati, carbonati assenti; abbondanti patine di Fe-Mn; copertura *loessica* multipla pedogenizzata di colore sino a 7.5YR, con sviluppo di orizzonti a *fragipan*.

LITOLOGIA. L'unità comprende depositi alluvionali pedogenizzati: ghiaie in corpi stratoidi, con clasti da subarrotondati a arrotondati, ben selezionati, passanti verso l'alto a diamicton massivo a supporto di matrice limoso argillosa con clasti residuali terrigeni.

AREA DI AFFIORAMENTO. Sponda sinistra dell'alto corso della Morla (località Valtesse).

MORFOLOGIA. Ben conservata; lembo di terrazzo con scarpata netta, alta sino a 1 m rispetto alla superficie sottostante.

ETÀ. Pleistocene medio.

10.2.1.3. - Supersintema di Grassobbio (**BB**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a clasti arrotondati, sabbie e limi (depositi alluvionali). Profilo di alterazione di spessore variabile; morfologie ben conservate. Cementazione da assente a buona.

SINONIMI. Fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa 1 metro "livello fondamentale della pianura" (Riss) *p.p.* e fluvioglaciale ghiaioso terrazzato (Würm) *p.p.* (Servizio Geologico d'Italia, 1954), alluvioni fluvioglaciali Würm-Riss ("*Diluvium* recente") *p.p.* (Desio, 1952), Complesso del Serio? *p.p.* (Ferliga & Corbari, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Limite inferiore non direttamente osservabile. Limite superiore coincidente con la superficie topografica, o troncato dalla superficie erosionale entro cui sedimentano i depositi alluvionali del supersintema della Morla.

PROGETTO CARG

LITOLOGIA. Il supersintema di Grassobbio comprende depositi alluvionali: ghiaie in corpi stratoidi o lenticolari, a supporto di matrice sabbiosa fine o a suppporto clastico, con clasti sino a decimetrici, arrotondati; intercalazioni di sabbie e limi. Clasti prevalentemente carbonatici, subordinati silicoclasti dell'alta valle. Profilo di alterazione di spessore variabile, in genere troncato o rimaneggiato dall'attività agricola.

AREA DI AFFIORAMENTO. Da Comun Nuovo sino al margine sudorientale del Foglio.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il supersintema di Grassobbio costituisce un'area lievemente più rilevata che delimita verso E la valle della Morla; il gradino morfologico appare in questo tratto poco evidente, obliterato dall'attività antropica e ricostruibile solo parzialmente sulla base della cartografia antica.

ETÀ. Pleistocene medio-superiore?

10.2.2. - *Unità del Bacino della Morla*
(a cura di C. Ferliga)

Compreso tra il bacino del Brembo e quello del Serio è presente il bacino della Morla, un corso d'acqua minore che genera un bacino idrografico secondario, ma ben caratterizzato, anche più a S del Foglio 097-Vimercate, da depositi ben distinti dai bacini confinanti.

10.2.2.1. - Supersintema della Morla (**OR**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a ciottoli arrotondati con prevalenti clasti della successione cretacica e di poco subordinati silicoclasti con evidenze di alterazione, intercalazioni sabbiose (depositi alluvionali); argille, limi e sabbie (depositi lacustri). Profilo di alterazione di spessore variabile; morfologie conservate.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione, precedentemente cartografata come fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa 1 metro, "livello fondamentale della pianura" (Riss) *p.p.* (Servizio Geologico d'Italia, 1954); alluvioni fluvioglaciali Würm-Riss ("*Diluvium* recente") *p.p.*, (Desio, 1952); unità di Torre Boldone *p.p.*, Unità di Comun Nuovo *p.p.*, antropico (Ferliga *et alii*, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore coincide con la superficie topografica ed è caratterizzata da un profilo di alterazione di spessore variabile, in genere troncato o rimaneggiato dall'attività antropica; ove è stato possibile osservare spaccati (scavi edilizi) si caratterizza per un'alterazione nettamente maggiore dei clasti silicatici provenienti dall'alta Valle Seriana rispetto a quelli marnosi o calcareo marnosi della successione cretacica locale, elemento che porta a interpretare gli apporti silicoclastici come

PROGETTO CARG

rielaborati da depositi seriani precedenti entro cui la Morla ha scavato il proprio alveo. Colore della matrice da 7.5YR, per i terrazzi più alti ed esterni, a 10YR in prossimità dell'alveo olocenico.

Il limite inferiore del supersintema della Morla non è mai osservabile. Esso si giustappone alla superficie erosionale che tronca i depositi del supersintema di Grassobbio a E e il sintema di Brembate a W, annegandone la superficie.

LITOLOGIA. Il supersintema della Morla è costituito da:

- depositi alluvionali: ghiaie a supporto clastico e matrice sabbiosa, con clasti arrotondati, ben selezionati, calcareo-marnosi e arenacei prevalenti, subordinati calcari e silicoclasti alterati di provenienza seriana;
- depositi di bassa energia e lacustri: limi, limi sabbiosi e sabbie, osservati in scavo edilizio (località Longuelo) e cavati anticamente (località Fornaci).

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità affiora nella valle della Morla fra Sorisole e Castagneta e forma una fascia ad andamento meridiano compresa fra Bergamo, Curno, Comun Nuovo e Osio.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità presenta una morfologia ben conservata, con più ordini di terrazzi e scarpate di altezza sino a 3 m entro la valle a N di Bergamo, che si attenua verso S e per le superfici più recenti.

Il supersintema riunisce una serie di episodi deposizionali distinti in base alla morfologia, caratterizzata da un'evidente gradonatura "fossilizzata" dagli interventi edilizi sino agli inizi del secolo scorso; la paleovalle si riconosce nell'intorno della linea ferroviaria per Treviglio, evidenziata dal tracciato ferroviario in rilevato e su viadotto necessario a superarne la depressione.

Data la scarsità degli spaccati osservati e la locale obliterazione a causa dell'attività antropica degli orli dei terrazzi, non è stato possibile distinguere ulteriormente unità di rango minore all'interno del supersintema.

ETÀ. La deviazione del corso della Morla appare successiva all'inizio della deposizione del supersintema di Grassobbio e del sintema di Brembate; data l'impossibilità di ulteriori distinzioni al suo interno, si protrae a comprendere l'Olocene sino al XIV secolo circa (età presunta della disattivazione del corso d'acqua naturale), senza che si possa quivi distinguere i depositi coevi al sintema del Po. Su tale base il supersintema è attribuito ad un intervallo di tempo esteso dal Pleistocene medio sino al XIV secolo.

10.2.3. - *Unità del Bacino del Brembo*

Il bacino del Brembo nel Foglio 097-Vimercate comprende la bassa Val Brembana, la bassa valle del T. Imagna e tutta la parte di alta pianura occupata dal Brembo sino alla sua confluenza con l'Adda. Dominano pertanto unità stratigrafiche caratteristiche delle aree pedemontane e degli sbocchi vallivi che comprendono colluvi, conoidi, delta, piane fluviali *braided* e *sandur*.

PROGETTO CARG

10.2.3.1. - Conglomerato di Cà della Zogna (**CZO**)

DEFINIZIONE. Conglomerato costituito da ghiaie a supporto clastico e matrice arenacea, con ciottoli arrotondati; ben cementato (depositi fluviali). Petrografia prevalentemente calcarea, clasti provenienti dalla valle del T. Imagna. Morfologia relitta.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite superiore dell'unità coincide con la superficie topografica oppure è coperto da depositi colluviali del supersintema di Palazzago. Inferiormente poggia sul substrato (Rosso ad Aptici e Radiolariti del Selcifero Lombardo) o su alteriti.

LITOLOGIA. Il conglomerato di Cà della Zogna è ben cementato ed è costituito da ghiaie prevalentemente a supporto clastico, con matrice arenacea, localmente ghaiosa fine (Fig. 12). Ciottoli centimetrici, da arrotondati (prevalenti) a subspigolosi. Petrografia: calcari (calcari selciferi, calcari marnosi), selce, rocce terrigene a cemento carbonatico; le rocce carbonatiche *s.s.* costituiscono circa il 90% dei clasti totali; alterazione assente o limitata a un sottilissimo *cortex* di decarbonatazione. Grossolana stratificazione planare a basso angolo, con immersione verso S (185°/15°).

Fig. 12 - *Conglomerato di Cà della Zogna.*

PROGETTO CARG

AREA DI AFFIORAMENTO. Il conglomerato affiora in prossimità dello sbocco delle valli del T. Imagna e Brembana, immediatamente a N dell'abitato principale di Almenno S. Salvatore.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità non presenta morfologia propria, in quanto si tratta di un lembo relitto (pochi metri quadrati di affioramento) di conglomerato situato presso la sommità del dosso in substrato di Cà della Zogna (q. 330-335 m).

Nonostante l'estrema limitatezza dell'affioramento, l'unità rappresenta un importante elemento nella paleogeografia dell'area. Infatti, il conglomerato di Cà della Zogna testimonia una fase di aggradazione fluviale del T. Imagna, in un periodo antecedente alla formazione dei grandi solchi (valli e laghi) prealpini, ritenuta di età messiniana. All'epoca, gli attuali dossi costituivano un fondovalle, su cui andavano depositandosi le ghiaie fluviali del T. Imagna; con la riorganizzazione del reticolo idrografico conseguente all'approfondimento messiniano, il paleofondovalle veniva disattivato, mentre il T. Imagna si creava una nuova via, approfondendo il suo corso. Il progressivo innalzamento del territorio e il conseguente approfondimento del reticolo idrografico nei periodi successivi ha portato, infine, all'inversione del rilievo attualmente osservabile.

ETÀ. In base alle considerazioni di carattere paleogeografico, il conglomerato viene attribuito al Miocene pre Messiniano.

10.2.3.2. - Formazione di Almenno Basso (**AEO**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a ciottoli arrotondati: depositi fluviali. Pedogenizzato per l'intero spessore osservato (>8 m) con colori compresi da 2.5YR a 7.5YR.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione, coincidente con il terrazzo di Almenno Basso; era stata denominata Complesso di Almenno da Rossi & Rigamonti (2000). Essa comprende depositi indicati dagli Autori precedenti come: Anaglaciale Mindel I *p.p.* (Venzo, 1950); Mindel: fluvioglaciale alterato in argille rosse "ferretto" (Servizio Geologico d'Italia, 1954).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite superiore è una superficie erosionale, suturata da depositi loessico/colluviali e, nella parte più interna (a NW di Stazzone, punto quotato 324 m a W di Almenno Basso), da depositi di conoide dominati da trasporto in massa, entrambi fortemente pedogenizzati (caratteri da *fragipan*) e attribuiti al supersintema di Palazzago. L'unità è anche terrazzata dalla formazione di Cà Marchi e, presso Almenno Basso, dal supersintema di Almè.

Il limite inferiore è, presumibilmente, dato il contesto morfologico di terrazzi relitti addossati al versante, una superficie erosionale che incide il substrato roccioso (Fig. 13).

LITOLOGIA. L'unità è costituita da depositi fluviali: ghiaie fortemente pedogenizzate, al limite tra il supporto clastico e di matrice, localmente a supporto clastico. Matrice da argilloso sabbiosa a limoso sabbiosa, di colore

PROGETTO CARG

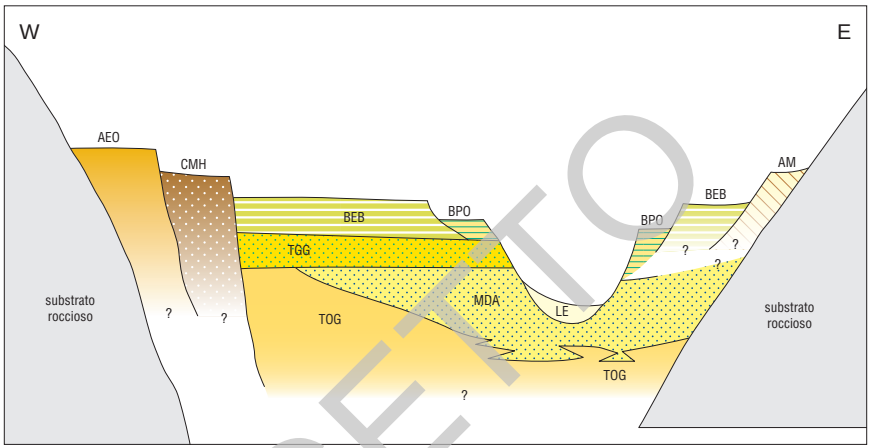


Fig.13 - *Schema dei rapporti stratigrafici delle unità del Bacino del Brembo tra Almenno S. Bartolomeo e Brembate di Sopra.*

variabile da 7.5YR a 2.5YR, in funzione della profondità. Ciottoli arrotondati, centimetrici (prevalenti) e decimetrici. Nella composizione petrografica prevalgono rocce terrigene silicee e vulcaniti quarzose; seguono metamorfiti e rocce carbonatiche. L'alterazione è molto intensa e, nelle parti più elevate della successione interessa anche i clasti di rocce terrigene a cemento siliceo del Verrucano; ciò costituisce un importante *marker* per la datazione relativa, perché è l'unico caso riscontrato in tutti i depositi fluviali/fluvioglaciali brembani a S dello sbocco vallivo (Fig. 14).

Bande decolorate (5Y7/1) centimetriche fasciano i ciottoli o formano un reticolo a prevalente andamento subverticale; abbondanti patine argillose.

Gli orizzonti superiori dei suoli sviluppati nelle ghiaie sono troncati dall'attività di versante e suturati da più coperture loessico/colluviali (limi argillosi e limi argillosi con clasti sparsi), anch'esse fortemente pedogenizzate (caratteri di *fragipan*, glosse a geometria semplice e complessa).

AREA DI AFFIORAMENTO. La formazione è situata allo sbocco in pianura della Val Brembana, in riva destra del Brembo, fra Almenno Basso e Almenno S. Bartolomeo.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. La formazione è morfologicamente associata ai terrazzi di aggradazione più elevati dell'area brembana: si tratta di un sistema di ridotti terrazzi, con disposizione NE-SW, fortemente rimodellati ed erosi, addossati al versante SE del M. Castra. Si distinguono due ordini di terrazzi, compresi tra quota 330 m circa (sistema superiore) e 325 m circa (sistema inferiore).

Le forme terrazzate a W del rio di Valle Armisa sono state attribuite a questa unità esclusivamente su base geometrica (altimetrica).

PROGETTO CARG

Fig. 14 - *Formazione di Almenno Basso.*

Il grado di alterazione (il più elevato riscontrato nell'area) e la quota dei terrazzi supportati (prossima a quella del conglomerato di Cà della Zogna, di età Miocenica) portano ad ipotizzare che la formazione di Almenno Basso testimoni una fase di aggradazione del paleoBrembo in una situazione paleogeografica differente da quella attuale, precedente all'incisione messiniana delle valli. Pertanto, la formazione risulterebbe più antica di tutti i corpi conglomeratici posti a quota più bassa e degli stessi depositi marini della formazione di Tornago.

ETÀ. Sulla base delle osservazioni precedenti, si ritiene che la formazione di Almenno Basso possa essere attribuita al Miocene.

10.2.3.3. - Formazione di Cà Marchi (**CMH**)

DEFINIZIONE. Ghiaie pedogenizzate a supporto di matrice, con ciottoli arrotondati; colore 7.5YR (depositi fluviali). Superficie limite superiore caratterizzata da un profilo di alterazione molto evoluto, di spessore non valutabile. Copertura loessico/colluviale multipla.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione, coincidente con i terrazzi di Almenno S. Bartolomeo e il terrazzo di Barzana del Complesso di Almenno, in Rossi & Rigamonti (2000). Esso comprende depositi indicati dagli Autori precedenti come: Anaglaciale Mindel I *p.p.* (Venzo, 1950); Mindel: fluvioglaciale alterato in argille rosse "ferretto" (Servizio Geologico d'Italia, 1954).

PROGETTO CARG

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite superiore è una superficie erosionale, suturata da depositi loessico/colluviali fortemente pedogenizzati appartenenti al supersintema di Palazzago. La formazione è anche terrazzata dalle unità di Cascina Zanchi e di Arzenate (supersintema di Palazzago) e dal sintema di Binago. Inoltre, per le ipotesi avanzate (vedi *infra*), non è da escludere la possibilità che essa risulti più antica di tutta la successione plio-quaternaria dell'area.

Il limite inferiore è, presumibilmente, una superficie erosionale che taglia la formazione di Almennno Basso e il substrato roccioso (Fig. 13).

LITOLOGIA. L'unità comprende depositi fluviali: ghiaie fortemente pedogenizzate, a prevalente supporto di matrice. Matrice argilloso sabbiosa, di colore 7.5YR. Ciottoli arrotondati, centimetrici (prevalenti) e decimetrici. La petrografia comprende rocce terrigene a cemento siliceo, vulcaniti, metamorfiti e rocce carbonatiche, che indicano un'alimentazione brembana. L'alterazione è molto intensa e interessa tutte le litologie, con l'eccezione delle rocce terrigene silicee (Verrucano), che sono fragili ma non mostrano *cortex*, a differenza di quanto osservato nella formazione di Almenno Basso.

Presenti abbondanti patine argillose, patine e impregnazioni di Fe-Mn e vene di materiale decolorato, che avvolgono i ciottoli o formano un reticolo nella matrice.

Alla sommità le ghiaie sono suturate da più coperture loessico/colluviali. La sequenza sommitale più completa di tutta l'area è conservata all'estremità sud-occidentale del terrazzo di Barzana: è costituita da una (almeno) triplice copertura loessica con figure pedogenetiche estremamente evolute (*fragipan*, *fragipan* degradato, glosse a geometria semplice e complessa, *pan* di Fe-Mn), in appoggio basale a un livello nettamente differenziato, per la completa assenza di clasti e la forte rubefazione (2.5YR).

AREA DI AFFIORAMENTO. La formazione è distribuita alla base dei versanti tra Almenno S. Bartolomeo e Barzana, in sponda destra del Brembo al suo sbocco in pianura.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità coincide, dal punto di vista morfologico, con un sistema di terrazzi di aggradazione, disposti in senso NE-SW alla base del versante sudorientale della dorsale di Longa. Si identificano due distinti livelli: il più elevato è costituito da lembi relitti distribuiti tra quota 320 e 310 m (a N di Cà Marchi) e a quota 300 m circa (presso la chiesa di Barzana); il sistema inferiore forma i terrazzi più ampi e articolati dell'area, che si estendono per quasi 2,5 km tra Almenno S. Bartolomeo (quota 300 m) e Barzana (quota 284 m).

La formazione di Cà Marchi è stata deposta da un corso d'acqua di provenienza brembana, di significato paleogeografico ed età incerti. Alcuni elementi, come il contesto morfologico (terrazzi addossati al versante, con quote fino a 40 m più elevate dei corpi conglomeratici plio-quaternari dell'area) e la struttura delle sequenze sommitali (la più complessa tra quelle osservate nelle aree di alta pianura bergamasca), sembrano indicare un'affinità con la formazione di Almenno Basso, attribuita a un ciclo sedimentario premessiniano.

PROGETTO CARG

Tuttavia, le due formazioni, sebbene simili anche per quantità e grado di sviluppo di figure pedogenetiche complesse, rivelano una sostanziale differenza di alterazione, perchè nelle ghiaie di Cà Marchi i ciottoli di Verrucano, importanti *marker* dello stato di alterazione, sono fragili, ma privi di *cortex*, a differenza di quanto riscontrato nella formazione di Almenno Basso, ma similmente a quanto osservato nelle unità del Pleistocene inferiore e medio (supersintema della Morla del bacino omonimo nel limitrofo Foglio 098-Bergamo, supersintema del Bozzente del bacino dell'Adda), da cui si differenzia, invece, per la maggior complessità delle coperture loessiche sommitali.

ETÀ. L'età della formazione di Cà Marchi, per le considerazioni svolte, non è ben definibile; l'intervallo delle possibili età varia tra il Messiniano ed il Pleistocene inferiore.

10.2.3.4. - Formazione di Tornago (**TOG**)

DEFINIZIONE. Limi argillosi e limi grigi, massivi, con sottili livelli clastici, fossiliferi. Sabbie fini e molto fini, sabbie limose e limi, di colore giallastro, da laminati a stratificati: depositi marini circalitorali e infralitorali.

SINONIMI. Unità istituita da Corselli *et alii* (1985). Dagli Autori precedenti (Stoppani, 1871-1873; Varisco, 1881; Corti, 1895; Taramelli, 1895; Patrini, 1923; Desio, 1929; Guaitani, 1944; Servizio Geologico d'Italia, 1954; Brambilla, 1984; Brambilla & Lualdi, 1986) è sempre stata indicata in termini cronostratigrafici (Pliocene, Pliocene marino, giacimenti pliocenici etc.).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Inferiormente la formazione giace in discordanza sul Flysch di Bergamo (T. Tornago) e sul Sass de la Luna (presso Almenno); superiormente è troncata dal ceppo del Brembo (Fig. 15), che si appoggia in discordanza angolare e dal conglomerato di Madonna del Castello; con quest'ultimo il limite può assumere carattere di paraconcordanza. Lo spessore massimo della formazione è valutabile in 8-9 m.

L'unità è debolmente tettonizzata: la stratificazione presenta giaciture a basso angolo (da suborizzontale fino a 15°), con immersione compresa tra SSW e SSE.

LITOLOGIA. La formazione è costituita da limi argillosi e limi grigi e grigio azzurri (2.5-5Y), carbonatici, prevalentemente massivi; si osservano livelli clastici, a ciottoli arrotondati calcarei e silicei, e lenti sabbiose micacee; rari resti vegetali; presenza di macrofaune a molluschi. Superiormente passano con limite netto a sabbie fini, limi sabbiosi e limi di colore giallastro (1Y-2.5Y6/4), carbonatici, da laminati a stratificati; aumenta la frequenza dei livelli arricchiti in materiale vegetale carbonioso; comuni frammenti di gusci di invertebrati.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'area di affioramento dell'unità è limitata all'incisione del T. Tornago, allo sbocco della Val Brembana e ad altri piccoli spaccati che si rinvengono ad Almenno S. Salvatore e Clanezzo.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. La formazione di Tornago non dà origine a morfologie proprie, perché è sepolta alla base della successione plio-quaternaria.

PROGETTO CARG

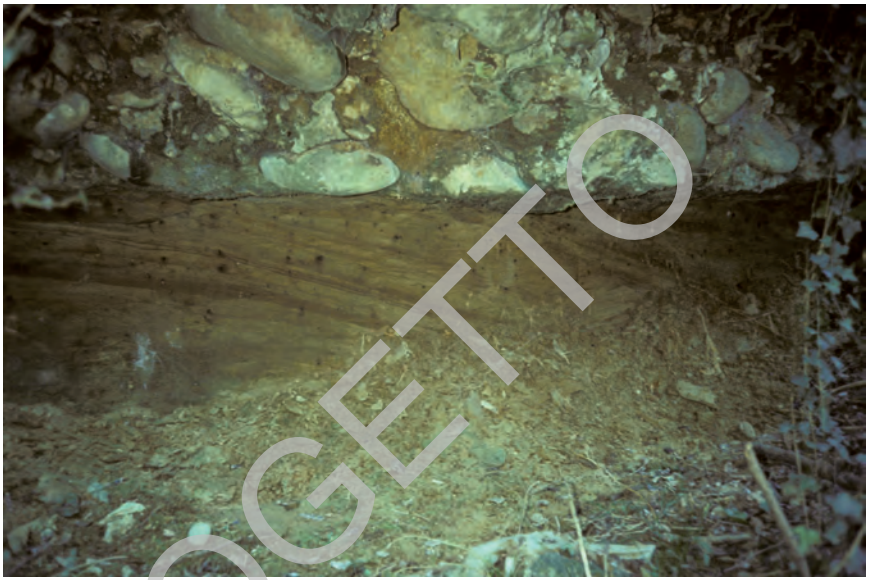


Fig. 15 - *Contatto tra la formazione di Tornago e il ceppo del Brembo.*

Dal punto di vista paleoambientale (Corselli *et alii*, 1985; Brambilla & Lualdi, 1986) le comunità più antiche ("delle argille grigio azzurre") testimoniano un ambiente marino circalitorale, instabile per il continuo apporto di materiale terrigeno fine e organico; questa situazione rappresenta le fasi iniziali del colmamento del bacino bergamasco (Zancleano e Piacenziano). Successivamente, si assiste a una riduzione batimetrica del bacino marino, testimoniata dall'aumento della frazione sabbiosa nei sedimenti, a cui corrisponde un brusco impoverimento delle microfaune e un arricchimento delle forme alloctone nelle tanatocenosi.

La presenza di Pliocene marino all'interno delle preesistenti grandi valli orobiche permette inoltre di disegnare un paesaggio costiero a ria.

Tra la deposizione della formazione di Tornago e quella del ceppo del Brembo è intercorsa una fase tettonica, evidenziata dalla discordanza angolare tra i depositi delle due unità.

ETÀ. Le associazioni micropaleontologiche (Corselli *et alii*, 1985; Brambilla & Lualdi, 1986) suggeriscono un'età che va dallo Zancleano al Piacenziano.

10.2.3.5. - Conglomerato di Duno (**DUN**)

DEFINIZIONE. Conglomerato costituito da ghiaie a supporto clastico, con matrice arenacea-siltitica; subordinati livelli fini (sabbioso fini-limosi):

PROGETTO CARG

depositi fluviali. Petrografia esclusivamente calcarea, proveniente dalla valle del T. Imagna.

SINONIMI. Unità litostratigrafica di recente istituzione (Carnati, 1998), in parte coincidente con il "complesso costituito da argille, sabbie e conglomerati" in Lualdi (1981).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Superiormente il limite dell'unità coincide con la superficie topografica o è suturato da depositi colluviali, attribuiti al supersintema di Palazzago indifferenziato.

Inferiormente essa poggia erosionalmente sul substrato roccioso (calcare di Moltrasio). Le relazioni stratigrafiche con le unità plio-quaternarie dell'area non sono più visibili, ma è noto dagli studi precedenti (Lualdi, 1981), che i depositi conglomeratici e le relative intercalazioni poggiano sui sedimenti del Pliocene-Gelasiano marino (attuale formazione di Tornago), con limite apparentemente transizionale, per alternanze litologiche.

LITOLOGIA. L'unità è costituita da:

- conglomerato ben cementato, costituito da ghiaie a supporto clastico (prevalente) e di matrice, con matrice arenacea e siltitica. Ciottoli centimetrici e decimetrici, in genere mal selezionati, da subarrotondati ad arrotondati. Petrografia: rocce carbonatiche (calcari selciferi, calcari marnosi), in subordine rocce terrigene a cemento carbonatico; alterazione assente. Stratificazione incrociata pianoparallela, da pluridecimetrica a metrica, con immersione verso SW (220°/30°) nella parte basale e centrale, verso SE (160°/20°) nella porzione sommitale; in subordine livelli massivi o a grossolana stratificazione suborizzontale;
- intercalazioni pluridecimetriche di sabbie fini e limi, localmente cementate e laminate.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità affiora unicamente in una ristretta valle sul fianco destro del T. Imagna, in prossimità della sua confluenza con la Val Brembana.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il conglomerato di Duno è privo di morfologia propria, in quanto costituisce il riempimento di una valle che incide il versante destro della valle del T. Imagna, tra Clanezzo e Cabrozzo, a partire da quote di poco superiori al livello dell'alveo attuale fino a quota 315 m circa.

La valle attualmente drena le acque a N verso la valle del T. Imagna; il conglomerato fluviale che la colma mostra, al contrario, immersioni verso S. Pertanto, essa costituisce una paleoforra, creata, prima di quella di Clanezzo, dal T. Imagna in prossimità della sua confluenza con il F. Brembo, durante la fase di approfondimento messiniano del reticolo vallivo. La paleoforra, di cui si perdono le tracce, doveva proseguire verso S attraverso la stretta di Cà della Zogna o verso E, nell'attuale solco a S di Cà Trimagna (a SE del colle q. 360 a S di Clanezzo).

Se il limite con i sottostanti depositi marini pliocenici è effettivamente transizionale, come riportato in letteratura, l'unità rappresenta il primo evento

PROGETTO CARG

continentale nel bacino bergamasco, dopo la fase marina pliocenica, e ne indica una continentalizzazione rapida e sostanzialmente continua.

Le giaciture relativamente elevate (fino a 30°) dei banchi conglomeratici segnalano la presenza di una probabile componente neotettonica nell'attuale assetto (basculamento verso i quadranti meridionali), analogamente a quanto verificato nella sottostante formazione di Tornago.

ETÀ. Le relazioni stratigrafiche definite permettono di attribuire il conglomerato di Duno alla parte terminale del Pliocene (Piacenziano), successivamente alla formazione di Tornago, e/o al Gelasiano.

10.2.3.6. - Conglomerato di Madonna del Castello (**MDA**)

DEFINIZIONE. Conglomerati a supporto di matrice arenacea, arenarie conglomeratiche clinostratificate, alternanze di limi e argille (depositi deltizi). Forte cementazione. Ciottoli derivanti quasi esclusivamente dalle formazioni carbonatiche mesozoiche.

SINONIMI. Unità istituita da Corselli *et alii* (1985). Dagli Autori precedenti è stata definita come: ceppo *p.p.* (Varisco, 1881); conglomerato calcareo, ceppo (Taramelli, 1895); ceppo ad elementi subalpini (Sacco, 1900); conglomerato calcareo, ceppo (Desio, 1929); Ceppo calcareo del Villafranchiano (Venzo, 1950); Ceppo calcareo e prealpino (Villafranchiano) (Servizio Geologico d'Italia, 1954); Conglomerato di Madonna del Castello (Corselli *et alii*, 1985; Rossi & Rigamonti, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite inferiore del conglomerato di Madonna del Castello è, a grande scala, una superficie erosionale, che può localmente assumere carattere di paraconcordanza; il conglomerato copre le argille plioceniche della formazione di Tornago e depositi di spiaggia ghiaioso/arenacei, mentre all'altezza di Paladina (comune di Valbrembo) è in appoggio diretto al substrato (Fig. 13).

Superiormente esso viene a sua volta troncato e ricoperto, con limite fortemente erosionale dal ceppo del Brembo, dal conglomerato del Torrente Gaggio (relazione ipotizzata su base geometrica) e da depositi fluviali del sintema di Brembate e dell'unità di Ponte San Pietro del supersintema di Besnate.

LITOLOGIA. L'unità è composta da:

- conglomerati costituiti da ghiaie a supporto di matrice arenacea, con ciottoli subarrotondati di dimensioni centimetriche prevalenti, che formano letti mal definiti con spessori non superiori al metro. Si alternano con arenarie conglomeratiche organizzate in strati decimetrici (massimo spessore osservato 70 cm). I depositi presentano una evidente stratificazione incrociata planare, con inclinazioni comprese, mediamente tra 10-20°. L'analisi sull'orientazione dei ciottoli (Corselli *et alii*, 1985) dimostra che il loro asse maggiore è statisticamente parallelo alla linea di immersione degli strati.
- in subordine: lenti di sedimenti fini con microfauna (sabbie e limi, con

PROGETTO CARG

livelli limosi e limoso argillosi), scarsamente o non cementati; negli affioramenti più distali si osservano arenarie a sottile clinostratificazione e alternanze di limi e argille a stratificazione sottile, suborizzontale.

I depositi sono interessati da una forte cementazione, omogeneamente distribuita e si caratterizzano per una stratificazione incrociata a grande scala, che, in base ai caratteri sedimentologici, è ritenuta legata a processi deposizionali primari (clinostratificazione in ambiente deltizio).

La composizione petrografica dei ciottoli (Corselli *et alii*, 1985) è dominata dai carbonati (media 82%, massimo 98%), con rocce metamorfiche e sedimentarie terrigene in netto subordine (medie 7% e 6%, rispettivamente). Le rocce provenienti dall'alta Val Brembana (cristalline e terrigene a cemento siliceo) non superano il 10%.

I sedimenti fini distali sono interpretati come depositi di *bottom set*, alla base del pendio frontale del delta.

Un possibile paleosuolo del conglomerato è presente lungo il rio di Valle Armisa, poco a monte della confluenza con il T. Tornago, a una quota di circa 275 m. Si osserva un diamicton pedogenizzato a supporto di matrice limoso sabbiosa, di colore compreso tra il 7.5YR e il 10YR, con ciottoli arrontondati a petrografia residuale (rocce silicee, metamorfiti, rocce terrigene e vulcaniti). Tutte le litologie, ad eccezione di selce, quarzo e terrigene a cemento siliceo, sono completamente alterate in tutte le frazioni granulometriche.

La composizione petrografica è compatibile con la pedogenesi di un conglomerato calcareo, per arricchimento relativo in litologie meno alterabili rispetto alle rocce carbonatiche, facilmente dissolte ed assorbite nella matrice.

L'ipotesi è congruente anche dal punto di vista geometrico, perchè la quota del paleosuolo (275 m) è prossima a quella sommitale del conglomerato e troppo bassa rispetto alle unità successive.

Lo spessore dell'unità è valutabile in circa 30 m.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il conglomerato di Madonna di Castello affiora lungo l'incisione del T. Tornago e lungo le sponde del F. Brembo (particolarmente in quella destra – Fig. 16), tra Almenno S. Salvatore e Cà Derocca (a N di Brembate di sopra).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il conglomerato di Madonna del Castello struttura i terrazzi che formano il livello modale della pianura allo sbocco della Val Brembana (terrazzi di Madonna del Castello, di Cà Derocca in riva sinistra; di Almè e Cascina Merlata in riva destra). Esso testimonia l'edificazione, allo sbocco della Val Brembana, di un delta che progradava verso S, evidenziando una maggior disponibilità di apporti clastici e un aumento dell'energia dei corsi d'acqua, in probabile risposta a un sollevamento tettonico e/o a un incrudimento climatico dell'inizio del Pleistocene inferiore, riconosciuti sulla base di evidenze neotettoniche e paleoambientali anche in altre aree prealpine.

ETÀ. Le relazioni con la formazione di Tornago e le microfaune rinvenute in alcune intercalazioni pelitiche (Corselli *et alii*, 1985) consentono di attribuire l'unità al Gelasiano.

PROGETTO CARG

Fig. 16 - *Conglomerato di Madonna di Castello lungo la sponda destra del Brembo.*

10.2.3.7. - Conglomerato del Torrente Gaggio (**TGG**)

DEFINIZIONE. Conglomerati costituiti da ghiaie a prevalente supporto clastico, ben cementate (depositi fluviali). Clasti a petrografia quasi esclusivamente calcarea, provenienti da bacini strettamente locali.

Il conglomerato del Torrente Gaggio è composto da due unità (unità inferiore e unità superiore), distinte su base litologica e geometrica, ma non distinte nel Foglio 097-Vimercate.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il conglomerato affiora esclusivamente in corrispondenza della forra del Torrente Gaggio, a S della località di Ventolosa (Villa d'Almè).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il conglomerato del Torrente Gaggio forma un'unità sepolta, priva di morfologia propria, che struttura l'estremità più settentrionale del terrazzo di Almè.

La successione conglomeratica osservata lungo il *canyon* del T. Gaggio, testimonia il succedersi di fasi di colmamento e riempimento della Val Brembana, al suo sbocco in alta pianura, in un periodo successivo alla deposizione del conglomerato di Madonna del Castello. I depositi dell'unità inferiore del Torrente Gaggio, annegati da quelli dell'unità superiore del Torrente Gaggio, rappresentano i resti di un piccolo cono ad alimentazione strettamente locale (bassa maturità tessiturale, litologia dei clasti quasi monogenica), che si immetteva nella Val

PROGETTO CARG

Brembana. Al termine di una fase erosionale successiva, che reincide la valle principale, si assiste ad un nuovo periodo di aggradazione, in cui l'incisione valliva viene colmata fino a una quota almeno pari a quella dell'attuale terrazzo di Ventolosa (290 m circa). In questa fase di riempimento si depositano i conglomerati fluviali di conoide dell'unità superiore del Torrente Gaggio, il cui bacino di alimentazione si era nel frattempo ampliato (varietà litologica decisamente maggiore, pur nell'ambito di litotipi prevalentemente carbonatici; maggiore maturità tessiturale dei clasti). Il livello rubefatto (osservato solo a distanza per l'inaccessibilità dell'affioramento) potrebbe testimoniare l'instaurarsi di una fase di biostasia, con conseguente formazione di suoli, che vengono fluitati alla base della sequenza dell'unità superiore del Torrente Gaggio, con l'inizio di un nuovo ciclo aggradazionale.

ETÀ. In base alle relazioni stratigrafiche riconosciute, si ritiene che l'unità rappresenti eventi deposizionali da collocarsi in un periodo che può variare tra le fasi finali del Gelasiano, successivamente al Conglomerato di Madonna del Castello, e quelle iniziali del Calabriano.

10.2.3.7.1. - Unità inferiore del Torrente Gaggio

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il corpo conglomeratico poggia sul substrato roccioso (Sass de la Luna), con contatto erosionale (Fig. 13); frontalmente e superiormente è eroso e ricoperto dall'unità superiore del Torrente Gaggio. Il limite sommitale è marcato da un livello pluridecimetrico di sedimenti fini, con un orizzonte rubefatto.

LITOLOGIA. L'unità è costituita da conglomerati a supporto clastico, con scarsa matrice siltitico-limosa e subordinati livelli arenaceo-sabbiosi; clasti spigolosi, centimetrici, di calcari marnosi e scarsa selce. Stratificazione mal definita, con immersione a bassissimo angolo verso W.

10.2.3.7.2. - Unità superiore del Torrente Gaggio

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite inferiore è un contatto erosionale con il substrato; nella parte alta della forra, l'unità ricopre, in discordanza, anche i conglomerati fluviali dell'unità inferiore del Torrente Gaggio.

I rapporti geometrici con il conglomerato di Madonna del Castello sono di difficile definizione; in base alle più elevate quote di affioramento del conglomerato del Torrente Gaggio, appare probabile che questi ultimi siano posteriori al conglomerato di Madonna del Castello; non sono deducibili, invece, le relazioni con il ceppo del Brembo.

Superiormente l'unità è erosa e ricoperta da depositi fluvioglaciali del sintema di Brembate.

PROGETTO CARG

LITOLOGIA. L'unità è formata da conglomerati: ghiaie a supporto clastico con matrice arenacea e siltitica, localmente abbondante; ciottoli subarrotondati, centimetrici e decimetrici. Nella composizione petrografica prevalgono nettamente rocce carbonatiche (calcari, calcari marnosi, con accentuata varietà litologica); in subordine rocce terrigene a cemento carbonatico e selce. Buona cementazione, con locale litificazione. Stratificazione da pluridecimetrica a metrica, a bassissimo angolo, con immersione verso W e SW.

10.2.3.8. - Ceppo del Brembo (**BRM**)

DEFINIZIONE. Conglomerato costituito da ghiaie a supporto clastico, con matrice arenacea; ciottoli, ben arrotondati, poligenici, di provenienza brembana (depositi fluviali). Intercalazioni basali di limi, argille e sabbie. Forte cementazione.

SINONIMI. Unità litostratigrafica istituita da Rossi & Rigamonti (2000). Secondo Rossi & Rigamonti essa corrisponde interamente al membro di Trezzo sull'Adda del Ceppo dell'Adda (Orombelli, 1979) e al Ceppo calcareo superiore (Orombelli & Gnaccolini, 1978); Rossi & Rigamonti lo elevano a formazione e lo estendono fino all'area brembana. Il termine viene ripreso da Strini (2001) e utilizzato in senso più restrittivo rispetto al precedente: essa infatti comprende solo la litozona caratterizzata dalle percentuali più elevate di ciottoli brembani tipici (rocce terrigene silicee e vulcaniti). Con questo significato viene anche utilizzato nel presente lavoro.

Dai precedenti Autori è stato indicato come:

- in area del F. Brembo: deposito caotico poligenico, cementato in conglomerato grossolano (Varisco, 1881); conglomerato poligenico (Desio, 1929; Sacco, 1900; Taramelli, 1895); Ceppo poligenico grossolano dell'Interglaciale Gunz-Mindel (Venzo, 1950); Ceppo poligenico nella massa maggiore (Servizio Geologico d'Italia, 1954); Conglomerato del Brembo (Corselli *et alii*, 1985);
- per l'area del F. Adda si rimanda alla sinonimia del ceppo del Naviglio di Paderno, dal quale il ceppo del Brembo non è stato mai distinto in modo organico, fino ai citati lavori di Orombelli & Gnaccolini.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Poiché il ceppo del Brembo affiora diffusamente lungo il corso dei fiumi Brembo e Adda, i rapporti stratigrafici vengono analizzati separatamente nei due settori.

- In area brembana, il limite inferiore del ceppo del Brembo è costituito da una superfice marcatamente erosionale, che incide il substrato, la formazione di Tornago ed il conglomerato di Madonna del Castello. I rapporti con queste formazioni plioceniche sono ben esposti lungo la forra del T. Tornago; il contatto con il substrato è osservabile all'altezza di Paladina. Non sono mai visibili i limiti con le unità a ghiaie brembane più antiche (formazione di Cà Marchi e formazione di Almenno Basso): tuttavia, in base alle età ipotizzate, si ritiene che esse siano troncate dal ceppo del Brembo. Rimangono indefiniti i rapporti con il

PROGETTO CARG

conglomerato del Torrente Gaggio e con il sintema di Valtrighe.

Il limite superiore è rappresentato da una superficie erosionale polifasica: il ceppo del Brembo è, infatti, troncato e suturato dal sintema di Brembate, dal supersintema di Ponte S. Pietro, dal supersintema di Lenna e dal sintema del Po. Non son note le relazioni con il supersintema di Almè.

- In area Adda, il limite superiore è, presumibilmente (non si può osservare direttamente, perché corre lungo le parti centrali e sommitali della forra, in genere di difficile accessibilità), di natura erosionale e ricoperto dal ceppo dell'Adda. La superficie sommitale è però caratterizzata dalla presenza di un paleosuolo fortemente pronunciato ben seguibile nell'analisi della geologia di sottosuolo, ma non visibile in affioramento.

La superficie inferiore non è visibile nell'ambito del Foglio 097-Vimercate, ma è anch'essa verosimilmente una superficie d'erosione che ricopre il supersintema di Ronco Briantino (unità sepolta) e i depositi marini (unità sepolta) (Strini, 2001). Poco a S del Foglio, a Trezzo d'Adda, è visibile il limite inferiore: il ceppo del Brembo poggia su una superficie di erosione a tetto di depositi, spessi circa 2 m, costituiti da alternanze di limi, argille e sabbie in parte cementati, ossidati di colore 2.5Y con sottili laminazioni e piccoli gusci di molluschi (Orombelli, 1979) (argille di Conche, Strini, 2001).

Il ceppo del Brembo è, almeno in parte, in eteropia con il ceppo del Naviglio di Paderno. L'eteropia è deducibile dai dati di superficie e dall'analisi delle sezioni di sottosuolo (Strini, 2001). In affioramento lo spessore del ceppo del Brembo si attesta intorno alla cinquantina di metri anche se il limite superiore con il ceppo dell'Adda non è visibile direttamente. Nel sottosuolo si attesta sui 50 m a N, mentre verso S tende a ridursi a una ventina di metri circa.

Il ceppo del Brembo è stato, in seguito, profondamente inciso da una paleoforra, parzialmente coincidente con la gola attuale, colmata dai depositi del supersintema del Ponte di Paderno, e infine è stato troncato e ricoperto dalle ghiaie del supersintema di Besnate e del sintema di Cantù.

LITOLOGIA. Il ceppo del Brembo è costituito da depositi fluviali.

a) in area Adda sono presenti:

- conglomerati costituiti da ghiaie a supporto clastico organizzate in livelli a diversa granulometria, talora alternati a livelli con supporto di matrice; conglomerati costituiti da ghiaie a supporto di matrice, localmente clastico. Matrice arenacea, ciottoli arrotondati in genere con dimensioni massime fino a 10 cm. Presenza di letti e lenti arenacei;

- conglomerati costituiti da ghiaie a supporto clastico, massive. Matrice arenacea, ciottoli con dimensione massima fino a 20 cm, arrotondati;

- sabbie medie laminate con locale cementazione e intercalazioni di sabbia grossolana. La laminazione è disturbata, fino a convoluta. Colore della sabbia irregolare, anche molto arrossato, rosso giallastro 5YR4/6 e livelli millimetrici 2.5YR; sabbie fini grigiastre con patine di alterazione che passano superiormente a sabbie di colore bruno giallastro 10YR5/3.

In corrispondenza di un affioramento localizzato a S di C.na dei Frati (Col-

PROGETTO CARG

nago) è presente all'interno dell'unità un paleosuolo moderatamente sviluppato costituito da 30 cm circa di ghiaia a supporto di matrice limoso argillosa con patine arrossate, ciottoli con dimensione massima in genere centimetrica, raramente fino a 10 cm. Alterazione moderata. Carbonati in parte argillificati e cristallini e metamorfici con *cortex* di alterazione. I più piccoli sono totalmente alterati.

b) in area brembana sono presenti: conglomerati costituiti da ghiaie a prevalente supporto clastico e conglomerati arenacei, al limite tra supporto clastico e di matrice; ciottoli in genere ben arrotondati e subarrotondati, spesso discoidali.

Nella parte più prossimale ai rilievi (sbocco della Val Brembana) le ghiaie presentano caratteri di estrema grossolanità, con dimensioni medie dei ciottoli di 25-30 cm e massime superiori al metro, spostandosi verso S e verso SW si assiste a una riduzione del diametro medio a valori attorno al decimetro e, negli affioramenti più distali, centimetrici. Anche le strutture sedimentarie mostrano variazioni con la latitudine: a N i conglomerati appaiono preferenzialmente organizzati in grossolani strati suborizzontali; più a S prevale una stratificazione incrociata planare più definita e compaiono, con una certa frequenza, lenti e strati arenacei decimetrici, a prevalente stratificazione incrociata planare.

La cementazione è forte, irregolare nelle parti basali: nei livelli meno o non cementati le rocce carbonatiche sono argillificate o decarbonatate fino a dimensioni di 2-3 cm; su ciottoli maggiori *cortex* fino ad 1 cm.

Nel sottosuolo, il ceppo del Brembo si presenta omogeneo, spesso e ben riconoscibile nell'area a NW dell'Adda (Strini, 2001), mentre nell'area a SE e a E dell'Adda diviene meno evidente per la presenza di numerose intercalazioni di sedimenti fini e sabbie.

Il carattere distintivo di questa unità, che ne permette la distinzione dal ceppo del Naviglio di Paderno e da quello dell'Adda, è la notevole abbondanza di ciottoli di provenienza brembana, costituiti da Verrucano Lombardo e vulcaniti.

A W dell'Adda la percentuale di ciottoli brembani può arrivare fino al 40%. Le altre petrografie sono costituite da calcari (40,8%), flysch (16,2%) e da rocce endogeno-metamorfiche (cristallini+metamorfici+quarzo: 21,5%). Sono altresì presenti livelli a netta dominanza di calcari e flysch che testimoniano momentanei apporti locali o l'eteropia con il ceppo del Naviglio di Paderno.

A E dell'Adda e lungo il Brembo la composizione petrografica media vede prevalere le rocce carbonatiche (56%), seguite in proporzioni simili da rocce cristalline e terrigene (23,7 e 20,2, rispettivamente). Nell'ambito delle rocce sedimentarie terrigene prevalgono, in genere, le arenarie e i conglomerati a cemento siliceo del Verrucano Lombardo.

Rispetto al ceppo dell'Adda, il ceppo del Brembo definisce un campo di esistenza caratterizzato da una maggiore abbondanza di Verrucano Lombardo e vulcaniti che assumono il ruolo di litologie diagnostiche. Ulteriori differenze consistono nella presenza di maggiori quantità di rocce endogeno/metamorfiche (16%-46%) e, complessivamente, da tenori più bassi di rocce sedimentarie terrigene (8%-38%) nel ceppo del Brembo.

PROGETTO CARG

AREA DI AFFIORAMENTO. Il ceppo del Brembo affiora nelle incisioni dei fiumi Brembo e Adda. Lungo il corso del Brembo è osservabile nel tratto Almenno - Ponte S. Pietro e nel tratto Filago - Brembate Sotto, mentre nella forra dell'Adda affiora con continuità tra Suisio e Brembate Sotto.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il ceppo del Brembo forma l'ossatura dell'alta pianura tra lo sbocco della Val Brembana e la confluenza dei fiumi Brembo e Adda: esso è visibile lungo le incisioni dei principali corsi d'acqua, dove origina forre caratterizzate da pareti verticali che raggiungono altezze di parecchie decine di metri. Poiché è stato ripetutamente eroso e ricoperto da depositi di altre unità, non dà mai origine a morfologie proprie.

Esso è stato deposto in un contesto di piana alluvionale pedemontana a regime *braided*, che entrava in coalescenza verso W con un'analoga piana ad alimentazione locale (ceppo del Naviglio di Paderno); il limite occidentale di tale piana doveva localizzarsi lungo l'allineamento Almenno-Suisio (Orombelli, 1979; Rossi & Rigamonti, 2000) e proseguire, in sponda destra dell'Adda, secondo la direttrice Porto d'Adda - Colnago - Roncello (dati di sottosuolo; Strini, 2001).

Nei pressi di Colnago si nota che il ceppo del Brembo si appoggia, nei livelli inferiori, ad un alto formato da sedimenti marini. Verso S, in corrispondenza di Roncello questo alto non è più presente. Nella prima fase di deposizione la piana costituita dal ceppo del Brembo era quindi separata da quella del ceppo del Naviglio di Paderno nel settore N e le due piane diventavano eteropiche solo a S di Roncello. In una fase successiva, con il riempimento della valle del ceppo del Naviglio di Paderno e l'accumularsi dei depositi del ceppo del Brembo fino a superare l'alto delle unità marine, le due piane alluvionali sono diventate coalescenti anche nella porzione più settentrionale.

ETÀ. Il ceppo del Brembo è attribuito al Pleistocene inferiore, in quanto eteropico al ceppo del Naviglio di Paderno.

10.2.3.9. - Supersintema di Almè (**AM**)

DEFINIZIONE. Ghiaie massive (depositi fluvioglaciali). Superficie superiore caratterizzata da un profilo di alterazione molto evoluto, di spessore non valutabile; colore 7.5YR. Alla sommità duplice copertura loessica, con episodio basale a *fragipan*.

Il supersintema di Almè comprende depositi fluvioglaciali di provenienza brembana relativi a più episodi glaciali, caratterizzati da un profilo d'alterazione evoluto e, in prevalenza, da una copertura loessica complessa, con almeno un episodio basale a *fragipan*.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione, coincidente in parte con l'Unità di Brembate (Rossi & Rigamonti, 2000). In precedenza i depositi erano così definiti: Anaglaciale Riss I "*Diluvium* medio" *Auct. p.p.* (Venzo, 1950); Riss: fluvioglaciale ad argille arancio in tutta la massa ("*Diluvium* medio" *Auct.*) e Riss:

PROGETTO CARG

fluvioglaciale alterato per circa 1 m "livello fondamentale della Pianura" *p.p.* (Servizio Geologico d'Italia, 1954); *Diluvium* recente *p.p.* (Riva, 1957); Alluvioni del *Diluvium* medio (Desio & Villa, 1960); *Quaternaire recent* (Würm) *p.p.* (Gabert, 1962); Fluvioglaciale rissiano II-würmiano *p.p.* (Comizzoli *et alii*, 1969).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite superiore dell'unità è una superficie erosionale su cui giacciono limi pedogenizzati. La sequenza sommitale tipica delle ghiaie è formata da una doppia copertura loessico/colluviale, con episodio basale a *fragipan* (Copertura Loessica 10YR - Copertura Loessica 10YR Screziato).

Lo spessore del profilo d'alterazione non è noto, per la mancanza di spaccati sufficientemente profondi (>4 m). Le rocce a componente carbonatica sono completamente alterate; le metamorfiti sono alterate; le vulcaniti presentano *cortex* plurimillimetrici o fragili; le rocce terrigene a cemento siliceo sono a volte fragili. Il colore della matrice è 7.5YR e, in subordine 10YR. In alcuni settori la superficie superiore è suturata da limi massivi, di colore 10YR e con ciottoli poligenici sparsi, di origine colluviale del supersintema di Palazzago, sedimentati in più episodi.

In alcune sezioni si osservano, alla sommità delle ghiaie, depositi fluviali (da limi ghiaiosi a ghiaie a supporto di matrice) di origine locale, di attribuzione incerta, con sviluppo di glosse irregolari e di patine e impregnazioni di Fe-Mn.

L'unità è terrazzata dal sintema di Brembate.

Il limite inferiore è una superficie erosionale che incide il substrato roccioso (Fig. 13).

LITOLOGIA. L'unità è costituita da depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto di matrice e clastico. Matrice variabile, con prevalenza della componente limosa e argillosa; localmente può assumere importanza la frazione sabbiosa. Ciottoli arrotondati, centimetrici e decimetrici. Petrografia: rocce terrigene a cemento siliceo (arenarie e conglomerati del Verrucano), vulcaniti (Formazione di Collio?), rocce cristalline; selci e quarzo; comunemente assenti, ma localmente significativi carbonati e rocce terrigene carbonatiche.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il supersintema affiora, in riva sinistra del Brembo, tra Villa d'Almè e Almè (fino all'altezza di Brughiera). In riva destra affiora in corrispondenza di Almenno San Salvatore (Cimaer).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. In sponda sinistra del Brembo l'unità forma un terrazzo che si segue fino a circa 300 m a S del cimitero di Almè; alcuni tratti (bivio Bergamo - Ponte S. Pietro) sono di individuazione problematica. A S del cimitero scompare ogni discontinuità morfologica e la superficie si fonde con quella del sintema di Brembate; il limite pertanto è incerto. Le quote del terrazzo variano tra 295-285 m.

In sponda destra l'unità è associata a un terrazzo di modesta evidenza morfologica, ad eccezione del suo limite orientale, che si estende tra q. 305-300 m, presso Almenno San Salvatore.

Il supersintema rappresenta una fase di aggradazione fluvioglaciale, coincidente con un'avanzata glaciale in Val Brembana; si è trattato, presumibilmente,

PROGETTO CARG

di un evento sedimentario di importanza relativa, dal momento che i suoi depositi sono stati largamente erosi e ricoperti da quelli successivi (sintema di Brembate).

ETÀ. In base alla struttura delle sequenze sommitali e ai caratteri del profilo d'alterazione, il supersintema di Almè viene attribuito al Pleistocene medio.

10.2.3.10. - Sintema di Brembate (**BEB**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a supporto clastico (depositi fluvioglaciali). Superficie superiore caratterizzata da un profilo di alterazione evoluto, con spessore tra 5,5 e 8 m; colore 7.5YR. Copertura loessica sempre presente.

SINONIMI. Unità istituita come Unità di Brembate da Rossi & Rigamonti (2000). Precedentemente essa è stata così definita: Anaglaciale Riss I "*Diluvium* medio" *Auct. p.p.* (Venzo, 1950); Riss: fluvioglaciale ad argille arancio in tutta la massa ("*Diluvium* medio" *Auct.*) e Riss: fluvioglaciale alterato per circa 1 m "livello fondamentale della Pianura" *p.p.* (Servizio Geologico d'Italia, 1954); *Diluvium* recente *p.p.* (Riva, 1957); Alluvioni del *Diluvium* medio (Desio & Villa, 1960); *Quaternaire recent* (Würm) *p.p.* (Gabert, 1962); Fluvioglaciale rissiano II - würmiano *p.p.* (Comizzoli *et alii*, 1969).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore delle ghiaie, fortemente ondulata a scala metrica e quindi erosionale, è suturata dai limi della Coltre Loessica 10YR, con spessori variabili da 0,5 a 2,5 m. L'unità, inoltre, è terrazzata assialmente, lungo il corso attuale del Brembo, dall'unità di Ponte San Pietro (Fig. 13) e, nella sua parte occidentale (sponda destra del Brembo), dall'unità di Bonate, entrambe appartenenti al supersintema di Besnate nonché dall'unità del Torrente Lesina (supersintema di Palazzago); sulla piana di Brembate viene ricoperta, senza discontinuità morfologiche, dalle unità di Arzenate e di C.ne Zanchi, entrambe del supersintema di Palazzago. Ad E è incisa e coperta dal supersintema della Morla (bacino della Morla).

Il limite inferiore è ancora rappresentato da una superficie erosionale che incide il conglomerato di Madonna del Castello, il ceppo del Brembo, il conglomerato del Torrente Gaggio e il supersintema di Almè; parte di quest'ultima unità viene solo ricoperta.

L'alterazione interessa le metamorfiti e alcune intrusive, le rare rocce a componente carbonatica e parte delle vulcaniti; le rocce terrigene a cemento siliceo possono essere fragili. L'elevata percentuale di rocce silicee presenti (vulcaniti e rocce terrigene permiane) giustifica l'apparentemente scarsa alterazione delle ghiaie. I depositi sono alterati fino alle massime profondità osservate negli scavi (oltre 5 m); in corrispondenza dell'incisone del T. Tornago, il suolo raggiunge uno spessore di 8 m, interessando completamente le ghiaie fino al sottostante orizzonte calcico (1,5 m). Patine d'argilla illuviale sono presenti, anche in quantità elevata, fino ad una profondità di oltre 5 m (limite inferiore non raggiunto).

LITOLOGIA. L'unità è costituita da:

- ghiaie a supporto clastico, con matrice prevalentemente limoso argillosa,

PROGETTO CARG

con frazione sabbiosa variabile; colore 7.5YR, subordinatamente 10YR e 5YR. Ciottoli ben arrotondati, con prevalenza di forme discoidali ed ellissoidali, da centimetrici a decimetrici. Petrografia: prevalgono i litotipi brembani tipici, quali le arenarie e i conglomerati del Verrucano, vulcaniti e vulcanoclastiti della Formazione di Collio; in quantità minori sono presenti elementi del basamento cristallino sudalpino; i carbonati sono comunemente assenti o scarsi.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità si rinviene a partire dallo sbocco della Val Brembana; in sponda destra del Brembo essa termina all'altezza di Ponte S. Pietro, mentre in riva sinistra prosegue sino a Treviolo.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità mostra una forte asimmetria nello sviluppo areale tra la sponda destra e sinistra del Brembo. In riva destra costituisce una ristretta fascia, delimitata, fatta eccezione per l'area tra Arzenate e Tresolzio, da una netta scarpata con dislivelli variabili tra 3 (Tresolzio-Sottoriva) e 15 m (Campino-San Giuseppe). In riva sinistra essa forma una fascia più larga e più estesa verso S.

Nelle parti più settentrionali sono distinguibili, su entrambe le sponde del Brembo, due sistemi di terrazzi, morfologicamente ben distinti, ma pedologicamente omogenei.

Il sintema di Brembate testimonia una fase importante di aggradazione dell'alta pianura, in connessione con una delle numerose espansioni dei ghiacciai brembani nel Pleistocene medio.

ETÀ. La sistematica presenza di una singola copertura loessica e i caratteri pedologici portano ad attribuire l'unità al Pleistocene medio.

10.2.3.11. - Supersintema della Colma del Piano (**CM**)

Nelle sue linee generali il supersintema della Colma del Piano viene descritto tra le unità del Bacino dell'Adda. Per quanto riguarda il bacino del Brembo, nell'area del Foglio 097-Vimercate, il supersintema della Colma del Piano è rappresentato da depositi fluvioglaciali che costituiscono terrazzi con spessori compresi tra i 15 e i 50 m, sviluppati sui versanti della Val Brembana all'altezza di Zogno. Sono state riconosciute due unità informali di rango inferiore che non trovano rappresentazione alla scala 1:50.000 ma sono state distinte nella cartografia geologica regionale alla scala 1:10.000 e sono contenute nella relativa Banca Dati.

ETÀ. Per la definizione stessa dell'unità e per i rapporti stratigrafici, il supersintema della Colma è più vecchio del sintema di Cantù; la sua età è quindi Gelasiano - Pleistocene superiore. Sulla base dell'alterazione si ritiene che le unità presenti in Val Brembana nel Foglio 097-Vimercate siano del Pleistocene medio.

Unità di Inzogno: affiora in destra idrografica del Brembo a Inzogno e nell'area dell'abitato di Zogno, tra i 310 e i 325 m di quota. È costituita da ghiaie a supporto clastico, con ciottoli di dimensioni comprese tra 2 e 25 cm ben

PROGETTO CARG

arrotondati, in abbondante matrice sabbiosa e sabbie da medie a grossolane con laminazione obliqua, in corpi lenticolari. L'alterazione è ridotta con decarbonatazione parziale della matrice entro i primi 50 cm.

Unità di Stabello: affiora in sinistra idrografica del Brembo, nella conca di Zogno tra i 300 e i 370 m di quota. È costituita da ghiaie a supporto clastico, con ciottoli ben arrotondati di dimensione massima 40 cm, spesso discoidali in abbondante matrice sabbiosa. Alcuni affioramenti presso Cassettone sono parzialmente cementati. L'alterazione è ben marcata nei primi metri, con decarbonatazione totale anche dei ciottoli decimetrici; la matrice sabbiosa risulta pressoché interamente argillificata. Sono inalterati i clasti silicei, mentre i ciottoli di Verrucano Lombardo presentano un *cortex* di alterazione molto friabile.

10.2.3.12. - Supersintema di Besnate (**BE**)

Nelle sue linee generali il supersintema di Besnate viene descritto tra le unità del Bacino dell'Adda. Per quanto riguarda il bacino del Brembo, il supersintema di Besnate comprende due unità non direttamente correlabili con le analoghe del Bacino dell'Adda.

10.2.3.12.1. - Unità di Ponte San Pietro (**BPO**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a supporto clastico con matrice sabbiosa e sabbioso limosa, carbonatica; ciottoli arrotondati, spesso discoidali, in prevalenza carbonatici; limi di esondazione a tetto: depositi fluvioglaciali. Profili d'alterazione relativamente poco evoluti, che raggiungono spessori compresi tra 1,4 e 2 m, di colore prevalente 7.5YR. La copertura loessica è comunemente assente.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione, parzialmente coincidente con l'Unità di Treviglio di Rossi & Rigamonti (2000). Dagli Autori precedenti è definita come: Anaglaciale Riss II "Livello della Pianura" *p.p.* (Venzo, 1950); Riss: fluvioglaciale alterato per circa 1 m "livello fondamentale della Pianura" *p.p.* (Servizio Geologico d'Italia, 1954); Diluviale Recente *p.p.* (Riva, 1957); *Quaternaire recent* (Würm) *p.p.* (Gabert, 1962); Fluvioglaciale rissiano II - würmiano *p.p.* (Comizzoli *et alii*, 1969).

SUPERFICI LIMITI E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Nella parte settentrionale e centrale dell'area di affioramento l'unità di Ponte San Pietro terrazza, ricoprendoli in discordanza, il conglomerato di Madonna del Castello, il ceppo del Brembo, i depositi fluvioglaciali del sintema di Brembate e, in sponda destra del Brembo, tra Ponte S. Pietro e Brembate, quelli del supersintema di Besnate del bacino dell'Adda. Più a S essa risulta a sua volta debolmente incisa dal sintema di Cantù, mentre al suo limite meridionale viene suturata, senza esserne troncata erosionalmente, da depositi palustri e fluviali del sintema del Po. In corrispondenza dello sbocco del T. Tornago, le ghiaie sono ricoperte, in discon-

PROGETTO CARG

tinuità, da sequenze clastiche di conoide (unità di Cà Biagidi del supersintema di Palazzago).

Sembra inoltre possibile riconoscere più corpi sedimentari nell'ambito dell'unità stessa, con identici caratteri pedologici, organizzati in sistemi di terrazzi.

II suolo più rappresentativo sviluppato alla sommità dell'unità di Ponte San Pietro è un alfisuolo, con matrice a tessitura variabile (da limoso argillosa a limoso sabbiosa) e colori 7.5YR (prevalente) e 10YR; la sommità dell'orizzonte C raggiunge profondità comprese tra 140 e 200 cm; carattere ricorrente è la presenza di un orizzonte di transizione al substrato piuttosto spesso (fino a 50 cm). Questi suoli prevalgono nella porzione settentrionale dell'unità, ma a S di Treviolo, dove l'unità si espande arealmente, compaiono diffusamente inceptisuoli e gli alfisuoli appaiono decisamente meno evoluti (profondità media dell'orizzonte C mai superiore al metro) e spesso rimaneggiati alla sommità. Questa distribuzione viene confermata dalla carta pedologica dell'area (ERSAL, 1992), secondo la quale gli inceptisuoli ricorrono su tutta la pianura tra Dalmine e Osio Sotto, mentre più a N prevalgono alfisuoli con profondità superiore ai 2 m.

LITOLOGIA. L'unità è costituita da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto clastico con matrice sabbiosa e sabbioso limosa, carbonatica. Ciottoli prevalentemente arrotondati, spesso discoidali, con dimensioni prevalenti tra 2 e 10 cm e diametro massimo osservato di 45 cm. La composizione petrografica delle ghiaie è stata valutata con alcune stazioni di conteggio; si osserva un campo di variabilità molto ristretto, caratterizzato da elevate percentuali di rocce carbonatiche (73,2%) e da quantità non elevate di rocce sedimentarie terrigene (14%) ed endogeno/metamorfiche (12,8%).

Alla sommità delle ghiaie possono essere presenti spessori pluridecimetrici (fino ad oltre 1 m) di limi a diffusi ciottoli arrotondati; poiché il limite è, comunemente, graduale sono stati interpretati come *top* pelitico fluviale (limi di esondazione); è anche possibile che, in alcune situazioni, la loro origine possa essere ricondotta a pratiche agricole di spietramento.

Prevale una grossolana stratificazione suborizzontale o, molto raramente, incrociata planare; discontinue lenti e livelli sabbioso ghiaiosi e pelitici.

Localmente compare una debole e irregolare cementazione, che può interessare spessori metrici di ghiaie.

AREA D'AFFIORAMENTO. L'unità affiora, nell'ambito dell'area in esame, tra lo sbocco della Val Brembana (Almenno S. Salvatore) e Brembate, lungo il corso del F. Brembo.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità di Ponte San Pietro mostra una distribuzione areale marcatamente asimmetrica, poiché si sviluppa in prevalenza sulla sponda sinistra del Brembo, analogamente al sintema di Brembate. Anche i caratteri morfologici presentano variazioni areali, differenziandosi tra il settore settentrionale e quello centromeridionale dell'area di affioramento.

Nel settore settentrionale, il supersintema forma strette piane fluvioglaciali, con larghezze comprese tra 50 e 350 m, lievemente incassate nella valle del

PROGETTO CARG

Brembo, in posizione immediatamente sottostante a quelle del sintema di Brembate. Le piane sono organizzate in un numero non precisabile di terrazzi spaiati (se ne riconoscono almeno tre ordini), di grande sviluppo longitudinale complessivo, ma individualmente molto discontinui e, pertanto, di difficile correlazione morfologica, tenuto conto anche delle esigue differenze di quota tra essi.

Nel settore centromeridonale, l'unità si espande arealmente verso E, raggiungendo una larghezza massima di 3 km circa. La superficie della pianura tra Brembate e Osio Sotto è debolmente articolata da una serie di convessità di bassissima evidenza morfologica, al di sotto del limite di cartografabilità. Queste forme a debolissimo rilievo, di dimensioni decametriche, sono interpretabili come tracce diffuse di corsi d'acqua a canali intrecciati, connesse geneticamente alla piana dalla quale si elevano.

Lungo l'incisione del Brembo la superficie principale è limitata da scarpate con dislivelli fino a 10 m. Al supersintema sono anche attribuiti, su base geometrica, tutti i terrazzi alti presenti nella valle del Brembo, a S di Curno.

L'unità di Ponte San Pietro rappresenta un sistema di piane fluvioglaciali, aggradate allo sbocco della Val Brembana durante più episodi di espansione glaciale.

ETÀ. L'unità, in base alla posizione e ai caratteri pedologici, comprende l'equivalente stratigrafico brembano del supersintema di Besnate del bacino dell'Adda; viene assegnata, pertanto, al Pleistocene medio - Pleistocene superiore.

10.2.3.12.2. - Unità di Bonate (**BTE**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a supporto clastico, con ciottoli arrotondati e matrice sabbiosa (depositi fluvioglaciali). Superficie limite superiore caratterizzata da alfisuoli con spessore di 2 m circa; colori da 8 a 10YR. Copertura loessica non osservata.

SINONIMI. Si tratta di un'unità di nuova istituzione, corrispondente alla parte dell'unità di Treviglio affiorante a S di Ponte San Pietro, in riva destra del Brembo, in Rossi & Rigamonti (2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite superiore coincide con la superficie topografica; essa è ricoperta dall'unità del Torrente Lesina del supersintema di Palazzago; inoltre, in corrispondenza del F. Brembo, è terrazzata dal supersintema di Lenna e dal sintema del Po. Le ghiaie supportano alfisuoli caratterizzati da una moderata rubefazione (10YR), da orizzonti argillitici ben espressi (marcata illuviazione e spessori anche superiori al metro) e da spessi orizzonti di transizione al substrato, che viene raggiunto ad una profondità media di circa 2 m. Inferiormente l'unità sutura una superficie erosionale che incide il ceppo del Brembo e terrazza il sintema di Brembate.

LITOLOGIA. L'unità è costituita da depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto clastico, con matrice sabbiosa; ciottoli da arrotondati (prevalenti) a subspigolosi,

PROGETTO CARG

centimetrici e decimetrici; presenza di livelli sabbiosi. La composizione petrografica indica una provenienza brembana, con prevalenza di carbonati, seguiti da rocce del basamento, rocce sedimentarie silicee e carbonatiche e vulcaniti.

Verso il limite occidentale si osserva una variazione petrografica: aumentano le rocce terrigene a cemento carbonatico e di basamento, diminuiscono le rocce carbonatiche (localmente assenti), le vulcaniti e le rocce terrigene silicee. Più ad W si passa a petrografie tipiche del supersintema di Besnate del bacino dell'Adda. Il passaggio tra le due unità è, pertanto, transizionale e avviene in una fascia della larghezza di qualche centinaio di metri.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità affiora esclusivamente in sponda destra del F. Brembo, tra Ponte S. Pietro e Filago.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il sintema di Bonate forma una stretta fascia, con larghezza non superiore al chilometro, che decorre in riva destra del Brembo. Essa è limitata, lungo l'incisione fluviale, da scarpate subverticali di altezza compresa tra 5 e 25 m, mentre, verso W, il passaggio al contiguo supersintema di Besnate indistinto del bacino dell'Adda avviene in totale continuità morfologica.

I dati emersi dal rilevamento indicano un'eteropia con il supersintema di Besnate del bacino dell'Adda: stretta similarità dei profili pedologici, assenza di discontinuità morfologiche e la miscelazione delle petrografie. All'epoca della loro deposizione, pertanto, nella piana a S di Prezzate si verificava la confluenza tra i *sandur* edificati dal ghiacciaio brembano e dal ramo di Pontida del ghiacciaio dell'Adda; le piane decorrevano in direzione NNE-SSW, mantenendosi distinte; solo in corrispondenza del limite si verificava un limitato scambio di materiali, come evidenziato dalla fascia a petrografia mista.

ETÀ. Pleistocene medio - Pleistocene superiore.

10.2.3.13. - Supersintema di Lenna (**LE**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a supporto clastico (depositi fluvioglaciali). Superficie superiore caratterizzata da un profilo di alterazione poco evoluto, con spessore non superiore a 1 m; colore 10YR. Copertura loessica assente.

SINONIMI. Unità di recente istituzione, parzialmente coincidente con l'Unità di Treviglio, con l'Unità postglaciale e con l'Unità di Baresi del Complesso del Brembo di Rossi & Rigamonti (2000). Dagli Autori precedenti è indicata come: Fluvioglaciale ghiaioso, terrazzato (Würm) (Servizio Geologico d'Italia, 1954); A1 e Qcg (Comizzoli *et alii*, 1969).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite superiore coincide, comunemente, con la superficie topografica, incisa dal F. Brembo e terrazzata da depositi del sintema del Po. Il limite inferiore è una superficie erosionale che incide l'unità di Ponte San Pietro e l'unità di Bonate del supersintema di Besnate. Tra Brembate Sopra e Ponte San Pietro e, molto limitatamente all'altezza di Filago, il limite erosionale tronca anche il ceppo del Brembo.

PROGETTO CARG

I profili d'alterazione sono da scarsamente a moderatamente evoluti, con una marcata variabilità dei tipi pedologici. In base alle osservazioni effettuate e alla carta dei suoli dell'area (ERSAL, 1990, 1992) si può definire il seguente quadro:

- in sponda destra il profilo più rappresentativo è un alfisuolo, con profondità dell'orizzonte C non superiore al metro (tra 50 e 90 cm), matrice da limoso debolmente argillosa a limoso sabbiosa, di colore prevalente 10YR;
- in sponda sinistra si osservano alfisuoli con caratteri analoghi fino all'altezza di Ponte San Pietro; più a S prevalgono inceptisuoli.

LITOLOGIA. Il supersintema di Lenna è costituito da depositi fluvioglaciali: ghiaia a prevalente supporto clastico, con matrice sabbiosa o sabbioso limosa; il supporto di matrice può essere presente nelle parti sommitali, pedogenizzate. Ciottoli arrotondati e subarrotondati, con dimensioni da centimetriche (prevalenti) a decimetriche. La composizione petrografica è dominata da rocce carbonatiche, con quantità subordinate di rocce terrigene (con prevalenza di quelle a cemento carbonatico), rocce del basamento (principalmente metamorfiti) e vulcaniti.

Localmente, si osservano limi e limi ciottolosi sommitali, di spessore pluridecimetrico (fino ad 1 m), con limite netto, interpretati come facies di esondazione.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il supersintema di Lenna è limitato all'incisione del F. Brembo, a Zogno e nel tratto tra Brembate Sopra e Filago.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il supersintema di Lenna costituisce ristrette piane fluvioglaciali, con ridotto spessore di sedimenti, confinate all'interno della valle del Brembo, con dislivelli variabili tra 6 e 15 m (mediamente 10-12 m) rispetto all'alveo attuale.

Si identificano due o più ordini di terrazzi, spaiati, che decorrono da quota 240 m circa (estremo settentrionale dei terrazzi di Brembate Sopra - Valbrembo) a 175 m (terrazzi di Filago - Osio Sotto). Poiché non è possibile una correlazione in base ai criteri pedologici, data la variabilità dei suoli riscontrata, l'attribuzione delle superfici al sintema è stata effettuata su base geometrica. Le superfici dei terrazzi sono spesso articolate da modesti terrazzamenti interni di scarsa persistenza longitudinale e da aree leggermente depresse e rilevate, riconducibili a paleoalvei; la loro presenza potrebbe rendere conto dell'osservato ringiovanimento dei suoli, testimoniato dalla diffusione di inceptisuoli.

Il supersintema di Lenna rappresenta la piana fluvioglaciale LGM aggradata allo sbocco della Val Brembana.

ETÀ. In base alla distribuzione altimetrica e ai caratteri pedologici, il supersintema di Lenna viene attribuito al Pleistocene superiore.

10.2.4. - *Unità del Bacino dell'Adda*

Il bacino dell'Adda nel Foglio 097-Vimercate comprende la Valle dell'Adda a S dei laghi sino a Trezzo d'Adda e, di conseguenza, tutto il Lobo di Lecco dei ghiacciai quaternari e i relativi *sandur*. Le unità presenti sono quindi quasi esclusivamente glaciali.

PROGETTO CARG

10.2.4.1. - Argille di Conche (**ONC**)

DEFINIZIONE. Limi, limi argillosi sabbiosi; argilla; sabbia. Locale laminazione. Presenza di resti vegetali in alcuni livelli. Da grigie a fortemente arrossate e screziate (depositi marini, di laguna e lacustri).

SINONIMI. Fin dai primi studi geologici dell'area, le argille e i limi rinvenibili lungo la forra dell'Adda alla base del ceppo sono state interpretate come depositi di ambiente lacustre e ritenute prevalentemente di età villafranchiana. Tra i lavori più significativi si possono citare quello di Corti (1895), che individua faune a molluschi continentali e diatomee nivali in argille intercalate al ceppo basale presso Capriate San Gervasio, e quello di Venzo (1950) che distingue un Villafranchiano inferiore di clima caldo (per il ritrovamento di un molare di *Anancus arvernensis* in un affioramento all'altezza di Paderno) e un Villafranchiano superiore già caratterizzato da un raffreddamento climatico (presenza di diatomee nivali nelle "argille di Capriate").

Le argille di Conche sono comprese nelle Argille sotto il Ceppo di Riva (1957). In questa unità gli Autori precedenti accorpavano le argille presenti sotto tutti i conglomerati lombardi, considerandole un orizzonte più o meno continuo. Orombelli (1979) descrive queste argille riconoscendone la posizione alla base della successione di conglomerato, ma senza istituire alcuna unità formale.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie superiore non è mai visibile direttamente ma è verosimilmente una superficie di erosione. Essa non è visibile sia perché il sovrastante ceppo del Naviglio di Paderno è stato coinvolto in imponenti fenomeni di frana, sia perché è sempre presente una consistente copertura detritica che maschera il contatto tra le due litologie. I sedimenti di questa unità sono coperti dal ceppo del Naviglio di Paderno e da depositi del sintema del Po, sia in facies di frana (provenienti dalle pareti del *canyon* dell'Adda) sia in facies fluviale (depositi dell'Adda) (Fig. 17).

La superficie limite inferiore è sconosciuta in quanto i ridotti spessori degli affioramenti non raggiungono mai il limite di base; secondo dati di sondaggio (Caldara *et alii*, 1988) le argille presenti alla base dei conglomerati poggiano in discordanza angolare sul substrato cretacico-paleogenico, a profondità comprese tra 20 e 60 m.

LITOLOGIA. Le argille di Conche sono costituite da:

- limo argilloso sabbioso di colore 10YR, con abbondanti screziature a "graticcio"; limo sabbioso di colore 2.5YR passante verso l'alto a limi argillosi sabbiosi; limo argilloso con clasti sparsi, colore 10YR;
- limo argilloso di colore 5GY nella parte sommitale, con resti vegetali di dimensione decimetrica. Argilla nera scagliosa leggermente indurita;
- argilla limosa di colore 2.5Y, argilla sabbiosa con accenno di stratificazione quasi verticale con resti fossili e sporadici clasti alterati. Limo argilloso debolmente sabbioso (sabbia fine), ossidato; massa di fondo di colore 5Y e 10YR con abbondantissime screziature 10YR. In sezione sottile le argille "screziate" mostrano un arricchimento di argilla secondaria riconducibile alla formazione di un suolo.

PROGETTO CARG

In riva sinistra dell'Adda è attualmente esposto un unico affioramento, costituito da circa 1 m di limi argillosi massivi, pedogenizzati e fagliati. Una faglia separa due blocchi con caratteri differenti: una parte è fortemente rubefatta (5YR4/4) e presenta diffuse plaghe di materiale decolorato (5Y7/1) a limiti netti. In contatto laterale si osservano limi argillosi ocracei (2.5Y5/6) con masse sbiancate analoghe alle precedenti.

Sempre in riva sinistra, Orombelli segnala, all'altezza di Conche (a valle del ponte di Paderno), argille massive grigie, screziate, con faune a ostreidi (Rossi & Rigamonti, 2000).

L'analisi micropaleontologica delle argille non ossidate ha dato risultati nulli. Venzo (1950) riferisce il rivenimento di un molare di *Anancus arvernensis* in queste argille presso la Diga Vecchia (a valle del Ponte di Paderno).

Fig. 17 - *Argille di Conche sotto il ceppo del Brembo (affioramento alla base del Castello di Trezzo sull'Adda).*

PROGETTO CARG

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità affiora all'interno della forra dell'Adda sulla riva destra in piccoli affioramenti a livello del fiume. Essi sono visibili solo con il fiume particolamente basso. In riva sinistra, l'unità affiora in un'unica esposizione, circa 2 m sopra il livello medio del fiume, tra Molino e Conche (a valle del Ponte di Paderno). In letteratura erano segnalati, fino all'inizio del secolo, affioramenti significativi anche presso Capriate San Gervasio. Prima della costruzione del Naviglio di Paderno era presente un affioramento presso la Diga Vecchia.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Le argille non hanno morfologia propria in quanto affiorano troppo sporadicamente per essere significative. Tuttavia esse influiscono sulle morfologie circostanti in quanto costituiscono un livello plastico sul quale si impostano importanti movimenti in massa lungo il *canyon* dell'Adda (Caldara *et alii*, 1988). Esse, inoltre, costituendo un orizzonte impermeabile, danno origine a un allineamento di sorgenti, spesso diagnostico per riscontrare l'unità. La variabilità all'interno della formazione è accentuata. Infatti sono presenti sia argille "azzurre" con resti vegetali, sia limi e limi sabbiosi grigi, sia livelli molto ossidati. La lontananza e la discontinuità degli affioramenti impedisce una loro giusta correlazione stratigrafica. È quindi possibile che i diversi affioramenti appartengano ad ambienti diversi e che abbiano posizione differente nella successione stratigrafica. Il fatto che in taluni affioramenti sembrino essere presenti, alla base delle argille, livelli di conglomerato, suggerisce che almeno in parte le argille di Conche testimonino un ambiente di laguna o marino non distante dalla costa in cui si hanno ancora consistenti apporti dalla terraferma. La presenza di livelli interpretabili come paleosuoli denuncia l'emersione, almeno a livello locale, delle argille.

ETÀ. L'età di questa unità è dubbia. Le uniche indicazioni di età sono la segnalazione del molare di *Anancus Arvernensis* e di ostreidi. Esse però sembrano constrastare tra loro. È probabile quindi che esistesse una lunga sequenza di materiali fini comprendente sia sottostanti depositi marini che sovrastanti depositi di acqua dolce. La sequenza, tuttavia, è stata pesantemente deformata dai movimenti franosi (Caldara *et alii*, 1988) così da sconvolgere gli originari rapporti tra i livelli fini. Questo sembra anche avvalorato dalla presenza di laminazione verticalizzata in un affioramento. In ogni caso, dato che le argille di Conche sono coperte dal ceppo del Naviglio di Paderno sono di età più antica del Pleistocene inferiore.

10.2.4.2. - Supersintema della Colma del Piano (**CM**)

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

PROGETTO CARG

cementati, a coperture indistinte o, persino, a singoli erratici, non sono correlabili con le unità descritte in anfiteatro. Allo stesso modo nelle valli Brembana e Seriana sono compresi nel supersintema tutti i depositi antichi non correlabili con le unità riconosciute negli anfiteatri vallivi (Foglio 077-Clusone). All'interno del supersintema della Colma del Piano, in particolari zone, sono distinguibili unità 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 separazioni, se non informali.

Nel Foglio 097-Vimercate, relativamente al bacino dell'Adda, l'unica unità informale presente non è stata distinta ed è stata cartografata insieme al supersintema della Colma del Piano indistinto.

DEFINIZIONE. Diamicton massivi, erratici isolati (depositi glaciali). Ghiaie alterate, limi e argille arrossati (depositi di versante). La superficie limite superiore è caratterizzata da assenza di morfologia conservata, copertura loessica presente, profilo di alterazione molto evoluto che interessa l'intero spessore dei depositi, colore 7.5YR.

SINONIMI. L'unità è stata definita alla Colma del Piano (Pian del Tivano, Como) come Complesso Glaciale della Colma (Bini, 1983, 1987) e comprende tutti i depositi più antichi del sintema di Cantù affioranti nei settori montani e vallivi. È costituita sicuramente da più Episodi glaciali che sono ben riconoscibili in zona di anfiteatro come unità distinte, ma che in zona montana, data l'alta energia di rilievo, non sono più riconoscibili a causa dell'erosione (Bini, 1997a). Successivamente, con l'introduzione delle unità allostratigrafiche, è stata denominata Allogruppo della Colma (Felber, 1993; Bini, 1997a; Bini *et alii*, 2001), Unità della Colma (Rossi & Rigamonti, 2000), e infine supersintema della Colma del Piano. Corrisponde al cosiddetto "Morenico sparso" o "scheletrico" degli Autori precedenti e attribuito al Mindel o al Riss.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il supersintema della Colma copre il substrato roccioso. Per quanto riguarda i depositi glaciali i rapporti a tetto non sono mai direttamente osservabili. Geometricamente il supersintema della Colma è coperto in discordanza dal sintema di Cantù, mentre, per quanto riguarda i depositi di versante, il sintema di Cantù erode e si sovrappone al supersintema della Colma.

LITOLOGIA. Il supersintema della Colma comprende *till* in piccoli lembi residui, alterati e privi di morfologia, per cui non è più riconoscibile la facies del deposito, ed erratici isolati di dimensioni variabili, resti dell'erosione a cui è stata sottoposta l'unità. Comprende inoltre depositi di versante fortemente pedogenizzati e depositi loessici anch'essi pedogenizzati.

Nel supersintema della Colma le sezioni significative sono estremamente rare.

Nel Foglio 097-Vimercate e nel contiguo Foglio 076-Lecco fanno parte del supersintema anche i depositi cementati riunti nell'unità di Val Fontana che

PROGETTO CARG

comprende:

- *till s.l.* e tilliti: diamicton e diamictiti massivi, a supporto di matrice da molto sovraconsolidati a cementati. Ciottoli sia esotici sia carbonatici, spesso striati. Sembrano in genere *till* di alloggiamento, ma la forte compattazione e la cementazione rendono difficile l'identificazione della facies;
- depositi fluvioglaciali e alluvionali: non differiscono dagli analoghi depositi di altre unità, salvo per il fatto di essere cementati.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il supersintema della Colma affiora all'esterno del sintema di Cantù su tutti i versanti del settore montano della valle dell'Adda, quindi sul Monte dei Frati (sino a quota 550 m circa), sul M. Margherita (sino alla vetta a quota 629 m) e sui versanti del M. Albenza - Resegone, a quote decrescenti da N verso S (quota 680 m in valle del Gallavesa, nel limitrofo Foglio 076-Lecco).

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il supersintema della Colma non ha attualmente una morfologia propria. Si può solo osservare che almeno un Episodio glaciale più vecchio dell'Episodio Cantù ha avuto un'estensione maggiore con un volume di ghiaccio superiore.

ETÀ. Per la definizione stessa dell'unità e per i rapporti stratigrafici, il supersintema della Colma è più vecchio del sintema di Cantù; la sua età è quindi Gelasiano - Pleistocene superiore.

10.2.4.3. - Ceppo della Molgora (**OLG**)

DEFINIZIONE. Conglomerato costituito da ghiaia a supporto di matrice e ghiaia 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. Orombelli (1979) e Cremaschi (1987) indicano gli affioramenti della zona di Cernusco Lombardone e Merate come Ceppo dell'Adda. Comprende anche il conglomerato identificato da Redaelli (1995) come Ceppo della Molgoretta e, in parte, quello indicato da Isgrò (1996) come Ceppo del Molgora.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie superiore in genere non è mai visibile direttamente. Nella zona a NW, la superficie superiore è costituita da un passaggio graduale per alterazione, con formazione di organi geologici, con la formazione di Missagliola. L'unità può essere coperta da qualunque formazione successiva. La superficie inferiore è anch'essa sconosciuta. Dai dati di sottosuolo (Strini, 2001) si evince che il limite inferiore dell'unità taglia il ceppo di Lomagna (unità sepolta), il supersintema di Vimercate (unità sepolta) e il ceppo dell'Adda con la relativa formazione di Trezzo sull'Adda (Fig. 11). A sua volta il ceppo della Molgora è coperto o tagliato dai depositi del supersintema del Bozzente e da quelli successivi.

LITOLOGIA. Il ceppo della Molgora è costituito da depositi fluviali:

PROGETTO CARG

- conglomerato costituito da ghiaia a supporto clastico, organizzato in letti a diversa granulometria; presenza di lenti a tessitura aperta e lenti a supporto di matrice; presenza di ciottoli embricati. Ciottoli con dimensioni massime da centimetriche fino a 40 cm, abbondanti nella frazione grossolana, da arrotondati a subangolosi. I ciottoli subangolosi e di dimensione maggiore sono in genere di arenarie. Litologie date essenzialmente da calcari e arenarie con rari ciottoli di conglomerato di Sirone. Presenza di cavità e di ciottoli disciolti dall'interno. Presenza di livelli arenacei;

- conglomerato costituito da ghiaia a supporto di matrice, localmente clastico. Matrice arenacea, ciottoli arrotondati con dimensioni massime da centimetriche a 20 cm, occasionalmente fino a 40 cm. Litologie locali. Presenza di ciottoli disciolti dall'interno. Forte componente di litologie endogene e metamorfiche.

La petrografia dei ciottoli costituenti il ceppo della Molgora è molto variabile. Sono infatti presenti affioramenti con netta prevalenza di flysch e carbonati e con percentuale variabile, ma sempre ridotta, di ciottoli di conglomerato di Sirone. In essi sono presenti occasionali ciottoli metamorfici e cristallini provenienti dalla demolizione delle facies più grossolane delle unità cretaciche. Le percentuali medie sono: carbonati 49%, flysch 37,2%, cristallini 3,8%, metamorfici 5,2%, quarzo 2%, Verrucano Lombardo 0,2%, conglomerato di Sirone 1,0%, vulcaniti 1,2%, selce 0,4%.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il ceppo della Molgora è visibile nella valle della Molgora e nella zona di Aicurzio. Di fatto non è possibile discernere più formazioni differenti in base al contenuto petrografico, a causa anche della sporadicità e della limitatezza degli affioramenti. È stato possibile raggruppare gli affioramenti di questi conglomerati in un'unica unità in quanto i corpi di conglomerato sono stati correlati tramite i dati di sottosuolo. Il ceppo della Molgora affiora in genere alla base dei versanti.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il conglomerato dà origine a scarpate subverticali molto accentuate; tuttavia molto spesso queste scarpate sono ricoperte da detrito e il conglomerato è visibile solo in limitati affioramenti. È spesso riscontrabile sul lato esterno di meandri o anse molto accentuate dei torrenti in quanto il detrito viene asportato dalla corrente fluviale. Significativa, in molte situazioni, è la presenza di blocchi di ceppo isolati che indicano la presenza di questa unità a distanza relativamente piccola.

Il ceppo della Molgora costituisce la parte sommitale del riempimento di due paleovalli riconosciute nel sottosuolo (Strini, 2001). Esso quindi è il risultato della deposizione di due corsi d'acqua differenti, entrambi provenienti da N. Nella parte più settentrionale dell'area esaminata tramite le stratigrafie di pozzi è evidente che i due corsi d'acqua scorrevano in valli nettamente separate da un alto costituito dal ceppo dell'Adda. Verso S i due corsi d'acqua si univano a dare un'unica valle di più ampie dimensioni. A questi si univa, da NW, un altro corso d'acqua che scorreva nella valle oggi occupata dalla Molgoretta. Tuttavia, la mancanza di dati di sottosuolo in questa zona non consente migliori interpretazioni.

PROGETTO CARG

Gli apporti con marcato incremento di litologie esotiche, essendo il ceppo della Molgora successivo ai primi eventi glaciali, possono 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 supersintema del Bozzente, esso può essere attribuito al Calabriano.

10.2.4.4. - Formazione di Missagliola (**SOA**)

DEFINIZIONE. Ghiaia a supporto clastico, molto alterata con colore sino a 5YR (deposito fluviale).

SINONIMI. Unità litostratigrafica definita da Redaelli (1995).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite inferiore dell'unità è un passaggio graduale per alterazione con il sottostante ceppo della Molgora, con formazione di organi geologici. La superficie superiore è una superficie di erosione. La formazione di Missagliola è tagliata dai depositi del sintema della Specola, del sintema di Binago e dai depositi del supersintema di Besnate indistinto.

LITOLOGIA. La formazione di Missagliola è costituita da depositi fluviali:

- ghiaia massiva a supporto clastico: matrice da limoso argillosa ad argillosa. Ciottoli con dimensioni massime in genere fino a 30 cm, più raramente fino a 40 cm. I ciottoli di dimensione maggiore sono in genere costituiti da flysch.

L'alterazione è molto pronunciata. La matrice è spesso arrossata, raggiungendo il colore 5YR. Tutte le litologie sono molto alterate. Carbonati argillificati, flysch arenizzati o argillificati, cristallini e metamorfici in genere totalmente arenizzati. Localmente possono presentare solo un *cortex* di alterazione. Quarzo, selce e Verrucano Lombardo possono essere localmente indeboliti. Sono presenti occasionali patine Fe-Mn. I ciottoli alterati possono presentare deformazioni da carico.

AREA DI AFFIORAMENTO. La formazione di Missagliola affiora estesamente sulle sponde della Molgoretta e, più sporadicamente, nel T. Lavandaia. Più a S di questa zona non è mai stata identificata.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. La formazione di Missagliola non dà luogo attualmente a morfologie proprie in quanto la superficie sommitale è sempre fortemente erosa. Il suo significato è analogo a quello del sottostante ceppo della Molgora, almeno per quanto riguarda il settore NW della carta. Essa quindi costituiva una originaria piana fluviale.

ETÀ. L'età della formazione di Missagliola è definibile solo per posizione stratigrafica. Essa coincide con quella del ceppo della Molgora per quanto riguarda la deposizione dei sedimenti che la costituiscono (Calabriano). Per quanto riguarda invece l'età dell'alterazione si deve considerare che l'alterazione doveva essere già ben sviluppata quando l'unità è stata coperta dai sedimenti del sintema della Specola (Pleistocene medio).

PROGETTO CARG

10.2.4.5. - Ceppo dell'Adda (**DDA**)

DEFINIZIONE. Conglomerato costituito da ghiaia a prevalente supporto clastico, con ciottoli arrotondati e matrice arenacea (depositi alluvionali); cementazione in genere buona, localmente irregolare. Litologie provenienti dal bacino dell'Adda con sporadici intervalli a dominanza di litologie locali.

SINONIMI. Unità di recente istituzione (Strini, 2001), corrispondente alla litozona con bassa percentuale di litologie brembane del ceppo del Brembo (Rossi & Rigamonti, 2000) e alla stessa litozona del ceppo dell'Adda (membro di Trezzo) in Orombelli (1979). In precedenza quest'unità non è mai stata distinta in modo chiaro; per la sinonimia si rimanda, pertanto, a quella del ceppo del Naviglio di Paderno.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore del ceppo dell'Adda è costituita da un fronte di alterazione che, approfondendosi, ha dato origine ad una superficie a "organi geologici" (Fig. 18 e 19); la porzione alterata del ceppo dell'Adda, posta al di sopra del limite, costituisce un'unità litostratigrafica a sè stante (formazione di Trezzo sull'Adda). Gli organi geologici sono visibili negli affioramenti nell'impluvio a N di Trezzo sull'Adda

Fig. 18 - *Ceppo dell'Adda: organi geologici.*

PROGETTO CARG

Fig. 19 - *Ceppo dell'Adda: organi geologici.*

e nel Rio Vallone. Il limite è quindi un limite graduale per alterazione, con formazione di organi gelogici. Lungo la parete dell'Adda questa superficie non è mai visibile a causa della notevole copertura costituita da depositi di versante. La superficie sommitale coincide con la superficie topografica nell'articolata zona della forra dell'Adda. A livello dell'Adda è anche coperta dai depositi del sintema del Po sia in facies fluviale sia in facies di detrito di versante o di frana. In corrispondenza dei terrazzi bassi (quota media 200 m) tra Calusco e Solza, il limite coincide con la superficie topografica. Inoltre, il ceppo dell'Adda è stato inciso profondamente e suturato dalle ghiaie e dai conglomerati del supersintema del Ponte di Paderno, che hanno riempito una paleoforra parzialmente coincidente con la gola attuale, e intagliato da vari ordini di terrazzi, riconducibili alle unità di Cadorago e unità di Bulgarograsso del supersintema di Besnate.

Il limite inferiore è una superficie di erosione; essa taglia il ceppo del Naviglio di Paderno e il ceppo del Brembo (Fig. 11); nella parte N dell'area di affioramento, in corrispondenza di Brugarolo dalle analisi di sottosuolo appare evidente che il ceppo dell'Adda taglia il supersintema di Ronco Briantino (unità sepolta). In generale dall'analisi di sottosuolo si osserva che la superficie di base è una superficie piatta priva di marcate ondulazioni o presenza di paleovalli.

LITOLOGIA. Il ceppo dell'Adda è costituito da depositi fluviali:

- conglomerato costituito da ghiaia a supporto clastico. Matrice arenacea. Ciottoli con dimensione massima da centimetrica a 15 cm circa, arrotondati. Occasionalmente la ghiaia è molto grossalana;

PROGETTO CARG

- conglomerato costituito da ghiaia a supporto di matrice, disorganizzata. Matrice arenacea. Ciottoli con dimensione massima da centimetrica a 30 cm, in genere fino a 10-15 cm. Presenza di ciottoli disciolti dall'interno e di ciottoli di litologie endogeno metamorfiche in parte alterati (Fig. 20);

- conglomerato costituito da ghiaia a supporto clastico organizzata in livelli a diversa granulometria, con ciottoli con dimensione massima fino a 20 cm, arrotondati, matrice arenacea; conglomerato costituito da alternanza di livelli di ghiaie a supporto clastico e di matrice, matrice arenacea. Ciottoli con dimensione massima in genere fino a 4 cm, raramente fino a 20 cm. Presenza di ciottoli disciolti dall'interno;

- conglomerato costituito da ghiaia a supporto di matrice, localmente clastico, con matrice arenacea. Ciottoli arrotondati con dimensione massima fino a 15 cm circa.

Grossolana stratificazione suborizzontale o, più raramente, incrociata planare. Presenza di lenti e strati arenacei decimetrici, a stratificazione incrociata planare; rare strutture gradate.

La cementazione è ben sviluppata ma, spesso, irregolarmente distribuita.

Si differenzia dal ceppo del Naviglio di Paderno per la quantità nettamente inferiore (16,7% contro 55,4%) di terrigene a cemento carbonatico e per la mag-

Fig. 20 - *Ceppo dell'Adda: ciottoli disciolti dall'interno.*

PROGETTO CARG

giore variabilità petrografica, mentre si distingue dal ceppo del Brembo per le più basse percentuali di terrigene a cemento siliceo e vulcaniti. La composizione media globale è: calcari 58,3%, flysch 15,4%, selce 0,7%, cristallini 3,2%, metamorfici 15,4%, quarzo 2,0%, Verrucano 1,4%, vulcaniti 2%, ultramafiti 1,6%. AREA DI AFFIORAMENTO. L'area di affioramento del ceppo dell'Adda è piuttosto estesa. Esso è presente lungo la forra dell'Adda, nella parte superiore della forra stessa. Il limite tra questa formazione e il sottostante ceppo del Naviglio di Paderno è posto a una quota di circa 190-220 m s.l.m. In questa zona esso dà luogo agli affioramenti più diffusi e continui. Tuttavia, poiché in questa zona sono presenti numerose creste dovute a fenomeni di frana a grande scala (Caldara *et alii*, 1988), la quota del limite tra i due conglomerati può variare spostandosi dal fiume verso i terrazzi più alti. Il ceppo dell'Adda è presente, in affioramenti più sporadici e di limitate dimensioni, lungo il Rio Vallone, mentre nel Rio della Cavetta (circa 2 km più a W) è presente la formazione di Trezzo sull'Adda che costituisce l'alterazione di questa unità. Un unico affioramento è presente lungo la valle della Molgora, nei pressi di Ronco Briantino. In sporadici affioramenti è presente anche al limite orientale dell'Isola bergamasca, lungo il corso del T. Grandone ed all'altezza di Madone.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il ceppo dell'Adda dà origine a pareti abrupte di altezza notevole lungo la sponda del Fiume Adda. Più a W (Rio Vallone, Cavo Vareggio) esso è presente in affioramenti di ridotte dimensioni; localmente gli affioramenti formano delle pareti verticali, ma la loro altezza non supera in genere i 2 metri.

Nel sottosuolo il ceppo dell'Adda costituisce un corpo abbastanza continuo che dall'Adda è seguibile fino all'allineamento Aicurzio, Sulbiate, Bellusco, Burago di Molgora (nel limitrofo Foglio 119-Treviglio); lungo questo allineamento è presente una scarpata che è il fianco di una grande paleovalle sepolta. A W della paleovalle il ceppo dell'Adda è ancora riconoscibile solo tra Ronco Briantino e Carnate. A E di queste località un'altra scarpata costituisce il limite più occidentale di questa unità.

Poiché i depositi costituenti il ceppo dell'Adda comprendevano, al momento della deposizione, anche i depositi oggi inseriti nella formazione di Trezzo sull'Adda, il loro significato sarà trattato in un unico discorso.

I conglomerati facenti parte del ceppo dell'Adda erano stati precedentemente interpretati (Orombelli, 1979; Rigamonti, 2000) come la testimonianza di un conoide di origine Valsassinese che si estendeva nella pianura. Orombelli (1979) ritiene quindi che siano i sedimenti oggi facenti parte del supersintema del Ponte di Paderno a essere i primi sedimenti fluvioglaciali nell'area dell'Adda.

Per comprendere appieno il significato del ceppo dell'Adda bisogna però considerare più fattori differenti. Innanzitutto si deve considerare che il ceppo dell'Adda forma un corpo di conglomerato in genere continuo, compatto e ben cementato che lo rende abbastanza ben seguibile nel sottosuolo. In esso non sono presenti paleosuoli di entità notevole come, al contrario, avviene negli altri corpi di ceppo. La stessa superficie di base, che taglia con una superficie circa planare

PROGETTO CARG

i sedimenti precedenti, fa supporre che il ceppo dell'Adda sia l'espressione sedimentaria di un unico fiume. La mole dei sedimenti appartenenti al ceppo dell'Adda e alla sovrastante formazione di Trezzo sull'Adda è cospicua. Il fiume in questione, quindi, doveva essere di portata considerevole con un bacino di alimentazione vasto.

Dal punto di vista petrografico si possono fare alcune osservazioni di confronto con i conglomerati sottostanti, in particolare con il ceppo del Naviglio di Paderno. Rispetto a questa unità i ciottoli sono in genere di dimensione minore e hanno una forma assai più arrotondata, elementi che denunciano un trasporto di più ampio raggio, come già osservato da Orombelli (1979) e Rigamonti (2000).

La petrografia indica un bacino molto più ampio rispetto al ceppo del Naviglio di Paderno. Infatti si assiste a un marcato aumento dei ciottoli metamorfici e a uno, più modesto, dei ciottoli cristallini. Contemporaneamente si assiste a una marcata riduzione dei ciottoli appartenenti alle formazioni cretaciche, mentre permangono sempre elevate le concentrazioni di calcari.

A livello di bacino il ceppo dell'Adda costituisce un cambiamento drastico nella sedimentazione. Con il ceppo dell'Adda infatti comincia la deposizione di ciottoli di litologie endogeno metamorfiche che, successivamente, si troveranno in ogni unità, eccettuati gli apporti locali compresi nel ceppo della Molgora.

Il ceppo dell'Adda sottolinea quindi uno stacco nell'area di alimentazione del bacino dell'Adda, cambiamento che si manterrà successivamente per tutto il Pleistocene e l'Olocene. L'ipotesi che il ceppo dell'Adda sia il risultato della deposizione di un corso d'acqua con un bacino di alimentazione marginale come quello della Valsassina sembra quindi poco giustificabile. L'ingresso di sedimenti provenienti da tale bacino, infatti, ben difficilmente avrebbe causato un corpo di tale entità e caratteristiche.

A queste osservazioni devono essere aggiunte delle considerazioni a carattere più regionale. Nel Pleistocene inferiore si assiste alla deposizione, nel settore occidentale dell'anfiteatro del Lario, del conglomerato denominato ceppo della Bevera di provenienza varesina (Bini, 1997b; Zuccoli, 1997) eteropico al ceppo di Portichetto. Quest'ultimo rappresenta i depositi del fiume paleoAdda che, durante il Gelasiano e parte del Calabriano fuoriusciva dal ramo di Como del lago e non da quello di Lecco. La sedimentazione del ceppo di Portichetto e del ceppo della Bevera termina bruscamente probabilmente a causa di movimenti neotettonici, ben evidenti in territorio varesino (Bini, 1997b; Zuccoli, 1997; Bini *et alii*, 2001). Evidentemente il paleoAdda cambia percorso e, necessariamente, transita dalla parte di Lecco seguendo o il corso attuale o la Valmadrera.

I depositi costituenti il ceppo dell'Adda possono allora essere verosimilmente interpretati proprio come i sedimenti deposti dal paleoAdda. Sarebbe in questo modo giustificata la variabilità litologica e l'imponenza dei depositi stessi.

Il ceppo dell'Adda è successivo ai primi eventi glaciali, testimoniati dal supersintema di Ronco Briantino (unità sepolta). Di fatto non è possibile, allo stato attuale delle ricerche, definire se il ceppo dell'Adda rappresenti effettivamente un deposito fluvioglaciale oppure sia dato da depositi francamente fluviali.

PROGETTO CARG

In questa seconda ipotesi la peculiarità dell'evento costituito dal ceppo dell'Adda potrebbe avere due differenti spiegazioni. Da un lato potrebbe essere la risposta a un sollevamento tettonico nella zona più a N del territorio studiato, con il conseguente incremento nell'erosione e maggiore apporto di sedimenti. Dall'altro, la mole di sedimenti e il fatto di costituire un unico evento senza marcate interruzioni può essere dato "dall'apertura" del ramo di Lecco, precedentemente riempito. Il paleoAdda, in pratica, nel momento in cui è stato "catturato" dal ramo di Lecco ha cominciato a erodere i sedimenti accumulati in questo ramo della valle del Lario, svuotandolo, e depositandoli più a S.

Il ceppo dell'Adda quindi costituirebbe ciò che rimane di una grande piana alluvionale ampiamente estesa che raggiungeva, verso W, l'allineamento già detto. Il limite "naturale" della piana, però, non è noto in quanto la terminazione del ceppo dell'Adda avviene per troncatura erosionale. Verso S la piana era molto ampia in quanto i depositi alterati di questa unità (formazione di Trezzo sull'Adda) si estendono ben oltre il limite del Foglio.

ETÀ. Il ceppo dell'Adda è attribuito al Calabriano, in base alla sua posizione stratigrafica.

10.2.4.6. - Formazione di Trezzo sull'Adda (**RZZ**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a prevalente supporto di matrice, massive o rozzamente organizzate (depositi fluviali). Ciottoli poligenici arrotondati, fortemente alterati; colore 5YR÷2.5YR; limite inferiore per fronte di alterazione.

SINONIMI. Unità istituita da Strini (2001); precedentemente i depositi alterati riferiti a questa unità erano genericamente indicati come "ferretto". L'area interessata da questa formazione era stata precedentemente indicata come *Diluvium* antico da Riva (1957).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è una superficie di erosione. A W dell'Adda l'unità può essere coperta dalla formazione di Monte Carmelo, dalla coltre loessica 7.5YR screziato, dalla coltre loessica 10YR e dai depositi del supersintema di Venegono. Nell'incisione del Rio Vallone la formazione di Trezzo sull'Adda è coperta dai depositi dell'unità di Cernusco Lombardone, appartenente al supersintema di Besnate. Non è escluso, tuttavia, che esista un contatto diretto anche con i depositi del supersintema del Bozzente e del sintema della Specola. A E dell'Adda l'unità è omogeneamente ricoperta dai *loess* della coltre loessica 10YR e coltre loessica 10YR screziato. Solo a N di Suisio e di Chignolo d'Isola, tra la formazione di Trezzo sull'Adda e i *loess* si interpongono altre ghiaie alterate, appartenenti al sintema di Binago, della Specola e, dubitativamente, del supersintema del Bozzente (Fig. 21).

La superficie limite inferiore è estremamente articolata e irregolare: si tratta di un limite per fronte di alterazione, con formazione di "organi geologici" nel sottostante ceppo dell'Adda (Fig. 11). Solo in un caso si osserva un passaggio

PROGETTO CARG

Fig. 21 - *Formazione di Trezzo sull'Adda coperta da loess.*

PROGETTO CARG

graduale (attraverso orizzonti di suolo a pedogenesi decrescente) e planare a un conglomerato con una composizione petrografica che cade nel campo del ceppo dell'Adda.

Il massimo spessore osservato della formazione è di circa 13 m.

Le relazioni osservate portano a concludere che la formazione di Trezzo sull'Adda rappresenta la porzione sommitale, alterata, del ceppo dell'Adda.

LITOLOGIA. La formazione di Trezzo sull'Adda è costituita da depositi fluviali con marcata alterazione che interessa tutto lo spessore dell'unità:

- ghiaia a supporto di matrice, matrice limoso argillosa, occasionalmente con sabbia. Ciottoli con dimensioni massime da centimetriche fino a 40 cm, da subarrotondati ad arrotondati. Talora rozza orientazione dei ciottoli. Locale presenza di livelli sabbiosi spessi fino a circa 20 cm;
- ghiaia a supporto di matrice, localmente clastico. Matrice limoso sabbiosa, localmente con sabbia. Occasionale debole organizzazione dei ciottoli. Ciottoli arrotondati o subarrotondati in genere fino a 15 cm;
- ghiaia a supporto di matrice con livelli a supporto clastico. Matrice argillosa con sabbia e ghiaie fini. Ciottoli con dimensioni massime fino a 20 cm, in prevalenza fino a circa 7 cm da arrotondati a subarrotondati;
- ghiaia a supporto clastico, con matrice limoso argillosa, talora con sabbia.

Disorganizzata. Ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 20 cm, abbondanti nella frazione tra 5 e 10 cm. Presenza di livelli di sabbia;

- sabbia massiva;
- alternanza di limo, limo sabbioso e sabbia in livelli piani paralleli di spessore da 0,5 a 4÷5 centimetri, distinguibili per granulometria e colore; alternanze di sabbie grossolane e ghiaie fini.

Nelle sezioni più alterate la concentrazione dei ciottoli è molto bassa (diamicton a supporto di matrice, limi argillosi ghiaiosi); localmente si osservano livelli clastici.

I colori della matrice cadono tra 5YR e 2.5YR, negli orizzonti più profondi si passa a colori 7.5YR e, dal punto di vista tessiturale, aumenta la frazione sabbiosa. Le patine argillose sono abbondanti; da scarse a comuni quelle di Fe-Mn; nelle parti sommitali possono essere presenti glosse irregolari, che penetrano dai soprastanti orizzonti loessici.

Si può riconoscere una polarità nel grado di sviluppo di alcuni caratteri, perchè l'alterazione e la rubefazione tendono a crescere verso S: gli spaccati più alterati si osservano a Capriate San Gervasio, al limite meridionale dell'area di diffusione dell'unità; presso Calusco, al contrario, si passa a profondità ridotte ad orizzonti di suolo meno pedogenizzati.

Dal punto di vista petrografico prevalgono le rocce cristalline (metamorfiti, intrusivi sia acidi che basici), seguite dalle rocce terrigene carbonatiche (che in alcune sezioni possono prevalere), da terrigene silicee e vulcaniti (da scarse ad assenti) e dal quarzo.

Completamente alterate le rocce terrigene carbonatiche; molto alterate le rocce cristalline (con spessi *cortex* se di grandi dimensioni); fragili le vulcaniti e le terrigene silicee; i *cortex* d'alterazione possono raggiungere, in rocce basiche, colori di 2.5YR-5YR.

I ciottoli carbonatici sono sempre tutti argillificati (a E dell'Adda non si trovano calcari, neppure in forma argillificata) e le arenarie sono arenizzate. I ciottoli cristallini e metamorfici sono da totalmente arenizzati a fragili, con maggiore abbondanza di quelli totalmente alterati. Occasionalmente l'alterazione può essere inferiore alla media. Sono presenti sia ciottoli totalmente alterati anche di grandi dimensioni, sia ciottoli con solo un *cortex* di alterazione. I ciottoli, pur essendo alterati, spesso non sono "sezionati" come invece accade nei sedimenti appartenenti al supersintema del Bozzente. Le rocce ultrabasiche hanno in genere un *cortex* di alterazione arancione pronunciato.

La formazione è limitata alla base da un fronte di alterazione a organi geologici, in corrispondenza del quale le ghiaie pedogenizzate sono in contatto con il conglomerato inalterato (ceppo dell'Adda) attraverso una superficie estremamente irregolare ed articolata, con pinnacoli e pilastri conglomeratici di dimensioni metriche, che penetrano nel soprastante orizzonte B. La continuità di strutture, che talora è possibile riconoscere tra i nuclei inalterati ed il circostante materiale pedogenizzato, evidenzia che i processi pedogenetici si sono sviluppati a partire da un unico litosoma.

PROGETTO CARG

AREA DI AFFIORAMENTO. Poiché rappresenta l'alterazione del ceppo dell'Adda, la formazione di Trezzo sull'Adda dovrebbe avere una diffusione pari a quella del ceppo dell'Adda, a tetto dello stesso. Può però essere assente per erosione da parte degli eventi fluvioglaciali successivi. È estesa con continuità sia a E dell'Adda sino a Masate e Gessate sia a W, nella parte centro meridonale dell'Isola bergamasca, tra l'allineamento Medolago-Chignolo e Capriate San Gervasio.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. A W dell'Adda l'unità costituisce l'ampio terrazzo che dall'Adda, all'altezza circa di Cornate d'Adda, si spinge verso occidente, fino all'allineamento Busnago Cambiago e Cavenago. La superficie sommitale è spesso solcata da numerosi paleoalvei e valli di ridotte dimensioni. Queste valli sono in parte occluse da materiale colluviato. Quest'ampia superficie è anche secata da N a S dall'incisione del Rio Vallone, del Rio della Pissanegra e del Rio della Cavetta. Nella zona immediatamente a NW di Trezzo sull'Adda costituisce invece un piano inclinato verso Trezzo sull'Adda. In sottosuolo si nota che la formazione di Trezzo sull'Adda segue quella del ceppo dell'Adda. In limitate zone essa può essere stata erosa dagli eventi fluvioglaciali successivi, come sembra verificarsi nella zona tra Burago di Molgora (nel limitrofo Foglio 119-Treviglio) e Cambiago.

A E dell'Adda l'unità struttura la sommità dei terrazzi di Calusco e Sotto il Monte, a S dell'allineamento Medolago-Chignolo, ma non dà origine a morfologie proprie, perché la sua superficie è stata suturata da più episodi di deposizione loessica. La superficie è solcata da numerosi paleoalvei e vallecole, tra cui si segnala, per continuità e dimensioni, quello tra Medolago e Madone.

A S di Capriate San Gervasio la formazione è stata, come il sottostante ceppo dell'Adda, erosa dagli eventi fluvioglaciali successivi.

La conservazione della formazione alla sommità dei terrazzi indica una disattivazione piuttosto rapida della piana costituita dal ceppo dell'Adda, che ha impedito ai corsi d'acqua successivi di eroderla. Le cause della disattivazione vanno, presumibilmente, ricercate in un sollevamento tettonico dell'area, che ha avuto come conseguenza l'approfondimento del reticolo idrografico. Inoltre la formazione di Trezzo sull'Adda testimonia che la superfice sommitale del ceppo dell'Adda è stata esposta per tempo sufficiente in modo da consentirne un'alterazione marcata. Dal momento che la formazione di Trezzo sull'Adda costituisce la porzione alterata del ceppo dell'Adda, valgono le medesime considerazioni paleoambientali svolte per quest'ultimo.

ETÀ. La formazione di Trezzo sull'Adda costituisce l'alterazione dei conglomerati del ceppo dell'Adda: l'età di deposizione del sedimento è quindi identica a quella di questa formazione, cioè Calabriano. L'età dell'alterazione è ovviamente successiva; poiché, però, la formazione di Trezzo sull'Adda è coperta, almeno in una sua parte, dai sedimenti del supersintema del Bozzente, l'alterazione doveva essere profondamente sviluppata già nel Pleistocene medio (Strini, 2001).

PROGETTO CARG

10.2.4.7. - Ceppo del Naviglio di Paderno (**NAP**)

DEFINIZIONE. Conglomerato costituito da ghiaia a supporto di matrice arenacea con ciottoli da subarrotondati a subangolosi con intercalazioni di arenarie; conglomerato costituito da ghiaia a supporto clastico, con ciottoli subarrotondati e matrice arenacea (depositi fluviali). Forte cementazione. Ciottoli derivanti prevalentemente dalle formazioni terrigene cretaciche (calcari 41,8%, flysch 53,2%).

SINONIMI. Unità litostratigrafica di nuova istituzione (Strini, 2001), coincidente con il Membro di Paderno d'Adda del Ceppo dell'Adda (Orombelli, 1979), elevato a rango di formazione, e con il Ceppo dell'Adda di Rossi & Rigamonti (2000). I conglomerati corrispondenti in passato erano stati citati in genere insieme all'intera successione oggi comprendente il Ceppo del Naviglio di Paderno, il Ceppo del Brembo e il Ceppo dell'Adda. Conglomerato dell'Adda *p.p.* (Maggi, 1869; Breislak, 1819, 1822); Ceppo *p.p.* (Corti, 1895; Sacco, 1893, 1886; Varisco, 1881; Stoppani, 1880); Conglomerati diluviali antichi *p.p.* (Stella, 1895); *fester* Ceppo *p.p.* (Wilmer, 1904); Ceppo *p.p.* (Penck & Brückner, 1909); Ceppo, Ceppo villafranchiano *p.p.* (Taramelli, 1903, 1911, 1914,); *alteren* Ceppo *p.p.* (Levy, 1915); Ceppo *p.p.* (Patrini, 1924; Ricchieri, 1924); Ceppo *p.p.* (Riva, 1957); Ceppo calcareo, Ceppo calcareo prealpino *p.p.* (Venzo, 1950, 1948a, b); Ceppo di Paderno *p.p.* (Nangeroni, 1950); Ceppo *calcaire p.p.* (Gabert, 1962); *Villafranchien Kalkkonglomerate p.p.* (Franzle, 1965); Ceppo *p.p.* (Comizzoli *et alii*, 1969); Ceppo *prealpin p.p.* (Chardon, 1975). Ceppo calcareo inferiore (Orombelli & Gnaccolini, 1978); Ceppo dell'Adda, Membro del Naviglio di Paderno (Orombelli, 1979); Ceppo dell'Adda, Membro di Paderno (Cremaschi, 1987); Ceppo dell'Adda di Rossi & Rigamonti (2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite inferiore del conglomerato in affioramento è sconosciuta non essendo mai visibile direttamente. Essa è verosilmilmente una superficie di erosione che tronca le sottostanti argille di Conche nel territorio ove questa unità è visibile. La superficie limite superiore è una superficie di erosione che mette in contatto la formazione del ceppo del Naviglio di Paderno con quella del ceppo dell'Adda. È importante osservare che presso Porto d'Adda a tetto del ceppo del Naviglio di Paderno e inferiormente a quello dell'Adda, è presente un paleosuolo che è spesso riconoscibile anche nelle stratigrafie di sottosuolo (Strini, 2001). (Fig. 22).

Dall'analisi dei dati di sottosuolo è possibile definire meglio alcuni rapporti stratigrafici dell'unità. Essa copre direttamente i depositi del supersintema di Ronco Briantino (Fig. 11), unità sepolta (Strini, 2001), e le unità marine. Dai dati di affioramento e dai dati di sottosuolo si nota che il ceppo del Naviglio di Paderno diventa eteropico con il ceppo del Brembo. L'eteropia è collocabile dai dati di affioramento già a livello del *canyon* dell'Adda. Dai dati di sottosuolo essa è ben evidente già all'altezza di P.to d'Adda. Più a S, all'altezza circa di Colnago, l'eteropia è in corrispondenza di un alto costituito dalle unità marine. Quindi, in un primo momento della deposizione le due unità erano separate da detta

PROGETTO CARG

dorsale e solo successivamente, con la deposizione dei livelli più alti, il ceppo del Naviglio di Paderno diventa eteropico con il ceppo del Brembo. Verso S, a S di Roncello, l'alto in depositi marini scompare e i due conglomerati sono eteropici per tutto il loro spessore (Strini, 2001).

L'unità, in affioramento, mostra uno spessore massimo di circa 40 m. Nel sottosuolo lo spessore è variabile tra i 50 m e gli 80 m in quanto, come sopra detto, costituisce una paleovalle.

LITOLOGIA. Il ceppo del Naviglio di Paderno è costituito da (Fig. 23):

- conglomerati costituiti da ghiaia a supporto di matrice e a supporto clastico, organizzata in livelli a differente granulometria e supporto. I livelli a supporto clastico sono costituiti da ghiaia ben organizzata in letti a diversa granulometria con spessore variabile da decimetrico a 80 cm circa. Matrice arenacea, ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a oltre 50 cm, da arrotondati a subangolosi. I ciottoli di dimensioni maggiori e quelli subangolosi sono in genere costituiti da arenarie. Presenza di intercalazioni di arenarie in strati decimetrici laminate, a laminazione incrociata a grande scala e ciottoli immergenti verso N;
- conglomerati costituiti da ghiaia a supporto di matrice, localmente clastico, in genere disorganizzata, e arenarie conglomeratiche. Matrice arenacea limosa. I clasti sono prevalentemente tabulari, da subarrotondati a subspigolosi,

Fig. 22 - *Paleosuolo a tetto del ceppo del Naviglio di Paderno, coperto da ceppo dell'Adda.*

PROGETTO CARG

con dimensioni da centimetriche a pluridecimetriche, scarsamente selezionati; la struttura è caotica. Presenza di intercalazioni arenacee. Questi conglomerati caratterizzano, prevalentemente, la parte inferiore dell'unità.

Le litologie sono essenzialmente derivanti dalle formazioni cretaciche e da carbonati, con rapporto variabile tra i due. Sono presenti anche ridotte percentuali di conglomerato di Sirone e di rocce endogeno-metamorfiche. Queste ultime possono derivare dall'erosione di banchi conglomeratici compresi nelle formazioni cretaciche. Le percentuali medie delle varie petrografie sono: carbonati 41,8%, flysch 53,2%, selce 2%, conglomerato di Sirone 0,8%, cristallini 0,7%, metamorfici 0,7%, quarzo 0,2%, Verrucano 0,2%, vulcaniti 0,4%.

Sono presenti sporadici livelli di materiale fine tra i banchi di conglomerato. Nell'impluvio poco a S di Porto d'Adda, a tetto dell'unità è presente uno spesso paleosuolo costituito da 250 cm di ghiaia a supporto di matrice con matrice limoso argillosa 10YR4/4. Ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 10 cm, dominanti carbonati e flysch, totalmente alterati.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il ceppo del Naviglio di Paderno affiora all'interno della forra dell'Adda dal Ponte di Paderno fino a poche centinaia di metri a S di Porto d'Adda.

ESTENSIONE NEL SOTTOSUOLO. Il ceppo del Naviglio di Paderno si estende nel sottosuolo dalla zona di Paderno verso S. Verso W raggiunge l'allineamento Oldaniga, Baraggiola, Magona.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il ceppo del Naviglio di Paderno è oggi visibile sulle sponde dell'Adda, lungo i versanti della profonda forra in cui scorre il fiume. Esso dà origine a pareti verticali anche molto alte. Le pareti della forra sono interessate da imponenti fenomeni di rilascio di versante che dislocano sia il ceppo del Naviglio di Paderno sia il soprastante ceppo dell'Adda (Caldara *et alii*, 1988). Questi rilasci danno origine a una serie di creste concentriche particolarmente evidenti a N di Porto d'Adda. I rilasci sono originati proprio dalla presenza delle argille di Conche alla base della successione.

Il ceppo del Naviglio di Paderno costituiva, ai tempi della deposizione, una

Fig. 23 - *Ceppo del Naviglio di Paderno.*

PROGETTO CARG

piana alluvionale che aveva alimentazione a N (attuale corso dell'Adda), ma con un bacino limitato ai primi rilievi delle Prealpi, come appare dalla composizione petrografica. Verso E e SE la piana entrava in coalescenza con la piana che aveva origine dalla regione brembana. Questo è testimoniato sia dai dati di superficie, sia dai dati di sottosuolo. Il limite occidentale della piana invece non è identificabile dai dati di superfice.

Dai dati di sottosuolo si evidenzia che il ceppo del Naviglio di Paderno forma una valle profonda tra i 30 e i 50 m (il fondo è ora alla quota 180 m s.l.m. nei pressi di P.to d'Adda, 140 m s.l.m. a Mezzago) diretta grossomodo NE-SW e ben individuabile da Colnago a Ornago. La valle è limitata a E da una dorsale in depositi marini che la separa dai sedimenti di competenza del Brembo. In una prima fase, quindi, i due fiumi erano separati nel settore settentrionale e solo a S, oltre Roncello, le due piane entravano in coalescenza. Successivamente, col progradare della deposizione, il ceppo del Naviglio di Paderno colmò interamente la valle e le due piane fluviali – quella del Naviglio di Paderno e quella del ceppo del Brembo – diventarono eteropiche fin dall'altezza di P.to d'Adda. Verso W la piana costituita dai livelli più alti del ceppo del Naviglio di Paderno si estendeva fino a SW di Ronco Briantino, Oldaniga e Ornago, loc. Baraggiola. Nel settore occidentale, però, il ceppo del Naviglio di Paderno appare più ricco in paleosuoli ed è di spessore in genere più ridotto, attestandosi, nella zona di Fornace Cuisiana (SW di Ronco Briantino) - Villanova a circa 10-20 metri. In questa parte, quindi, probabilmente gli apporti dall'area sorgente erano più sporadici con ridotti spessori di materiale depositato e probabilmente esistevano lunghi periodi di esposizione tra una evento deposizionale e l'altro, così da consentire lo svilupparsi dei paleosuoli. Più a W il ceppo del Naviglio di Paderno è tagliato dai successivi depositi che hanno eroso la terminazione naturale della piana; per quanto appena detto, però, molto probabilmente la piana non doveva estendersi molto più a W rispetto al limite raggiunto attualmente, nel sottosuolo, dal ceppo del Naviglio di Paderno.

ETÀ. L'età di questo conglomerato non è definibile in base a dati diretti, in quanto mancano sia indicazioni di fossili sia datazioni radiometriche. Per posizione stratigrafica il ceppo del Naviglio di Paderno è di età calabriana in quanto a N ricopre sedimenti marini gelasiani più giovani di 2,3 Ma (Strini, 2001) mentre verso S ricopre, secondo l'interpretazione data del sottosuolo, sedimenti marini del Pleistocene inferiore basale (Strini, 2001).

10.2.4.8. - Supersintema del Bozzente (**BO**)

DEFINIZIONE. Diamicton a supporto di matrice (depositi glaciali). Ghiaie massive o con rozza stratificazione e intercalazioni sabbiose (depositi fluviali e fluvioglaciali). Alterazione molto spinta che interessa tutto lo spessore dell'unità. L'alterazione interessa in pratica la totalità dei ciottoli ad eccezione di quelli quarzosi. I carbonati sono decarbonatati o argillificati, le arenarie sono areniz-

PROGETTO CARG

zate. I ciottoli cristallini e metamorfici sono per lo più completamente alterati e i cristallini oltre a essere arenizzati possono mostrare un anello di arrossamento. Le rocce ultramafiche hanno un *cortex* di alterazione arancione molto pronunciato. Colore della matrice molto arrossato nelle porzioni superiori, meno arrossato scendendo nella successione. Presenza di patine e screziature Fe-Mn. Copertura loessica complessa sempre presente.

SINONIMI. Unità istituita da Bini *et alii* (1996) come Alloformazione del Bozzente, ed elevata al rango di allogruppo da Bini (1997b) e Zuccoli (1997). Coincidente con i depositi che, fin dall'inizio degli studi sui depositi quaternari continentali, nel secolo scorso, sono stati indicati con il nome generico di "ferretto" e riferiti, a partire dal 1909, con il lavoro di Penck & Brückner, al Mindel.

SUBUNITÀ. Nell'area di istituzione il supersintema è suddiviso in più unità, riconoscibili per la loro posizione e la loro espressione morfologica (Zuccoli, 1997). Il sintema di C.na Fontana conserva una rilevante espressione morfologica e la superificie limite superiore è sufficientemente espressa per consentirne il riconoscimento come UBSU; la Formazione di C.na Ronchi Pella, invece, non ha morfologie peculiari; il suo riconoscimento avviene in base ai caratteri interni e quindi essa costituisce una unità litostratigrafica.

In questo settore dell'anfiteatro la suddivisione è stata possibile soprattutto grazie all'interpretazione dei dati di sottosuolo che ha consentito una migliore correlazione degli sporadici affioramenti attribuiti alla formazione di C.na Ronchi Pella. Talora, in mancanza di dati certi, non è stato possibile attribuire con certezza alcuni depositi a una unità piuttosto che a un'altra: in questi casi il deposito è stato attribuito al supersintema del Bozzente indistinto e come tale cartografato.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il supersintema del Bozzente affiora estesamente nel settore del Foglio a W dell'Adda sia in facies glaciale sia in facies fluvioglaciale. A E dell'Adda affiora solo in facies fluvioglaciale e costituisce un terrazzo addossato ai rilievi. Nell'area centrale più o meno coincidente con il corso dell'Adda, i depositi del supersintema sono assenti per mancata deposizione o per erosione da parte degli eventi fluvioglaciali posteriori.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. I depositi di questa unità testimoniano più fasi di avanzata glaciale. Vengono ascritti a questa unità sia depositi glaciali propriamente detti sia depositi fluvioglaciali. Sono conservate le cerchie moreniche solo dell'unità più giovane (sintema di C.na Fontana). Antistanti alle cerchie moreniche erano presenti le piane fluvioglaciali. Esse avevano una certa continuità solo davanti alla cerchia di massima espansione. Man mano che il ghiacciaio arretrava, infatti, i sedimenti fluvioglaciali si trovavano a dover scorrere in una morfologia già articolata e quindi erano costretti a scorrere, almeno in parte, in valli di ridotta dimensione. Oggi le piane fluvioglaciali attribuibili al supersintema del Bozzente sono per lo più smantellate o coperte da depositi successivi. Un lembo abbastanza consistente decorre da Usmate ad Arcore, costituendo un terrazzo elevato. Altri lembi di una certa consistenza sono rappresentati dal terrazzo di Carnate e dalla parte meridionale di quello di Lomagna.

PROGETTO CARG

ETÀ. Il supersintema del Bozzente e, conseguentemente, le unità che ne fanno parte sono databili alla parte terminale del Pleistocene inferiore (Zuccoli, 1997; Bini, 1997b).

10.2.4.8.1. - Supersintema del Bozzente indistinto (**BO**)

DEFINIZIONE. Ghiaie massive, ciottoli alterati in percentuale elevata: depositi fluvioglaciali. Superficie superiore caratterizzata da un profilo di alterazione molto evoluto, di spessore non valutabile. Copertura loessica complessa sempre presente.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superificie superiore è una superficie di erosione che mette le ghiaie in contatto con i soprastanti depositi loessici della formazione di Monte Carmelo. Il limite inferiore è una superficie di erosione. L'unità ricopre tutte le formazioni di età più antica. Nel settore a E dell'Adda, dato il ridotto spessore (circa 60 cm) e l'estrema limitatezza areale degli affioramenti, il limite inferiore non è visibile. Tuttavia, per ragioni geometriche, le ghiaie del supersintema del Bozzente indistinto sono eteropiche e/o ricoprono, almeno in parte, i depositi di analoga litologia appartenenti al sintema di Valtrighe.

La sequenza sommitale tipica del supersintema del Bozzente è costituita da una copertura loessico/colluviale multipla, con almeno due episodi a *fragipan* (coltre loessica 10YR - coltre loessica 10YR screziato/formazione di Monte Carmelo).

LITOLOGIA. Il supersintema del Bozzente indistinto è costituito da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto di matrice, che passano rapidamente verso il basso a ghiaie massive a supporto intermedio e clastico. La matrice è costituita da limi argillosi di colore 7.5YR. Ciottoli arrotondati, centimetrici e decimetrici; prevalgono metamorfiti e rocce intrusive (tra cui dioriti e gabbri) e rocce terrigene a cemento carbonatico, risultano assenti i carbonati. Le rocce terrigene sono completamente alterate; le metamorfiti sono facilemente sfaldabili; le rocce intrusive presentano *cortex* d'alterazione da millimetrici (gabbri e litologie a grana fine) a centimetrici (litologie a grana media), con colori compresi tra 7.5 e 10YR. Diffuse patine argillose (5YR) e patine ed impregnazioni Fe-Mn.

AREA DI AFFIORAMENTO. I depositi appartenenti al supersintema del Bozzente indistinto sono presenti in tutta l'area di affioramento dell'unità. A W dell'Adda affiora nei terrazzi più alti compresi tra la cerchia di Camparada (nel limitrofo Foglio 096-Seregno) e i pianalti di Lomagna e Cernusco Lombardone. È inoltre presente presso Ronco Briantino, Bernareggio e affiora nell'impluvio tra C.na Airolda e C.na Assunta. A E dell'Adda i depositi appartenenti al supersintema del Bozzente indistinto sono visibili esclusivamente all'altezza di Terno d'Isola, presso la sommità della scarpata del pianalto di Sotto il Monte.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Gli affioramenti presenti nell'impluvio nei pressi di C.na Airolda testimoniano il fatto che gli scaricatori glaciali

PROGETTO CARG

durante gli episodi Bozzente hanno sfruttato le valli già esistenti, come alcune paleovalli sepolte e la valle del Rio Vallone; quest'ultima è rimasta attiva fino al taglio del terrazzo di C.na Assunta, relativo all'evento corrispondente all'unità di Bulgarograsso (supersintema di Besnate).

Tutto ciò indica che, di fatto, l'attuale Valle dell'Adda non era ancora esistente ed è quindi riferibile ad un episodio glaciale successivo.

Nel Rio Vallone sono presenti sporadici affioramenti di depositi attribuibili al supersintema del Bozzente: questo fa supporre che i sedimenti abbiano riempito la valle, in seguito sfruttata anche da successivi scaricatori glaciali.

A E dell'Adda i corsi d'acqua responsabili della deposizione delle ghiaie del supersintema del Bozzente indistinto percorrevano il corridoio compreso tra il versante del Canto Basso (punto quotato q. 901) e il M. Giglio concorrendo all'aggradazione della piana, di cui il pianalti di Calusco e Sotto il Monte rappresentano lembi residui, verso E.

10.2.4.8.2. - Formazione di Cascina Ronchi Pella (**BOP**)

DEFINIZIONE. Diamicton massivi a supporto di matrice (depositi glaciali). Ghiaia a supporto di matrice (depositi fluvioglaciali).

SINONIMI. Unità istituita da Zuccoli (1997).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è una superficie di erosione. Il limite inferiore non è visibile, in quanto gli affioramenti non sono mai sufficientemente profondi da attraversare l'intera unità. Verosimilmente è una superficie di erosione che intercetta la formazione di Trezzo sull'Adda, il ceppo dell'Adda e il ceppo della Molgora. Dall'analisi dei dati di sottosuolo è possibile vedere che nella zona di Lomagna la formazione di Cascina Ronchi Pella incide il ceppo di Lomagna. In affioramento questa unità è sempre coperta da depositi del supersintema di Venegono, sia in facies di detrito di versante, sia in facies fluviale. Verosimilmente essa può essere coperta da depositi fluvioglaciali e glaciali appartenenti al sintema di C.na Fontana, sebbene il contatto diretto con questi depositi non sia mai stato osservato direttamente sul terreno.

LITOLOGIA. La formazione di Cascina Ronchi Pella è costituita da:

- depositi glaciali: diamicton a supporto di matrice con matrice argillosa. Clasti con dimensioni massime da centimetriche a 40 cm, da spigolosi a subangolosi. I carbonati argillificati possono presentare deformazioni da carico. Sovraconsolidato;
- depositi fluvioglaciali: ghiaia a supporto di matrice. Matrice limoso sabbiosa. Ciottoli eterometrici con dimensioni massime da centimetriche a 35 cm, da subarrotondati ad arrotondati.

L'alterazione interessa l'intero spessore osservato dell'unità. La matrice presenta un grado di arrossamento variabile da 5YR nei livelli sommitali a 10YR in quelli inferiori. Le litologie sono tutte alterate. Carbonati argillificati, arenarie

PROGETTO CARG

arenizzate, metamorfici e cristallini arenizzati. I clasti metamorfici di maggiori dimensioni possono essere solo leggermente alterati. Quarziti non alterate, selce talora fragile. Presenza di ciottoli arenizzati con *cortex* arrossato. Presenza di patine di argilla sui ciottoli. Locale presenza di patine Fe-Mn.

AREA DI AFFIORAMENTO. I depositi glaciali di questa unità affiorano nell'impluvio a N di Usmate-Velate a W di Impari e in un impluvio a W di Lomagna che si affaccia sul Torrente Molgoretta. I depositi fluvioglaciali sono stati riscontrati presso Bernareggio.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità non dà morfologie proprie ben espresse. Essa affiora sempre in corrispondenza di incisioni di piccoli torrenti. Le morfologie originarie sono state ampiamente cancellate dagli eventi successivi. Le morene di questa unità sono state smantellate dai successivi eventi fluvioglaciali, compresi quelli del sintema di C.na Fontana mentre le piane fluvioglaciali sono state coperte da successivi depositi. L'unità testimonia una fase di avanzata glaciale leggermente maggiore rispetto a quella del sintema di C.na Fontana. Purtroppo gli affioramenti sporadici non consentono ricostruzioni più dettagliate. Nel settore occidentale il ghiacciaio si estendeva a lambire il paese di Usmate-Velate, mentre verso l'Adda era presente una piana fluvioglaciale. Nella zona centrale dell'anfiteatro non è definibile la massima estensione raggiunta dal ghiacciaio durante l'Episodio Ronchi Pella, tuttavia, in analogia con quanto avviene per le cerchie di Camparada (nel limitrofo Foglio 096-Seregno) appare giustificato supporre un'espansione della cerchia fin verso Carnate.

10.2.4.8.3. - Sintema di Cascina Fontana (**BOF**)

DEFINIZIONE. Diamicton a supporto di matrice (depositi glaciali). Ghiaia a supporto di matrice e a supporto clastico con intercalazioni sabbiose (depositi fluvioglaciali). Superificie limite superiore caratterizzata da morene ben conservate. L'alterazione è marcata: interessa più del 90% dei ciottoli, con colore della matrice in genere 5YR, occasionalmente fino a 2.5YR. Locale presenza di patine Fe-Mn.

SINONIMI. Questa unità corrisponde al Mindel degli Autori precedenti; Riva definisce l'area tipo di questa unità come la "cerchia in puro ferretto di Camparada". L'unità è stata istituita da Zuccoli (1997).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite è caratterizzata da un'alterazione molto accentuata che si spinge in profondità. Arrossamento della matrice anche molto accentuato (5YR) nella porzione superiore, diminuisce verso il basso fino a 10YR. Localmente l'arrossamento arriva fino al colore 2.5YR. Locale aspetto a chiazze. Presenza di screziature decolorate. L'alterazione interessa praticamente tutte le litologie: carbonati argillificati, gneiss e cristallini arenizzati, talora con *cortex* più arrossato, micascisti da arenizzati ad argillificati, quarziti non alterate, selce talora fragile, rocce ultramafiche in genere con *cortex* arancione pronunciato. Presenza di patine di

PROGETTO CARG

argilla sui ciottoli. Presenza di patine Fe-Mn più abbondanti nei livelli superiori.

La superficie limite superiore è una superficie di erosione; essa è spesso rappresentata dalla superficie topografica. Il sintema di C.na Fontana è coperta dai *loess* appartenenti alla formazione di Monte Carmelo, dai depositi della coltre loessica 5YR, dai depositi del sintema della Specola e da depositi colluviati e fluviali appartenenti al supersintema di Venegono. Il limite inferiore non è visibile, ma è verosimilmente una superficie di erosione. Essa copre i precedenti depositi della formazione di C.na Ronchi Pella. Dalle analisi della geologia di sottosuolo è possibile riconoscere che l'unità copre i depositi del ceppo dell'Adda, della formazione di Trezzo sull'Adda e del ceppo della Molgora.

LITOLOGIA. Il sintema di C.na Fontana è costituita da (Fig. 24):

- depositi glaciali: diamicton a supporto di matrice; matrice limoso argillosa, localmente più sabbiosa; clasti con dimensione massima da centimetrica a 30 cm, da subangolosi ad arrotondati. Occasionalmente sono dominanti le litologie sedimentarie;
- depositi fluvioglaciali: ghiaia a supporto di matrice; matrice limoso argillosa, occasionalmente con sabbia; ciottoli con dimensioni massime da centimetriche fino a 20 cm, occasionalmente fino a 40 cm; poligenica. Intercalazioni sabbiose. Ghiaia a supporto di matrice, localmente clastico; matrice limoso argillosa con clasti millimetrici; ciottoli con dimensioni massime fino a 40, ma in genere fino a 20 cm, da subangolosi ad arrotondati. Ghiaia a supporto clastico con matrice sabbioso limosa. Sabbie medie, fini e grossolane con laminazione da orizzontale a molto inclinata.

Fig. 24 - *Sintema di Cascina Fontana.*

PROGETTO CARG

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità è ampiamente presente nel settore di anfiteatro a W dell'Adda dove costituisce imponenti morene e i terrazzi più alti.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Questa unità dà luogo in genere a morfologie ben conservate. Le morene attribuibili al sintema di C.na Fontana costituiscono un imponente lobo con la fronte esterna ben riconoscibile e alta oltre una ventina di metri. Esse formano la cerchia che da Camparada (Foglio 096-Seregno – Fig. 25) è seguibile fino a Cascina Bracchi e Maresso, dove si raccorda con una serie di dossi interpretabili come morene della stessa unità. 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.

Altro fattore che può avere contribuito alla morfologia della cerchia più esterna è lo "sgonfiamento" che subiscono i sedimenti più antichi ed 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.

La stessa unità costituisce anche delle morene più interne nell'anfiteatro che però sono meno visibili in quanto in parte sepolte dalle unità più giovani.

Fig. 25 - *Camparada (nel limitrofo Foglio 096-Seregno), paesaggio del sintema di Cascina Fontana.*

PROGETTO CARG

Esternamente all'anfiteatro di Camparada è ancora presente un lembo cospicuo della piana fluvioglaciale che si spinge fin verso Arcore. Il dosso di Bernareggio è interpretato come ciò che resta delle morene nel settore occidentale così come i dossi di Ronco Briantino, che però possono essere presumibilmente interpretati come morene solo nel settore più settentrionale. La piana fluvioglaciale è ancora visibile fino a Carnate. La mancanza di affioramenti nella zona dei dossi impedisce di raffinare l'interpretazione. Al momento di massima espansione del ghiacciaio quindi doveva probabilmente esistere un'unica fronte che decorreva dall'Adda al Lambro data dall'unione dei due ghiacciai. Questo doveva avvenire, all'incirca, nei pressi di Lomagna. Da essa gli scaricatori glaciali costituivano delle ampie piane fluvioglaciali. Con il progressivo ritirarsi dei ghiacci le due fronti si sono separate e gli scaricatori hanno sfruttato anche valli scavate nelle morene della stessa unità (Valle della Roggia Nova). Verso l'Adda, invece, gli scaricatori trovavano la via parzialmente bloccata dalle piane attribuite alla formazione di Trezzo sull'Adda. In questo settore quindi gli scaricatori glaciali si insinuavano in strette valli (valle del Rio Vallone e del Rio della Pissanegra). Tuttavia, poiché non v'è modo di attribuire alle singole subunità i depositi presenti in queste valli essi sono stati inseriti nel supersintema del Bozzente indistinto.

10.2.4.8.4. - Sintema di Valtrighe (**VTH**)

DEFINIZIONE. Ghiaie massive (depositi fluvioglaciali). Clasti esclusivamente di provenienza brembana. Superficie superiore caratterizzata da un profilo di alterazione molto evoluto, di spessore non valutabile; colore 7.5YR; ciottoli alterati in percentuale elevata; abbondanti rivestimenti di Fe-Mn in prossimità del limite superiore. Copertura loessica complessa, a *fragipan*, sempre presente.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione; in precedenza i depositi erano genericamente attribuiti al Mindel.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Superiormente l'unità è limitata da una superficie erosionale ondulata, su cui giacciono i *loess* pedogenizzati della formazione di Monte Carmelo. In base alle geometrie è anche ipotizzabile un'eteropia o un suo ricoprimento da parte del supersintema del Bozzente indistinto; infatti, se le relazioni fossero inverse, dal momento che i depositi brembani sono sostituiti verso S da quelli abduani (all'altezza di Terno d'Isola), il paleoBrembo avrebbe dovuto curvare con un'ansa di raggio estremamente piccolo, geometria non compatibile con un contesto di piana prossimale a regime *braided*. Il limite inferiore non è mai stato osservato.

L'alterazione è caratterizzata da: metamorfiti e intrusive molto alterate; vulcaniti da alterate a fragili; rocce terrigene a cemento siliceo fragili. Visivamente la percentuale di alterazione appare bassa: ciò è da mettere in relazione con la prevalenza di rocce terrigene a cemento siliceo e vulcaniti quarzose, poco alterabili; la presenza in quantità elevate di tali litologie, inoltre, indica chiaramente la provenienza brembana delle ghiaie.

PROGETTO CARG

Alla sommità, per spessori non superiori al metro, i ciottoli sono ricoperti di spesse patine e incrostazioni di Fe-Mn, che conferiscono un colore scuro all'orizzonte; molti ciottoli sono "fasciati" da bande, con spessori fino ad 1 cm, di materiale decolorato.

La sequenza sommitale tipica del sintema di Valtrighe è costituita da una copertura loessico/colluviale multipla, con almeno due episodi a *fragipan* (copertura loessica 10YR - copertura loessica 10YR screziato - formazione di Monte Carmelo).

LITOLOGIA. L'unità è costituita da depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto di matrice e clastico, con matrice limosa debolmente argillosa, di aspetto screziato, con colore prevalente 7.5YR. Diffuse vene decolorate, ad andamento prevalentemente suborizzontale. Ciottoli arrotondati, centimetrici e decimetrici (dimensioni massime 30 cm). Petrografia: rocce terrigene a cemento siliceo (arenarie e conglomerati del Verrucano), vulcaniti (Formazione di Collio?), metamorfiti, rocce intrusive (tra cui dioriti e gabbri), quarzo; assenti i carbonati, per totale argillificazione e assorbimento nella matrice.

AREA DI AFFIORAMENTO. I depositi del sintema di Valtrighe affiorano esclusivamente in un breve tratto (poche centinaia di metri) dell'inciso del rio di Cà Caprino; non è nota la sua effettiva estensione areale.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità costituisce parte del pianalto di Sotto il Monte. Rappresenta il resto di una piana fluviale/fluvioglaciale del F. Brembo che probabilmente verso W e verso S si anastomizzava con un'analoga piana proveniente dalle cerchie moreniche dell'anfiteatro del Lario.

10.2.4.9. - Supersintema di Venegono (VE)

DEFINIZIONE. Limi debolmente argillosi con clasti debolmente alterati sparsi: *loess* colluviati. Limi debolmente sabbiosi, ghiaie fini e sabbie grossolane, ghiaie poligeniche poco alterate, limi argillosi con clasti sparsi (depositi fluviali). Ghiaie massice a supporto di matrice costituita da limi sabbiosi; ghiaie massice a supporto di clasti (depositi di versante). Colore 10YR, 5YR e 7.5YR. Costituisce gran parte delle coperture dei principali versanti, dei fondovalle appiattiti di molti corsi d'acqua temporanei o abbandonati. Ammanta praticamente tutto il territorio. 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 in ambiente fluviale, coprono tutte le unità a partire dal supersintema del Bozzente, quindi hanno come età massima quella dei corrispondenti eventi glaciali.

Nell'Anfiteatro del Verbano e nel settore occidentale dell'Anfiteatro del Lario, dove l'unità è stata descritta, il supersintema di Venegono comprende depositi, principalmente colluviali, legati agli eventi sedimentari avvenuti a partire dagli Episodi Bozzente, nelle aree di anfiteatro non glacializzate durante gli episodi glaciali più recenti, sino allo LGM. Nella parte orientale dell'Anfiteatro del Lario,

PROGETTO CARG

compresa nel Foglio 097-Vimercate, sono stati inglobati in questo supersintema anche i depositi colluviali di analogo significato, affioranti sopra la formazione di Trezzo sull'Adda e perciò più antichi, ma indistinguibili dai depositi del supersintema propriamente detto. Si distingue pertanto dal supersintema di Palazzago per età, litologia dei depositi e per area di affioramento.

I depositi, come per il supersintema di Palazzago, sono legati ai processi periglaciali, che agivano durante i periodi freddi corrispondenti alle espansioni glaciali, quando i versanti erano privi di vegetazione anche a grande distanza dai ghiacciai (fasi di resistasia), mobilizzando i depositi glaciali, di versante, fluvioglaciali ed eolici già alterati. I depositi di ogni singolo evento sedimentario, ognuno dei quali legato ad un singolo periodo di resistasia coincidente con una espansione glaciale, essendo costituiti da depositi già alterati al momento della mobilizzazione e della deposizione, e successivamente ulteriormente alterati, sono indistinguibili l'uno dall'altro.

SINONIMI. Unità istituita da Zuccoli (1997) come Allogruppo di Venegono.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie di base è una superficie di erosione. L'unità copre, in anfiteatro, tutti i depositi successivi alla formazione di Trezzo sull'Adda e al supersintema del Bozzente. La superficie superiore è costituita dalla superficie topografica o da una superficie di erosione, quando questa unità è coperta da depositi più recenti.

LITOLOGIA. Il supersintema di Venegono è costituito da:

- depositi fluviali di bassa energia e di esondazione: limi, limi argillosi, limi con intercalazioni sabbiose. Colore 10YR. Indurimento assente;
- depositi fluviali: ghiaia a supporto clastico o di matrice, organizzata in lenti e livelli a diversa granulometria;
- depositi colluviali: limi, limi argillosi con clasti sparsi, diamicton a supporto di matrice, con clasti sparsi subarrotondati in parte alterati.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il supersintema di Venegono affiora, per la sua stessa definizione, in tutta l'area di anfiteatro.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. I depositi di questo supersintema sono presenti in spesse coltri lungo le scarpate o all'interno delle piane di ridotte dimensioni. È tipica la presenza di questa unità in piane oggi non interessate da idrografia attiva. Di fatto i depositi di questa unità riempiono oggi molte valli. È da notare la possibile presenza di condotte da *piping* alla base dei depositi di questo supersintema, quando essi giacciono su depositi impermeabili.

ETÀ. Il supersintema di Venegono, nel Foglio 097-Vimercate, ha un'età successiva all'alterazione che ha dato luogo alla formazione di Trezzo sull'Adda e al LGM. Esso pertanto ha un'età compresa tra la fine del Pleistocene inferiore e il Pleistocene superiore.

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

DEFINIZIONE. Limo argilloso massivo (*loess*). Limo argilloso massivo con clasti diffusi (*loess* colluviato). Fortemente alterato. Colore in genere 5YR

PROGETTO CARG

screziato, localmente 7.5YR e 2.5YR. Presenza di glosse decolorate a geometria complessa, patine e noduli Fe-Mn. Indurito. Spessori variabili da pluridecimetrici a plurimetrici (3 m circa).

SINONIMI. Unità litostratigrafica istituita da Zuccoli (1997). Il materiale che la costituisce è genericamente indicato dagli Autori precedenti con il termine "ferretto" quando ad esso si attribuisce il significato di *loess* fortemente pedogenizzato e arrossato. Associato, insieme alle ghiaie fortemente alterate sottostanti, al "grande interglaciale" Mindel-Riss nel quadro stratigrafico di Penck & Brückner. Nangeroni (1956) considera il limo argilloso fortemente arrossato che copre le ghiaie alterate come il risultato della completa disgregazione delle rocce e attribuisce l'intera sequenza al Mindel e la sua alterazione all'interglaciale Mindel-Riss. Esso è stato attribuito al Riss da Chardon (1977), poiché ricopre le ghiaie alterate attribuite al Mindel. Per Billard (1975) non è possibile attribuire il "ferretto" a un unico evento interglaciale e comunque è attribuito alla parte inferiore del Pleistocene medio; nel 1976 suddivide i "ferretti" in antichi e più giovani: la formazione di Monte Carmelo ha caratteristiche simili a quelle dei "ferretti" antichi; nel 1995 attribuisce i depositi dei suoli con colori compresi tra 2.5YR e 5YR alle glaciazioni 5, 6 e 7 a partire dall'ultima (glaciazione 1) e afferma che il glaciale 5 corrisponde allo stadio isotopico 12 sulla curva del $\delta^{18}O$. In Bonfanti *et alii* (1988) si parla di diversi tipi pedologici che vengono complessivamente indicati come "substrati ferrettizzati" e che sono attribuiti al Pleistocene medio; fra di essi i più simili alla formazione di Monte Carmelo sono quelli contenenti un orizzonte plintitico.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie superiore è una superficie di erosione che solo occasionalmente corrisponde alla superficie topografica; può essere coperta dalla coltre loessica 10YR, dalla coltre loessica 10YR screziato, dalla coltre loessica 7.5YR, dalla coltre loessica 7.5YR screziato o dai depositi appartenenti al sintema della Specola, al sintema di Binago e al supersintema di Venegono. In affioramento non è mai coperta dalle unità afferenti al supersintema di Besnate e successive in quanto la formazione di Monte Carmelo giace a tetto di terrazzi molto vecchi e quindi rialzati rispetto alle superfici di deposizione di dette unità.

La superficie inferiore è costituita dalla superficie su cui il *loess* si è deposto. Questa formazione ricopre i depositi del supersintema del Bozzente e della formazione di Trezzo sull'Adda.

LITOLOGIA. La formazione di Monte Carmelo è formata da (Fig. 26):

- depositi eolici, *loess*: limi argillosi e limi argilloso sabbiosi, screziati, massivi; possibile presenza di clasti sparsi (*loess* colluviato e poi pedogenizzato).

Fortemente sovraconsolidato con tendenza a presentare un'aggregazione prismatica. Colore compreso fra le *hue* 2.5YR e 7.5YR, ma può anche raggiungere il 10R, talora a "chiazze". Abbondanti patine, noduli e impregnazioni nere di Fe/Mn, localmente tanto sviluppate da raggiungere dimensioni di 1-2 cm.

Sono presenti screziature di colore grigio verdastro chiaro 5BG7/1 o 10Y7/1, patine e noduli di argilla arrossata (2.5YR) e glosse riempite internamente da

PROGETTO CARG

Fig. 26 - *Formazione di Monte Carmelo.*

PROGETTO CARG

materiale di colore grigio 2.5Y e rivestite da materiale di colore bruno forte (7.5YR) o rosso giallastro (5YR). Il carattere distintivo consiste appunto nella presenza delle glosse che, nella parte alta del profilo tendono ad avere andamento regolare creando un reticolo di venature ben organizzato sia verticale che orizzontale, mentre nella parte inferiore del profilo assumono un andamento più irregolare e caotico. In particolare, questa disposizione è particolarmente diagnostica, poichè è assente nelle coltri loessiche soprastanti.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità è presente in ampie porzioni del territorio studiato in quanto si è deposta sui terrazzi più antichi. È presente in modo abbastanza continuo in corrispondenza della morena di Camparada (nel limitrofo Foglio 096-Seregno) e sui pianalti. È assente nelle grandi piane costituite da sedimenti appartenenti al supersintema di Besnate e nei terrazzi coperti dai depositi del sintema della Specola; è talora riscontrabile inferiormente a questa unità. L'unità affiora estesamente in corrispondenza della porzione più settentrionale del pianalto di Sotto il Monte (a N di Terno d'Isola). Depositi con caratteri analoghi sono presenti, ma in modo molto discontinuo, anche nei settori di raccordo con il versante prealpino.

Poiché l'unità è molto antica essa ha subito una forte erosione da parte degli eventi successivi. In vaste aree la sua mancanza può essere dovuta al suo utilizzo

per la produzione di laterizi.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Come tutte le unità loessiche, la formazione non dà origine a morfologie proprie, adattandosi e suturando le forme preesistenti. Le variazioni di spessore sono influenzate dalla collocazione morfologica: lo spessore è massimo in corrispondenza del raccordo con i versanti e minimo presso l'orlo della scarpata dei pianalti.

ETÀ. In base alla posizione stratigrafica, la formazione di Monte Carmelo è attribuibile al Pleistocene medio.

10.2.4.11. - Sintema della Specola (**PEO**)

DEFINIZIONE. Diamicton a supporto di matrice (depositi glaciali). Ghiaia a supporto di matrice con locali intercalazioni sabbiose (depositi fluvioglaciali). Superficie limite superiore caratterizzata da un profilo di alterazione evoluto con spessori che possono arrivare fino a 6-8 m. Carbonati argillificati, arenarie arenizzate, cristallini e metamorfici da totalmente arenizzati a con *cortex*. Colore in genere compreso nella pagina 7.5YR delle tavole Munsell, occasionalmente in quella 5YR e in quella 10YR. Copertura loessica a *fragipan* sempre presente.

SINONIMI. L'unità è stata definita da Bini (1987) nel settore occidentale dell'anfiteatro del Lario. Corrisponde al Mindel degli Autori precedenti, che la indicavano come "ferretto", e, in parte, al Riss. Coincide, parzialmente, con l'Unità di Medolago in Rossi & Rigamonti (2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è una superficie erosionale, su cui giacciono, con continuità, depositi loessici pedogenizzati con episodio basale a *fragipan*, appartenenti alla coltre loessica 10YR screziato e alla coltre loessica 10YR. A W dell'Adda è coperta anche dalla coltre loessica 7.5YR, coltre loessica 7.5YR screziato e, occasionalmente, dalla coltre loessica 5YR (Fig. 27). È inoltre coperta dai depositi del supersintema di Venegono, dai depositi dell'unità di Cadorago (supersintema di Besnate), nella valle del Rio Vallone e in prossimità del bordo orientale del terrazzo di Sotto il Monte, dalle ghiaie alterate del sintema di Binago.

L'alterazione interessa la totalità dei ciottoli carbonatici e delle arenarie. I ciottoli carbonatici sono argillificati e le arenarie arenizzate. I ciottoli cristallini e metamorfici sono per la maggior parte alterati; sono presenti sia ciottoli interamente alterati (arenizzati) sia ciottoli con *cortex* (da millimetrici fino ad 1-2 cm, con colori 10YR prevalente, su intrusive basiche); vulcaniti fragili. Il quarzo e le selci non sono alterati. L'alterazione è più pronunciata nei depositi fluvioglaciali. I *till* sono in genere meno alterati. Nella zona di istituzione la superficie limite è caratterizzata da un profondità di alterazione fino a 6-8 metri, nel Foglio 097-Vimercate lo spessore effettivo del profilo di alterazione non è valutabile, perché le ghiaie sono sempre pedogenizzate fino al limite inferiore delle sezioni osservate (spessore massimo 2 m circa).

Il colore della matrice è in genere 7.5YR, occasionalmente 5YR; nella parti

PROGETTO CARG

più profonde 10YR. Localmente sono presenti patine di Fe-Mn e patine argillose (5YR) anche abbondanti.

La superficie limite inferiore è una superficie di erosione. I depositi di questa formazione coprono i depositi delle unità facenti parte del supersintema del Bozzente, della formazione di Monte Carmelo, della formazione di Trezzo sull'Adda (Fig. 11) e della formazione di Missagliola. Sebbene non sia mai stato osservato il contatto diretto è tuttavia verosimile, sulla base alle relazioni geometriche, che i depositi del sintema della Specola coprano anche i depositi del ceppo della Molgora e, almeno localmente (tra Chignolo e Terno d'Isola), il ceppo dell'Adda.

Fig. 27 - *Rapporti in valle del Rio Vallone.*

PROGETTO CARG

LITOLOGIA. Il sintema della Specola è costituito da (Fig. 28):

- depositi fluvioglaciali: ghiaia a supporto di matrice e a supporto clastico. Ciottoli arrotondati e subarrotondati, centimetrici (prevalenti) e decimetrici (dimensioni massime circa 40 cm). Presenza di lenti sabbiose. Matrice variabile, ma con componente argillosa subordinata (limi, limi argillosi, limi sabbiosi, sabbie argillose). Localmente le ghiaie dell'unità possono essere cementate; sono presenti condotte da *piping*.

In prossimità del limite superiore, possono essere presenti limi ghiaiosi rubefatti (7.5YR), a ciottoli fluviali alterati, in aumento verso la base.

Dal punto di vista petrografico prevalgono le rocce endogeno metamorfiche (fino al 70% del totale); seguono rocce terrigene a cemento carbonatico, quarzo, rare vulcaniti, rocce terrigene silicee (Verrucano) e carbonatiche; tra le rocce cristalline sono presenti spesso litotipi diagnostici dell'area valtellinese (serpentiniti, rocce ultrabasiche). Nel settore ad W dell'Adda sono presenti anche abbondanti ciottoli di *flysch*.

- depositi glaciali: diamicton a supporto di matrice. Matrice limoso argillosa. Clasti con dimensioni massime da centimetriche a 40 cm, raramente maggiori di 25 cm, da subangolosi a subarrotondati. Matrice in genere limoso argillosa, raramente con sabbia; localmente aspetto a graticcio con glosse decolorate con

Fig. 28 - *Sintema della Specola con ciottoli sporgenti "come capocchie di spillo" (Penk & Brückner, 1909).*

PROGETTO CARG

bordo 7.5YR5/8 o grigiastra con noduli 7.5YR. Occasionale presenza di screziature 2.5YR4/6.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità affiora al margine esterno dell'Anfiteatro di Villa d'Adda. Affiora nel terrazzo a S di Cernusco Lombardone, presso le località Moscoro e Moscoretto; in limitati affioramenti nell'incisione a W di Galgiana (nel limitrofo Foglio 096-Seregno) e nella Roggia Nova presso C.na Bracchi, nell'incisione a N della località Bernate, presso Arcore. Affiora nei terrazzi di Aicurzio, Bernareggio, Villanova e in sporadici affioramenti nel Rio Vallone. Affiora inoltre in tutta la porzione meridionale del terrazzo di Sotto il Monte, tra Terno d'Isola e Chignolo.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Nel settore occidentale del Foglio i depositi di questo sintema danno luogo a dossi che formano cerchie interne a quella di Camparada (nel limitrofo Foglio 096-Seregno), 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. Verso l'Adda, invece, le cerchie appartenenti a questa unità sono state completamente smembrate. L'unica testimonianza di queste è data da sporadici affioramenti di depositi glaciali che denunciano la presenza di un ghiacciaio almeno fino a circa 1 km a N di Lomagna. Il limite massimo raggiunto da questo episodio glaciale non doveva essere molto più a S in quanto nell'allineamento di terrazzi di Ronco Briantino, Bernareggio e Carnate non sono presenti depositi glaciali attribuibili a questo sintema.

I depositi fluvioglaciali del sintema della Specola danno origine a morfologie leggermente diverse a seconda dei settori. Nel settore occidentale i depositi sono in genere confinati in valli preesistenti e le piane fluvioglaciali risultanti sono di estensione molto ridotta o, addirittura, sono assenti. Per esempio, nella valle della Roggia Nova sono stati individuati depositi fluvioglaciali attribuibili al sintema della Specola. Tuttavia essi non danno morfologie proprie essendo stati smembrati dai successivi eventi fluvioglaciali. Anche a N di Arcore gli affioramenti sembrano indicare che i depositi del sintema della Specola riempivano solo canali incisi all'interno di un grosso corpo costituito dai depositi appartenenti al supersintema del Bozzente.

Ad W dell'Adda, invece, questi depositi formano i tre grandi terrazzi già indicati dagli Autori precedenti come *Diluvium* medio. In questi terrazzi i depositi del sintema della Specola affiorano solo nelle scarpate, in genere in affioramenti di limitata estensione. I tre terrazzi costituivano probabilmente un unico terrazzo che è stato smembrato dai successivi scaricatori durante gli eventi Besnate. Esistono anche alcuni affioramenti all'interno del Rio Vallone. Tuttavia si deve anche in questo caso pensare che la valle preesistesse; l'unità non dà origine a morfologie proprie, rimanendo "incassata" sui lati dell'incisione, così come avviene nel Cavo Vereggio.

Al momento di massima espansione, quindi, dovevano essere presenti due

PROGETTO CARG

fronti glaciali interne alle precedenti cerchie degli eventi Bozzente. Gli scaricatori glaciali dovevano scorrere in valli piuttosto strette che attraversavano la cerchia di Camparada. Superata questa, a S, la piana doveva estendersi in modo consistente. Un lembo di questa piana è oggi conservato nel dosso di C.na Cazzù (periferia S di Usmate), circondato dalla ben più bassa piana attribuita all'unità di Cadorago. Nel lobo direttamente proveniente dall'Adda, invece, la porta del ghiacciaio era più ampia, tanto da generare un'ampia piana fluvioglaciale incassata nei sedimenti della formazione di Trezzo sull'Adda da una parte e in quelli del supersintema del Bozzente dall'altra. Lo spessore del materiale deposto, tuttavia, non sembra molto elevato. Sempre in questo settore, dei modesti torrenti fluvioglaciali dovevano percorrere anche il Rio Vallone e l'incisione dell'attuale Cavo Vareggio. È probabile che un consistente flusso di acqua e sedimenti interessasse anche la Valle dell'Adda. Probabilmente una parte cospicua del supersintema del Ponte di Paderno è da attribuire ai depositi fluvioglaciali del sintema della Specola. Tuttavia la forte erosione che esse hanno subito, con la troncatura della parte superiore, impedisce qualunque attribuzione di questi depositi.

A E dell'Adda il sintema della Specola non dà origine a morfologie proprie, perché, pur strutturando le parti più elevate del terrazzo di Sotto il Monte, è suturata da più episodi loessico colluviali.

ETÀ. Il sintema della Specola può essere attribuito per posizione stratigrafica e caratteri pedologici, al Pleistocene medio (Bini, 1987; Zuccoli, 1997; Bini, 1997b; Strini, 2001).

10.2.4.12. -Sintema di Binago (**BIN**)

DEFINIZIONE. Ghiaia a supporto di matrice, poligenica o a dominanza di litologie locali (depositi fluvioglaciali). Diamicton massivi a supporto clastico (depositi glaciali). Superficie limite superiore caratterizzata da un profilo di alterazione evoluto, di spessore non valutabile. Copertura loessica a *fragipan* sempre presente.

SINONIMI. Unità di recente istituzione (Zuccoli, 1997). I depositi attribuiti a questa unità, non sono mai stati distinti né riconosciuti: in area Adda sono stati sempre genericamente indicati come Mindel o come *Diluvium* medio o ancora come Riss da Riva (1957); corrispondono parzialmente all'unità di Medolago di Rossi & Rigamonti (2000).

In area Pontida-Prezzate sono stati attribuiti al fluvioglaciale Riss (Servizio Geologico d'Italia, 1954) e all'unità di Carvico (Rossi & Rigamonti, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è caratterizzata da un'alterazione con spessore maggiore di 100 cm. L'alterazione è variabile a seconda della litologia, ma nel complesso non è molto accentuata. Molto alterati calcari (argillificati) e terrigene carbonatiche (colore 7.5YR); alterate solo metamorfiti molto scistose; intrusive basiche con *cortex* millimetrici di colore 10YR; intrusive acide arenizzate o con *cortex* millimetrici.

PROGETTO CARG

Sono presenti rari ciottoli totalmente alterati di diametro fino a 20 cm. I ciottoli più piccoli possono essere totalmente alterati. Sono presenti patine di argilla e scarse patine Fe-Mn.

Nel settore occidentale il limite inferiore non è visibile, ma è verosimilmente una superficie di erosione; verso N l'unità taglia i depositi della formazione di Missagliola.

In area Adda, il limite superiore è una superficie erosionale suturata da depositi della coltre loessica 10YR screziato; il limite inferiore è visibile ed è di natura erosionale e mette a contatto questa unità con il sintema della Specola e la formazione di Trezzo sull'Adda. In area Pontida, il sintema è sempre suturato dalla coltre loessica 10YR screziato; esso viene inoltre inciso e ricoperto dai depositi del supersintema di Besnate e ricoperta dal supersintema di Palazzago (unità del T. Lesina). Il limite inferiore è una superficie erosionale che tronca la formazione di Cà Marchi e, presumibilmente (i rapporti non sono del tutto chiari) l'unità di Salvano del supersintema di Palazzago. L'estensione del sintema verso W, nel tratto tra Gromlongo e S. Sosimo, è effettuata esclusivamente su base morfologica.

La sequenza sommitale a tetto del sintema di Binago è sempre costituito da una doppia copertura loessico/colluviale, con episodio basale a *fragipan* (copertura loessica 10YR - copertura loessica 10YR screziato).

LITOLOGIA. Il sintema di Binago è costituito da:

- depositi glaciali: diamicton massivo a supporto clastico. Matrice limoso argillosa di colore 7.5YR. Dimensione massima dei clasti in genere fino a 15 cm, fino a 50 cm in prossimità delle cerchie moreniche. Carbonati argillificati, esotici cristallini da arenizzati ad argillificati, ultramafiti con *cortex*, flysch argillificati, quarziti;
- depositi fluvioglaciali: ghiaia a supporto di matrice, a supporto clastico o al limite del supporto clastico. Matrice limosa sabbiosa sino a limi debolmente argillosi; il colore varia a seconda dei settori: colore 10YR, in prossimità dell'Adda, e 7.5YR, nel settore di Pontida e in quello occidentale. Ciottoli arrotondati, in prevalenza centimetrici (dimensioni massime di 20 cm). Le ghiaie sono poligeniche ad eccezione dei depositi della piana che costituisce il terrazzo di Vimercate dove prevalgono nettamente le litologie locali. A occidente le litologie maggiormente rappresentate sono le arenarie delle formazioni cretaciche, mentre sono presenti in misura minore le litologie cristalline e metamorfiche. Lungo l'Adda e a oriente dominano le rocce cristalline (metamorfiti e intrusive), seguite da rocce terrigene a cemento carbonatico (localmene assenti), quarzo e selce e da quantità accessorie di terrigeno siliceo, vulcaniti e rocce carbonatiche.

Lo spessore dell'unità è estremamente ridotto (da circa 50 cm a 2 m) e le ghiaie sono pedogenizzate per l'intero spessore.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità affiora nel terrazzo in riva destra della Molgora a NW di Vimercate e in un affioramento all'interno dell'incisione del Rio Vallone. Ad E dell'Adda affiora tra gli abitati di Carvico e Medolago e allo sbocco bergamasco della valle di Pontida, tra Gromlongo e Prezzate.

PROGETTO CARG

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Appena oltre il margine nord-occidentale del Foglio 097-Vimercate il sintema di Binago costituisce un'importante morena su cui sorge l'abitato di Casatenovo (Redaelli, 1995). Nel Foglio la morena è visibile fino a Galgiana, dove è molto evidente per il netto limite morfologico, sebbene non siano presenti affiormenti riconducibili a questa unità. A fronte di questo importante rilievo non sono invece presenti grandi piane fluvioglaciali attribuibili al sintema di Binago. Nel settore centrale, invece, non sono conservate morene attribuibili a questa unità.

Nel settore meridionale l'unità costituisce il terrazzo a NW di Vimercate. La scarpata orientale del terrazzo è ben visibile essendo abrupta ed elevata per alcuni metri. Il limite occidentale, invece, è solo intuibile grazie alla variazione di inclinazione della piana. Solo limitatamente esso è visibile come scarpata ben pronunciata. In pratica la superficie si raccorda molto dolcemente con quella della piana appartenente all'unità di Cadorago, del supersintema di Besnate. Il limite è netto e ben visibile nella porzione N, dove è caratterizzato anche da un marcato cambio di litologia superficiale, mentre più a S è meno visibile. In particolare la chiusura del terrazzo nei pressi dell'abitato di Concorezzo è molto disturbata dalla recente urbanizzazione che ha stravolto la blanda morfologia originaria. Esso è stato individuato tramite l'analisi della tavoletta IGM alla scala 1:25.000 "Gorgonzola" (ed. 1937).

Il terrazzo rappresenta tutto ciò che rimane di una piana più ampia; il fatto che negli affioramenti presenti in questo settore siano presenti sostanzialmente litologie locali può far supporre che questa non sia una piana fluvioglaciale in senso stretto, quanto una piana fluviale in cui ha giocato un ruolo importante l'apporto di torrenti con bacino locale come, ad esempio, il T. Curone. L'affioramento nel Rio Vallone testimonia una fase in cui gli scaricatori appartenenti a questo evento hanno utilizzato la valle preesistente. Tuttavia non sono riconoscibili altri sedimenti o morfologie attribuibili a questa unità. Molto probabilmente in questo settore la deposizione non è stata molto marcata tanto che il successivo evento Besnate ha totalmente smantellato questi sedimenti e i terrazzi ad essi associati.

A E dell'Adda l'unità non dà origine a morfologie proprie, perché sepolta da depositi loessici. Solo nel settore di Pontida forma, presumibilmente (non si sono rinvenute sezioni per validare l'aggancio morfologico), un terrazzo di scarsa evidenza tra Gromlongo e S. Sosimo, che si raccorda gradualmente con la locale superficie modale all'altezza di Prezzate. I depositi, situati alla sommità dei terrazzi più antichi, formano una copertura ghiaiosa pellicolare; le ghiaie erano, presumibilmente, deposte in concomitanza di eventi di piena, mentre in regime idrico normale il flusso idrico era confinato oppure il trasporto solido era piuttosto basso, e veniva mantenuto in carico dal corso d'acqua. Si individuano due direttrici deposizionali: una principale verso SE, lungo l'attuale lembo occidentale del terrazzo; un ramo secondario doveva dirigersi a ESE, passando per Terno d'Isola. Questo tratto non ha potuto essere cartografato per la mancanza di punti di controllo; la sua esistenza è testimoniata, tuttavia, dalla presenza di un affioramento di questo sintema alla sommità del bordo orientale del terrazzo,

PROGETTO CARG

presso Terno d'Isola.

Si tratta, in sintesi, di un settore a modesta deposizione, in cui i sedimenti non sono stati smantellati solo per il definitivo abbondano di questo livello di aggradazione (avvenuto prima della deposizione del supersintema di Besnate) e per il seppellimento ad opera degli episodi loessici successivi.

I depositi fluvioglaciali dell'area di Pontida testimoniano l'esistenza di una diffluenza glaciale nella valle di Pontida, attestando la fronte circa all'altezza di Gromlongo, in posizione non meglio precisabile; eventuali forme sono state infatti smantellate dal passaggio di altre due lingue di diffluenza glaciale, che hanno dato origine ai depositi fluvioglaciali del supersintema di Besnate e del sintema di Cantù, oltre che dall'usuale rimaneggiamento antropico delle forme. L'estesa piana tra Pontida e Capriate San Gervasio, ha, pertanto, i caratteri di un vero e proprio *sandur*, alimentato direttamente dalle acque di fusione di ghiacciai che si attestavano in prossimità dello sbocco vallivo.

ETÀ. Il sintema di Binago viene datato in base alla posizione stratigrafica, e riferito al Pleistocene medio (Zuccoli, 1997; Bini, 1997b; Strini, 2001).

10.2.4.13. - Supersintema del Ponte di Paderno (**PP**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a supporto clastico con ciottoli arrotondati, passanti transizionalmente verso l'alto a conglomerati; intercalazioni sabbiose (depositi fluvioglaciali). Cementazione molto variabile (da assente a buona). Prevalenza di litologie alpine (valtellinesi).

SINONIMI. Unità litostratigrafica di recente istituzione (Strini, 2001); la denominazione, in senso geografico, riprende quella adottata da Orombelli (1979). In precedenza quest'unità è stata così denominata: *Diluvium p.p.* (Sacco, 1886); *Diluvium* ad elementi alpini di Valtellina (Corti, 1895); conglomerato diluviale antico ad elementi alpini (Taramelli, 1903); Fluvioglaciale sciolto, Ceppo consolidato (Wilmer, 1904); *Hochterrassenschotter* (Penck & Brückner, 1909); Diluviale medio (Taramelli, 1914); *jungeren* Ceppo *p.p.* (Levy, 1915); Fluvioglaciale valtellinese Günz (Venzo, 1948a, b); Fluvioglaciale valtellinese, Ceppo poligenico (Venzo, 1950); ghaie e sabbie ad elementi intra-alpini, Ceppo poligenico (Gabert, 1962); ghiaie e sabbie con ciottoli alpini, ceppo mindelliano (Franzle, 1965); Ceppo *p.p.* (Comizzoli *et alii*, 1969); sabbie e ghiaie ad elementi alpini, conglomerato ad elementi alpini (Chardon, 1975); ghiaie e ceppo poligenico (Orombelli & Gnaccolini, 1978); Ghiaie e conglomerati del Ponte di Paderno (Orombelli, 1979); Ceppo poligenico (Rossi & Rigamonti, 2000).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è una superficie di erosione, raramente visibile direttamente poichè queste ghiaie formano pareti abrupte non raggiungibili nella parte superiore. Il supersintema è sistematicamente troncato e ricoperto da depositi del supersintema di Besnate – sia indifferenziato sia dell'unità di Cadorago e dell'unità di Bulgarograsso – e dell'unità di Cantù.

PROGETTO CARG

La superficie limite inferiore è rappresentata da una superficie erosionale: il supersintema del Ponte di Paderno risulta sia giustapposto (in quanto riveste le pareti della forra dell'Adda a N del ponte di Paderno) sia limitatamente sovrapposto (immediatamente a S del ponte) al ceppo del Naviglio di Paderno, al ceppo dell'Adda e al ceppo del Brembo. Queste geometrie possono essere spiegate solo ammettendo che il supersintema costituisca un'unità ghiaioso/conglomeratica profondamente incastrata nei corpi conglomeratici più antichi.

LITOLOGIA. Il supersintema del Ponte di Paderno è costituito da depositi fluvioglaciali:

- ghiaia a supporto clastico e, subordinatamente, di matrice, matrice sabbiosa. Ben organizzata in letti e lenti a diversa granulometria con spessore fino a 100 cm. Locali lenti e livelli a tessitura aperta. Ciottoli di dimensioni massime fino a 30 cm, da arrotondati a ben arrotondati. La base è costituita da un episodio grossolano, con ciottoli di diametro medio attorno ai 25-30 cm, cui fa seguito un episodio più fine, a stratificazione decimetrica. Presenza di lenti e livelli sabbiosi con sabbia laminata. Internamente alla successione sono presenti superfici erosionali secondarie. Cementazione variabile nell'ambito dello stesso affioramento: da assente a scarsa e da assente a buona con i livelli cementati che aumentano verso l'alto. Questi depositi prevalgono nella porzione inferiore della forra; verso l'alto le ghiaie passano transizionalmente, per comparsa e progressivo infittimento di lenti cementate a conglomerati;

- conglomerato costituito da ghiaie a supporto clastico. Matrice arenacea. Ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 25 cm, in genere arrotondati, rozza organizzazione in letti a diversa granulometria. Presenza di lenti arenacee, occasionalmente con laminazione incrociata. Presenza di ciottoli embricati. Cementazione da scarsa a media, con distribuzione e sviluppo irregolari, comunque significativamente minori rispetto a quelli dei conglomerati più antichi.

La composizione petrografica risulta caratterizzata (Orombelli & Gnaccolini, 1978; Orombelli, 1979) dall'abbondanza di rocce endogeno/metamorfiche (31%-86%), tra cui petrografie tipicamente valtellinesi (serpentiniti, gabbri), dalla marcata variazione quantitativa di rocce carbonatiche (9%-67%) e da basse quantità di rocce sedimentarie terrigene (0-6%), con netta dominanza, tra queste ultime, di litotipi a cemento calcareo.

Benchè vi possano essere livelli a netta dominanza di carbonati, l'unità si riconosce per l'elevato contributo di litologie alpine.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il supersintema del Ponte di Paderno affiora solo all'interno del tratto centro settentrionale della forra dell'Adda, tra Vanzone e il ponte di Paderno; affioramenti sporadici si rinvengono fino a Bottanuco; non è mai stato osservato a S di tale località. Le ghiaie sono visibili sulle pareti dei terrazzi incastrati all'interno della forra dell'Adda.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il supersintema del Ponte di Paderno è associabile morfologicamente ad alcuni terrazzi secondari, all'interno e presso la sommità della forra dell'Adda, che non rappresentano le originarie

PROGETTO CARG

superfici di aggradazione poichè i depositi del supersintema sono stati coperti e troncati da depositi successivi.

I depositi dell'unità hanno sovralluvionato una paleoforra, parzialmente coincidente con quella attuale, che ha inciso profondamente le formazioni conglomeratiche precedenti (ceppo del Naviglio di Paderno, del Brembo e dell'Adda), dalle quali sono, pertanto, separati da una (o più) importante fase erosiva. Il supersintema del Ponte di Paderno testimonia una o più fasi in cui la forra dell'Adda era riempita da sedimenti; la natura fluvioglaciale è testimoniata dall'abbondanza di ciottoli di litologie alpine. Non è possibile stabilire se si tratti di uno o più eventi fluvioglaciali: infatti tutti gli eventi fluvioglaciali hanno composizione simile, derivando da un'unica area sorgente. La mancanza di un profilo di alterazione alla sommità di queste ghiaie rende anche impossibile una differenziazione dal punto di vista di età.

ETÀ. I depositi del supersintema del Ponte di Paderno sono compresi stratigraficamente tra quelli del supersintema del Bozzente e quelli del supersintema di Besnate. Essi sono quindi riferibili al Pleistocene medio. Presumibilmente essi possono essere riferiti al sintema della Specola o al sintema di Binago, essendo coperti da unità appartenenti al supersintema di Besnate.

10.2.4.14. - Supersintema di Besnate

Il supersintema di Besnate include depositi fluvioglaciali e glaciali, caratterizzati da profili d'alterazione poco evoluti, che raggiungono spessori sino a 4 m. La copertura loessica è sporadica. Le forme sono ben conservate (cordoni morenici e piane fluvioglaciali terrazzate).

Il supersintema è stato suddiviso, su base morfologica e in base alle geometrie, in diverse unità: unità di Guanzate, unità di Cadorago, unità di Minoprio, unità di Bulgarograsso.

Dove le relazioni morfologiche non erano determinabili i depositi sono stati cartografati come supersintema di Besnate indistinto.

SINONIMI. Il supersintema è stato istituito, come Allogruppo di Besnate, da Da Rold (1990) nell'anfiteatro del Verbano e in seguito esteso fino all'area abduana. Il termine è sinonimo di Allogruppo di Muselle (Bini *et alii*, 1992) e coincide, parzialmente, con l'unità di Carvico della Carta Geologica della Provincia di Bergamo (Rossi & Rigamonti, 2000). Comprende depositi che dagli Autori precedenti sono stati in parte attribuiti al Riss ed in parte al Würm: Riss I, singlaciale Riss I-II *p.p.* (Venzo, 1948a, b); morene debolmente alterate, per alcuni metri in argille giallo ocra (Riss); fluvioglaciale ghiaioso ad argille arancio in tutta la massa (Riss); fluvioglaciale ghiaioso alterato per circa 1 m "livello fondamentale della pianura" (Riss) (Servizio Geologico d'Italia, 1954); cordoni morenici Rissiani, Diluviale recente *p.p.* (Riva, 1957); *Quaternaire moyen* (Riss), *Quaternaire recent* (Würm) *p.p.* (Gabert, 1962); fluvioglaciale rissiano II-würmiano *p.p.* (Comizzoli *et alii*, 1969); depositi glaciali e fluvioglaciali di

PROGETTO CARG

Vanzone (Riss?), depositi glaciali e fluvioglaciali würmiani *p.p.* (Orombelli & Gnaccolini, 1978; Orombelli, 1979).

ETÀ. Il supersintema di Besnate viene attribuito all'intervallo Pleistocene superiore - Pleistocene medio per il modesto sviluppo dell'alterazione e per la presenza di una sporadica coltre loessica di copertura. In area Verbano, la radiodatazione di suoli sepolti attribuiti a questo supersintema ha fornito età minime comprese tra 26.500 e 32.200 anni C^{14} (Da Rold, 1990; Bini, 1997b; Zuccoli, 1997).

10.2.4.14.1. - Supersintema di Besnate indistinto (**BE**)

DEFINIZIONE. Ghiaia a supporto di matrice, ghiaia organizzata in livelli a supporto di matrice e clastico, sabbie, limi (depositi fluvioglaciali). L'alterazione è moderata, con profili poco evoluti che si spingono fino alla profondità di 4 m circa.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore coincide con la superficie topografica; in corrispondenza degli approfondimenti fluviali (F. Adda, T. Grandone) il supersintema indistinto viene coperto in discordanza e terrazzato dal sintema di Cantù e dal sintema del Po e dall'unità del T. Lesina (supersintema di Palazzago). Nella valle del Brembo è terrazzata, per piccoli tratti, ed è quindi più recente dell'unità di Ponte San Pietro dello stesso supersintema, e in misura molto maggiore, dal sintema di Bordogna.

Il limite inferiore è una superficie erosionale, che taglia le unità precedenti.

L'alterazione è moderata con profili poco evoluti che si spingono fino alla profondità di 4 m circa. L'alterazione dei ciottoli è variabile: i carbonati sono decarbonatati fino a circa 4 m così come le arenarie. L'alterazione dei ciottoli cristallini è più modesta, attestandosi intorno al 10-20% dei ciottoli, sino al 50% nei livelli superiori. Dal punto di vista pedologico, nel settore orientale, alla sommità si sviluppano alfisuoli con caratteristiche estremamente omogenee in tutta l'area: debole rubefazione (10YR, con punte di colore 7.5YR), elevati spessori dell'orizzonte Bt (fino a 170 cm) e profondità dell'orizzonte C compresa tra 1,8 e 2,5 m. Si riscontra una matrice molto argillificata ed una forte alterazione, soprattutto nelle componenti terrigene e carbonatiche.

LITOLOGIA. Il supersintema di Besnate indistinto è costituito da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaia a supporto di matrice, matrice limoso sabbiosa 10YR, ciottoli arrotondati con dimensione massima fino a 10 cm, poligenica. Ghiaia massiva a supporto clastico, matrice sabbiosa 10YR, ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a circa 20 cm, poligenica. Ghiaia a supporto di matrice e clastico rozzamente organizzata in livelli a diversa granulometria e supporto, con matrice sabbiosa, ciottoli arrotondati o subarrotondati con dimensione massima fino a 15-20 cm, presenza di livelli e lenti sabbiose; occasionale presenza di cemento sui ciottoli. Alternanza di ghiaia e fini con ghiaie organizzate in lenti e letti a diversa granulometria; ciottoli con dimensioni

PROGETTO CARG

massime da centimetriche a 10 cm arrotondati. Ghiaia a supporto clastico con rozza organizzazione in letti a diversa granulometria, con lenti e livelli di sabbia; ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 20 cm da subarrotondati ad arrotondati. Ciottoli costituiti, in ordine di abbondanza decrescente, da rocce endogeno-metamorfiche (intrusivi acidi e basici, metamorfiti, tra cui serpentiniti), rocce carbonatiche e rocce terrigene (a cemento carbonatico prevalente).

Nella piana compresa tra Pontida e Brembate alla sommità le ghiaie passano con limite graduale a limi argillosi a ciottoli fluviali sparsi, interpretati come *top* pelitico dell'unità. Non è stato mai possibile riconoscere in maniera certa la presenza di limi eolici (*loess*); solo in prossimità del raccordo con la scarpata del pianalto si osserva un episodio colluviale sommitale, con limite erosionale.

Nella stessa piana la composizione petrografica delle ghiaie differisce marcatamente da quella delle altre unità del supersintema di Besnate. Due stazioni di conteggio hanno fornito i seguenti risultati: intrusive acide 4,0%, intrusive basiche 5,4%, filoniane 2,7%, gneiss *s.l.* 11,2%, quarziti 0,9%, altre metamorfiche 3,1%, quarzo 0,9%, terrigeno carbonatico 35,3%, calcari 36,5%. Il tratto petrografico caratteristico è dato dall'abbondanza di rocce terrigene, derivanti principalmente dalle formazioni cretaciche e dalla relativa scarsità di rocce cristalline del basamento.

AREA DI AFFIORAMENTO. I depositi di questa unità sono presenti nella forra dell'Adda. Nel supersintema indistinto sono inclusi corpi terrazzati che non è possibile attribuire ad unità definite, a causa dell'incerta posizione stratigrafica. Le incertezze derivano dalla mancanza di continuità morfologica, associata alla labilità delle relazioni geometriche (altimetriche), tra i diversi depositi. Affiora anche nella piana compresa tra Pontida e Brembate.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Lungo la forra dell'Adda, il supersintema di Besnate indistinto forma terrazzi di ridotte dimensioni. Da N si distinguono: i terrazzi di Medologo (quote comprese tra 230-210 m) e di Suisio-Bottanuco (q. 220-205); a Capriate San Gervasio, al termine della forra, forma la parte orientale della piana.

A E dell'Adda l'unità costituisce un'ampia piana fluvioglaciale, che si estende tra Somasca (Pontida) e Brembate. Questa piana drenava le acque di un ramo del ghiacciaio dell'Adda che, durante una o più fasi dell'Episodio Besnate, percorreva la valle di Pontida e si attestava al suo sbocco. Non è possibile localizzare con precisione la posizione della fronte glaciale, sia perché i relativi depositi sono stati smantellati dal successivo Episodio Cantù, sia per l'intensa antropizzazione dell'area che ha cancellato eventuali tracce rimaste. Sulla superficie della piana sono presenti i paleoalvei dei torrenti Dordo e La Buliga che decorrono con continuità chilometrica in direzione N-S, configurandosi come depressioni sinuose, con profondità anche metriche, a bordi talvolta incerti. La formazione dei paleoalvei viene collegata, in base alle relazioni geometriche, all'Episodio Cantù (o quanto meno sono stati utilizzati durante questa fase).

La comparazione petrografica con i contigui depositi fluvioglaciali del sintema di Binago indica che il passaggio per la valle di Pontida non giustifica

PROGETTO CARG

l'arricchimento in litologie terrigene riscontrato; esso va, pertanto, messo in relazione con un evento catastrofico di versante, avvenuto durante l'Episodio Besnate nel tratto interessato dalla diffluenza.

10.2.4.14.2. - Unità di Guanzate (**BEZ**)

DEFINIZIONE. Diamicton massivi a supporto di matrice (*till* di alloggiamento e di ablazione). Ghiaie e sabbie stratificate (depositi fluvioglaciali). La superficie limite superiore è caratterizzata da morfologia ben conservata, copertura loessica discontinua presente, profilo di alterazione evoluto con profondità massima del fronte di decarbonatazione compreso tra i 3 e i 4 m circa, colore 7.5YR.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il limite superiore dell'unità coincide con la superficie topografica; in riva sinistra dell'Adda essa è terrazzata dall'unità di Cadorago e dal sintema di Cantù. Il limite inferiore è una superficie di natura erosionale che mette a contatto l'unità con il substrato (M. Giglio), il sintema di Binago e altre unità più antiche.

LITOLOGIA. L'unità di Guanzate comprende:

- depositi glaciali (*till* di ablazione): diamicton massivo a supporto di matrice limosa e, in subordine, a supporto clastico, con clasti eterometrici da subarrotondati a subspigolosi;
- depositi di contatto glaciale: limi sabbiosi e limi debolmente argillosi a rari ciottoli arrotondati; sabbie limose debolmente stratificate;
- depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto clastico, con matrice sabbiosa o sabbioso limosa, a ciottoli subarrotondati.

I clasti sono costituiti sia da litologie carbonatiche, di provenienza lariana e locale, sia cristalline (metamorfiti, intrusivi *s.l.*) di derivazione "alpina". Matrice di colore 10YR e, in subordine, tra 10YR e 7.5YR. Le rocce a componente carbonatica (calcari e terrigene) sono completamente alterate, le rocce intrusive a grana media sono arenizzate e le metamorfiti parzialmente alterate, con grado di alterazione dipendente dal grado di scistosità. Il profilo d'alterazione completo non è mai stato osservato, ma il suo spessore può essere stimato in almeno 3 m.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità di Guanzate affiora nell'Apparato Glaciale di Villa d'Adda all'esterno del sintema di Cantù (Fig. 29), in corrispondenza dell'abitato di Carvico.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità di Guanzate presenta una morfologia ben conservata ed evidente. Sono presenti 6 morene esterne al sintema di Cantù e tagliate in discordanza geomorfologica da quest'ultima. Gran parte delle morene è costituita dalla sovrapposizione di più unità. Sono visibili numerose piane fluvioglaciali che si intersecano l'una con l'altra e sono tagliate dalle piane fluvioglaciali del sintema di Cantù. La geometria delle unità è grossomodo semicircolare. Il ghiacciaio durante l'Episodio Guanzate doveva avere un'estensione simile a quello dell'Episodio Cantù.

PROGETTO CARG

Fig. 29 - *Vanzone: a sinistra morena della massima avanzata del sintema di Cantù, a destra ultima morena interna conservata dell'unità di Guanzate del supersintema di Besnate; al centro sandur dell'unità di Guanzate.*

La morena più esterna è la morena di Vanzone cui è associata una piana fluvioglaciale, attualmente ridotta dall'erosione a un limitato lembo terrazzato, che da essa si originava. È possibile che un lembo di piana sia anche conservato, parzialmente sepolto dall'unità di Cadorago, all'altezza di C.na del Toc (fra Luprita e il ponte per Robbiate).

10.2.4.14.3. - Unità di Cadorago (**BEE**)

DEFINIZIONE. Ghiaia massiva o organizzata, a supporto di clasti o di matrice, ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 30 cm; intercalazioni sabbiose, poligenica (depositi fluvioglaciali). Diamicton a supporto di matrice (depositi glaciali). Alterazione limitata alla porzione superficiale. Limi (depositi di esondazione). Copertura loessica discontinua.

SINONIMI. Viene inserita dagli Autori precedenti nel *Diluvium* recente (Riva, 1957).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione poco sviluppato. Nella parte sommitale i carbonati sono alterati e i flysch decarbonatati. L'alterazione dei ciottoli cristallini e metamorfici è variabile; nei livelli più superficiali può interessare circa il 50% dei ciottoli. Il profilo di alterazione è compreso tra 2 e 4 m circa. Il colore della matrice è 7.5YR nella porzione sommitale e diventa 10YR più in profondità. La superficie sommitale è in genere costituita dalla superficie topografica. L'unità di Cadorago è coperta dai depositi del supersintema di Venegono; lungo la forra dell'Adda è terrazzata dall'unità di Bulgarograsso e dal supersintema di Besnate indistinto. È inoltre coperta dai depositi dell'unità di Minoprio (appartenente al medesimo supersintema), del sintema di Cantù e del sintema del Po. Il limite inferiore è raramente visibile (Valle del Rio Vallone).

PROGETTO CARG

Esso è una superficie di erosione. L'unità ricopre tutti i depositi precedenti. Nell'area del Rio Vallone il limite inferiore è costituito da una superficie di erosione che taglia i depositi della formazione di Trezzo sull'Adda.

LITOLOGIA. L'unità di Cadorago è costituita da:

- depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice; matrice limoso argillosa; clasti con dimensioni da centimetriche a decimetriche, arrotondati; sovraconsolidato (*till* di alloggiamento). Diamicton massivo a supporto di matrice; matrice limoso sabbiosa; clasti con dimensioni da centimetriche a 50 cm, arrotondati (*till* di ablazione);

- depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto di matrice, localmente clastico, con matrice sabbiosa; talora ben organizzate in letti a diversa granulometria; ciottoli con dimensioni massime da 1 cm a 40 cm, da subarrotondati ad arrotondati; presenti locali embricazioni; strutture a *point bar* e *channel lag.* Ghiaia eterometrica a supporto di matrice; matrice sabbiosa debolmente limosa; ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 20 cm, arrotondati e subarrotondati. Ghiaia a supporto clastico; matrice sabbiosa; ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a 20 cm, arrotondati, subarrotondati e, in netto subordine subspigolosi; locali embricazioni; stratificazione suborizzontale prevalente.

- depositi fluviali di bassa energia o di esondazione: limi massivi, con sparsi clasti, talora organizzati in lenti e livelli centimetrici. Limo con rari clasti alternato a livelli e lenti di sabbia.

La petrografia delle ghiaie in genere comprende un ampio spettro di litologie: intrusive acide 9,7%, intrusive basiche 6,0%, gneiss *s.l.* 14,9%, quarziti 10,4%, altre metamorfiche 0,7%, quarzo 10,4%, terrigene carbonatiche 9,0%, terrigene non carbonatiche 1,5%, calcari 33,6%, dolomie 2,2%, selci 1,6%.

AREA DI AFFIORAMENTO. A W dell'Adda l'unità affiora a N di Ronco Briantino, nella piana che da Usmate-Velate scende verso Arcore e il Lambro e all'interno della valle del Rio Vallone. A E dell'Adda l'unità affiora a W dell'abitato principale di Calusco, dove forma la piana fluvioglaciale di Luprita che si estende tra q. 275 e 245 m. La piana è associata a fronti glaciali di arretramento, localizzate a N dell'area rilevata, in posizione più interna e ribassata rispetto a quelle dell'unità di Guanzate.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. I depositi appartenti all'unità di Cadorago formano delle imponenti morene nel vicino Foglio 096-Seregno a W di Sirtori, la maggiore delle quali è quella che decorre da Besana Brianza a Monticello, Viganò e Barzanò. Da queste morene importanti scaricatori glaciali percorrevano le valli della Molgoretta, della Roggia Nova e del T. Lavandaia, raccordandosi alla piana del T. Curone che, a sua volta, si immetteva nella Molgora nei pressi di Velate.

Sono inoltre ascrivibili a questa unità le morene rappresentate dai dossi di Pagnano, Merate e Paderno. I dossi di Pagnano sono sicuramente quelli meglio conservati ed evidenti. Sono attribuite a questa unità anche una serie di piane fluvioglaciali che si estendono a S dell'allineamento Merate - Cernusco Lombardone e che oggi sono smembrate dagli eventi fluvioglaciali successivi. Nel settore

PROGETTO CARG

N la piana è delimitata ad E dalla piana fluvioglaciale del sintema di Cantù e ad W dal terrazzo che la mette a contatto della piana fluvioglaciale dell'unità di Minoprio. A S questi depositi sono limitati dalla scarpata dei terrazzi di Ronco Briantino. La piana è interessata da numerosi terrazzi soprattutto nella parte N, in vicinanza delle morene. Tuttavia non sono state distinte ulteriori formazioni in base a questi terrazzi in quanto non sono presenti sufficienti elementi per procedere in tale direzione. Inoltre nelle zone prospicienti alle morene, e quindi alle porte del ghiacciaio, possono essere presenti più superfici di erosione dovute al cambiamento nella geometria della fronte glaciale in periodi di tempo brevi, tali da non giustificare l'inserimento di ulteriori unità.

È sempre parte di questa unità il terrazzo a N di Bernareggio che si spinge fino alla località Sernovella. Questo terrazzo si raccorda a S con il terrazzo del sintema della Specola con un limite di tipo aggradazionale, cioè senza un'evidente scarpata.

L'unità di Cadorago percorreva anche il Rio Vallone dove essa costituisce un terrazzo ben sviluppato, alto da 1 a 3 metri circa, localmente non visibile poiché coperto dal materiale colluviato dai versanti circostanti.

Più a S, la piana fluvioglaciale di questa unità si estende da Usmate verso SW. Essa, tuttavia, a S dell'abitato di Concorezzo si raccorda con la piana attribuita all'unità di Minoprio costituendo un'unica superficie senza soluzione di continuità; nel tratto da Usmate ad Arcore ha una pendenza accentuata verso SW. A W il limite è dato dal terrazzo del Lambro, mentre a E il limite è dato dal terrazzo della Molgora.

La paleogeografia è quindi abbastanza chiara. La cerchia di morene decorreva da Pagnano fino ad appoggiarsi al M. Robbio: in corrispondenza del paese di Cernusco Lombardone doveva essere presente una grande porta nel ghiacciaio dalla morfologia piuttosto articolata, come testimoniano i numerosi terrazzi ancora conservati. La piana fluvioglaciale si estendeva quindi dal terrazzo di Lomagna-Paravino a quello di Paderno d'Adda, entrambi costituiti da materiale più vecchio e più rialzati. Verso S la piana si divideva in più lembi in quanto trovava l'ostacolo costituito dai terrazzi di Ronco Briantino e Bernareggio e Verderio.

A E uno scaricatore si immetteva nella valle del Rio Vallone probabilmente con l'alimentazione principale proveniente da E del M. Robbio. In questa valle i depositi dell'unità di Cadorago si sono potuti deporre fino al momento del taglio del terrazzo di C.na Assunta che ha troncato il Rio Vallone a N. Spostandosi a W un altro ramo scendeva verso l'incisione che oggi ha origine presso Castel Negrino. In questo settore gli scaricatori glaciali arrivavano a lambire il precedente terrazzo costituito dai depositi del sintema della Specola. Ancora più a W un altro lembo entrava nell'incisione presente tra Bernareggio e Ronco Briantino. Infine una cospicua parte di materiale doveva percorrere l'attuale valle della Molgora costituendo la piana che scendeva verso Arcore e il Lambro e, probabilmente anche verso Vimercate, sebbene questa sia stata successivamente erosa.

PROGETTO CARG

10.2.4.14.4. - Unità di Minoprio (**BMI**)

DEFINIZIONE. Ghiaia a supporto di matrice e a supporto clastico con matrice sabbiosa; locali intercalazioni sabbiose (depositi fluvioglaciali). Alterazione moderata, più elevata nei livelli superiori.

SINONIMI. L'unità è compresa nel *Diluvium* recente di Riva (1957).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è caratterizzata da una alterazione moderata che non supera i 4 metri di profondità. Nei livelli superiori i flysch e i carbonati sono decarbonatati e gli esotici possono essere alterati fino al 50%. Approfondendosi, la percentuale dei ciottoli alterati non supera il 10-20%. Il colore della matrice è 10YR eccettuato nei livelli superiori dove tende al colore 7.5YR. La superficie superiore è in genere costituita dalla superficie topografica, anche se localmente può essere coperta dalla coltre loessica 10YR. Essa è anche coperta da depositi attribuibili al supersintema di Venegono. Sebbene non sia stato individuato in affioramento il contatto diretto, essa è verosimilmente coperta dai depositi appartenenti al sintema di Cantù e quelli del sintema del Po. La superficie inferiore non è visibile ma è verosimilmente una superficie di erosione. In un affioramento l'unità di Minoprio è stata rinvenuta a contatto con il ceppo sottostante. Essa può coprire i depositi delle unità inferiori.

LITOLOGIA. L'unità di Minoprio è costituita da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaia a supporto di matrice; matrice limoso sabbiosa; ciottoli da arrotondati a subangolosi con dimensioni massime da centimetriche a 25 cm. Ghiaia a supporto clastico con intercalazioni sabbiose di spessore fino a 50 cm; matrice sabbioso limosa; ciottoli arrotondati con dimensioni massime da 1 cm a 40 cm; ciottoli embricati.

La composizione petrografica è la seguente: flysch 39,3%, calcari 15,7%, cristallini 23,7%, gneiss 12,4%, conglomerato di Sirone 3,4%, ultramafiti 2,2%, Verrucano Lombardo 1,1%, quarzo 1,1%, gabbro 2,2%.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità di Minoprio affiora nella valle della Molgora.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità di Minoprio è ben distinguibile dall'unità di Cadorago su base morfologica. I depositi di questa unità costituiscono piane più basse rispetto a quelle attribuibili all'unità di Cadorago. Sono ascrivibili all'unità di Minoprio le piane su cui sorgono Osnago e gran parte di Vimercate.

I sedimenti dell'unità di Minoprio, quindi, costituivano una piana fluvioglaciale incassata in quella dell'unità di Cadorago. Essa seguiva l'attuale percorso della Molgora. Rispetto alla piana dell'unità di Cadorago essa era nettamente più bassa nei pressi di Osnago mentre verso S si assiste a una progressiva diminuzione della differenza di quota delle due piane. A S di Concorezzo, oltre il margine meridionale del Foglio, la piana si raccorda senza soluzione di continuità con la piana attribuita ai depositi dell'unità di Cadorago. Successivamente, la piana è stata erosa dagli scaricatori dell'Episodio Cantù.

PROGETTO CARG

10.2.4.14.5. - Unità di Bulgarograsso (**BXE**)

DEFINIZIONE. Ghiaia a supporto clastico, poligenica poco alterata (depositi fluvioglaciali).

SINONIMI. I depositi attribuiti a questa unità erano stati inseriti nel *Diluvium* recente da Riva (1957).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è costituita dalla superficie topografica, oppure è una superficie di erosione su cui poggia la coltre loessica 10YR. È caratterizzata da un profilo di alterazione poco evoluto. L'alterazione è scarsa, con percentuale dei ciottoli totalmente alterati (cristallini e metamorfici) compresa tra il 10% e il 20%. La superficie inferiore è una superficie di erosione che poggia sulla formazione di Trezzo sull'Adda e sul ceppo dell'Adda. Tuttavia i limitati affioramenti non consentono di specificare meglio i rapporti stratigrafici. È possibile, dalla geometria, che l'unità appoggi direttamente sul ceppo del Brembo e sui depositi del supersintema del Ponte di Paderno.

LITOLOGIA. L'unità di Bulgarograsso è costituita da:

- depositi fluvioglaciali: ghiaia a supporto clastico, con rari livelli sabbiosi. Matrice sabbiosa. Ciottoli con dimensioni massime da centimetriche a circa 15 cm, arrotondati.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità è presente nei terrazzi all'interno della Valle dell'Adda: affiora in una incisione a E del cimitero di Cornate, nella Roggia Roggiolana in prossimità della località C.na Passera.

Si rinviene poi sulla piana di Luprita, come parziale riempimento di uno stretto paleoalveo che la incide in prossimità del suo limite occidentale; tra Medologo e Bottanuco struttura la sommità del terrazzo di C.na S. Giuliano, che decorre tra q. 235 e 220 m circa, in posizione ribassata rispetto a quello formato dall'unità di Cadorago.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. L'unità dà origine al terrazzo incassato nella forra dell'Adda su cui sorge il paese di Porto d'Adda Superiore. Il terrazzo è ribassato di circa 6-7 metri rispetto ai terrazzi di Cornate d'Adda ed è inclinato marcatamente verso S. Esso costituisce ciò che rimane di una delle fasi di riempimento del *canyon* dell'Adda. Il suo limite orientale è dato dalla scarpata che lo mette in contatto con il terrazzo di P.to Adda Inferiore.

Su base morfologica si attribuisce a questa unità anche il terrazzo a E di Paderno d'Adda, la cui pendenza è confrontabile con quella del terrazzo già citato. Allo stesso modo è interpretato uno dei terrazzi su cui sorge Trezzo sull'Adda.

I depositi di questa unità rappresentano quindi una fase di riempimento del *canyon* dell'Adda. Lo scaricatore glaciale che scorreva nella valle dell'Adda trovava la valle già parzialmente riempita dalle ghiaie del supersintema del Ponte di Paderno.

Dall'analisi dei rapporti stratigrafici si nota che l'unità di Bulgarograsso si appoggia sia sulla formazione di Trezzo sull'Adda e relativo ceppo dell'Adda, sia sul supersintema del Ponte di Paderno. Poco si può dire dell'effettivo spessore e

PROGETTO CARG

della morfologia dei depositi dell'unità in esame al momento della loro deposizione; l'incertezza è insita nel fatto che nulla si sa della originaria superficie su cui si sono deposte le ghiaie dell'unità di Bulgarograsso poiché, dopo il deporsi di questa unità, si sono succeduti altri episodi fluvioglaciali che possono aver eroso consistenti quantità di materiali.

Sulla piana di Luprita è presente un paleoalveo che giunge sino all'orlo della scarpata della forra dell'Adda ed è evidentemente tagliato dalla forra stessa. Dall'altro lato della forra inizia, direttamente dalla scarpata, la valle del Rio Vallone. Questa disposizione testimonia che durante l'Episodio Bulgarograsso la forra dell'Adda doveva essere colmata da sedimenti, infatti le relazioni geometriche tra le unità dell'area indicano che le acque glaciali percorrevano il paleoalveo e contribuivano all'aggradazione della piana ad E di Paderno d'Adda, posta a quota analoga a quella del paleoalveo.

Gli scenari possibili al momento della deposizione dell'unità di Bulgarograsso sono più d'uno. I sedimenti del supersintema del Ponte di Paderno potevano formare una superficie che si estendeva senza soluzione di continuità da un versante all'altro della valle. L'unità di Bulgarograsso potrebbe avere quindi effettivamente deposto solo un sottile velo di ghiaie ed essere stata successivamente erosa nella forma attuale. Oppure al momento della deposizione dell'unità di Bulgarograsso le precedenti ghiaie del supersintema del Ponte di Paderno potevano già essere in parte erose a terrazzi come lo sono attualmente. In questa ipotesi, allora, necessariamente l'unità di Bulgarograsso deve aver deposto originariamente uno spessore assai considerevole di materiale, fino a raggiungere la superficie superiore dei terrazzi precedenti, e successivamente essere stata erosa. Un altro scenario potrebbe prevedere che sia stato lo stesso evento che ha deposto l'unità di Bulgarograsso a erodere parzialmente i depositi precedenti e deporre uno spessore più considerevole nella zona oggi erosa; ancora, l'effettivo spessore delle ghiaie al di sopra del supersintema del Ponte di Paderno potrebbe essere stato molto superiore a quello visibile attualmente in quanto potrebbe essere stato asportato da eventi successivi.

Si notino le differenze tra i due modelli: nel primo caso l'unità di P.to d'Adda superiore si depone nel *canyon* dell'Adda riempito dai sedimenti del supersintema del Ponte di Paderno, depositando un corpo per l'intera larghezza della valle. In seguito l'erosione del terrazzo porta alla situazione attuale. Nel secondo caso i depositi del supersintema del Ponte di Paderno erano già terrazzati al momento della deposizione dell'unità di Bulgarograsso. In questo caso la deposizione dell'unità è stata più imponente dovendo colmare prima la valle. La successiva erosione ha portato alla situazione attuale.

10.2.4.15. - Supersintema dei Laghi

Depositi glaciali *s.l.*, di versante *s.l.*, fluviali, lacustri e di conoide. Superficie superiore caratterizzata da: morfologie ben conservate, copertura loessica

PROGETTO CARG

assente, profilo di alterazione poco evoluto con profondità massima del fronte di decarbonatazione inferiore a 2 metri, colore 10YR. Cementazione solo locale. Pleistocene superiore.

Nel Foglio 097-Vimercate il supersintema è costituito solo dal sintema di Cantù (**LCN**).

10.2.4.15.1. - Sintema di Cantù (**LCN**)

DEFINIZIONE. Ghiaie e sabbie stratificate, limi di esondazione (depositi fluvioglaciali e alluvionali). Diamicton massivi a supporto di matrice o clastico (*till* di ablazione e di alloggiamento). Diamicton, ghiaie, sabbie e limi a grande variabilità di facies (depositi di contatto glaciale). Ghiaie, sabbie e diamicton in *foreset* (depositi deltizi). Sabbie, limi e argille laminati (depositi lacustri). Ghiaie ad elementi spigolosi, ghiaie alterate con matrice argillosa arrossata (depositi di versante). Superficie limite superiore caratterizzata da morfologia ben conservata, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto con profondità massima del fronte di decarbonatazione di circa 1,5 m, colore 10YR.

SINONIMI. Il sintema di Cantù è stato già definito nel bacino del Lago di Como, dapprima come Complesso Glaciale del Piano del Tivano (Bini, 1983, 1987) e come Complesso Glaciale di Cantù (Bini, 1987). Successivamente, essendo state adottate per il Quaternario le unità allostratigrafiche (Bini *et alii*, 1990) e le unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU) (Bini *et alii*, 1991), l'unità è stata indicata come: Alloformazione di Cantù (Bini *et alii*, 1992; Rossi *et alii*, 1991; Felber, 1993), Sintema di Cantù (Bini *et alii*, 1991) e Alloformazione del Piano del Tivano (Maggi, 1992). L'Alloformazione di Bodio, descritta nell'Anfiteatro del Verbano (Da Rold, 1990), coincide con l'Alloformazione di Cantù.

Il sintema di Cantù corrisponde al Würm di Riva (1957), al Würm e alla parte interna del Riss di Venzo (1948a, b), al *Quaternaire recent* (Würm) *p.p.* di Gabert (1962), al Fluvioglaciale rissiano II - würmiano *p.p.* di Comizzoli *et alii* (1969), ai depositi glaciali e fluvioglaciali würmiani *p.p.* di Orombelli (1979) e Orombelli & Gnaccolini (1978), all'Unità di Cantù di Rossi & Rigamonti (2000). Nella forra dell'Adda i terrazzi riferibili a questa unità erano stati denominati "terrazzo basso" da Riva (1957).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è caratterizzata da un profilo di alterazione poco evoluto, con la profondità di decarbonatazione limitata a 1-1,5 m. Nei livelli superiori l'alterazione può raggiungere il 50% dei ciottoli carbonatici e di quelli cristallini. I metamorfici sono indeboliti. La copertura loessica è assente.

Dal punto di vista pedologico alla sommità dei depositi si sono sviluppati alfisuoli. Il colore della matrice è 10YR.

Il limite superiore coincide con la superficie topografica oppure è una super-

PROGETTO CARG

ficie erosionale ricoperta in discordanza dal sintema del Po. Poichè i depositi del sintema del Po sono in equilibrio con il ciclo sedimentario attuale, ne consegue che il sintema di Cantù comprende i sedimenti deposti dall'ultima avanzata glaciale che ha interessato il territorio.

La superficie limite inferiore è una superficie di erosione. Il sintema di Cantù copre i depositi appartenenti alle unità precedenti. In anfiteatro copre il supersintema di Besnate, il supersintema della Colma e il substrato roccioso. All'esterno dell'Anfiteatro, nella forra dell'Adda, taglia il ceppo del Brembo, il supersintema del Ponte di Paderno e il supersintema di Besnate indistinto.

LITOLOGIA. Il sintema di Cantù comprende:

- *till* di ablazione: sono costituiti da diamicton in genere massivi e a supporto di matrice con clasti eterometrici anche di notevoli dimensioni (massi erratici) immersi in una matrice sabbioso limosa. I clasti sono poco alterati e sono costituiti sia da frammenti di rocce carbonatiche sia cristalline, provenienti dall'Alto Lario, Val Chiavenna, Valtellina e Valsassina. La presenza sporadica di ciottoli gneissici, granitici, scistosi ecc. completamente alterati, ma non argillificati, è da imputarsi a materiale di unità più antiche prese in carico dal ghiacciaio;

- *till* di alloggiamento: sono costituiti da diamicton massivi a supporto di matrice con clasti eterometrici immersi in matrice limosa. I clasti sono raramente di grosse dimensioni e presentano una composizione identica ai precedenti. I clasti carbonatici e serpentinosi sono in genere striati e sovente sagomati a "ferro da stiro". La matrice limosa è più abbondante che nei *till* di ablazione ed è in genere sovraconsolidata;

- depositi fluvioglaciali e fluviali: premesso che non vi è alcuna differenza dal punto di vista sedimentologico tra questi due tipi di deposito, si considerano come fluvioglaciali solo i depositi alluvionali sedimentati in prossimità del ghiacciaio sul "*sandur*". Sono costituiti da ghiaie con ciottoli arrotondati, poligenici, a supporto di clasti o di matrice, con matrice sabbiosa e sabbioso limosa, carbonatica, e sabbie spesso a laminazione incrociata con *ripple mark*. Grossolanamente stratificati, costituiscono corpi lenticolari o stratoidi, spesso con strutture interne quali gradazioni inverse o normali, embricature dei ciottoli, *cluster* e laminazione incrociata. Spostandosi dalle zone prossimali al ghiacciaio alle zone più distali, questi depositi presentano una grossolana stratificazione suborizzontale o incrociata planare a basso angolo; meno frequentemente una stratificazione incrociata concava; frequenti anche strati e lenti sabbiose a struttura interna laminata. Nella forra dell'Adda si riconoscono varie sequenze deposizionali con passaggi da sistemi fluviali *braided* ad accrescimento sommitale e frontale (barre longitudinali e linguoidi e canali), a sistemi meandriformi ad accrezione laterale (barre di meandro ghiaioso-sabbiose).

Localmente la sommità mostra sequenze *fining upward*, con passaggio da ghiaie a limi con ciottoli sparsi, destrutturati dall'azione pedogenetica.

Nelle piane esterne all'anfiteatro sono presenti depositi di esondazione e fluviali di bassa energia costituiti da limi massivi e limi con ciottoli sparsi e rare lenti di ghiaia fine e media.

PROGETTO CARG

Petrograficamente si riconoscono rocce carbonatiche di provenienza lariana e locale e silicoclasti "alpini" (metamorfiti, tra cui serpentiniti, rocce mafiche e ultramafiche);

- depositi di conoide dominati da *debris flow*: ghiaia da fine a media, mal selezionata, con ciottoli locali non alterati ed esotici alterati; ghiaia a supporto di clasti con intercalazioni di livelli più fini a supporto di matrice. Matrice sabbiosa da fine a grossolana; ciottoli embricati.

A Perlupario i depositi di conoide alluvionale alimentati sia dai versanti sia da *till* più antichi sono, probabilmente, in eteropia con i depositi lacustri di Sant'Antonio. A Carenno si intercalano ai depositi lacustri sino a ricoprirli completamente. Altri conoidi eteropici a depositi lacustri sono presenti a Valgreghentino;

- depositi di contatto glaciale: si tratta di depositi caratterizzati da un'alta variabilità di facies, potendo comprendere sedimenti fluviali, lacustri e di trasporto in massa proveniente sia dal ghiacciaio (*till* di colata) sia dal versante. Le caratteristiche di questi depositi possono quindi essere estremamente variabili sia in senso laterale che verticale;

- depositi lacustri proglaciali e marginoglaciali: deposti in diretto contatto con la fronte del ghiacciaio (marginoglaciali) o separati da questo da *till* (proglaciali), sono costituiti da sabbie, limi e argille in lamine pianoparallele orizzontali, sottili. Sovente sono presenti *dropstone* isolati o piccole lenti di ghiaia, rilasciati da zattere di ghiaccio galleggianti alla superficie del lago (marginoglaciali). Le lamine sottostanti i *dropstone* sono deformate.

Sono presenti (Sant'Antonio) depositi di trasporto in massa all'interno dei bacini, costituiti da limo argilloso massivo inglobante ciottoli locali ed esotici sparsi, oppure di diamicton massivo a supporto di matrice con clasti eterometrici (massimo 1 m), sia esotici sia locali, mediamente non alterati e arrotondati. Matrice limosa argillosa.

In alcuni bacini (T. Sommaschio; Venzo, 1948a, b), Riva (1957), Desio (1928), Rossi & Rigamonti (2000) alle sequenze lacustri si intercalano depositi alluvionali costituiti da ghiaie e sabbie, imputabili ad un parziale prosciugamento del lago. A Carenno, lungo la strada (Rizzini & De Rosa, 1969) si osservano depositi lacustri (limi laminati) entro cui sono intercalati *till* di colata e ghiaie fluvioglaciali o fluviali; queste ultime intercalazioni diventano più frequenti verso l'alto, sino al definitivo interramento del lago ad opera dei depositi di conoide alluvionale provenienti dalle vallette laterali.

Quando il lago era direttamente sostenuto dal ghiacciaio, parte dei depositi lacustri si depositavano direttamente sul ghiaccio o a contatto con esso. Al ritiro del ghiacciaio il lago si svuotava e il deposito lacustre collassava verso valle. Questa situazione è visibile lungo l'Adda nella cava abbandonata a W di Villa d'Adda, in riva sinistra, e nelle vallette che dal piano di Cazzulino e Arlate scendono all'Adda, in riva destra.

Nella cava di Villa d'Adda, su una distanza di circa 800 m, a N sono presenti depositi fluvioglaciali grossolani, prossimali al ghiacciaio, quindi, muovendosi

PROGETTO CARG

verso S, depositi fluvioglaciali distali passanti ai depositi lacustri. Tutti gli strati sono inclinati ed immergono verso il F. Adda, spostandosi verso E divengono invece orizzontali. Successioni analoghe sono presenti anche ad W dell'Adda. Si tratta quindi di un bacino lacustre formatosi all'interno delle morene più esterne del sintema di Cantù. Dapprima il ghiacciaio doveva essere a diretto contatto con le acque del lago, successivamente, come documentato nelle sezioni, tra il ghiacciaio e il lago si interpone una piccola piana fluvioglaciale. La giacitura degli strati è spiegabile in parte con il collasso dei sedimenti, dovuto al ritiro del ghiacciaio, e in gran parte, dato che l'immersione è generalmente verso il corso dell'Adda, a collasso in seguito ad un rapido approfondimento del fiume;

- depositi deltizi: *foreset* costituiti da ghiaia da medio fine a molto grossolana (sino a massi) in strati inclinati di 25°; supporto di matrice sabbiosa alla base, supporto di clasti a tetto; gradazione inversa; ciottoli piatti paralleli alle superfici di strato, rare embricature.

Ghiaia grossolana molto eterometrica (dimensioni sino ai massi), a supporto di clasti; matrice costituita da sabbia grossolana e ghiaia fine; tessitura parzialmente aperta; embricature ad alto angolo, *cluster*; ciottoli piatti isoorientati parallelamente alle superfici di strato; stratificazione inclinata di 40°÷45°.

Ghiaie mal assortite, a supporto di clasti e con tessitura parzialmente aperta; ciottoli in maggioranza arrotondati, sia locali che esotici, alterati e non; gradazione inversa (dimensioni massime dei clasti alla base: 2 cm, a tetto: 40 cm); embricatura ad alto angolo (~70°); matrice da ghiaia fine a sabbia grossolana, mediamente cementata.

Il delta meglio visibile si osserva lungo il T. Sommaschio, nel tratto che va da Fibbia (ponte di quota 277,2 m) a Cava (ponte di quota 258,0 m). Sotto il ponte di Cava compaiono le argille lacustri di Pontida (*bottomset*). Alessio *et alii* (1978) descrivono le argille affioranti nelle cave di Pontida (Fornace Magnetti). Nella Cava a N della statale Como-Bergamo affiorano per 15 m circa di spessore argille e limi laminati lacustri, con lenti e strati di sabbia intercalati. Questi depositi poggiano lateralmente contro il substrato roccioso; localmente, tra substrato e argille, si interpongono ghiaie e sabbie, a stratificazione inclinata, di origine deltizia. In questi depositi, a 10 m dal piano campagna, sono stati rinvenuti minuti resti vegetali (rametti, foglie, semi) datati con il metodo ^{14}C a 17.700±360 BP. Nella cava a S della statale affiorano, per 12 m di spessore, sopra a *till* di alloggiamento, argille limose laminate di ambiente lacustre. Lateralmente le argille passano a ghiaie e sabbie a stratificazione inclinata, interpretabili come depositi deltizi. Nelle argille sono presenti *dropstone*. Alla sommità dei depositi lacustri si osservano sabbie e ghiaie deltizie, costituenti strati frontali inclinati sino a 28° e immergenti verso ESE, sormontati, al tetto, da depositi fluvioglaciali grossolani suborizzontali, il tutto per uno spessore di circa 10 m.

A tetto dei *foreset* del T. Sommaschio si osservano i depositi del *topset* che formano una successione di corpi canalizzati concavi verso l'alto che tagliano con superficie di erosione i livelli inferiori.

Il lago era sbarrato direttamente dal ghiacciaio come testimoniato dai

PROGETTO CARG

dropstone presenti nei depositi lacustri. Tuttavia il ritrovamento di resti vegetali indica che intorno al lago o sui rilievi circostanti era presente la vegetazione e che quindi l'ambiente non era completamente denudato. Nel lago affluivano le acque del T. Sommaschio e forse acque di fusione glaciale, che formavano delta lacustri che hanno man mano interrato il lago. La fase finale è data da depositi fluvioglaciali o più probabilmente fluviali che chiudono la successione;

- depositi di versante: sono costituiti da diamicton massivi sia a supporto di clasti sia di matrice sabbiosa e/o limosa, con clasti eterometrici angolosi o subangolosi. I clasti possono essere locali od esotici qualora i movimenti lungo il versante abbiano interessato *till* di età più antica. Localmente la disposizione dei clasti può essere ordinata, tipo *grèzes litées*. Un particolare tipo di deposito di versante è presente in alcune zone dell'Anfiteatro, all'esterno dei depositi glaciali costituenti la massima avanzata dell'Episodio Cantù. Si tratta di clasti calcarei decarbonatati, a spigoli vivi e in genere di piccole dimensioni (diametro massimo <10 cm) con più rari clasti esotici profondamente alterati immersi in una matrice limosa argillosa di colore variabile da 7.5YR5/4 (versanti del M. S. Margherita) a 10YR4/4. Talora la disposizione dei clasti può essere ordinata, del tipo *grèzes litées*. In alcuni affioramenti questi depositi sono coperti da clasti carbonatici a spigoli vivi non alterati. Depositi di questo tipo sono di comune riscontro in tutto il territorio comasco all'esterno del sintema di Cantù (Bini, 1987, 1999); in alcuni casi, al di fuori del Foglio 097-Vimercate, è stato possibile osservare l'eteropia tra questi depositi e i depositi glaciali del sintema di Cantù (sezione di

Fig. 30 - *Morena-delta di Cologna.*

PROGETTO CARG

Laorno e sezione di San Nicola; Bini, 1987, 1999). La messa in posto di questi depositi quindi è contemporanea all'Episodio Cantù. Per questo motivo, pur presentando un'alterazione maggiore di quella tipica del sintema di Cantù, sono stati compresi in questa unità. L'alterazione dei clasti costituenti questo deposito di versante è invece avvenuta sicuramente prima dell'Episodio Cantù e potrebbe essere avvenuta durante l'Eemiano;

- depositi eolici (*loess*): sono costituiti da limo e limo argilloso, spesso colluviato lungo i versanti per cui possono essere presenti clasti sparsi, localizzato a tetto di altri depositi o su substrato (Valcava sopra Cà Grisot). Essendo un deposito accumulato dal vento ha una distribuzione discontinua e uno spessore molto variabile (da 0 a 1-2 m). L'area sorgente del *loess* è rappresentata dalle piane fluvioglaciali prive di vegetazione, dalle quali il vento può prendere in carico le particelle più fini, e depositarle poi all'esterno di tali piane a distanze variabili. Per tali motivi il *loess* è assente sui depositi glaciali e fluvioglaciali contemporanei alle piane (in posizione interna quindi) ed è presente sui depositi più antichi. Il *loess* del sintema di Cantù (coltre loessica 10YR) è perciò presente a tetto dei depositi delle unità più antiche, ma è assente sull'unità di Cantù stessa.

AREA DI AFFIORAMENTO. I depositi del sintema di Cantù costituiscono la parte interna e meglio conservata del Lobo di Lecco dell'Anfiteatro del Lario.

I *till* di ablazione coprono gran parte dei versanti dai fondovalle sino alle massime quote raggiunte dal ghiacciaio durante l'Episodio corrispondente alla deposizione del sintema di Cantù; costituiscono inoltre una parte delle morene latero-terminali. I *till* di alloggiamento sono deposti in modo discontinuo dal ghiacciaio; essi perciò non costituiscono mai una coltre continua e mostrano notevoli variazioni di spessore anche a piccola scala. I depositi di contatto glaciale formano parte delle piane interne alle morene. Costituiscono poi la piana di Pomino e gran parte dei ripiani a Monte Marenzo e nella valle del Sonna. Molti dei terrazzi posti a varie quote sui versanti sono costituiti da depositi di contatto glaciale. A W dell'Adda i depositi di contatto glaciale formano la fitta serie di terrazzi che si osserva tra Olginate, Valgreghentino e Taiello, formano inoltre gli ampi terrazzi interni alla morena della massima espansione a Consonno (versante E del M. Regina). I depositi di conoide alluvionale affiorano a Perlupario, Carenno e a Valgreghentino. I depositi lacustri proglaciali e marginoglaciali affiorano in corrispondenza di tutte le situazioni topografiche in cui si poteva formare un bacino lacustre, ossia tra il ghiacciaio e il versante, specie in corrispondenza di valli laterali, e all'interno di morene terminali. Esempi della prima situazione sono i depositi lacustri di Cà Ripa e Ombria a Celana, di S. Antonio d'Adda e di Carenno. Esempi della seconda situazione sono i depositi lacustri interni al Lobo di Lecco, lungo l'Adda, e i depositi lacustri di Pontida entro i quali si interdigitano i depositi deltizi del T. Sommaschio. Più atipico è il deposito lacustre di Valgreghentino, compreso all'interno di una valle sospesa in roccia e sbarrato a N e a S dal ghiacciaio.

I depositi deltizi meglio esposti affiorano lungo il T. Sommaschio, nel tratto che va da Fibbia (ponte di quota 277,2 m) a Cava (ponte di quota 258,0 m).

PROGETTO CARG

Sotto il ponte di Cava compaiono le argille lacustri di Pontida (*bottomset*). Altri depositi deltizi affiorano in tutte le aree in cui sono presenti depositi lacustri.

I depositi fluviali e fluvioglaciali del sintema di Cantù, nel Lobo di Lecco dell'Anfiteatro del Lario costituiscono parte delle piane interne alle morene e le piane degli scaricatori glaciali a Carvico e Vanzone. Costituiscono poi le piane di Cisano Bergamasco; di Carobbio-Costa-Pomino; di Uccelliera-Valle-Cavessore (a W di Cà Gandolfi) e di Valbonaga, sui rilievi tra Monte Marenzo e Cisano Bergamasco; le piane a S di S. Gottardo nella valle del Sonna. All'esterno dell'anfiteatro il sintema di Cantù è in genere limitato all'incisione dei torrenti maggiori; affiora nella piana a S di Merate per spessori alquanto ridotti, nel Torrente La Molgora nei pressi di Osnago, nell'incisione del T. Grandone, tra Carvico e Chignolo, e, confinata in paleoalvei, tra Pontida e Marne. All'interno della forra dell'Adda affiora lungo il corso del F. Adda nel tratto Villa d'Adda-Brembate e costituisce i terrazzi di P.to d'Adda inferiore; ricompare quindi più a S, in sponda sinistra dell'Adda dopo la sua confluenza con il Brembo, tra Treviglio, Misano ed Arzago.

I depositi di versante sono ubiquitari e discontinui, in stretta relazione con i versanti. Sono presenti anche intercalati ai depositi glaciali, lacustri e fluvioglaciali, dato che i processi di versante erano attivi durante le fasi di avanzata e di ritiro dei ghiacciai. I depositi di versante alterati invece sono localizzati, nell'Anfiteatro del Lario, all'esterno dei depositi glaciali costituenti la massima avanzata dell'Episodio Cantù.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il sintema di Cantù presenta in genere una morfologia ben conservata ed evidente ed è legato all'ultima fase di espansione (LGM) del ghiacciaio valtellinese; i suoi caratteri morfologici differiscono nelle diverse aree di affioramento.

A) Lobo di Lecco

A E dell'Adda, nonostante l'attuale forte urbanizzazione, il Lobo di Lecco conserva una evidentissima morfologia alla quale si è adattata l'attività antropica, senza modificarla eccessivamente. La morena della massima espansione conserva la asimmetria originale ed è ben evidente da Gavardo (versante W del Monte dei Frati) sino all'Adda; taglia in discordanza geomorfologica (Bini, 1987) le morene dell'unità di Guanzate (supersintema di Besnate). Il M. Giglio costringeva il ghiacciaio a dividersi in due sublobi, perciò si osserva la morena risalire sul versante N del M. Giglio sino a quota 364,7 m e ridiscendere sia verso l'Adda sia verso Villa d'Adda. La continuità della morena è interrotta da tre piane fluvioglaciali corrispondenti ad altrettante porte del ghiacciaio. Lo scaricatore, formato dall'unione dei tre torrenti che fuoriuscivano dalla massa glaciale, sfondava lo sbarramento rappresentato dalle morene del supersintema di Besnate, creando una porta della larghezza di circa 200 m e scorrreva nel largo corridoio del T. Grandone, aggradando il fondovalle attuale. Il corridoio del T. Grandone è un'ampia (larghezza media di 400 m) e profonda (20 m circa) incisione a fondo piatto, che smembra in due parti il pianalto di Calusco - Sotto il Monte; la dissezione deve essere avvenuta durante l'Episodio Besnate o in

PROGETTO CARG

uno precedente, perché pochi metri sopra il fondovalle è presente una superficie relitta, terrazzata sia dal sintema di Cantù sia dal supersintema di Besnate.

All'uscita del corridoio il ramo fluvioglaciale continuava a scorrere sulla piana in riva destra del Brembo, incidendo un paleoalveo di buona evidenza morfologica, la cui terminazione è problematica: per mancanza di dati non è chiaro se confluisse nella forra terminale del T. Dordo, presso Marne (come appare più probabile), o aggradasse il terrazzo di Cascinetto Paris (presso il cimitero di Marne - Filago), alla sommità della stessa.

Altre piane fluvioglaciali erano attive durante la formazione della morena della massima espansione, una a N a partire da Pradella ed una a S del M. Giglio. Delle tre piane centrali, la più meridionale è stata attiva per meno tempo, dato che è terrazzata da quella intermedia. Quest'ultima è stata attiva più a lungo, durante il ritiro del ghiacciaio, perchè in posizione interna terrazza la piana più settentrionale. È a sua volta terrazzata da piane ancora più interne e più basse di quota. Il ritiro del ghiacciaio è contrassegnato dal lato interno da una numerosa serie di piane fluvioglaciali e terrazzi di *kame* che si tagliano vicendevolmente. Sono presenti solo otto morene interne alla morena della massima espansione e ad essa concentriche. Internamente all'ultima è presente una vasta piana suborizzontale estesa su entrambe le sponde dell'Adda. È costituita da depositi fluvioglaciali e lacustri proglaciali. La morena di Odiago corrisponde probabilmente alla posizione più interna del ghiacciaio che poteva alimentare la piana. In definitiva il Lobo di Lecco, durante l'Episodio Cantù, è caratterizzato più dalla dinamica fluvioglaciale legata a torrenti glaciali con portate ingenti, che alla dinamica glaciale vera e propria.

A W dell'Adda la morfologia dei depositi è più articolata a causa della presenza di dossi in roccia. La morena della massima espansione è rappresentata dalla cerchia, ben conservata, di Vedù sup.e, Montalbano, S. Rocco, Barbiano e Forcella (fra Imbersago e Robbiate). I depositi ricoprono in parte il precedente apparato frontale del supersintema di Besnate che si estendeva in direzione WNW-ESE da Pagnano a Novate. Le acque di fusione della massima espansione del ghiacciaio Cantù hanno scavato le valli di Sabbioncello, Merate Ospedale e della strada provinciale Robbiate-Imbersago interrompendo la continuità laterale delle morene del supersintema di Besnate che risultano divise in tre tronconi: a W le morene di Pagnano e Roncaglia, a S la morena frontale di Merate, a SE la morena di Novate. La pianura fluvioglaciale collegata alla massima espansione del ghiacciaio Cantù si apre a S compresa tra la collina di Paderno-Carnate e i pianalti a W del Torrente La Molgora da Lomagna a Montevecchia Bassa.

L'intensa antropizzazione della zona antistante la fronte del ghiacciaio Cantù ha in parte cancellato la morfologia preesistente. Soltanto in un affioramento a Merate – per la costruzione del Garage Cornaggia – sono stati ritrovati a pochi metri dal limite con il Besnate alcuni massi metrici inalterati di ghiandone immersi in una matrice sabbioso-limosa che testimoniano la parte terminale della morena Cantù. Proseguendo verso W in prossimità della valle della Molgora la cerchia morenica della massima espansione si interrompe ricoprendo in

PROGETTO CARG

parte la morena di Pagnano-Roncaglia del supersintema di Besnate. La cerchia relativa alla massima espansione del Cantù continua a N di Merate su tutto l'altopiano di Sartirana. In quest'area la presenza dei dossi in roccia che hanno condizionato la fronte del ghiacciaio determina la presenza di tre depressioni: quella di Malpaga, occupata da una piana fluvioglaciale, e quelle di Sartirana e di Sabbione occupate da bacini lacustri (attualmente sopravvive solo quello di Sartirana). I due laghi erano molto probabilmente comunicanti a N in prossimità del terrazzo piu basso di Cassina Fra' Martino. La geometria delle morene è in quest'area di difficile ricostruzione.

Venzo (1948a, b) sosteneva che le cerchie dell'altopiano di Sartirana si erano formate in seguito a due eventi glaciali distinti, a loro volta divisi in tante fasi di avanzamento e arretramento della fronte glaciale. Gli affioramenti osservati fanno escludere quest'ipotesi. Il ghiacciaio Cantù ha sormontato un preesistente alto morfologico già in parte eroso dalle precedenti glaciazioni.

Il nuovo fronte in ritiro si attestò a N dell'altopiano di Sartirana formando le morene di S. Zeno-Boffalora, Foppaluera, Vaccarezza e Brivio. Il *sandur* di questa fase è compreso tra le due cerchie moreniche del Cantù e degrada verso SE fino alla piana lacustre di Arlate e Imbersago.

B) Lobo di Pontida

A differenza del Lobo di Lecco, il Lobo di Pontida è caratterizzato dall'assenza quasi totale di piane fluvioglaciali. La cresta NW del Monte dei Frati divide i due lobi, ma, data l'energia del rilievo, non si osservano morene. A Pignone infatti si trovano solo massi erratici, mentre immediatamente a NE riprende evidente la morena della massima espansione che dal lato interno, lungo il versante, è costituita dalla sovrapposizione di più morene. Dal lato esterno è presente una successione di ampi terrazzi di *kame*. In posizione più interna, sempre sul versante NW del Monte dei Frati, si osservano ancora morene, con piane di contatto glaciale a C.na Gambirago e a Odiago all'esterno di esse. Nella Valle di Pontida il ghiacciaio, costretto tra i due versanti in roccia, aveva una forma stretta e allungata. Il dosso di San Giacomo a Pontida è costituito dalla morena della massima espansione, la cui morfologia indica che da questo lato non si è avuta o quasi fuoriuscita di torrenti glaciali; tutto il deflusso delle acque glaciali doveva essere sub- o entroglaciale verso il centro del ghiacciaio e di conseguenza verso il Lobo di Lecco. La scarsa alimentazione verso E era insufficiente alla creazione di una piana fluvioglaciale e, pertanto, il corso d'acqua glaciale ha potuto solo divagare su quella preesistente (supersintema di Besnate), dando origine al grosso paleoalveo attualmente visibile (paleoalveo del T. Dordo). L'evidenza morfologica di tale paleoalveo decresce piuttosto rapidamente verso S e a valle di Bonate Sopra si riduce a labili tracce che sembrano collegarsi, all'altezza di Madone, con il ramo proveniente dal T. Grandone. All'interno del dosso di San Giacomo è presente una serie di morene, poco evidenti, e di terrazzi di *kame*, posti a quote decrescenti verso l'interno. La presenza di questi terrazzi testimonia la presenza durante il ritiro di laghi proglaciali, localizzati tra le morene esterne e il ghiacciaio, e spiega la scarsa evidenza delle morene. La piana della Fornace di Cisano

PROGETTO CARG

Bergamasco, costituita dai depositi lacustri datati 17.700±360 anni BP (Alessio *et alii*, 1978; Orombelli, 1983a, b), rappresenta l'ultimo di questa serie di laghi proglaciali. Infatti il lago era sostenuto da una serie di sette morene, una un po' più arretrata dell'altra su una distanza di alcune centinaia di metri; la forma delle morene successive è tale da non poter più sostenere un lago. L'andamento delle morene più interne risente della presenza del dosso in substrato di Ceregallo, di Brivio ad W dell'Adda e del rilievo da Tronchera (attorno a Valbonaga) a Monte Marenzo. Il dosso di Ceregallo costringeva il ghiacciaio a suddividersi in lingue, mentre la morena più interna resta a N del dosso.

C) Valle dell'Adda tra Cisano Bergamasco e Calolziocorte

A N di Cisano Bergamasco e a E dell'Adda, l'andamento delle morene è condizionato dalla forma dei versanti della valle dell'Adda. Durante la massima espansione tra Celana e S. Antonio d'Adda il ghiacciaio formava due laghi proglaciali ben identificabili nei terrazzi di Cà Ripa e Ombria a Celana e di tutta la valle tra S. Antonio e Celana Vecchia. Il raccordo tra la superficie sommitale dei terrazzi e il versante non è netto, ma è costituito da una superficie inclinata e ondulata che rappresenta l'espressione morfologica dei depositi di versante alterati eteropici con i depositi lacustri. Il ghiacciaio corrispondente alla massima espansione costeggiava i versanti S ed W del M. Santa Margherita e penetrava appena nella valle del Sonna, formando una piccola lingua rivolta a N. Le pendici del M. Santa Margherita sono coperte da depositi di versante alterati, eteropici con i depositi glaciali del sintema di Cantù e che coinvolgono anche depositi glaciali del supersintema della Colma. In corrispondenza di S. Gottardo il ghiacciaio penetrava nella valle del Sonna formando una lingua rivolta a S. Da questa lingua fuoriusciva un torrente glaciale che percorreva la valle stessa e rientrava nel corpo del ghiacciaio in posizione sottoglaciale a S. Una serie di terrazzi fluvioglaciali occupa tutta la valle del Sonna, in particolar modo tra S. Gottardo e S. Michele dove le alluvioni postglaciali non hanno completamente coperto i precedenti depositi fluvioglaciali. In tutto il tratto tra Celana e S. Gottardo sono conservati pochi resti evidenti della morena della massima espansione. A N di S. Gottardo la massima espansione è contrassegnata solo da erratici. La morena torna molto evidente a Carenno. All'esterno della morena, in corrispondenza della Valle della Fraccia (valle a N di Sopracornola) e della Valle dei Morti (nel limitrofo Foglio 076-Lecco), era presente un lago proglaciale i cui sedimenti sono attualmente profondamente incisi dai corsi d'acqua provenienti dalle due valli anziddette. Anche in questo caso sono evidenti i depositi di versante eteropici (superfici inclinate e conoidi). Internamente alla morena della massima espansione, in tutto il territorio compreso tra Caprino Bergamasco e Monte Marenzo, la geometria delle varie morene è molto complicata dalla presenza di numerose irregolarità del substrato. Le morene esterne (dalla morena di loc. Guarda alla morena di Pomino) infatti adeguano il loro andamento ai dossi in roccia e sono alternate a piane e terrazzi fluvioglaciali, anch'essi condizionati dai dossi (Valbonaga, Valle-Cavassore, loc. Guarda sopra, Cà Martinoni - Pomino) e diretti verso la valle del Sonna. A partire dalla Morena

PROGETTO CARG

di Costa l'andamento delle morene, addossate al versante di Monte Marenzo, si fa più regolare a semicerchio. L'ultima morena che forma una piana fluvioglaciale diretta verso il Sonna è la Morena di Carabba; questa piana taglia la Morena di Costa a Carobbio, restando incastrata in un corridoio largo un centinaio di metri. Le morene più interne formano una serie continua di terrazzi di *kame* e di piane lacustri proglaciali. Solo la morena di Butto inf.e forma una piana fluvioglaciale diretta verso N; le acque drenate da tale piana rientravano perciò in posizione endo o subglaciale. A N di Monte Marenzo le evidenze delle fronti glaciali sono scarse, legate soprattutto alla presenza di erratici e a piccoli terrazzi di *kame*. Tutte le fronti glaciali più interne, a N dei dossi di Brivio e di Ceregallo, si arrestavano al centro della valle dell'Adda dove formavano un lago marginoglaciale, sostenuto verso S dai dossi di Brivio e la cui riva si trovava a circa 210-212 m di quota. Questo lago si deve essere mantenuto a lungo durante il ritiro del ghiacciaio poichè il terrazzo corrispondente alla sua linea di riva è osservabile per tutto il Lago di Como sino a Colico (Bini, 1987, 1993; Bini *et alii*, 1992; Rossi *et alii*, 1991). La successiva erosione operata dall'Adda ha cancellato quasi tutte le evidenze di queste fasi; evidenze di questo lago sono conservate nei terrazzi ad W dell'Adda. Nella valle dell'Adda sono ancora presenti due laghi: Lago di Garlate e Lago di Olginate e, sino al XVIII secolo, anche un terzo lago (Lago di Brivio), successivamente interrato dai depositi dell'Adda il cui corso a meandri è variato più volte negli ultimi secoli sulla piana corrispondente all'antico lago.

A W dell'Adda la morena della massima espansione è visibile solo in alcune zone come a Consonno, sulla cresta a N di Consonno e a Dozio. Su tutto il rimanente versante sono presenti solo terrazzi fluvioglaciali e di *kame*.

D) Zona esterna all'anfiteatro

Nel settore occidentale il sintema di Cantù costituisce ampie piane fluvioglaciali che hanno, però, uno spessore di sedimenti ridotto. Queste piane, verso S, confluiscono verso le strette incisioni di Ronco Briantino e Bernareggio. All'interno di queste, tuttavia, non sono stati individuati depositi attribuibili al sintema di Cantù. Nella valle della Molgora, sono attribuiti al sintema di Cantù alcuni terrazzi leggermente più alti rispetto alla piana fluviale attuale. Questa attribuzione è fatta su base morfologica.

Dalla valle di Sabbioncello, appena a S di Sartirana, lo scaricatore si immetteva nella valle della Molgora. Invece, le porte di Merate-Ospedale e della Forcella alimentavano le piane fluvioglaciali anzidette. Un'altra porta doveva essere presente più a W e alimentare così un flusso che si scaricava nella valle dell'Adda. Le porte di Merate, tuttavia, devono essere state attive solo per un tempo molto breve e il passaggio di sedimenti deve essere stato conseguentemente molto limitato. Questo è testimoniato dall'affioramento in località Castel Negrino, dove la piana fluvioglaciale si insinua nella stretta valle a W di Bernareggio. È stata osservata solo la presenza di conglomerato a organi geologici con il materiale di alterazione non disturbato e coperto da materiale colluviato, senza la presenza di sedimenti fluvioglaciali. Questo testimonia che in queste valli non c'è stata deposizione. Queste piane quindi devono essere state attive

PROGETTO CARG

solo in concomitanza con il massimo dell'espansione glaciale. Con il progressivo ritirarsi del ghiacciaio l'acqua degli scaricatori doveva riversarsi per la maggior parte nell'Adda e, in parte, nella Molgora.

Il sintema di Cantù dà origine ai terrazzi in riva destra nella forra dell'Adda che degradano regolarmente dalla quota di 190 m s.l.m. (località P.to d'Adda inferiore) a circa quota 167 s.l.m. (località Candeggio, Trezzo sull'Adda). Gli affioramenti non sono sufficientemente cospicui e abbondanti da consentire una correlazione per caratteristiche di alterazione. La correlazione viene fatta quindi per criteri morfologici, in particolare in base alla pendenza delle piane, che rende consistente l'ipotesi dell'appartenenza dei tre terrazzi alla medesima superficie. La distinzione rispetto al terrazzo attribuito all'unità di Bulgarograsso è resa possibile dal dislivello esistente tra i due terrazzi che si attesta intorno ai 40 m.

Oggi i terrazzi sono stati pesantemente disturbati dall'attività antropica. I due terrazzi più settentrionali in pratica sono stati quasi completamente demoliti dall'attività estrattiva mirata allo sfruttamento di ghiaia e sabbia. Le opere di "bonifica" successive alla chiusura delle cave hanno obliterato gli affioramenti.

Lo scaricatore glaciale quindi percorreva la forra dell'Adda. La forra dell'Adda era già occupata dai precedenti sedimenti dell'unità di Bulgarograsso (supersintema di Besnate) che vengono incisi e, almeno in parte, totalmente asportati dallo scaricatore glaciale. Nei pressi dell'attuale cava in via di bonifica (altezza di C.na dei Frati) la valle dell'Adda era sufficientemente larga da consentire la formazione di un ambiente a bassa energia così da permettere la deposizione di materiale fine. Contemporaneamente erano presenti apporti di sedimenti dal versante della forra dell'Adda.

A S dei pianalti, quindi, i depositi del sintema di Cantù non formano estese piane ma sono confinati entro le valli incise nei depositi del supersintema di Besnate. Nel settore orientale le porte glaciali di Carvico hanno dato origine ad un altro ramo fluvioglaciale che, dopo aver inciso profondamente il terrazzo del sintema della Specola, separandolo in due lembi distinti, ha divagato sui depositi fluvioglaciali dell'unità di Guanzate (supersintema di Besnate) formando il paleoalveo del T. Grandone.

ETÀ. Il sintema di Cantù rappresenta lo LGM, la cui massima espansione è datata, negli anfiteatri del Lario e del Verbano, a 20.000-18.000 anni BP (Bini *et alii*, 2001).

10.2.5. - *Unità non distinte in base al bacino di appartenenza*

10.2.5.1. - Supersintema di Palazzago (**PA**)

DEFINIZIONE. Limi, limi argillosi e sabbie, ciottolosi; diamicton a clasti da subarrotondati a subspigolosi con matrice sabbiosa o limoso argillosa; orizzonti clastici (depositi di versante *s.l.*, colluviali in prevalenza). Ghiaie a supporto sia

PROGETTO CARG

clastico che di matrice; ciottoli da subarrotondati a subspigolosi delle formazioni locali (depositi fluviali). Pedogenesi variabile; colori prevalenti 7.5YR e 10YR; caratteri idromorfi comuni.

Il supersintema di Palazzago comprende depositi, principalmente colluviali e di conoide, legati agli eventi sedimentari avvenuti a partire dalle prime glaciazioni del Gelasiano sino allo LGM, in aree non glacializzate nelle fasce di raccordo tra il margine prealpino e la pianura e nei settori più meridionali delle Prealpi.

In aree non glacializzate i versanti hanno mantenuto la spessa coltre di alterazione, ereditata dalla prolungata pedogenesi terziaria di tipo subtropicale. I processi periglaciali, che agivano durante i periodi freddi corrispondenti ad espansioni glaciali, quando i versanti erano privi di vegetazione anche a grande distanza dai ghiacciai (fasi di resistasia), hanno favorito la mobilizzazione di queste coperture, dando origine a generazioni di depositi colluviali non differenziabili, in quanto alimentati dalla stessa sorgente alteritica dei versanti e privi di espressione morfologica propria.

I depositi di ogni singolo evento sedimentario, ognuno dei quali legato ad un singolo periodo di resistasia coincidente con una espansione glaciale, essendo costituiti da depositi già alterati al momento della mobilizzazione e della deposizione, e successivamente ulteriormente alterati, sono indistinguibili l'uno dall'altro. Inoltre la mancanza di relazioni geometriche osservabili sul terreno non consente di correlarli esplicitamente con le unità istituite nei differenti bacini. Anche dal punto di vista petrografico non sono possibili differenziazioni in quanto i clasti presenti derivano solo dal substrato locale.

Da ultimo l'urbanizzazione ha portato alla distruzione o al totale rimaneggiamento di molti limiti morfologici, che rappresentano, spesso, l'unico elemento di correlazione tra ambiti fisiografici contigui. Così, ad esempio, lo sfruttamento della piana di Petosino (estrazione di argille) e la totale urbanizzazione delle aree limitrofe impediscono il corretto riconoscimento delle relazioni morfologiche tra le piane fluviali delle valli laterali e la piana stessa.

SINONIMI. Corrisponde al Complesso di Palazzago di Rossi *et alii* (2000), ma in senso più ampio rispetto all'originale, in quanto include anche il Complesso Alteritico presente nello stesso studio. Nei lavori precedenti i depositi compresi nel supersintema di Palazzago venivano raccordati alle unità glaciali/fluvioglaciali dei bacini principali o cartografati come unità morfologiche (conoidi, coni, falde detritiche e *glacis*).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Le superfici limite del supersintema sono, usualmente, superfici erosionali. Nel caso dei depositi colluviali, il limite inferiore è rappresentato dal substrato o da colluvi di cicli deposizionali precedenti; il limite superiore coincide con la superficie topografica. Alla base dei versanti, essi ricoprono, frequentemente, le unità più antiche dei bacini di alimentazione principali, ma, in situazioni simili, non sono stati mai cartografati, per privilegiare la rappresentazione delle unità sepolte, di significato stratigrafico decisamente maggiore.

PROGETTO CARG

I depositi di origine diversa, non colluviali, sono stati, dove possibile, separati in unità distinte.

LITOLOGIA. Il supersintema di Palazzago è costituito, principalmente, da depositi colluviali e loessico/colluviali (Fig. 31):

- sedimenti fini (da limi argillosi a sabbie) pedogenizzati, massivi o grossolanamente clinostratificati, a contenuto clastico variabile. La sovrapposizione di numerosi episodi colluviali ha generato spesse coltri di copertura sui versanti e alla loro base; i limiti dei differenti episodi sono indicati da orizzonti clastici discreti o da variazioni pedologiche. Sia la tessitura sia la composizione petrografica dei clasti è fortemente condizionata dalla litologia del substrato roccioso locale, costituito nella maggior parte dei casi dalle formazioni terrigene cretaciche e dalla successione calcareo selcifera giurassica; in misura assai minore si rinvengono elementi clastici extrabacinali, rimaneggiati dai depositi fluvioglaciali e fluviali più antichi.

Fig. 31 - *Cà Piazzoli: supersintema di Palazzago sovrapposto a ghiaie del supersintema di Besnate.*

PROGETTO CARG

Al supersintema sono stati anche attribuiti i colluvi, con eventuale rimaneggiato fluviale, che colmano parzialmente le incisioni del pianalto di Sotto il Monte. Il materiale deriva, in prevalenza, dalla rielaborazione delle sequenze sommitali loessico/colluviali: si tratta di limi argillosi e limi sabbiosi, con clasti sparsi.

La pedogenesi aumenta con la profondità: scendendo nella successione di episodi colluviali aumentano le figure pedogenetiche e il loro grado di espressione. Al di sotto degli orizzonti più superficiali, in genere privi di caratteri distintivi, compaiono strutture da *fragipan*: aumenta il grado di consolidazione, l'aggregazione è fortemente espressa, si sviluppano glosse, la cui complessità geometrica aumenta con la profondità; negli stadi più avanzati le glosse assumono andamento suborizzontale o parallelo al pendio, aumentano le patine e le impregnazioni di Fe-Mn, che possono anche dare origine a *pan*; sono segnalati orizzonti plintitici. Queste sequenze richiamano la successione di *loess* pedogenizzati sui terrazzi fluvioglaciali (coltre loessica 10YR, coltre loessica 10YR screziato, formazione di Monte Carmelo) a cui possono, in qualche situazione favorevole, essere correlate. I colori variano tra le pagine 2.5Y e 5YR della tavola Munsell, con prevalenza di quelle 7.5YR e 10YR.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il supersintema di Palazzago affiora estesamente nella fascia di raccordo tra le Prealpi e l'alta pianura e nelle valli minori che la incidono, tra Palazzago (a W) e Ranica (a E) (Fig. 32).

Fig. 32 - *Palazzago: i depositi del supersintema di Palazzago costituiscono il piano inclinato in primo piano, dove sorge il paese.*

PROGETTO CARG

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Il supersintema è morfologicamente riconducibile a due situazioni:

- depositi terrazzati e incisi in aree vallive secondarie, senza connessione morfologica con i corpi dei bacini principali;
- depositi allo sbocco delle valli o ai piedi dei versanti prospicenti la pianura (*glacis*), in rapporti di discontinuità o di raccordo morfologico con i corpi dei bacini principali. Anche in situazioni di continuità morfologica, la polifasicità delle superfici e l'omogeneità sedimentologica e pedologica dei depositi, non consentono, in genere, una correlazione ragionevolmente certa con le unità di bacino raccordate.

Dal punto di vista paleogeografico il supersintema di Palazzago è l'espressione sedimentaria di eventi legati a situazioni deposizionali locali, in ambito di valle laterale o di sbocco vallivo.

ETÀ. Per quanto detto l'età del supersintema di Palazzago è estremamente variabile. Esso comprende sedimenti di età compresa tra il Gelasiano e il Pleistocene superiore.

Le unità distinte nel supersintema sono:

Unità di Cascina Morino (**PMO**): affiora nella valle di Palazzago, tra Cascina Morino e Carosso, tra q. 240 e 220 m circa. È costituita da depositi fluviali: ghiaie a supporto clastico, con matrice limoso argillosa, di colore 7.5YR, clasti spigolosi e subspigolosi, in prevalenza centimetrici, di natura residuale (selci e rocce terrigene carbonatiche, completamente alterate). È presente una spessa copertura di limi argillosi, a contenuto clastico assente o scarso, fortemente pedogenizzati. Si riconoscono 3 o 4 episodi, a pedogenesi crescente con la profondità; abbondanti patine argillose; scarse patine Fe-Mn; indurimento variabile; glosse a geometria subverticale e complessa.

Pleistocene medio

Unità del Torrente Lesina (**PET**): forma un breve e ristretto (in media 500 m) tratto della piana in riva destra del Brembo, tra Tresolzio (Brembate Sopra) e Presezzo dove incide il supersintema di Besnate. È costituita da depositi fluviali: ghiaie a supporto clastico, con matrice da limoso argillosa a sabbiosa argillosa di colore 10YR; ciottoli centimetrici e decimetrici, da subspigolosi a subarrotondati; prevalgono calcari poco o non alterati e selce; in subordine terrigene a cemento siliceo (Verrucano) e rocce cristalline; le litologie "esotiche", provenienti dall'alta Val Brembana, sono rimaneggiate da depositi fluvioglaciali più antichi.

Superiormente le ghiaie passano a limi argillosi massivi, di colore 10YR, a contenuto clastico scarso o assente.

Unità di Cascine Zanchi (non distinta cartograficamente alla scala 1:50.000): affiora allo sbocco della valle del T. Tornago (Almenno) dove forma una superficie a pendenza maggiore rispetto alla piana antistante, alla quale si raccorda. È costituita da depositi di conoide: alternanze di ghiaie e sabbie. Ghiaie a supporto clastico, con matrice sabbioso limosa, di colore 7.5YR; clasti spigolosi, centimetrici, di origine locale (selce). Intercalazioni pluridecimetriche di sabbie rubefatte (5YR), a stratificazione suborizzontale.

PROGETTO CARG

Unità di Salvano (**PVL**): affiora nel ramo orientale della valle laterale di S. Sosimo, localizzata poco ad E dello sbocco della valle di Pontida. L'unità è costituita da depositi lacustri: argille, limi e sabbie, prevalentemente massive, screziate e *gleyzzate*; subordinati livelli clastici. Il bacino, di modeste dimensioni (approssimativamente 100 x 100 m), è noto perché i suoi depositi sono cavati per la produzione di argilla. Nonostante le scadenti condizioni di affioramento attuali è stato possibile definire la seguente stratigrafia (gli spessori sono indicativi): alla base sono presenti sabbie grigio azzurre, parzialmente sbiancate (2÷3 m), passanti verso l'alto ad argille grigio scure (5Y4/1) estremamente plastiche (1,5 m); seguono un livello clastico (0,5÷1 m), con clasti arenacei molto arrotondati, di piccole dimensioni, e orizzonti fini (limi sabbiosi, sabbie fini) ridotti, con screziature (2 m). La successione è chiusa da limi sabbiosi *beige*, debolmente screziati (almeno 2 m), con clasti sparsi nella porzione sommitale (probabilmente un orizzonte distinto). Nella porzione centrosettentrionale del bacino, a una profondità di circa 4 m subaffiora il substrato arenaceo (arenaria di Sarnico). Lo spessore è stimato, in base a dati di sondaggio, in circa 10 m.

L'unità è associata ad un terrazzo, elevato di circa 3 m sul fondovalle, a cui si raccorda con una scarpata irregolare; l'attuale superficie del terrazzo è, inoltre, rimaneggiata e risulta ribassata di almeno 2 m rispetto all'originale (quota 285 m circa, ancora visibile sul lato orientale della cava). Pertanto, in origine, essa doveva formare una superficie rilevata di circa 5 m rispetto al fondovalle.

L'origine dello sbarramento è problematica. Si può escludere uno sbarramento fluviale, perché implicherebbe una quota di aggradazione di circa 285 m (superficie originale del bacino) di cui non si avrebbero altre evidenze e che avrebbe comportato, inoltre, lo smantellamento di uno spessore di circa 10 m di depositi fluviali su tutta la piana ad W del Brembo (la quota dell'attuale fondovalle all'altezza di S. Sosimo è inferiore a 275 m).

Appare poco probabile anche un'origine gravitativa (dissesti di versante, accumuli colluviali), perché la morfologia non evidenzia alcun elemento che possa essere ricondotto a frane di una certa entità, richieste per generare un bacino lacustre della profondità di una decina di metri, né in termini di accumulo né in termini di aree di distacco.

L'ipotesi di un bacino lacustre proglaciale non può essere esclusa, sia perché la morfologia dei depositi richiama i terrazzi di *kame*, sia perché altri due microbacini lacustri sono presenti, nella stessa posizione fisiografica, anche poco più ad W, presso Gromlongo, suggerendo un processo che ha comportato lo sbarramento generalizzato delle valli laterali allo sbocco della valle di Pontida. È quindi possibile che la lingua terminale di un ghiacciaio, in una fase di avanzata pre Binago, possa essere giunta fino all'altezza di S. Sosimo, determinando la formazione di piccoli bacini lacustri nelle vallecole laterali. I depositi glaciali correlati a questa avanzata, presumibilmente già ridotti in origine, perché deposti da una lingua di diffluenza separatasi ormai in prossimità delle aree di anfiteatro, sarebbero stati smantellati durante diffluenze successive (rappresentate dai sintemi/supersintemi di Binago, di Besnate e di Cantù).

PROGETTO CARG

Unità del Torrente Quisa (non distinta cartograficamente alla scala 1:50.000): affiora nel settore sud-orientale della piana di Petosino, al margine settentrionale della dorsale cretacica di Bergamo. La piana, delimitata sul lato occidentale da depositi fluvioglaciali (sintema di Brembate) e sui restanti dai rilievi cretacici, coincide con un bacino impostatosi in età imprecisata e colmato, nella sua porzione centro-occidentale da depositi lacustri compresi tra il Pleistocene superiore e l'Olocene. L'unità del Torrente Quisa rappresenta una porzione più antica della piana, colmata da depositi fluviali alimentati da piccoli corsi d'acqua locali, che drenavano i versanti di questo tratto di dorsale. L'unità è formata da depositi fluviali: conglomerato costituito da ghiaie a supporto clastico, con matrice limoso argillosa grigia. Clasti centimetrici prevalenti, da subarrotondati a spigolosi; petrografia: calcari inalterati e selce.

Unità di Botta Bassa (non distinta cartograficamente alla scala 1:50.000): affiora al margine settentrionale della piana di Petosino, al limite tra i comuni di Ponteranica e Sorisole. L'unità di Botta Bassa è formata da depositi fluviali: ghiaie a prevalente supporto di matrice limoso argillosa. Clasti in prevalenza spigolosi/subspigolosi centimetrici di origine locale, completamente alterate.

Al di sopra delle ghiaie, con limite erosionale, è presente una (almeno) duplice copertura di fini. L'episodio basale è costituito da limi argillosi di colore 7.5YR, induriti e screziati, a rari clasti locali alterati, con glosse a prevalente andamento subverticale; nella porzione basale compaiono glosse a geometria complessa. Seguono limi argillosi massivi, soffici.

Unità di Cà Biagidi (**PBG**): forma un conoide alimentato dalla Valle Armisa, che incide il fianco meridionale del M. Castra ed è associato alla piana sospesa di Cà Biagidi - Madonna del Castello, che si estende tra quota 280 e 270 m, a W di Almenno San Salvatore. Il materiale rideposto nel conoide proviene, prevalentemente, dall'erosione delle coperture colluviali del versante (Fig. 33). È formata da ghiaie stratificate a supporto clastico, con matrice limoso argillosa di colore 10YR; i clasti, di origine locale, sono fortemente alterati.

Unità di Arzenate (**PZN**): i depositi dell'unità sono stati alimentati dall'erosione della copertura colluviale diffusa sui versanti della Valle di Palazzago, che può raggiungere spessori plurimetrici, e sono stati accumulati allo sbocco delle Valle di Palazzago da tre distinti corsi d'acqua: il T. Borgogna e i due rami del Torrente Lesina. L'unità è formata da depositi di conoide: ghiaie fini con matrice limoso argillosa, di colore 10YR. Clasti spigolosi/subspigolosi, centimetrici, di origine locale fortemente alterati; seppure raramente, compaiono ciottoli "esotici", rimaneggiati dai depositi di provenienza brembana più antichi presenti allo sbocco della valle. Le ghiaie passano verso l'alto a limi argillosi massivi, con rari clasti locali, legati a trasporto in massa (colluvio).

10.2.5.2. - Gruppo del Culmine (**CU**)

DEFINIZIONE. Depositi di versante e di frana cementati. Superficie limite

PROGETTO CARG

Fig. 33 - *Cà Biagidi: supersintema di Palazzago.*

superiore poligenica e polifasica, con morfologie erose verso valle o lateralmente.

SINONIMI. Unità di nuova istituzione non descritta dagli Autori precedenti. I depositi di questa unità erano assimilati al "ceppo".

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie limite superiore è una superficie di erosione, in parte coincidente con la superficie topografica attuale. La superficie limite inferiore è una superficie di appoggio sul substrato roccioso.

LITOLOGIA. L'unità è costituita da conglomerati a clasti spigolosi, eterometrici, di dimensioni massime comprese tra 1 cm e 1 m; matrice costituita da sabbia da fine a media. Disposizione in banchi irregolari clinostratificati sui versanti e in banchi suborizzontali alla base. Cementazione buona.

AREA DI AFFIORAMENTO. L'unità affiora sul versante occidentale del Monte Tesoro e a Ubiale in Val Brembana alla base del versante.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Costituisce placche sui versanti e accumuli più potenti e in forma di ripiani alla base dei versanti stessi. I depositi sono riferibili a processi sviluppatisi in ambiente periglaciale durante alcune glaciazioni antiche del Pleistocene medio e a frane che caratterizzano il versante occidentale del Monte Tesoro.

ETÀ. Il gruppo del Culmine, nell'ambito del Foglio 097-Vimercate, è di età Pleistocene medio.

PROGETTO CARG

10.2.5.3. - Gruppo di Prato Grande (**GR**)

DEFINIZIONE. Diamicton con clasti spigolosi, massivi o in letti grossolanamente clinostratificati: depositi di versante.

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. Il gruppo di Prato Grande poggia sul substrato. A Stabello potrebbe essere in eteropia con i depositi dell'unità di Stabello (supersintema della Colma) per motivi di continuà morfologica. La superficie erosionale che costituisce il limite superiore è normalmente costituita dalla superficie topografica oppure da depositi di versante del sintema del Po.

LITOLOGIA. Il supersintema è costituito da depositi di versante, rappresentati da diamicton a ciottoli e blocchi in genere spigolosi, con supporto sia clastico sia di matrice, limoso sabbiosa sempre molto abbondante, massivi o in letti grossolanamente clinostratificati. In molti casi è presente pseudomatrice, cioè materiale derivato da pedogenesi degli orizzonti più superficiali rimaneggiato lungo il pendio ed eventualmente infiltrato nel sedimento ove più poroso, oppure implicato negli eventi di colata. I clasti sono sempre derivati dai versanti a monte, quindi essenzialmente carbonatici, con termini marnosi e pelitici generalmente alterati. I profili di alterazione raggiungono apparentemente il metro di spessore, ma quasi sempre la decarbonatazione degli orizzonti superficiali è scarsa.

AREA DI AFFIORAMENTO. Affiora su entrambi i versanti della Val Brembana.

MORFOLOGIE E PALEOGEOGRAFIA. La forma caratteristica di questi depositi è generalmente la falda di detrito.

ETÀ. Pleistocene medio.

10.2.5.4. - Sintema del Po (**POI**)

DEFINIZIONE. Ghiaie a supporto clastico, in prevalenti strati planari; sabbie e limi da massivi a laminati (depositi fluviali e di esondazione). Limi e argille, localmente idromorfi; alternanze di livelli fini e livelli ghiaiosi (depositi lacustri). Ghiaia e sabbia, limi con clasti sparsi (depositi di versante e colluviati). Blocchi (depositi di frana). Superficie limite superiore poco o non alterata, caratterizzata da entisuoli ed inceptisuoli.

SINONIMI. Unità di recente istituzione, sinonimo di Unità Postglaciale utilizzata nella cartografia alla scala 1:10.000 della Regione Lombardia e precedentemente nella Carta della Provincia di Bergamo (Bini *et alii*, 2000). Precedentemente, i depositi corrispondenti a questa unità sono stati cartografati come "Alluvioni attuali, recenti, antiche e tardive" o come unità morfologiche (conoidi, coni e falde detritiche, morene recenti).

SUPERFICI LIMITE E RAPPORTI STRATIGRAFICI. La superficie superiore è sempre costituita dalla superficie topografica. Alterazione assente. Superficie inferiore costituita da una superficie di erosione. Il sintema del Po può

PROGETTO CARG

coprire qualunque deposito precedente.

LITOLOGIA. Il sintema del Po è composto da:

- depositi fluviali: alternanza di sabbia e ghiaia fine con matrice limoso argillosa. Debole organizzazione in lenti. Sabbia fine limosa 2.5Y5/4; ghiaia media pulita; ghiaia a supporto clastico, con matrice sabbiosa, a stratificazione da evidente a indistinta; sabbie da grossolane a fini;

- depositi fluviali di esondazione e di bassa energia: limi, limi sabbiosi e sabbia, prevalentemente massivi, con colore 10YR, occasionalmente con clasti sparsi.

I depositi fluviali del sintema del Po sono prevalentemente ghiaiosi, con un *top* pelitico di spessore ridotto. I dati litologici ricavati dalle carte pedologiche (ERSAL, 1992) indicano che, lungo il Brembo, i depositi fini sommitali acquistano importanza solo a S di Bonate Sotto e che gli spessori massimi non superano il metro; analogamente, le tessiture sono più fini verso S (fino a limi argillosi), mentre più a monte prevalgono limi e sabbie. Gli orizzonti superficiali di suolo sono comunemente arricchiti in materia organica.

Nei corsi d'acqua anche di modesta entità si notano spesso ciottoli con dimensioni massime rilevanti (>30 cm) che non sembrano compatibili con un trasporto attuale (es. Rio Vallone). I ciottoli possono essere presi in carico per brevi tratti dalla corrente, come testimonia la presenza di ciottoli embricati. Essi tuttavia non hanno subito grande trasporto ma derivano dal dilavamento di precedenti sedimenti in parte alterati o direttamente dal franamento dalle scarpate;

- depositi di versante: alternanze di sabbie e ghiaie fini e medie in letti decimetrici. Ghiaie a diversa granulometria e con matrice da abbondante a poco abbondante, ben strutturate a conoide. Limo argilloso con clasti sparsi. Diamicton a supporto di matrice. Matrice limoso sabbiosa debolmete argillosa bruno giallastro scuro 10YR4/4. Clasti da millimetrici a 10 cm circa da subangolosi ad arrotondati. Blocchi e massi.

Nel sintema del Po devono essere inserite anche le frane identificate, lungo la forra dell'Adda, dal Ponte di Paderno a P.to d'Adda (Caldara *et alii*, 1988; Giussani, 1992). Benché l'impostazione di questi movimenti sia da riferirsi all'escavazione della valle dell'Adda attuale (Evento Ponte di Paderno (?)), tuttavia i loro movimenti continuano tuttora, come testimoniano i numerosi interventi di manutenzione al Naviglio di Paderno (Giussani, 1992);

- depositi lacustri: in generale limi e argille, localmente idromorfi, e alternanze di livelli fini e livelli ghiaiosi. Ulteriori dati sui depositi lacustri verranno dati nel paragrafo sulla morfologia e la paleogeografia.

AREA DI AFFIORAMENTO. Il sintema del Po viene cartografato dove presenta un certo spessore e processi sedimentari rilevanti. Vengono trascurati tutti i depositi colluviali e i detriti di falda di esiguo spessore, in genere inferiore al metro, nonchè tutti i rimaneggiamenti antropici come il terreno arato. In caso contrario questa unità coprirebbe quasi l'intera carta.

In questa ottica il sintema del Po affiora nell'alveo e nelle attuali piane di esondazione dei corsi d'acqua, per quanto concerne i depositi fluviali, e ai piedi

PROGETTO CARG

delle scarpate, per quanto concerne i depositi di versante. Più in dettaglio, i sedimenti fluviali cartografati sono distribuiti lungo i fiumi Adda e Brembo. In Adda l'importanza dei depositi postglaciali è ridotta, perché il fiume scorre in una stretta forra. Nella valle del Brembo, invece i depositi postglaciali si espandono, raggiungendo una larghezza massima di circa 1200 m, tra Curno e Bonate. I depositi fluviali occupano il fondovalle e i più bassi dei sistemi terrazzati che articolano le profonde valli fluviali dell'Adda e del Brembo; orli netti, con dislivelli spesso superiori ai 10 m, li separano dai soprastanti terrazzi delle unità pleistoceniche.

Lungo la forra dell'Adda sono presenti depositi di versante attribuiti al sintema del Po. L'elevata acclività delle pareti e il diffuso affioramento delle unità conglomeratiche e ghiaiose hanno alimentato i depositi, che si sono accumulati alla base delle pareti, lungo i versanti stessi e lungo le rive del F. Adda, diffusamente rivestite da un *talus* formato da grossi blocchi di frana, nonché da singoli ciottoli provenienti dalla demolizione del conglomerato e dalle ghiaie del supersintema del Ponte di Paderno. Sono anche presenti fenomeni di frana a grande scala (Caldara *et alii*, 1988).

Al di fuori delle valli dei due fiumi principali le piane fluviali sono in genere di dimensioni ridotte e sono comprese entro i terrazzi del sintema di Cantù o delle piane afferenti al supersintema di Besnate. In corrispondenza della valle della Molgora presso Osnago la piana attribuibile al sintema del Po ha una dimensione rilevante, occupando quasi l'intero fondovalle.

MORFOLOGIA E PALEOGEOGRAFIA. Le piane fluviali postglaciali sono in genere di dimensioni alquanto ridotte e sono comprese entro i terrazzi del sintema di Cantù o delle piane afferenti al supersintema di Besnate. Nell'Adda la piana attuale non ha possibilità di espansione in quanto il fiume è incassato in una forra di larghezza limitata. Sulle pareti della forra è presente una consistente copertura di detrito di versante costituito da grossi blocchi di frana, da singoli ciottoli provenienti dalla demolizione del conglomerato e dalle ghiaie del supersintema del Ponte di Paderno.

La presenza ai margini dell'alta pianura di rilievi articolati in roccia ha creato le condizioni favorevoli alla formazione di bacini lacustri per sbarramento morenico, fluviale o gravitativo di valli laterali.

Nell'area ad E dell'Adda sono noti due bacini postglaciali, cartograficamente significativi: quelli di Petosino e di Longuelo.

Bacino di Petosino

Il bacino è situato nella valle che decorre tra Villa d'Almè e Bergamo, delimitato a N, E e S da rilievi cretacici e ad W dai depositi fluvioglaciali del sintema di Brembate. Fin dagli inizi del '900 esso è stato sfruttato per l'estrazione dell'argilla, fatto che ha favorito numerosi ritrovamenti paleontologici e archeologici.

I sedimenti sono costituiti da alternanze di argille limose e ghiaie esclusivamente a clasti locali (calcari, arenarie cretaciche e selci giurassiche), con spessori da decimetrici a metrici. La sedimentologia indica un bacino caratterizzato da

PROGETTO CARG

periodi di deposizione fluviale trattiva alternati ad altri di sedimentazione per decantazione; la petrografia delle ghiaie (Caffi, 1938) evidenzia, inoltre, un progressivo approfondimento del livello d'erosione nell'area d'alimentazione, con presenza di calcari marnosi cretacici alla base e di selci giurassiche negli orizzonti sommitali.

Dati di un sondaggio eseguito negli anni '30 indicano che il bacino, nella sua porzione centrale, raggiunge una profondità di quasi 22 m. Da alcuni scavi, effettuati sempre a scopi estrattivo, sono inoltre emersi resti di "mammut" (dalla profondità di 7-8 m), un'"ascia in bronzo" e una "palafitta" (entrambe a circa 4 m dalla superficie), oltre a resti di ruminanti e rinoceronti (sintesi da Caffi, 1930 e 1938). Questi ritrovamenti indicano chiaramente un'età pleistocenica superiore per la parte centrale dei depositi e olocenica per quella superiori.

Le età basali (formazione del bacino) non sono note, ma non è escluso che possano risalire al Pleistocene medio, considerato l'elevato spessore di sedimenti (circa 15 m) ancora presente al di sotto del livello a mammut.

I depositi del sintema del Po non sono estesi all'intera piana di Petosino. Infatti, sezioni osservate lungo il Torrente Quisa, nell'angolo SE della piana, mostrano un conglomerato calcareo (unità del T. Quisa del supersintema di Palazzago), coperto da ghiaie e limi a *fragipan*, identificabili con la coltre loessica 10YR screziato. La piana sembra, pertanto, suddivisa in una porzione antica, il cui colmamento precede la deposizione della coltre loessica 10YR screziato, e una più recente che si protrae almeno fino all'età del Bronzo.

Inoltre, va osservato che un altro sondaggio al margine N della piana ha evidenziato differenze litologiche rispetto a quanto riscontrato in posizione più centrale (circa 10 m di sole argille al posto di alternanze da metriche a decimetriche di ghiaie ed argille).

Non è da escludere, quindi, che le età più recenti siano in realtà circoscritte alla sola porzione centrale della piana, dove scorreva, in direzione NE-SW, il paleocorso del Quisa (secondo quanto accertato durante gli scavi di sfruttamento del bacino (Caffi, 1938).

Bacino di Longuelo

Le propaggini meridionali della collina di Bergamo sono articolate in una serie di valloni a fondo piano, delimitati da strette dorsali; in corrispondenza del fondovalle più occidentale (frazione Longuelo di Bergamo) alcuni scavi occasionali hanno permesso di riconoscere l'esistenza di un antico bacino lacustre, di estensione non nota. Trattandosi di dati di scavo puntiformi, mentre dalla superficie, pesantemente antropizzata, non è possibile distinguere i limiti di tale bacino, esso è cartograficamente indicato come facies con limite incerto, entro i depositi del supersintema della Morla indistinto.

Il limite inferiore è una superficie erosionale su ghiaie. Dal punto di vista litologico si osservano argille, argille limose e subordinate sabbie che ricoprono, ad una profondità di circa 3 m, ghiaie a petrografia brembana, arricchite in componenti terrigene del substrato circostante; i sedimenti argillosi e limosi sono

PROGETTO CARG

interessati da intensa idromorfia (5Y e pagina dei *gley*). A 2,5 m di profondità compare un orizzonte ricco di tronchi e resti vegetali in ottimo stato di conservazione. Una datazione radiometrica al ^{14}C (Rossi *et alii*, 2000) effettuata sui legni ha fornito un'età di 4.560±95 anni BP (5.470-4.960 anni cal BP), stabilendo un'età medio olocenica per questi depositi.

La natura dello sbarramento che ha generato il bacino lacustre non è nota. Dato il contesto morfologico, appare più probabile l'ipotesi di un'origine gravitativa, cioè uno sbarramento della valle dovuto ad uno o più significativi eventi di colata dal versante; in foto aerea sembra di osservare una labile traccia di dorsale a S di Rovere, immediatamente a valle della sezione datata, che potrebbe costituire l'evidenza morfologica di questi eventi.

Lago di Sartirana

Nell'area a W dell'Adda è presente solo il Lago di Sartirana originatosi per sbarramento morenico a partire dall'Episodio Cantù. Il lago è attualmente alimentato dalla falda subaffiorante mentre il drenaggio delle acque è impedito dalla presenza delle morene che circondano le sponde. L'estensione attuale del lago è sicuramente minore rispetto al termine dell'Episodio Cantù quando occupava tutta la depressione a NE fino a lambire Cassina Fra' Martino. Oggi i sedimenti lacustri circondano il Lago di Sartirana per una stretta fascia, formando una zona umida che costituisce la sua piana di esondazione. Il bacino di Sabbione era meno profondo del Lago di Sartirana e costituiva un acquitrino.

Lario (Lago di Como)

Con il ritiro del ghiacciaio dell'Episodio Cantù si è formato un lago marginoglaciale che occupava la valle dell'Adda e la depressione di Beverate, sostenuto verso S dai dossi di Brivio e la cui riva si trovava a circa 210-212 m di quota. Con il procedere del ritiro questo lago si è gradualmente esteso verso N. Sono noti depositi di delta marginoglaciale in località Melgone ai piedi del M. Moregallo il cui *topset* è a circa 11-12 m sopra l'attuale livello del lago. Il ghiacciaio era perciò a diretto contatto con le acque del lago.

Mentre, durante il ritiro, sul ramo di Lecco del Lario si è formato un lago con linea di riva a 210-212 m, sul ramo di Como si formava un lago con linea di riva a 270 m. Quando il ghiacciaio si è ritirato sino quasi a Bellagio, le acque del lago del ramo di Como si sono lentamente svuotate in quello che occupava il ramo di Lecco (Bini, 1987, 1993; Bini *et alii*, 1992; Rossi *et alii*, 1991). Una volta che il ghiacciaio si è ritirato a N di Bellagio, era presente un Lago di Como unico con linea di riva a 210-212 m. Questo lago si deve essere mantenuto a lungo durante il ritiro del ghiacciaio poichè il terrazzo corrispondente alla sua linea di riva è osservabile per tutto il Lago di Como sino a Colico.

In pratica durante il primo periodo seguito al ritiro del ghiacciaio era presente un esteso lago che occupava, oltre all'attuale estensione, tutta la valle dell'Adda (Lago di Garlate e Lago di Olginate) sino a Brivio ove era presente lo sbarramento. Verso N il lago si insinuava nella Val Chiavenna e in Valtellina.

PROGETTO CARG

Gradualmente l'erosione operata dall'Adda sulla soglia costituita da depositi glaciali ha abbassato il lago sino ai livelli attuali (o per lo meno simili, poichè il livello è attualmente regolato da dighe). La valle dell'Adda si è quindi prosciugata e i depositi lacustri sono stati coperti da depositi colluviali e fluviali, ma si rinvengono spesso negli scavi e in sondaggio.

Corso dell'Adda

Nel Foglio 097-Vimercate è compreso il corso del F. Adda a S dei laghi di Garlate e di Olginate, dove riprende a scorrere in un alveo ben definito. In quest'area l'Adda si allarga in un'ampia piana dove ha potuto divagare, dando luogo nel tempo a variazioni di tracciato evidenti (Salmieri, 1995). Tali variazioni sono sia natuarali sia antropiche.

Le carte geografiche più antiche, come quella di Paolo Giovio del 1572 mostrano l'andamento dell'Adda, ma da esse non si riesce a trarre indicazioni precise. Nella carta del 1683, conservata presso l'Archivio di Stato di Milano, si osserva la presenza di un solo ramo attivo a W, ancora oggi attivo, che appare simile a quello attuale. La carta individua un paleoalveo a E e lo identifica come "Adda abbandonato", intendendo, probabilmente, un alveo impaludato e non più navigabile.

Nel Catasto Teresiano (1721) il corso del fiume mostra varie trasformazioni. Innanzitutto in corrispondenza dello specchio d'acqua presente nella carta del 1638, si è formato un ampio bacino, delimitato a W e a N da due isole che in seguito assumeranno il nome di Isola della Torre e Isola del Serraglio. Una terza isola, probabilmente un banco sabbioso, chiude lo specchio d'acqua che nella carta è denominato Lago di Brivio. Tale denominazione sarà presente anche in epoche successive, ma riferita all'ampia lanca che si apre a N di Brivio. La lanca, ben evidente in questa carta e di dimensioni notevoli, subirà nel tempo un processo di colmamento fino a ridursi all'attuale, piccola area paludosa in avanzato stato di interrimento (in effetti se si arriva a Brivio la strada che scorre lungo l'Adda è ancora chiamata "Via Lungolago", lago che un tempo era presente e che poi è stato colmato da depositi). Le cause dell'interrimento possono essere anche naturali, ma non va dimenticato che la costruzione (1942) della diga di Olginate e l'abbattimento di una traversa poco più a S del ponte che da Brivio porta nel bergamasco hanno causato l'abbassamento del pelo libero del fiume di circa 60 cm.

La carta del Catasto Teresiano mostra la presenza, già nel '700, di gran parte di quegli elementi costituenti l'attuale paesaggio, in parte ancora evidenti, in parte presenti solo come tracce nella morfologia locale. Prima della cartografia IGM nel XIX secolo sono state pubblicate alcune carte del territorio di Brivio e della Diocesi di Como che mostrano una certa dinamica del corso del fiume.

Nella carta del 1842 il corso dell'Adda appare molto più ramificato che nel secolo precedente e si rileva un grande numero di isole ed isolotti. Il ramo sinistro si è ridotto di ampiezza e solo quello a destra è definito "navigabile" e ha assunto una conformazione praticamente identica all'attuale. Il canale centrale e le isole

PROGETTO CARG

assumono una serie di nomi in parte ancora conservatisi. Il grande bacino a S (il cosidetto "Lago di Brivio") è quasi del tutto colmato, ne rimane solo una parte detta Lago Somaglia. Infine la lanca a N di Brivio appare ridotta ad uno stretto invaso chiamato "Lago di Campello".

Nel 1853 la situazione appare stabilizzata. Il ramo centrale tende a restringersi ancora di più. Va notata in riva sinistra, nella parte N, l'approfondirsi e l'allungarsi di un ramo secondario, le cui tracce sono ancora rilevabili sul terreno. Allo stesso modo la lanca che nella carta del 1842 compariva poco a N di Brivio, allungandosi verso monte, ha costituito uno stretto ramo secondario, isolando una larga porzione di terreno. Scompare infine la denominazione "Lago Somaglia".

Poche differenze nella carta del 1859 a parte l'approfondirsi del ramo secondario immediatamente a N dell'abitato di Brivio. Si osserva infine che molte isole minori tendono ad essere inglobate o collegate alle maggiori. I canali che le dividono appaiono sempre più ridotti in ampiezza e probabilmente solo in occasione delle maggiori piene vengono interessati dal deflusso delle acque.

Nella carta del 1891, l'Adda ha assunto un assetto molto prossimo all'attuale. Il ramo principale è ormai solo quello occidentale; quello centrale appare rettificato e molto ridimensionato. Le altre diramazioni sono ormai semplici canali di scolo. Il ramo di sinistra è, in questo caso, oramai asciutto, anche se rimane la denominazione Isola del Cavallo ed Isolone del Serraglio. Il ramo secondario a N ha ormai assunto il ruolo di limite amministrativo comunale. In questa situazione l'unica vera isola rimasta è l'Isola della Torre. L'ansa a N dell'area è nuovamente evidente, mentre, a S banchi sabbiosi in sequenza cominciano ad isolare un'ampia e profonda lanca in riva sinistra.

ETÀ. Il sintema del Po ha iniziato a deporsi non appena il ghiacciaio dell'Episodio Cantù ha iniziato a ritirarsi dal territorio dell'anfiteatro, probabilmente intorno ai 16.000-15.000 anni BP (Bini, 1997b). Poichè la sedimentazione continua tuttora, l'età dell'unità è Pleistocene superiore - Olocene.

10.2.6. - *Cenni sulle coltri loessiche*

Tutte le unità sono coperte in modo continuo o sporadico da depositi loessici, ad esclusione del sintema del Po, più recente delle glaciazioni, e del sintema di Cantù che rappresenta l'area sorgente dei sedimenti del *loess* più recente e che quindi non può essere ricoperto dal proprio *loess.*

Attualmente l'estensione originale dei *loess* non può essere correttamente valutata poichè questi depositi sono stati e sono ampiamente usati per la produzione di laterizi.

Si sono deposti durante i vari episodi glaciali e sono tutti di età Pleistocene medio ad eccezione della coltre loessica 10YR che è attribuita al Pleistocene superiore (Zuccoli, 1997). Le varie coltri loessiche sono state distinte in base all'alterazione presente.

PROGETTO CARG

Le coltri loessiche non sono state cartografate, ma sono uno degli elementi caratterizzanti la superficie limite superiore delle unità successive al sintema di Cantù.

10.2.6.1. - Coltre loessica di colore 5YR

La coltre loessica 5YR copre i depositi della formazione di Trezzo sull'Adda e del supersintema del Bozzente; a sua volta può essere coperta dalla coltre loessica 10YR, dalla coltre loessica 7.5YR oppure il limite superiore può essere costituito dalla superficie topografica.

La coltre loessica 5YR è costituita da:

- limo argilloso massivo di origine eolica (*loess*);
- limo argilloso con sparsi clasti: *loess* colluviato e pedogenizzato in seguito.

Colore caratteristico 5YR. Occasionalmente può arrivare fino a 2.5YR. Locale presenza di indurimento. Patine e noduli di Fe-Mn da assenti a molto abbondanti. Limo argilloso fortemente decolorato e con "noduli" 5YR: *loess* pedogenizzato e successivamente alterato in falda.

Questa coltre loessica non è presente in modo uniforme nell'area rilevata. In particolare essa si concentra in due zone. Costituisce una coltre abbastanza continua nei pressi di Trezzo sull'Adda dove è rinvenibile in molti affioramenti a diretto contatto con la formazione di Trezzo sull'Adda. Essa è stata osservata in modo diffuso anche in diversi cantieri nella piana a S della morena di Camparada (nel limitrofo Foglio 096-Seregno) e sulla morena stessa. L'unità è anche osservabile in più sporadici affioramenti all'interno della cerchia di Camparada. È invece assente nelle altre aree pur interessate da depositi molto alterati.

10.2.6.2. - Coltre loessica di colore 7.5YR screziato

La coltre loessica di colore 7.5YR screziato copre i depositi appartenenti al supersintema del Bozzente, alla formazione di Trezzo sull'Adda e al sintema della Specola ed è coperta dai depositi della coltre loessica 10YR, della coltre loessica 10YR screziato, della coltre loessica 7.5YR e da quelli del supersintema di Venegono; oppure la superficie superiore può essere rappresentata dalla superficie topografica.

La coltre loessica di colore 7.5YR screziato è costituita da:

- limo argilloso massivo di origine eolica (*loess*);
- limo argilloso massivo con rari clasti alla base: *loess* colluviato e pedogenizzato in seguito.

Colore della massa di fondo 7.5YR. Presenza di abbondanti glosse decolorate con bordo più arancione. Occasionale aspetto "a mosaico" con noduli tendenti a 5YR. Presenza di patine di argilla molto arrossata. Possono essere presenti patine e noduli di Fe-Mn anche molto abbondanti. L'indurimento è variabile, ma

PROGETTO CARG

in genere è inferiore a quello che si riscontra nel *loess* appartenente alla formazione di Monte Carmelo, di cui condivide altre caratteristiche. La coltre loessica 7.5YR screziato è distinta dalla formazione di Monte Carmelo soprattutto per il maggiore grado di arrossamento di quest'ultima. Esse possono avere alcune caratteristiche in comune quali l'indurimento, la presenza di Fe-Mn anche molto abbondante sia in noduli sia in patine e la presenza di glosse decolorate. Al contrario viene distinta dalla coltre loessica 7.5YR per la presenza di figure pedogenetiche maggiormente espresse.

10.2.6.3. - Coltre loessica di colore 7.5YR

La coltre loessica 7.5YR può ricoprire qualunque deposito precedente. In particolare è stato osservato il contatto con i depositi del supersintema del Bozzente, con quelli della formazione di Trezzo sull'Adda, della formazione di Monte Carmelo, della coltre loessica 5YR, della coltre loessica 7.5YR screziato e con i depositi del sintema della Specola.

La superficie superiore può corrispondere alla superficie topografica, ma può anche essere coperta dai depositi della coltre loessica 10YR e da quelli del supersintema di Venegono.

La coltre loessica 7.5YR è costituita da:

- limo argilloso di origine eolica (*loess*);
- limo argilloso di origine eolica con clasti sparsi: *loess* colluviato.

Colore caratteristico 7.5YR.

Affiora in modo discontinuo su tutta l'area del Foglio, ma soprattutto a W dell'Adda.

10.2.6.4. - Coltre loessica di colore 10YR screziato

La coltre loessica 10YR screziato copre la formazione di Monte Carmelo, il supersintema di Palazzago (aree Valtrighe - Sotto il Monte, Terno d'Isola, Barzana, N di Bergamo), la formazione di Trezzo d'Adda, il supersintema del Bozzente e i sintemi della Specola, di Binago, di Almè e di Torre Boldone. È coperta dalla coltre loessica 10YR o dal supersintema di Palazzago; in rari casi, il limite superiore può essere rappresentato dalla superficie topografica.

Si distingue dal *loess* 10YR per il maggior grado di indurimento e per le figure pedogenetiche maggiormente espresse.

La coltre loessica 10YR screziato è costituita da:

- depositi eolici, *loess*: sedimenti fini (limi argillosi e limi prevalenti, con scarsa frazione granulometrica sabbiosa) di origine eolica (depositi loessici); la presenza di clasti, comune nelle aree più prossime ai versanti, indica fenomeni di rimaneggiamento gravitativo (depositi loessico/colluviali).

Prevale il colore 10YR, tra 4/4 e 5/6; in netto subordine si osservano colori 7.5YR e, ancora più raramente, 2.5Y. Elemento caratteristico sono le screziature

PROGETTO CARG

e, soprattutto, le glosse, che si configurano come vene di materiale decolorato a limite netto, con bordo ossidato, ad andamento subverticale, spesso irregolare. In rare sezioni il materiale sbiancato può costituire un fitto reticolo, che isola noduli di matrice originaria.

L'aggregazione è spesso ben sviluppata, con forme prismatiche che possono originare *ped* di dimensioni pluridecimetriche; negli orizzonti meglio espressi può comparire una aggregazione lamellare alla sommità. L'indurimento (sovraconsolidamento) è un carattere frequente e mostra una certa variabilità. Patine e noduli di Fe-Mn sono diffusi, ma comunemente non abbondanti; solo nell'area a N di Bergamo si segnala la presenza, quasi sistematica, alla base di questi depositi, di livelli estremamente ricchi in impregnazioni di Fe-Mn, che possono assumere, in qualche caso, carattere di *pan*.

Nella distribuzione areale di questi elementi si possono individuare due situazioni:

- nelle sequenze sommitali delle ghiaie abduane, brembane e seriane, la coltre loessica 10YR screziato appare piuttosto omogenea: si osservano *loess*, apparentemente riconducibili ad un unico episodio deposizionale, screziati e induriti, con glosse ad andamento subverticale; sono sistematicamente ricoperte dalla coltre loessica 10YR;
- nelle sequenze sommitali delle aree più prossime ai rilievi, i caratteri sono più irregolari: indurimento, glosse e forte aggregazione si presentano spesso non associate; alla sommità si osservano anche più orizzonti, spesso con caratteri intermedi; in alcuni casi si assiste alla differenziazione graduale di un deposito apparentemente unico in due suborizzonti, per aumento graduale dell'addensamento e della comparsa di glosse, screziature ed aggregazione in profondità. Da questo settore provengono anche i depositi con matrice più rubefatta (7.5YR), che evidenzia la prevalenza della componente colluviale (rimaneggiamento di paleosuoli dai versanti).

Pertanto, in questo contesto morfologico, appare probabile che l'unità includa depositi loessici/colluviali appartenenti a più cicli deposizionali; nei settori più distali è invece possibile che essa rappresenti un unico episodio.

10.2.6.5. - Coltre loessica di colore 10YR

La coltre loessica 10YR copre i depositi del supersintema del Bozzente, della formazione di Trezzo sull'Adda, della formazione di Monte Carmelo, della coltre loessica 7.5YR screziato, della coltre loessica 10YR screziato, della coltre loessica 5YR, del sintema della Specola e del sintema di Binago. In area brembana e seriana poggia anche direttamente sulle ghiaie dei sintemi di Brembate e Grumello.

La coltre loessica 10YR è costituita da:

- limo e limo argilloso di origine eolica (*loess*);
- limo argilloso con clasti sparsi: *loess* colluviato.

PROGETTO CARG

Colore caratteristico 10YR. In genere non presenta particolari figure pedogenetiche. Può essere occasionalmente debolmente indurito.

La componente sabbiosa è, comunemente, molto scarsa o scarsa (le tessiture più grossolane sono rappresentate da limi debolmente sabbiosi). Prevale il colore 10YR, tipicamente tra 4/4 e 5/3; in netto subordine, si osservano sia *hue* più ridotte (2.5Y) sia più rubefatte (9 e 7.5YR). Screziature, noduli e patine di Fe-Mn risultano assenti o scarse.

In alcune situazioni, possono essere sostituiti da diamicton o ghiaie a supporto di matrice, interpretati come depositi fluviali di esondazione di corsi d'acqua locali coevi. I depositi sono pedogenizzati per l'intero spessore: su di essi si sviluppano, tipicamente, alfisuoli di famiglia *fine silty* o *fine loamy*, con patine argillose spesso evidenti e aggregazione moderatamente espressa.

L'area di affioramento si estende praticamente all'intero Foglio, sebbene essa possa essere presente in modo alquanto discontinuo; essa è assente sui depositi appartenenti al sintema di Cantù e, ovviamente, su quelli del sintema del Po. Può essere occasionalmente assente anche dalle piane costituite da depositi appartenenti al supersintema di Besnate. Infatti, quando è presente in coltri di spessore ridotto essa può essere mascherata dall'attività agricola che di fatto omogeneizza questa unità con le ghiaie sottostanti.

PROGETTO CARG

PROGETTO

VI - ASSETTO STRUTTURALE

Da un punto di vista strutturale il territorio compreso nel Foglio 097-Vimercate appartiene alla catena a pieghe e sovrascorrimenti del Sudalpino Lombardo, occupandone la porzione centro-meridionale; con strutture esposte in superficie che si sviluppano fino al contatto con i sedimenti pleistocenico-olocenici. La catena sudalpina si presenta costituita da una pila di embrici, coinvolgenti le unità triassico-cretaciche scollate a vari livelli e traslate verso S e/o SSE durante differenti fasi di accavallamento, comprese tra il Cretacico superiore ed il Miocene superiore (Gaetani *et alii*, 1981; Laubscher, 1985; Pieri & Groppi, 1981; Doglioni & Bosellini, 1987). La terminologia delle unità strutturali affioranti segue gli schemi proposti in Gaetani *et alii* (1981) e più recentemente in Bersezio *et alii* (1990, 1997) e nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo (Jadoul *et alii*, 2000). Per quanto riguarda la struttura sepolta nel sottosuolo della pianura, la terminologia descrittiva si basa fondamentalmente sui dati AGIP, pubblicati in Pieri & Groppi (1981), Cassano *et alii* (1986), recentemente dettagliati nella parte orientale del Foglio 097-Vimercate da Bersezio *et alii* (2001) e da Fantoni *et alii* (2004).

STAMPA

1. - LE UNITÀ STRUTTURALI ALPINE

Il Foglio 097-Vimercate comprende differenti unità strutturali di età alpina, disposte in fasce a direzione circa E-W, delimitate da superfici di accavallamento, retroscorrimento, scollamento e/o da zone di taglio ed intensa deformazione, parallele o trasversali agli allineamenti tettonici prevalenti. In estrema sintesi, da N verso S, nel Foglio si riconoscono (Fig. 3):

1) Parautoctono delle Prealpi (Gaetani & Jadoul, 1979; Gaetani *et alii*, 1981).

Esso è rappresentato limitatamente all'estremità nordorientale del Foglio, tra Zogno e la valle del T. Imagna. Il Parautoctono comprende le unità del Triassico superiore che si inflettono verso S, alla base dello sciame di pieghe di Ubiale e che costituiscono il versante settentrionale della dorsale del M. Albenza. Presso Zogno il Calcare di Zu, appartenente al Parautoctono, disegna le spettacolari pieghe diritte, ettometriche, con geometria a *chevron* ed assi diretti circa N130°, che dominano il panorama geologico della bassa Val Brembana.

2) Flessura Pedemontana (Desio, 1929). Il termine ha caratterizzazione fisiografica, riferita al fascio di pieghe e sovrascorrimenti, diretti da N140° (ad W, Monte Tesoro) a N110° (ad E, M. Passata), che definisce le relazioni strutturali tra il Parautoctono e la Zona a pieghe e sovrascorrimenti delle colline pedemontane. Dal punto di vista orografico questa zona strutturale si identifica con una cintura di rilievi di medie quote, ben delineati rispetto alle aree adiacenti ("catena bordiera" corrispondente alla dorsale Monte Tesoro - Albenza ad W del Brembo ed alla dorsale M. Passata - Corna dell'Uomo ad E dello stesso). Recentemente la Flessura Pedemontana ha acquisito la connotazione cinematica di fascio di strutture fuori sequenza, rispetto ai tempi di propagazione dei sovrascorrimenti sudalpini verso l'avampaese padano, a causa delle relazioni di intersezione osservate nei confronti dei sovrascorrimenti alla base della pila di embrici delle Grigne e delle unità del Parautoctono (Bersezio & Fornaciari, 1988; Schonborn, 1992). Questo fascio di strutture risulta scomposto in differenti segmenti delimitati e connessi da zone di trasferimento dirette NNE-SSW, lungo le quali si imposta l'asse vallivo del Brembo, trasversale alla catena (faglia della Roncola o Linea di Amagno e faglia di Catramerio). Questi lineamenti riattivano le paleofaglie connesse con la fase di *rifting* liassico, che marginavano i blocchi basculati di Ubiale e dell'Albenza, come descritto nei capitoli relativi alla litostratigrafia del Giurassico (Bersezio *et alii*, 1997). A ridosso del Parautoctono la Flessura comprende lo sciame di pieghe di Ubiale - M. dei Giubilini (Gaetani *et alii*, 1981); questo coinvolge le formazioni giurassiche e rideforma le strutture distensive legate alla fase di *rifting* liassico cui si è accennato (Bersezio & Fornaciari, 1988). Le pieghe hanno dimensioni chilometriche, superfici assiali subvertivali o debolmente rovesciate verso SSW, presentando assi diretti N110°. Ad W del Brembo, la coppia anticlinale-sinclinale di Ubiale - M. Castra - S. Bernardo, coinvolge il margine meridionale dell'alto strutturale liassico della Roncola - S. Bernardo ed il bacino di Ubiale, costituendo una complessa zona di pieghe intersecate da faglie cui si deve il raccordo con l'anticlinale dell'Albenza.

L'anticlinale dell'Albenza (Desio, 1929) è una piega regionale a ginocchio, a sviluppo chilometrico, la cui superficie assiale immerge variabilmente da NNE a NE (Fig. 34). Essa coinvolge le formazioni del Triassico superiore su cui appoggiano le formazioni giurassiche e cretaciche inferiori che caratterizzano il fianco meridionale subverticale della piega stessa, coincidente con le pendici meridionali della dorsale M. Albenza - Monte Tesoro.

Tra il Brembo e l'Adda la struttura dell'Albenza è ricoperta tettonicamente dalle formazioni cretaciche superiori. Queste sono scollate in corrispondenza

PROGETTO CARG

Fig. 34 - *Anticlinale dell'Albenza (Foto A. Bini).*

della marna di Bruntino e retroscorse sul fianco meridionale dell'anticlinale per mezzo di superfici subverticali, o debolmente immergenti a SSW e SW che ripetono tettonicamente le formazioni albiano-cenomaniane (Bersezio & Fornaciari, 1988; Bersezio *et alii*, 1990).

Ad E del Brembo analoghi retroscorrimenti non sono presenti. Il raccordo tra la Flessura Pedemontana e la zona delle Colline Pedemontane è regolato dallo sviluppo della zona di pieghe di trasferimento dei M. dei Giubilini. Nella zona di raccordo con il Foglio 098-Bergamo (Canto Alto) le unità mesozoiche della Flessura sovrascorrono sulla successione cretacica, per mezzo di piani di accavallamento immergenti a NNE.

3) Zona a pieghe e sovrascorrimenti delle Colline Pedemontane (Bersezio & Fornaciari, 1988). Questa zona era già stata evidenziata da Desio (1929) e Venzo (1954). Essa si sviluppa a S della Flessura Pedemontana ed è costituita dalla successione cretacica con una struttura pellicolare a pieghe sinformi-antiformi regionali, vergenti verso i quadranti meridionali, con lunghezza d'onda chilometrica e dimensioni longitudinali di alcuni chilometri. Le tracce delle superfici assiali di queste strutture presentano direzione prevalente da NW-SE a WNW-ESE ed anche gli assi delle mesopieghe associate si conformano a questo andamento. È possibile la distinzione di tre aree: l'area ad E del F. Brembo, l'area centro-settentrionale, sviluppata a cavallo dell'Adda, l'area meridionale, comprendente gli estremi affioramenti della zona di Colle Brianza - S. Maria Hoè - Olgiate Molgora.

PROGETTO CARG

L'area ad E del F. Brembo si caratterizza per la presenza dello sciame di pieghe sinformi-antiformi, regionali, con assi diretti da WSW-ENE a WNW-ESE e superfici assiali debolmente immergenti verso i quadranti settentrionali. Tra queste si riconoscono la sinclinale di Sorisole e l'anticlinale di Bergamo, che proseguono nell'adiacente Foglio 098-Bergamo. Il colle di Bergamo è impostato sul fianco meridionale, verticalizzato, dell'anticlinale citata che coinvolge la successione del Cretacico superiore e tende ad evolversi in una sinforme blanda, ricostruibile in corrispondenza dello sperone di Mozzo.

Anche l'area centro settentrionale è caratterizzata dallo sviluppo di una coppia di pieghe sinforme-antiforme, chiuse, debolmente rovesciate verso i quadranti meridionali, appaiate, disposte *en-èchelon* sinistro rispetto alle pieghe di Sorisole - Bergamo. Si tratta della sinclinale di Caprino - Monte Marenzo e dell'anticlinale della valle dell'Adda, le cui tracce delle superfici assiali inflettono da NW-SE a WNW-ESE. Il nucleo dell'anticlinale della valle dell'Adda espone i termini albiani della successione cretacica. Ad oriente la struttura termina in affioramento a W di Pontida. In quest'area la struttura di Pontida - Almenno San Bartolomeo sostituisce lateralmente la sinclinale di Caprino. A S di Pontida, il Canto è costituito da una struttura complessivamente monoclinale, con immersione verso S. Essa è presumibilmente disgiunta dalla struttura di Pontida - Almenno per mezzo di un lineamento retrovergente sepolto nella valle di Pontida (Bersezio & Fornaciari, 1988).

L'area meridionale è caratterizzata dalla presenza dei sovrascorrimenti di Olgiate - Molgora, S. Maria Hoè - Colle Brianza (Fornaciari *et alii*, 1988). Si tratta di una struttura coinvolgente le unità coniaciano-santoniane, costituita da embrici S-vergenti, delimitati da superfici mediamente inclinate ed immergenti verso NNE, cui si associano pieghe di trascinamento pure S-vergenti.

A S della zona di faglia descritta, le colline di Montevecchia sono costituite da uno sciame di pieghe, con superfici assiali immergenti a NNE (Galbiati, 1969), coinvolgenti la parte più recente della successione cretacica (Campaniano-Maastrichtiano). Esse proseguono verso W nell'adiacente Foglio 096-Seregno della Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ove costituiscono la porzione meridionale del "settore dei sovrascorrimenti S-vergenti". Si tratta dello sciame di pieghe fagliate di Costa Masnaga - Lambrugo che coinvolgono, talora con fianchi rovesciati, le formazioni di Brenno, Tabiago e Cibrone. Nel Foglio 097-Vimercate, lo sciame di pieghe di Montevecchia si ritrova in affioramento più a E, nei pressi dell'Adda, nella zona di Carvico/M. Giglio - Paderno d'Adda/Monte Robbio.

Il fianco rovescio della struttura di Montevecchia - Monte Robbio è interpretato come espressione in affioramento di un sovrascorrimento S-vergente sepolto (Fantoni *et alii*, 2004). Esso si raccorderebbe con l'analoga struttura sepolta già individuata nel Foglio 096-Seregno ed estesa tra Lambrugo e Missaglia. La sua estensione plurichilometrica attraverso i Fogli 097-Vimercate e 096-Seregno e la geometria ad arco suggeriscono che si tratti del fronte di accavallamento esterno delle "Strutture del margine sudalpino" di Fantoni *et alii* (2004), riprese come

PROGETTO CARG

"Strutture sepolte del margine meridionale della catena subalpina; unità terziarie embricate del sottosuolo" nel Foglio 098-Bergamo della Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. A meridione di questo fronte, nel sottosuolo del Foglio 097-Vimercate, si svilupperebbe quindi, a S dell'allineamento Missaglia - Dalmine, l'elemento strutturale definito come "Unità terziarie embricate" da Bersezio *et alii* (2001) e Fantoni *et alii* (2004).

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

VII - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

1. - SISMICITÀ

La sismicità in Lombardia è 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 più a W gli eventi si presentano più sparsi. In generale si osserva una diminuzione sia dell'energia rilasciata sia del numero di eventi da E verso W, con la quasi assenza di terremoti a W di Milano (Fig. 35).

Nell'area della Bergamasca, secondo le valutazioni compiute da Gruppo di Lavoro MPS (2004), il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI04; Gruppo di Lavoro CPTI, 2004) è risultato completo per magnitudo momento Mw≥5.5 dopo il 1700 utilizzando il metodo statistico di Albarello *et alii* (2001) e dopo il 1530 utilizzando il metodo storico di Stucchi *et alii* (2004). Tuttavia, CPTI04, che copre l'intervallo temporale dal 217 a.C. al 2002, riporta solamente tre terremoti con Mw intorno a 5 nell'area del Foglio 097-Vimercate e altri quattro al suo margine orientale (Tab. 1, Fig. 35).

L'epicentro del terremoto del 24 aprile 1918 (Mw 5.7±0.07) è localizzato all'inizio della Val Brembana (Fig. 35), in base alla distribuzione delle intensità macrosismiche contenuta in DBMI04 (Stucchi *et alii*, 2007) proveniente dallo studio di Archivio Macrosismico GNDT (1995). Questo studio fornisce 34 dati di intensità e valuta gli effetti del terremoto con intensità 6 MCS a Lecco e Caprino Bergamasco e I 5-6 MCS ad Asso (CO). Intensità 5 MCS è attribuita ad altre sei località, di cui tre (Almenno San Bartolomeo, Ponte San Pietro e Zogno) comprese nell'area del Foglio. Una recente revisione di questo terremoto (Guidoboni *et alii*, 2007) ha sostanzialmente confermato questa distribuzione delle intensità.

Il terremoto del 23 novembre 1961 (Mw 4.83±0.26) è localizzato a Caprino Bergamasco (Fig. 35). Il recente studio di Molin *et alii* (2008) ha classificato 119

risentimenti relativi a questo terremoto, con i massimi effetti identificati in varie località della Bergamasca, e un'area di risentimento molto vasta dal Piemonte al Veneto e al Trentino. In particolare, gli effetti del terremoto sono stati classificati con I 6 MCS in sette località tra cui, all'interno del Foglio, Almenno San Salvatore, Briolo, Calusco d'Adda, Pontida e Sotto il Monte Giovanni XXIII e 5-6 a Mapello. Danni non classificabili in termini di intensità macrosismica furono riportati anche a Ambivere, Nese, Petosino e San Pellegrino Terme.

Il terremoto del 9 febbraio 1979 (Mw 5.03±0.18) è localizzato qualche km a E di Vimercate (Fig. 35). Secondo il recente studio di Guidoboni *et alii* (2007), i massimi risentimenti di questo terremoto sono localizzati lungo l'Adda; in particolare I 6 MCS è assegnata a Bottanuco, Capriate San Gervasio, Dalmine, Filago, Sabbio, Solza, Suisio, Treviglio e Zingonia.

Al margine orientale dell'area del Foglio, in corrispondenza di Bergamo (Fig. 35), sono localizzati i terremoti del 8 marzo 1593, del 22 agosto 1606 e del 13 giugno 1642, tutti con Mw 5.03±0.33. Per tutti e tre i terremoti le uniche informazioni disponibili riguardano unicamente Bergamo, nonostante l'intensità sia stata qui valutata come 6-7 MCS (Guidoboni *et alii*, 2007; Archivio Macrosismico GNDT, 1995). Di conseguenza, le localizzazioni e le magnitudo di questi terremoti sono da considerare molto incerte. Stucchi *et alii* (2008) confermano la mancanza di ulteriori informazioni sui terremoti del 1593 e del 1606, mentre identificano altri 8 risentimenti per il terremoto del 1642, incluse Mantova (I 6 MCS) e Parma (I 5 MCS). Questa distribuzione dei dati di intensità sposterebbe l'epicentro verso S, fuori dall'area del Foglio.

La sismicità recente (1981-2009) è invece pressoché assente: all'interno dell'area del Foglio il Catalogo Strumentale CSI 1.1 (Castello *et alii*, 2006) e il Bollettino Strumentale INGV riportano meno di dieci eventi con magnitudo locale che non supera ML 2.5 (Fig. 35).

Tab. 1 - *Terremoti con epicentro all'interno e in prossimità dell'area del Foglio, da CPTI04 (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004) (Anno=Tempo origine: anno, Me=Tempo origine: mese, Gi=Tempo origine: giorno, Or=Tempo origine: ora, Mi=Tempo origine: minuti, Se=Tempo origine: secondi, AE=Denominazione dell'area dei massimi effetti, Rt=Codice dell'elaborato di riferimento, Np=Numero dei dati puntuali di intensità disponibili, Imx=Intensità massima x 10 (scala MCS) Io=Intensità epicentrale x 10 (scala MCS), Mw=Magnitudo momento, DMw=Errore associato alla stima di Mw.*

N	Anno	Me	Gi	Or	Mi	Se	AE	Rt	Np	Imx	Io	Lat	Lon	Mw	DMw
271	1576	9	26	6			BERGAMO	POS85			6	45.667	9.667	4.83	0.26
284	1593	3	8				BERGAMO	DOM	1	6-7	6-7	45.694	9.670	5.03	0.33
302	1606	8	22				BERGAMO	DOM	1	6-7	6-7	45.694	9.670	5.03	0.33
346	1642	6	13	22			BERGAMO	DOM	1	6-7	6-7	45.694	9.670	5.03	0.33
1672	1918	4	24	14	21		LECCHESE	DOM	34	6	6	45.778	9.631	5.07	0.07
2169	1961	11	23	1	12	5	CAPRINO BERGAMASCO	POS85			6	45.717	9.567	4.83	0.26
2396	1979	2	9	14	44		TREZZO SULL'ADDA	NT				45.617	9.467	5.03	0.18

PROGETTO CARG

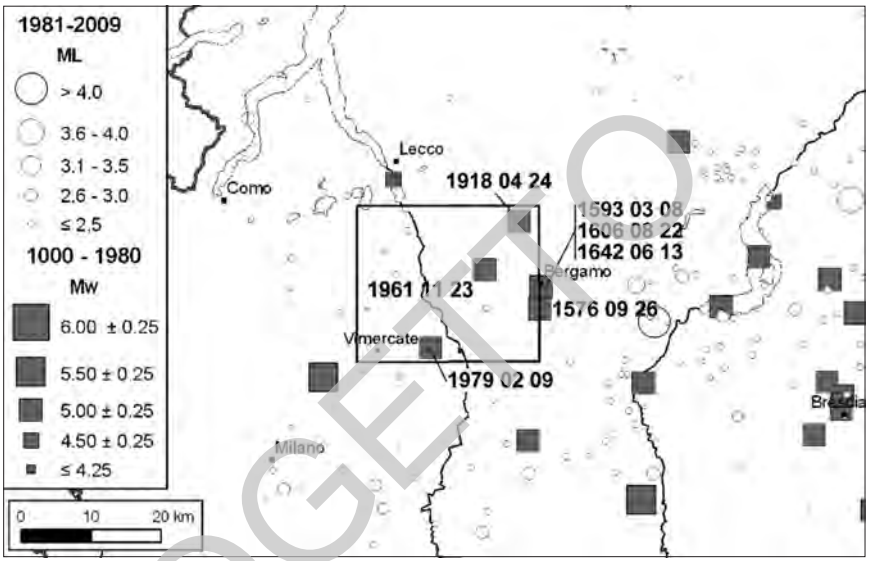


Fig. 35 - *Sismicità 1000-1980 da CPTI04 (Gruppo di Lavoro CPTI, 2004) e 1981-2006 da CSI 1.1 (Castello et alii, 2006 e Bollettino Strumentale INGV). Il rettangolo evidenzia l'area del Foglio 097-Vimercate.*

2. - RISORSE IDRICHE

2.1. - Caratteristiche Climatiche

Il regime termico dell'area di studio vede valori minimi pressoché coincidenti nei mesi di dicembre e gennaio (3.7 e 3.8 °C) mentre i valori massimi si hanno nel mese di luglio (22.8 °C).

Le precipitazioni meteoriche medie, secondo i dati storici (Regione Lombardia, 1999), seguono abbastanza il gradiente altimetrico.

Si hanno infatti 1200÷1300 mm/anno nella fascia collinare e prealpina e valori di 1000÷1200 mm/anno passando dalla media all'alta pianura.

Le precipitazioni minime sono diversamente distribuite in quanto nel settore lecchese i valori si attestano su 800÷950 mm/anno, mentre in quello bergamasco si hanno valori di 600÷700 mm/anno.

Le precipitazioni massime raggiungono valori di 2000÷2200 mm/anno nella zona collinare e prealpina, mentre si hanno valori di 1600÷2000 nella media ed alta pianura.

Le piogge si distribuiscono con massimi nei mesi di maggio-giugno e di settembre-ottobre, mentre i minimi si registrano nel tardo autunno e inverno; nel periodo estivo le precipitazioni sono mediamente intorno a 375 mm.

PROGETTO CARG

Il calcolo dei bilanci idrici sconta la scarsità, nell'area di studio, di stazioni meteorologiche con dati aggiornati e di una serie continua e di durata significativa.

Utilizzando i valori misurati in una zona di pianura limitrofa all'area di studio si è calcolato il seguente bilancio idrico riportato in Tab. 2.

In particolare si raggiunge mediamente un rapporto tra evaporazione e precipitazioni di 0.66; pertanto rimangono localmente a disposizione dei deflussi superficiali e profondi circa un terzo degli afflussi, corrispondenti ad un equivalente medio di 376.8 mm/anno.

I principali corsi d'acqua sono rappresentati dal F. Adda, che separa la parte bergamasca da quella lecchese-milanese, e dal F. Brembo.

Nella pianura il bacino del F. Brembo è separato verso E da quello del F. Serio in corrispondenza del Torrente Morla.

Il F. Brembo a P.te Briolo, con un bacino sotteso di 765 km^2, presenta una portata media 30.5 m^3/s; le maggiori portate si hanno nel periodo aprile-giugno e in ottobre-novembre, mentre le minori si verificano in gennaio-febbraio.

Il F. Adda a Lavello, con un bacino sotteso di 4572 km^2 e con regolazione dei deflussi, ha una portata media di 158 m^3/s; in questo caso le maggiori portate defluenti si hanno nel periodo giugno-settembre e le minori in gennaio-marzo.

Sono presenti anche derivazioni a scopo irriguo che prelevano le acque nel periodo primaverile ed estivo nei mesi maggio-settembre.

La parte di derivazioni dovuta al F. Adda (a Calusco d'Adda) corrisponde ad una portata distribuita nel semestre estivo di 12.5 m^3/s; l'insieme delle derivazioni del F. Brembo (Ponte S. Pietro e Brembate Sotto), del F. Serio (Albino,

Tab. 2 - *Valutazione del bilancio idrico con il metodo di Thornthwaite-Mather per la stazione di Orio al Serio (1971-2000): capacità di ritenzione di 200 mm, T=temperatura media mensile (°C), P=precipitazioni medie mensili (mm), EP=evapotraspirazione potenziale (mm), AE=evapotraspirazione reale (mm), D=deficit (mm), S=surplus (mm), RO=scorrimento superficiale (mm), T.RO=scorrimento totale (mm)*

	G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D	anno
T	3.8	4.3	8.1	11.3	16.2	19.9	22.8	22.5	18.6	13.3	7.2	3.7	12.6
P	66.1	54.0	71.5	87.4	122.5	121.1	91.9	100.3	114.3	121.5	87.5	64.4	1102.6
EP	7.7	9,2	27.7	48.2	89.6	119.2	145.6	132.1	87.1	50.0	18.3	7.0	741.7
P-EP	58.4	44.8	43.8	39.2	32.9	2.0	-53.7	-31.8	27.2	71.5	69.2	57.4	360.9
AE	7.7	9.2	27.7	48.2	89.6	119.2	139.0	122.8	87.1	50.0	18.3	7.0	725.7
D	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.6	9.3	0.0	0.0	0.0	0.0	15.9
S	58.4	44.8	43.8	39.2	32.9	2.0	0.0	0.0	0.0	29.2	69.2	57.4	376.9
RO	54.2	49.5	46.6	42.9	37.9	19.9	10.0	5.0	2.5	15.0	42.5	50.0	376.8
T.RO	54.2	49.5	46.6	42.9	37.9	19.9	10.0	5.0	2.5	15.0	42.5	50.0	376.8

PROGETTO CARG

Villa di Serio, Gorle e Seriate) e del F. Cherio (Gorlago) costituiscono invece un apporto irriguo di 16.5 m^3/s.

2.2. - Gli Acquiferi nella Parte Montana

Entro il Foglio 097-Vimercate, nell'area posta a N affiorano le unità del substrato roccioso. Si tratta di unità sedimentarie in cui la circolazione idrica si realizza parzialmente per la porosità delle rocce e in misura maggiore in corrispondenza di zone di maggiore fratturazione.

Sono segnalati anche fenomeni di carsismo, sia superficiale che profondo (doline, inghiottitoi, grotte, *etc.*), in alcune delle formazioni affioranti (Dolomia Principale, dolomie zonate, formazione dell'Albenza, Calcare di Sedrina, calcare di Moltrasio, Calcare di Domaro e Maiolica).

Inoltre alcuni sondaggi profondi, eseguiti nel corso della realizzazione di importanti strutture in sotterraneo, hanno segnalato la presenza di acque in pressione, laddove si realizzi un contrasto di permeabilità tra un orizzonte conduttivo e uno sovrastante meno conduttivo, come ad esempio il contatto tra arenaria di Sarnico e Flysch di Bergamo.

A livello generale una classificazione delle caratteristiche di permeabilità può essere effettuata con riferimento alla Tabella 3.

Come si osserva, nell'area sono presenti unità con un elevato grado di permeabilità solo in una parte marginale posta a N; prevalgono invece gli orizzonti pelitici in diverse formazioni che condizionano una scarsa circolazione idrica sotterranea.

Per questa ragione si ha uno scarso immagazzinamento nel sottosuolo di acque, che emergono in sorgenti che raramente superano qualche l/s di portata media; solo in due casi si hanno portate superiori a 5 l/s (Casati, 1993).

Le sorgenti si trovano in corrispondenza di zone caratterizzate da maggiore fratturazione, al contatto tra orizzonti calcarei e pelitici, al contatto tra copertura superficiale e substrato roccioso e talora anche in corrispondenza di paleofrane.

Particolare situazione caratterizza il megastrato di Missaglia (Bernoulli *et alii*, 1981), nel quale la circolazione idrica diventa più significativa. Questo fatto trova riscontro nelle portate elevate misurate ad esempio nella miniera Pelucchi (Olgiate Molgora), utilizzata fino alla metà degli anni '80 come serbatoio naturale di acqua potabile da immettere nell'acquedotto comunale.

Stanti le caratteristiche giaciturali e la presenza di unità poco permeabili al contatto con i depositi plio-pleistocenici ed olocenici della pianura, si può supporre una scarsa alimentazione da parte delle acque di infiltrazione dei versanti verso gli acquiferi dell'alta pianura.

I travasi appaiono ostacolati anche dalla presenza di depositi fini al contatto tra i rilievi montuosi e le zone collinari e di alta pianura, determinando in presenza di scavi o perforazioni di profondità significative venute d'acqua in pressione.

PROGETTO CARG

Tab. 3 - *Classi di permeabilità (Tipo di permeabilità: P=per porosità, F=per fessurazione, C=carsismo)*

SUBSTRATO ROCCIOSO					
Formazione	**Tipo di permeabilità**	**Grado di permeabilità**	**Conducibilità idraulica stimata (m/s)**	**Classe**	**Coefficiente di infiltrazione**
Formazione di Cibrone	P	Basso - Nullo	10-7÷10-9	V	0.1
Formazione di Tabiago	P	Basso - Nullo	10-7÷10-9	V	0.1
Formazione di Brenno	P	Basso - Nullo	10-7÷10-9	V	0.1
Flysch di Bergamo	P - F	Basso	10-6÷10-8	IV	0.2 - 0.3
Megastrato di Missaglia	P - F	Medio - Alto	10-3÷10-5	II	0.6 - 0.7
Conglomerato di Sirone	P - F	Medio	10-5÷10-7	III	0.4
Arenaria di Sarnico	P - F	Medio	10-5÷10-7	III	0.4
Flysch di Pontida	P - F	Basso	10-6÷10-8	IV	0.2 - 0.3
Formazione di Gavarno	P	Basso - Nullo	10-7÷10-9	V	0.1
Formazione di Sorisole	P	Basso - Nullo	10-7÷10-9	V	0.1
Sass de la Luna	P	Medio	10-4÷10-7	III	0.3
Marna di Bruntino	P	Basso - Nullo	10-7÷10-9	V	0.1
Maiolica	F - C	Medio - Alto	10-3÷10-5	II	0.7
Selcifero Lombardo	F	Basso	10-6÷10-8	IV	0.2 - 0.3
Rosso ad Aptici	P	Basso	10-6÷10-8	IV	0.2
Radiolariti del Selcifero Lombardo	F	Basso	10-6÷10-8	IV	0.2 - 0.3
Rosso Ammonitico Lombardo	P	Medio	10-5÷10-7	III	0.3
Formazione di Sogno	P	Basso	10-6÷10-8	IV	0.2 - 0.3
Calcare di Domaro	F - C	Medio - Alto	10-3÷10-5	II	0.5 - 0.6
Calcare di Moltrasio	F - C	Medio - Alto	10-3÷10-5	II	0.5 - 0.6
Calcare di Sedrina	F - C	Medio - Alto	10-3÷10-5	II	0.5 - 0.6
Formazione dell'Albenza	F - C	Medio - Alto	10-3÷10-5	II	0.7
Calcare di Zu	P - F	Medio - Alto	10-3÷10-5	II	0.5
Argillite di Riva di Solto	P	Basso	10-7÷10-9	V	0.1
Calcare di Zorzino	P	Basso - Nullo	10-6÷10-8	IV	0.2
Dolomie Zonate	F - C	Alto	10-2÷10-4	I	0.8
Dolomia Principale	F - C	Alto	10-2÷10-4	I	0.8

PROGETTO CARG

2.3. - Gli Acquiferi nella Zona di Pianura

Gli acquiferi della zona di pianura sono maggiormente conosciuti per l'area lecchese e milanese (Avanzini *et alii*, 1995; Avanzini *et alii*, 1999a, b; Beretta *et alii*, 1984; Beretta *et alii*, 1985; Bini *et alii*, 2004; Consorzio per l'Acqua Potabile ai Comuni della Provincia di Milano, 1983; Francani *et alii*, 1981; Provincia di Milano, 1995); anche per quella bergamasca si hanno alcuni studi di base (Avanzini *et alii*, 1999a, b; Beretta, 1986; Casati, 1993; Francani & Lorandi, 1978; Gelati & Martinis, 1982; Goltara, 1960).

Come in gran parte dell'alta pianura lombarda, si hanno in affioramento unità geologiche tra le più antiche tra i depositi plio-pleistocenici, che sono caratterizzate in superficie da paleosuoli e comunque da litologie a granulometria fine e che possono raggiungere anche oltre la decina di metri di spessore.

La presenza di tali litologie nelle unità del Pleistocene medio e inferiore (bacini dell'Adda, del Brembo, della Morla e del Serio) determina una bassa permeabilità generale delle unità in affioramento e quindi la prevalenza del ruscellamento superficiale rispetto all'infiltrazione di acque.

Tuttavia le acque si possono raccogliere nelle aree topograficamente più depresse, occupate dai maggiori corsi d'acqua e dalle unità geologiche più recenti e permeabili di origine fluviale; questi settori costituiscono zone preferenziali di infiltrazione delle acque e di ricarica delle falde che sono captate anche più a valle.

I corsi d'acqua maggiori sono generalmente in contatto con la falda, mentre quelli minori risultano sospesi rispetto alle acque sotterranee, così come possono creare falde sospese di carattere locale.

Nel sottosuolo dell'area di studio, che è stato indagato talora fino ad oltre 200 m di profondità per la perforazione di pozzi per acqua, si hanno in generale tre acquiferi sovrapposti e descritti in Beretta *et alii* (1989) e Denti *et alii* (1988) e che possono trovare una generale corrispondenza con la classificazione introdotta da Regione Lombardia - ENI Divisione AGIP (2002).

- Gruppo acquifero A (Olocene - Pleistocene medio); all'incirca corrispondente all'unità ghiaioso-sabbiosa superficiale;
- Gruppo acquifero B (Pleistocene medio); all'incirca corrispondente all'insieme dell'unità a conglomerati e arenarie prevalenti;
- Gruppo acquifero C (Pleistocene inf. - Pliocene sup?); corrispondente all'unità sabbioso-argillosa;
- Gruppo acquifero D (Pliocene sup.); corrispondente all'unità argilloso-sabbiosa.

Il limite tra il Gruppo acquifero B e il Gruppo acquifero C è caratterizzato da una paleosuperficie che suddivide i depositi continentali da quelli lacustro-palustri; tale limite risulta caratterizzato da un andamento a valli e dossi che appaiono individuare paleovalli.

Nella zona lecchese-milanese si individua una paloevalle (del T. Molgora?) nel settore di Mezzago-Ornago e nella zona bergamasca del F. Brembo nel settore di Sabbio-Verdello; in entrambi i casi tali paleovalli appaiono spostate verso E

PROGETTO CARG

rispetto ai corsi d'acqua attuali e rappresentano zone di circolazione idrica sotterranea preferenziale.

Anche il limite tra il Gruppo acquifero C e il Gruppo acquifero D è caratterizzato da una paleosuperficie che separa i depositi marini più profondi, il cui andamento però è più uniforme e appare fondersi con la precedente procedendo verso E.

Entrambe le paleosuperfici nell'area di studio aumentano di quota sia procedendo verso S che verso E.

Nella media pianura si evidenzia infatti la presenza di una dorsale sepolta che si estende da Treviglio fino a Ghisalba e influenza in modo determinante la circolazione idrica sotterranea in quanto:

- determina l'avvicinamento alla superficie topografica del Gruppo acquifero C (in un intervallo di quote tra 60 e 100 m s.l.m. a seconda delle zone);
- riduce lo spessore del Gruppo acquifero B, con conseguente diminuzione della sua trasmissività;
- determina una maggiore separazione tra le acque circolanti nel sottosuolo nei Gruppi acquiferi B e C.

Rispetto all'area di studio tale dorsale sepolta, il cui asse si trova immediatamente a S, inizia a far risentire la sua azione intorno a Verdello-Verdellino.

Nel settore settentrionale (Almenno) in vicinanza dei rilievi montuosi, invece, si trovano argille grigio-azzurrognole cui seguono, verso l'alto, sabbie siltose giallastre del Pliocene.

Per quanto riguarda i prelievi da falda, secondo i dati contenuti nei documenti di pianificazione provinciale, nella pianura si hanno valori medi di 2.4 e di 10.2 m^3/s, rispettivamente per l'uso potabile e per quello industriale.

2.4. - Potenzialità degli Acquiferi

Gli acquiferi individuati hanno una diversa geometria e potenzialità a seconda se disposti ad E (territorio bergamasco) o ad W del F. Adda (territorio lecchese e milanese).

Nella parte sinistra del F. Adda si hanno i maggiori spessori degli acquiferi appartenenti ai Gruppi acquiferi A e B e falde libere.

Il Gruppo acquifero A risulta concentrato soprattutto in corrispondenza dell'alveo del F. Brembo e talora si presenta insaturo, ma riveste un ruolo importante di infiltrazione delle acque agli orizzonti sottostanti.

Il Gruppo acquifero B si incrementa di spessore da N a S; infatti si passa da poche decine di metri a oltre 250 m di spessore in corrispondenza di Verdello-Verdellino.

Nella zona del F. Brembo i conglomerati risultano talora sovrapposti direttamente al substrato roccioso, essendo rilevabile in lembi isolati la presenza dei depositi più antichi sottostanti appartenenti ai Gruppi acquiferi C e D.

I Gruppi acquiferi A e B hanno generalmente valori di permeabilità elevati

PROGETTO CARG

che consentono un buon sfruttamento delle risorse idriche sotterranee.

Nei depositi ghiaiosi del Gruppo acquifero A si ha una trasmissività dell'ordine di 10^{-2} m²/s e una conducibilità idraulica di 10^{-3}÷10^{-4} m/s.

Maggiore dispersione di valori dei parametri idrogeologici si hanno nel Gruppo acquifero B in relazione al diverso grado di cementazione e fratturazione dei conglomerati e delle arenarie.

In generale comunque prevalgono i valori elevati, con trasmissività di 10^{-2}÷10^{-3} m²/s e conducibilità idraulica di 10^{-4} m/s, e vengono consentite portate specifiche di 10÷20 l/s/m; talora si raggiungono anche valori di trasmissività superiori a 10^{-2} m²/s e di conducibilità idraulica superiore a 10^{-3} m/s.

Per quanto riguarda il Gruppo acquifero C, dove si ha un numero inferiore di dati a disposizione, i parametri idrogeologici subiscono una diminuzione attestandosi in generale su valori di trasmissività inferiori a 10^{-3} m²/s e di conducibilità idraulica dell'ordine o inferiore a 10^{-4} m/s; le portate specifiche dei pozzi che captano le falde semiconfinate e confinate sono dell'ordine di qualche l/s/m e solo raramente raggiungono la decina di l/s/m.

Nella parte in destra del F. Adda le maggiori risorse idriche sono concentrate nelle falde libere del Gruppo acquifero B, in quanto è prevalentemente insaturo il Gruppo acquifero A superficiale, tranne che nella zona di Airuno.

Si raggiungono spessori saturi di 20-30 m in quasi tutta l'area e i valori di trasmissività sono dell'ordine di $5{\cdot}10^{-3}$ m²/s, con valori di conducibilità idraulica intorno a 10^{-3}÷10^{-4} m/s, costituisce una parziale eccezione il settore verso E dove si ha una riduzione dei parametri idrogeologici rispettivamente a circa 10^{-4} m²/s e a $5{\cdot}10^{-5}$ m/s.

Le portate specifiche dei pozzi sono generalmente di qualche l/s/m e raramente arrivano alla decina di l/s/m.

Nel profondo *canyon* inciso dal corso d'acqua (Caldara *et alii*, 1988) affiorano sia il substrato roccioso impermeabile a N di Paderno d'Adda sia la base del Gruppo acquifero B, costituito dalle argille di Conche (Argille sotto il Ceppo di Riva (1957) e Orombelli (1979)) a S di Paderno d'Adda, visibili in caso di un basso livello idrometrico del corso d'acqua nei periodi di siccità.

Le falde confinate o semiconfinate contenute nel Gruppo acquifero C, sfruttate nel periodo più recente in seguito sia all'impoverimento che alla contaminazione della falda superficiale, presentano valori inferiori dei parametri idrogeologici, in quanto si hanno lenti di sabbie e ghiaie di non elevato spessore e continuità e talora con facies idrochimica negativa per l'approvvigionamento idrico; la ridotta potenzialità è testimoniata da portate specifiche dei pozzi che raramente superano il l/s/m.

2.5. - Andamento del Flusso Idrico Sotterraneo

L'andamento del flusso idrico sotterraneo è conosciuto per quanto riguarda i Gruppi acquiferi A e B.

PROGETTO CARG

Le acque sotterranee ricevono alimentazione dagli afflussi da monte provenienti dai corsi d'acqua e dal ruscellamento superficiale, oltre che dagli apporti meteorici.

Tuttavia la presenza di spessi orizzonti poco permeabili in superficie (anche di 20 m) non consente una significativa infiltrazione dalla superficie, come ad esempio in vaste zone dei depositi terrazzati in riva destra del F. Adda e nell'Isola Bergamasca in riva sinistra.

In linea generale l'andamento delle isopiezometriche risulta molto influenzato dal corso del F. Adda e in minor misura da quello del F. Brembo.

Il F. Adda risulta sempre drenante rispetto alle acque sotterranee e conferisce una morfologia radiale convergente alle isopiezometriche, con gradiente idraulico crescente verso il fiume.

Il F. Brembo risulta caratterizzato da tratti drenanti e tratti alimentanti sia nello spazio che nel tempo in relazione al suo regime; sembrerebbe prevalente l'azione drenante nella parte pedemontana del corso d'acqua e alimentante in quella di pianura.

La zona dei fontanili è posta immediatamente a S dell'area di studio nella zona bergamasca.

Per la parte posta in sinistra del F. Adda si osserva una maggiore regolarità nell'andamento piezometrico a partire dal settore ad E del F. Brembo (quote piezometriche che variano da 210 a 150 m s.l.m.), con deflusso verso S delle acque sotterranee e gradiente idraulico maggiore nella parte pedemontana (0.01) che decresce generalmente verso meridione (0.002), ma che subisce un relativo incremento (0.004) avvicinandosi alla zona della dorsale sepolta, in relazione alla riduzione dello spessore del Gruppo acquifero B più trasmissivo.

I dati di escursione del livello della falda evidenziano valori di 5-10 m (ARPA *et alii*, 2002).

Per la parte posta in destra del F. Adda si nota uno spartiacque sotterraneo nella zona di Merate che divide in due settori l'area ad andamento centrifugo e centripeto delle acque sotterranee.

Nel settore meridionale si realizza il normale deflusso delle acque verso S, con quote piezometriche che variano da 230 a 150 m s.l.m.; i valori di gradiente idraulico sono abbastanza elevati, variando da 0.004 a 0.01.

Non è ben definita l'azione svolta dal T. Molgora rispetto alla falda che è quindi variabile anche in relazione alla profondità assunta dal livello piezometrico.

La soggiacenza infatti risulta variabile da 20 m nella parte meridionale a oltre 50 m in quella orientale.

Nel settore settentrionale (zona di Airuno) la morfologia della falda assume un andamento centripeto in quanto il suo deflusso si orienta verso NNE con quote piezometriche intorno a 200-230 m s.l.m., con gradienti idraulici elevati (anche superiori a 0.01).

Stesso andamento centripeto della falda si ha nella zona di Oggiono, con deflusso delle acque verso il Lago di Annone.

PROGETTO CARG

I dati di oscillazione della falda evidenziano valori anche fino ad oltre 10 m, in relazione sia a fattori naturali (diversa alimentazione dovuta agli eventi meteorici) sia a condizioni antropiche (prelievi idrici).

2.6. - Cenni alle Caratteristiche Idrochimiche delle Acque Sotterranee

La qualità delle acque sotterranee è maggiormente conosciuta per le falde dell'area di pianura, anche in relazione alla presenza di una rete di monitoraggio e di studi precedenti (ARPA *et alii*, 2002).

Il contenuto salino delle falde superficiali (Gruppi acquiferi A e B) è superiore a quello delle falde profonde (Gruppo acquifero C), in relazione ad un maggiore contenuto di solfati, cloruri e nitrati dovuti all'impatto antropico.

Le falde superficiali e le falde profonde mantengono caratteristiche abbastanza omogenee all'interno del gruppo di appartenenza.

Le concentrazioni di nitrati sono con ogni probabilità dovute all'uso agrozootecnico del territorio o a pregressi rilasci fognari.

Secondo la classificazione di Piper le acque sono definite solfato-alcalino-terrose, con qualche esempio di acque solfato-clorurato-alcalino-terrose e bicarbonato-alcaline in relazione alla diversa concentrazione dei cloruri e dei solfati; la durezza delle acque più superficiali si attesta su valori di 25-35 °F.

In particolare si osserva come le maggiori criticità per la qualità delle acque sotterranee siano state causate da sostanze considerate di inquinamento diffuso ("non puntuale").

Nella zona bergamasca si è avuto alla fine degli anni ottanta un notevole impatto sull'uso delle acque da parte della presenza di triazine ed in particolar modo di atrazina.

Gran parte della zona ha registrato valori fino a 1 µg/l, mentre i valori massimi si sono avuti nella zona di Treviolo in sinistra del F. Brembo (Beretta *et alii*, 1989).

La generale situazione di compromissione delle acque ha determinato la perforazione di pozzi più profondi, anche di oltre 200 m, alla ricerca di falde incontaminate.

In queste falde possono però essere rinvenute facies negative per l'approvvigionamento idrico potabile, dovute alla presenza di ammoniaca e idrogeno solforato.

Ulteriori problemi alla qualità delle acque sono causati dalla presenza di composti organoalogenati e da cromo esavalente.

Nella zona lecchese-milanese si riscontrano facies idrochimiche simili per quanto attiene alla distribuzione dei diversi Gruppi acquiferi.

I maggiori problemi per l'uso potabile delle acque sono relativi alla presenza di nitrati, talora anche in concentrazioni superiori al limite (50 mg/l) nelle zone di Ronco Briantino, Busnago e Verderio superiore.

Ulteriori contaminanti presenti sono costituiti dai composti organoalogenati.

PROGETTO CARG

2.7. - Produzione di Energia Idroelettrica

Entro l'area del Foglio, la produzione idroelettrica è concentrata lungo il corso dell'Adda nel suo tratto di pianura ed è caratterizzata dalla costruzione di sbarramenti che danno luogo a salti di ridotto dislivello, compensato dalla portata elevata e pressoché costante, secondo una schema "classico" per i contesti di pianura.

Sono presenti, da N verso S, tre grandi dighe (sbarramenti o traverse fluviali): la diga di Olginate, costruita nel 1944 e alta 3,9 m, con quota del coronamento pari a 205 m s.l.m.; la diga di Robbiate, costruita 1923 e alta 16,8 m con quota del coronamento pari a 197,3 m s.l.m.; la diga di Trezzo sull'Adda, costruita nel 1904 e alta 10 m, con quota del coronamento pari a 150,3 m s.l.m..

L'impianto di produzione più antico, la centrale Bertini, risale però al 1898, ed è situata sull'alzaia, riva destra, del F. Adda, a Porto d'Adda (Cornate). Essa sfrutta la diga Poirer nel vicino comune di Paderno d'Adda e il Naviglio come canale di derivazione. In seguito, in località Conchetta (poco a valle del ponte di Paderno d'Adda) fu prevista un'ulteriore conca con allargamento fino a 13 metri del tratto Naviglio-derivatore. All'epoca, le turbine installate erano seconde solo a quelle del Niagara e la centrale operava in parallelo con quella termoelettrica di Milano Porta Volta, producendo un'energia complessiva di 11.000 kW. La centrale, nel corso degli anni, ha subito degli interventi di ammodernamento che hanno portato ad un incremento di circa il 20% della potenza elettrica fornita dall'impianto originario.

Successive sono la centrale Esterle (1906), sita poco più a valle, capace di produrre 30.000 chilowatt, e la Semenza (1917), situata più a N, sulla riva opposta in comune di Calusco; quest'ultima non sfrutta il dislivello di 8 metri creato dallo sbarramento di Robbiate bensì la grande massa d'acqua che viene convogliata, tramite delle paratoie metalliche, direttamente alle turbine, con una portata di 85 m^3/s che genera una potenza di 9500 kW.

Più a S inoltre sorge la centrale Taccani di Trezzo, costruita nei primi del '900 per alimentare il cotonificio di Crespi d'Adda.

3. - FRANE E DEFORMAZIONI GRAVITATIVE

Pur essendo un Foglio interessato per più del 50% da pianura, il Foglio 097-Vimercate è interessato da vistosi fenomeni di dinamica di versante. Il settore montuoso a W dell'Adda è interessato da modesti fenomeni di colata e di frane di scivolamento. Tra le frane di scivolamento più importanti vi è quella che ha interessato il versante a monte di Carsaga e che ha interrotto la linea ferroviaria Milano-Lecco negli anni '70, sostituita dapprima con un ponte *Bailey* e poi con una galleria.

Altre frane storiche sono localizzate sul versante occidentale del M. S. Margherita a Bisone.

PROGETTO CARG

Le frane più importanti sono localizzate sul M. Albenza che presenta sia sul versante W (Adda) sia sul versante E (valle del T. Imagna) vistosi ed estesi fenomeni di Deformazioni Gravitative Profonde di Versante con trincee e contropendenze. Associate a queste DGPV sono presenti grandi frane di scivolamento e crollo sul versante Imagna. Molte sono da considerarsi accumuli di paleofrane, vista l'alterazione dei materiali, ma sono presenti numerosi piccoli fenomeni che interessano i depositi di frana antichi. Frane recenti e attuali sono presenti a Roncola, dove le pareti del M. Albenza danno luogo anche a fenomeni di crollo. Sul versante W del M. Albenza è presente una sola grande frana di scivolamento a Valcava.

Nella valle del T. Imagna, tutti versanti a W della Corna Marcia (versante sinistro Imagna) costituiti dalla Argillite di Riva di Solto sono interessati da DGPV, colate, frane di scivolamento e colluvio. La roccia (argilliti) può essere considerata in posto solo in pochi settori.

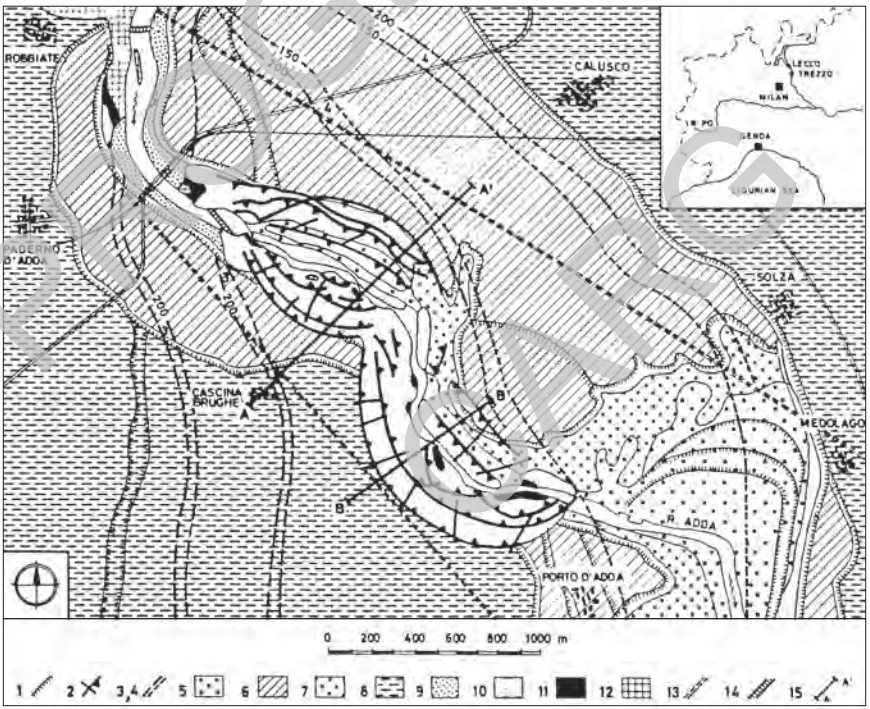


Fig. 36 - *La valle dell'Adda a S di Lecco (da* Caldara *et alii, 1988). Didascalia originale: 1 - terrazzi morfologici; 2 - orli di frana e fratture; 3,4 - limiti dei* canyon *sepolti Mindelliani e Rissiani; 5 - alluvioni recenti; 6 - alluvioni Würmiane; 7 - alluvioni Rissiane; 8 - suolo residuale "Ferretto"; 9 - alluvioni Mindelliane; 10 - Ceppo dell'Adda; 11 - argille Villafranchiane; 12 - substrato Cretacico-Paleogene; 13 - tunnel per irrigazione e centrali elettriche; 14 - dighe; 15 - tracce delle sezioni.*

PROGETTO

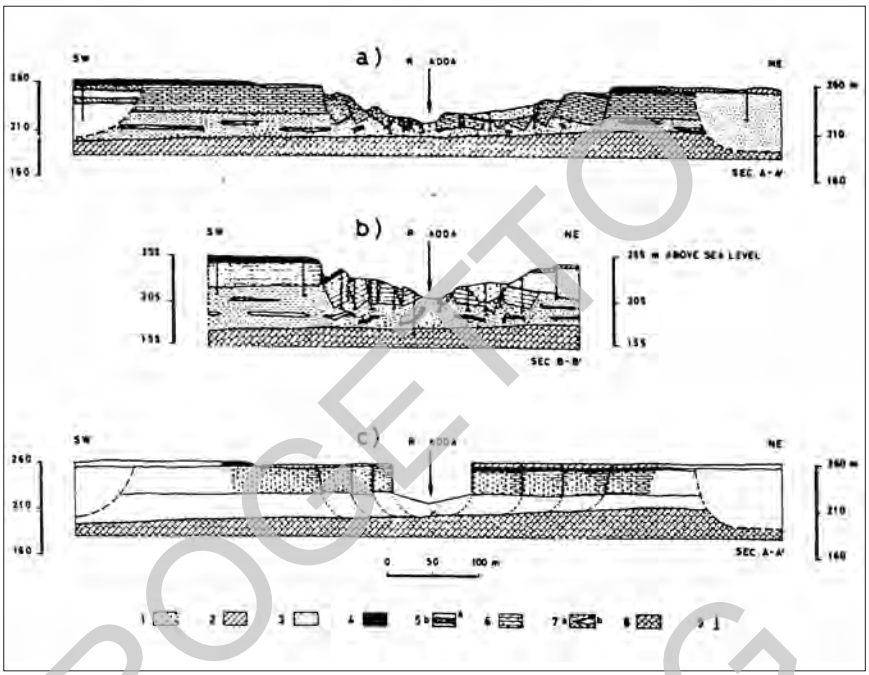


Fig. 37 - *Sezioni geologiche attraverso il* canyon *dell'Adda che mostrano la morfologia indotta dagli scivolamenti (da* Caldara *et alii, 1988). Didascalia originale: 1 - alluvioni recenti; 2 - alluvioni Würmiane; 3 - alluvioni Rissiane; 4 - "Ferretto"; 5 - alluvioni Mindelliane: a) sabbia e ghiaia, b) conglomerato; 6 - Ceppo dell'Adda; 7 - sedimenti Villafranchiani: a) argille, b) sabbie e ghiaie; 8 - substrato Cretacico-Paleogene; 9 - perforazioni.*

Nella zona di pianura, o più propriamente di alta pianura, all'interno del *canyon* dell'Adda tra Paderno e Suisio soprattutto, ma in parte sino a Trezzo, sono presenti grandi fenomeni di espandimento laterale. Le trincee di grandi e, talvolta, enormi, dimensioni e le contropendenze sono state spesso interpretate dagli Autori precedenti come dovute all'erosione fluviale dei meandri dell'Adda; Caldara *et alii* (1988) hanno invece messo in luce un vistoso fenomeno di espandimento laterale causato dal corpo esteso, compatto e ben cementato del ceppo dell'Adda sui limi e le argille di Conche (Fig. 36 e Fig. 37), tanto che, ad eclusione degli affioramenti di argille descritti da Venzo (1950) e del limitato affioramento al Castello di Trezzo sull'Adda, sottoposto però al ceppo del Brembo, tutte le argille presenti nel *canyon* sono deformate per spremitura dal basso a causa dello spostamento dei blocchi (Fig. 38).

Ciononostante le argille sostengono la falda e quando l'Adda è molto basso, per scarsità di precipitazioni, sono presenti numerose sorgenti alla base delle pareti (Fig. 39).

PROGETTO CARG

Fig. 38 - *Argille di Conche deformate per espandimento laterale.*

Fig. 39 - *Sorgente al contatto, deformato per espandimento laterale, tra ceppo dell'Adda e argille di Conche.*

PROGETTO CARG

4. - OCCHI POLLINI

I territori compresi nel Foglio 097-Vimercate 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 pleistocenenici 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. 40).

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.

PROGETTO CARG

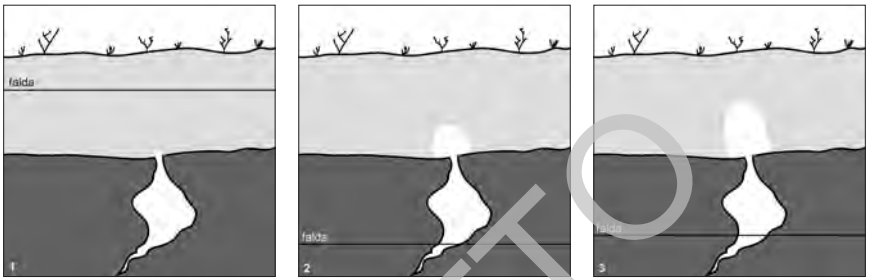


Fig. 40 - *Meccanismo di innesco e sviluppo nel caso di cavità in terreni legate alla presenza di conglomerato. Nella situazione iniziale (1) si ha un conglomerato sottostante (grigio scuro) con cavità carsiche o fratture allargate che funge da livello permeabile, coperto da sedimenti alterati poco permeabili (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.*

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 pentrometriche.

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.

PROGETTO CARG

5. - FENOMENI ALLUVIONALI

Benchè il Foglio 097-Vimercate sia interessato da molti corsi d'acqua e fiumi importanti, i fenomeni alluvionali sono abbastanza limitati. Per gran parte del loro percorso nel Foglio, Adda e Brembo sono incassati in forre anche molto profonde e pertanto gli eventi di piena rimangono confinati. L'Adda può alluvionare, a monte di Brivio, le aree che facevano parte, nel XVII e XVIII secolo, del cosiddetto Lago di Brivio.

A W del Foglio i torrenti Molgora, Molgoretta, Curone e Lavandaia in piena possono allagare parzialmente le piane adiacenti.

6. - RISORSE NATURALI

6.1. - Attività Estrattive

Nell'ambito del Foglio 097-Vimercate l'attività estrattiva è caratterizzata essenzialmente dalla presenza di cave di sabbia e ghiaia per inerti, calcari per cemento, arenarie per scopo ornamentale, materiali silicei come inerti e argille per laterizi; sono presenti inoltre attività di miniera per l'estrazione di marna da cemento. I poli estrattivi sono distribuiti in fasce nelle quali la tipologia di cava e i materiali estratti sono determinati dalla struttura geologica del territorio: il fronte della catena, le aree pedemontane, la fascia collinare dell'alta pianura e la pianura alluvionale.

A - Il fronte della catena

In destra e sinistra idrografica del F. Brembo viene coltivato calcare, per la produzione di cemento, dalla formazione dell'Albenza; si tratta di calcari micritici e oolitici quasi puri. Nel primo caso la cava è ubicata sulle pendici orientali del M. Ubiale, nel comune di Ubiale-Clanezzo, a una quota media di circa 500 m s.l.m., in sinistra invece, quasi in continuità, sono presenti cave attive sulle pendici settentrionali del M. Passata, nei comuni di Sedrina e Zogno.

Poco più a valle, sul versante meridionale di M. Passata, nel comune di Sedrina, sempre per la produzione di cemento, vengono coltivate le calcilutiti della Maiolica che hanno un colore bianco o nocciola e sono ricche di noduli di selce. In entrambi i casi la prevista destinazione finale della cava è naturalistico-forestale e di tipo insediativo per i piazzali di base.

In questa fascia un'altra zona strategica per la coltivazione di calcari per la produzione di cemento è il rilievo montuoso del M. Albenza, sulle cui pendici, da quota 500 m fino ad oltre 1000 m s.l.m., sono ubicate alcune cave di notevole importanza. Nei comuni di Palazzago e Caprino Bergamasco viene coltivato il calcare della formazione dell'Albenza. Nei comuni di Almenno S. Salvatore e Strozza, sono presenti due cave per la produzione di quarzo, che sfruttano gli orizzonti selciferi intercalati ai calcari micritici del Calcare di Sedrina.

PROGETTO CARG

B - Aree pedemontane

Le aree pedemontane sono interessate da attività legate all'estrazione di argilla proveniente da depositi lacustri, dalla pedogenesi di depositi fluviali e glaciali antichi o dall'accumulo secondario di prodotti pedogenetici.

Nella piana di Pontida e nei comuni di Cisano Bergamasco e Palazzago, sono ancora presenti due cave attive, nelle quali viene estratta argilla. Nella prima si tratta di argilla di origine lacustre di ottima qualità, appartenente al sintema di Cantù; nella seconda di limi e argille, ancora di origine lacustre, ma appartenenti al supersintema di Palazzago. Nella valle del T. Quisa, conosciuta come piana di Petosino, nel comune di Almè, è presente una cava attiva per la coltivazione di argilla, usata in edilizia per la produzione dei laterizi; l'argilla appartiene al supersintema di Palazzago.

C- La fascia collinare dell'alta pianura

Questa fascia è caratterizzata da rilievi morfologicamente scollegati dalla catena, la cui struttura è dovuta alle unità cretacico-eoceniche.

In sinistra idrografica del F. Adda, ubicato sul M. Giglio ormai quasi del tutto spianato, nei comuni di Calusco d'Adda e Carvico, è presente un polo estrattivo di grande importanza, con l'estrazione di marne per la produzione di cemento dalla successione Brenno-Tabiago.

Nell'area tra Viganò, Missaglia e Montevecchia sono state attive miniere per l'estrazione di marna da cemento, sia a cielo aperto (Bellesina) che in galleria (Cappona) impostate entro il cosiddetto *megabed* di Missaglia del Flysch di Bergamo. Attualmente l'attività è cessata e le miniere rientrano nel comprensorio del Parco di Montevecchia - T. Curone.

D - La pianura

Nella pianura sono attive sia cave di materiali argillosi sia cave di inerti.

In destra idrografica del F. Brembo, nel comune di Osio Sotto, l'argilla viene estratta dai depositi fluvioglaciali e alluvionali del sintema di Brembate; si tratta di materiali limoso-argillosi che hanno uno spessore di 2-3 m. Per l'area di entrambe le cave si prevede una destinazione finale di tipo agricolo.

Lungo l'asta del F. Brembo, nei comuni di Almenno San Bartolomeo e Brembate Sopra, esiste un importante polo per l'estrazione di sabbia e ghiaia. Altre cave minori appartenenti alla stessa unità sono presenti nei comuni di Osio Sopra e Dalmine. Questo tipo di materiale è utilizzato solitamente per la produzione di inerti per calcestruzzo e nei rilevati stradali e ferroviari.

Di minore importanza nella pianura, in sinistra idrografica del F. Adda, nel comune di Calusco, è presente una cava attiva per l'estrazione di argilla da depositi loessici rimaneggiati e pedogenizzati, con uno spessore non superiore ai 2-3 m. Anche nel comune di Brivio viene estratta argilla per laterizi.

L'estrazione di sabbia e ghiaia lungo l'asta dell'Adda, avviene nei comuni di Bottanuco e Medolago con la coltivazione dei depositi alluvionali di pianura.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO CARG

ABSTRACT

The Sheet 097-Vimercate of the Italian Geological Map at 1:50.000 scale encompasses the area between the southernmost alpine range and the glacio-fluvial plain of the Bergamo - Adda river region. The southernmost relief (about 21% of the Sheet) include the Albenza mountain ridge, ENE-WNW striking, flanked southward by the Southalpine foothills, that are transitional to the southernmost moraine ridges and the alluvial plain.

The southernmost alpine range is formed by the Southalpine sedimentary cover (Triassic to Tertiary). The morphology of these mountains mirrors the structural grain of the area shaped by a pile of imbricate tectonic units, with an average ENE-WNW trend. From N to S these structures can be described as follows:

- *Parautoctono delle Prealpi*, a stack of neoalpine thrust sheets that involve massive carbonate and stratified limestone-marl units (Upper Triassic to Upper Jurassic). Thrust sheets are dissected by alpine transverse fault zones frequently reworking Triassic - Liassic normal faults (e.g. Faggio - Morterone Line; Brembo transverse zone);

- *Flessura Pedemontana*, an ENE-WNW striking belt of thrust-related folds, SSW-verging, that involve Upper Triassic to Lower Cretaceous units in the Albenza - Roncola - Corna dell'Uomo ridge. The major structural elements (the Albenza knee-anticline and the Ubiale fold belt) are polyphased structures which formed during different neoalpine times, both in- and out-of sequence;

- *Zona a pieghe e sovrascorrimenti delle Colline Pedemontane* (Southalpine foothills fold and thrust belt), a belt of thrust-related reverse folds that double the Cretaceous succession above the Lower Cretaceous Bruntino Marlstones (*marna di Bruntino*) detachment horizon; a secondary doubling occurs within the Cretaceous prism, along the black shale layer of latest Cenomanian - earliest

Turonian age. This belt is northward backthrust above the Albenza ridge, W of the Brembo river.

The stratigraphic and structural features delineate the geological history of this sector of Southern Alps, since the Triassic:

- during the Norian, the widespread *Dolomia Principale*, pre-rift carbonate platform was first built-up, and then dissected by normal faulting. The resulting intraplatform anoxic troughs, were filled by slope to basin limestones (Aralalta group, *gruppo dell'Aralalta*);

- since the Late Norian, after drowning of the carbonate platform, sedimentation of organic-rich shales and marls replaced carbonate deposition (Riva di Solto Shales Fm., *Argillite di Riva di Solto*). The cyclic re-establishment of carbonate platforms within shale-rich environment (Zu Limestone, *Calcare di Zu*) led to the growth of a new regional platform at the Triassic - Jurassic boundary (Albenza fm., *formazione dell'Albenza*);

- the onset of rifting of the Southalpine crust during Liassic, led to a new configuration of the area known as "Lombardy Basin". It consists of an array of asymmetric half grabens bounded by synsedimentary normal faults (N-S striking at present) and by transverse transfer zones. Outcrop and subsurface data show that the individual basins could be 5-10 km wide and tens of kilometres long along strike. From W to E, the 097-Vimercate Sheet includes the westward tilted Albenza ramp (or "plateau") leading to the Roncola structural high, the Ubiale basin and the Corna dell'Uomo ramp, leading to the Mt. Cavallo structural high (that is located within the adjacent 098-Bergamo Sheet of the Italian Geological Map at 1:50.000 scale). The syn-rift Liassic succession documents the first environmental differentiation and deepening (Sedrina Limestone, *Calcare di Sedrina*, Hettangian), followed by a strong tectonic subsidence and the redeposition of limestone - hemipelagite wedges (Moltrasio Limestone fm., *Calcare di Moltrasio,* and Domaro Limestone Fm., *Calcare di Domaro*, Sinemurian - Pliensbachian in age). Since the Toarcian, basin widening occurred at the end of rifting; the entire region of the Vimercate Sheet was then occupied by a wide westward tilted half graben, between the Corni di Canzo (W) and the Mt. Cavallo (E) structural highs, respectively located in the adjacent Sheets 076-Lecco and 098-Bergamo of the Italian Geological Map at 1:50.000 scale. The cherty marlstones of the Sogno Fm. (*Formazione di Sogno*, Toarcian - Bajocian) represent the infill of that new and wide basinal area;

- the post-rift stage (Bajocian - Early Cretaceous) is marked by regional subsidence, during which the classical siliceous to calcareous pelagic drape was laid down (Selcifero Lombardo Group, *Gruppo del Selcifero Lombardo,* and Maiolica Fm.). During pelagic deposition of Maiolica cherty limestones, a new basin re-organization started, with counter-clockwise rotation of the structural grain. The new basin asymmetry is documented by the occurrence of buried structural highs at present buried in the subsurface of the southernpart of the Sheet. Their thin successions contrast with the thick ones cropping out. Anoxic events are recorded by recurrent black shales, including the Lower Aptian "Livello Selli";

PROGETTO CARG

- the new basin configuration was achieved during the Aptian - Albian. The Lombardy Basin assumed a new elongation, at present E-W trending, with an uplifted zone to the N, an E-W trending depocentre and a southern marginal sector. The Bruntino marlstone (*marna di Bruntino*, Early Aptian - Late Albian) and Sass de la Luna Fm. (Latest Albian) form the first two turbiditic prisms, heralding the new foreland basin configuration of the Lombardy basin;

- the Upper Cretaceous siliciclastic turbidite prism developed since the Cenomanian (Sorisole fm., *formazione di Sorisole*), up to the Maastrichtian (Gavarno fm., *formazione di Gavarno*, Colle Cedrina Flysch, *flysch di Colle Cedrina*, and Pontida fm., *formazione di Pontida*, Turonian; Sarnico sandstones, *arenaria di Sarnico*, Coniacian; Sirone conglomerate, *conglomerato di Sirone*, Santonian; Bergamo Flysch, *Flysch di Bergamo*, Campanian). The prism was fed by the growing Southalpine-Austroalpine chain, during the Eoalpine orogenic stage;

- Paleocene - Oligocene sediments are locally exposed in the Vimercate Sheet. They include hemipelagic marlstones with rare turbidite beds of the Brenno fm. (Maastrichtian), Tabiago fm. (Paleocene - Middle Eocene) and Cibrone fm. (Middle Lutetian - Early Bartonian). Presumably these units underlay the Gonfolite group prism in the subsurface of the alluvial plain to the South.

In the alluvial plain, three major catchment systems are distinguished from W to E: Adda, Brembo, Morla; a little portion of Serio basin is also present in the south-easternmost of the Sheet.

During the neogenic-quaternary continental evolution of the area, each catchment basin underwent a different history; in the geological mapping, both litostratigraphic units and UBSU were used, in order to describe it.

The Adda catchment system is mainly characterized by the great Adda glacier, here divided into two tongues: one towards Brianza through Valmadrera area - whose eastern flank is present in this Sheet, on Colle Brianza and Montevecchia hills slopes - and one along the Adda valley, with many minor tongues related to the complex physiography of the pedemountan sector (i.e. Pontida tongue, northern of Il Canto hill). Glacial deposits, with well recognizable morain morphology, built a semicircular anphitheatre, with intercalated marginoglacial lacustrine deposits, extended up to Mongorio, Maresso, Cernusco Lombardone, Robbiate, Carvico and Pontida to the E. In this amphitheatre, new geological survey allowed to recognize 12 glaciation; LGM glacial front stopped in Merate, western of Carvico and beneath Pontida parish church.

Out of the amphitheatre, fluvioglacial plain developed, characterized by successive cuttings of older surfaces by fluvioglacial streams, with high well recognizable terrace slopes. Easternwards, these fluvioglacial plains were limited by Brembo river. Brembo glaciers stopped into Val Brembana, never reaching the lower valley, so Brembo has not a wide fluvioglacial plain.

Today both Adda and Brembo rivers flow into canyons, deeply cut at the time of Besnate supersynthem deposition into Ceppo del Naviglio di Paderno, Ceppo dell'Adda and Ceppo del Brembo, and then repeatly infilled by fluviglacial sediments; other older canyons are buried nearby.

PROOF ONLY

Easternwards of Brembo plain, new light is put on the river running around Bergamo, the Morla, which S of the city, was considered to continue into an artificially rectified channel of XIV-XV century. Topographic survey into the city shows on the contrary a clear, well preserved paleovalley morphology, turning westward towards Lallio, where a little creek, also called Morla, abruptely appears into a wide low depression, catching local waters. huge bodies of gravel with peculiar petrography found in excavations towards the S – out of the Geological Sheet – confirm the existence of a well defined palaeo-river, while historical archives researches show its active presence until XIV century.

PROGETTO CARG

PROGETTO CARG

ENGLISH LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY DEPOSITS UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM

PO SYNTHEM (**POI**)

Mainly planar stratified clast-supported gravel, massive to laminated sand and silt (alluvial and flooding deposits). Locally idromorphic silt and clay, fine sand and silt alternated with gravel (lacustrine deposits). Gravel and sand, silt with sparse clasts (slope deposits and colluvium). Boulders (landslide deposits). Upper boundary surface unweathered or slightly weathered, characterized by entisols or inceptisols.

LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE

PRATO GRANDE GROUP (**GR**)

Massive or roughly clinostratified diamicton with angular clasts (slope deposits).

MIDDLE PLEISTOCENE

CULMINE GROUP (**CU**)

Massive or roughly stratified conglomerate and diamictite, with poorly selected angular clasts of local origin (slope deposits); very well cemented up to lithified. Clinostratified plates hanging on the present valley floor.

MIDDLE PLEISTOCENE

PALAZZAGO GROUP (**PA**)

Pebbly silt, clayey silt and sand; sandy or silty-clayey matrix-supported diamicton with subangular to subrounded clasts; coarse levels (slope deposits

l.s., mainly colluvial). Clast- or matrix-supported gravel, with subangular to subrounded clasts of local origin (alluvial deposits). Variable weathering degree, prevailing matrix color 7.5-10YR, commonly hydromorphism.
GELASIAN - LATE PLEISTOCENE

Mapped subunits:

ARZENATE UNIT (**PZN**): clast-supported, with silty-clayey matrix gravel, 10YR in colour, with angular or subangular centimetric clasts of local origin (fan deposits); towards the top, massive clayey silt with sparse local clasts from mass-flow (colluvial deposits).

CÀ BIAGIDI UNIT (**PBG**): stratified clast-supported gravel with silty-clayey matrix, 10YR in colour; deep-weathered local clasts (alluvial fan deposits).

SALVANO UNIT (**PVL**): mostly massive clay, silt and sand, mottled and gleized, subordered coarse clastic levels (lacustrine deposits).

TORRENTE LESINA UNIT (**PET**): clast-supported gravel with silty-clayey to sandy-clayey matrix, 10YR in colour, with subangular to subrounded clasts (alluvial deposits). To the top, massive clayey silt, 10YR in colour.

CASCINA MORINO UNIT (**PMO**): clast-supported gravel with silty-clayey matrix, 10YR in colour, with residual (chert, terrigenous, carbonatic rocks) angular to subangular centimetric clasts. Thick deeply-weathered clayey-silty cover (colluvial deposits).

ADDA CATCHMENT SYSTEM

LAKES SUPERSYNTEM: CANTÙ SYNTHEM (**LCN**)

Stratified gravel and sand, flood silt (alluvial and fluvioglacial deposits). Massive matrix-supported or clast-supported diamicton (ablation or lodgment till). Diamicton, gravel, sand and silt with high variable facies (glacial contact deposits). Foreset gravel, sand and diamicton (deltaic deposits). Laminated sand, silt and clay (lacustrine deposits). Gravel with angular clasts, reddish-clayey-matrix weathered gravel (slope deposits). Upper boundary surface characterized by well-preserved morphology, absent loessic cover, slightly evolved weathering profile, decarbonated up to 1.5 m, color 10YR.
LATE PLEISTOCENE

BESNATE SUPERSYNTHEM

Fluvioglacial and glacial deposits, with slightly developed weathering profile, up to 4 m thick, sporadic loessic cover. Well preserved morphology (morains and fluvioglacial terraced plains).
MIDDLE-LATE PLEISTOCENE

UNDIVIDED BESNATE SUPERSYNTHEM (**BE**)

Matrix-supported gravel, stratified clast-supported or matrix-supported gravel, sand, silt (fluvioglacial deposits). Slightly weathered, with slightly developed weathering profile up to 4 m thick.

PROGETTO CARG

GUANZATE UNIT (**BEZ**)

Matrix-supported diamicton (lodgement and ablation till). Stratified gravel and sand (fluvioglacial deposits). Upper boundary surface characterized by well-preserved morphology, discontinuous loessic cover, developed weathering profile, decarbonated up to 3 or 4 m depth, matrix color 7.5YR.

CADORAGO UNIT (**BEE**)

Massive or organized clast or matrix-supported polygenic gravel, with rounded clasts up to 30 cm; interlayered sand (fluvioglacial deposits).

MINOPRIO UNIT (**BMI**)

Sandy matrix-supported or clast-supported gravel; locally interlayered sand (fluvioglacial deposits). Slightly weathered, more developed in the upper part.

BULGAROGRASSO UNIT (**BXE**)

Polygenic clast-supported slightly weathered gravel (fluvioglacial deposits).

PONTE DI PADERNO SUPERSYNTHEM (**PP**)

Rounded clast-supported gravel, passing to conglomerate towards the top; interlayered sand. Prevailing alpine clasts from Valtellina (fluvioglacial deposits).
MIDDLE PLEISTOCENE

BINAGO SYNTHEM (**BIN**)

Polygenic- or local-clasts-dominated, matrix-supported gravel (fluvioglacial deposits). Upper boundary surface characterized by developed weathering profile; clastic support, unknown thickness. Loessic cover with fragipan always present.
MIDDLE PLEISTOCENE

SPECOLA SYNTHEM (**PEO**)

Matrix-supported diamicton (glacial deposits). Matrix-supported gravel locally with intercalated sand (fluvioglacial deposits). Upper boundary surface characterized by evolved weathering profile, up to 6-8 m thick: argillified carbonatic clasts, arenized arenaceous clasts, siliceous igneous and metamorphic clasts with cortex up to completely arenized. Matrix color 5YR up to 10YR, sometimes 7.5YR. Loessic cover ever present with fragipan.
MIDDLE PLEISTOCENE

MONTE CARMELO FORMATION (**MCX**)

Massive clayey silt (loess). Massive clayey silt with frequent clasts (colluviated loess). Strongly weathered; mottled matrix colour 5YR, locally 7.5YR and 2.5YR; with decolorated glossae with complex geometry, Fe-Mg nodules and crusts; hardened. Pluridecimetric up to plurimetric (3 m) thickness.
MIDDLE 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,

PROGETTO CARG

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.
UPPERMOST EARLY PLEISTOCENE - LATE PLEISTOCENE

BOZZENTE SUPERSYNTHEM

Matrix-supported diamicton (glacial deposits). Massive or roughly stratified gravel and interlayered sand (alluvial and fluvioglacial deposits). Heavy weathered through all the thickness, with all weathered clasts except quartzous ones: decarbonated or argillified carbonatic clasts, arenized arenaceous ones; arenized metamorphic and volcanic clasts, sometimes with reddish cortex; ultramafitic clasts with strong orange *cortex*. Matrix colour redder toward the top than into the body. Fe-Mn oxides in patinas and mottled areas. Complex loessic cover ever present.
EARLY PLEISTOCENE

UNDIVIDED BOZZENTE SUPERSYNTHEM (**BO**)

Massive gravel with mainly weathered clasts (fluvioglacial deposits). Upper boundary surface characterized by evolved weathering profile with unknown thickness; loessic cover ever present.

CASCINA FONTANA SYNTHEM (**BOF**)

Matrix-supported diamicton (glacial deposits). Matrix or clast-supported gravel with interlayered sand (fluvioglacial deposits). Upper boundary surface characterized by well-preserved morains; strongly weathered clasts up to 90%, matrix color generally 5YR, sometimes up to 2.5YR. Fe-Mn patins locally present.

CASCINA RONCHI PELLA FORMATION (**BOP**)

Massive matrix-supported diamicton (glacial deposits). Matrix-supported gravel (fluvioglacial deposits).

VALTRIGHE SYNTHEM (**VTH**)

Massive gravel (fluvioglacial deposits). Clasts exclusively from Brembo valley. Upper boundary surface characterized by very developed weathering profile, of unknown thickness; matrix color 7.5YR; Fe-Mn coatings. Complex loessic cover ever present, with fragipan.

CEPPO DEL NAVIGLIO DI PADERNO (**NAP**)

Arenaceous matrix-supported conglomerate with subrounded to subangular clasts, and interlayered sandstone; clast-supported conglomerate with subrounded clasts and arenaceous matrix (alluvial deposits). Well cemented. Clasts from terrigenous cretacic units (41% limestones and 53.2% flysch).
CALABRIAN

PROGETTO CARG

TREZZO SULL'ADDA FORMATION (**RZZ**)

Massive or roughly organized mainly matrix-supported gravel with polygenic rounded heavy weathered clasts (alluvial deposits). Matrix colour 5YR÷2.5YR; weathering front lower boundary.
CALABRIAN

CEPPO DELL'ADDA (**DDA**)

Mainly clast-supported conglomerate with rounded clasts and arenaceous matrix; well cemented, locally less cemented irregular areas. Clasts from Adda catchment system, with occasional local-clast-dominated layers.
CALABRIAN

MISSAGLIOLA FORMATION (**SOA**)

Heavy weathered gravel, color up to 5YR (alluvial deposits).
CALABRIAN

CEPPO DELLA MOLGORA (**OLG**)

Matrix- or clast-supported conglomerate (alluvial deposits), with flysch- and carbonatic-clast-rich layers and volcanic and metamorphic-clast-rich layers.
CALABRIAN

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHEM (**CM**)

Massive diamicton (glacial deposits). Isolated erratic blocks. Weathered gravel, reddish silt and clay (slope deposits). Upper boundary surface characterized by unpreserved morphology, loessic cover present, strongly developed, extended to all the deposit thickness, weathering profile, 7.5YR in colour.
GELASIAN - LATE PLEISTOCENE

CONCHE CLAY (**OCN**)

Grey or locally reddish and mottled, locally laminated silt, clayey sandy silt, clay, sand, with plants remnants rich layers (marine, lagonal and lacustrine deposits)
PLIOCENE?

BREMBO CATCHMENT SYSTEM

LENNA SUPERSYNTHEM (**LE**)

Clast-supported gravel (fluvioglacial deposits). Upper boundary surface characterized by slightly evolved weathering profile, up to 1 m thick. Matrix color 10YR. Loessic cover absent.
LATE PLEISTOCENE

BESNATE SUPERSYNTHEM

Fluvioglacial and glacial deposits, with slightly developed weathering pro-

PROGETTO CARG

file, up to 4 m in thickness, sporadic loessic cover. Well preserved morphology (morains and fluvioglacial terraced plains).
MIDDLE-LATE PLEISTOCENE

BESNATE UNDIVIDED SUPERSYNTHEM (**BE**)

Matrix-supported gravel, stratified clast-supported or matrix-supported gravel, sand, silt (fluvioglacial deposits). Slightly weathered, with slightly developed weathering profile up to 4 m thick.

PONTE SAN PIETRO UNIT (**BPO**)

Clast-supported gravel with sandy or silty-sandy carbonatic matrix and rounded mainly discoidal carbonatic clasts; flooding silt at the top (fluvioglacial deposits). Slightly developed weathering profile, 1.4 to 2 m thick, matrix colour mainly 7.5YR, loessic cover absent.

BONATE UNIT (**BTE**)

Clast-supported gravel, with rounded clasts and sandy matrix (fluvioglacial deposits). Upper boundary surface characterized by alphisols, up to 2 m thick; matrix colour 8-10YR. Loessic cover not observed.

COLMA DEL PIANO SUPERSYNTHEM (**CM**)

Clast-supported, argillified-sandy-matrix gravel, with well-rounded often discoidal clasts (fluvioglacial deposits).
MIDDLE PLEISTOCENE

BREMBATE SYNTHEM (**BEB**)

Clast-supported gravel (fluvioglacial deposits). Upper boundary surface characterized by developed weathering profile, 5.5 to 8 m thick, matrix colour 7.5YR. Loessic cover ever present.
MIDDLE PLEISTOCENE

ALMÉ SUPERSYNTHEM (**AM**)

Massive gravel (fluvioglacial deposits). Upper boundary surface characterized by well-developed weathering profile of unknown thickness, matrix colour 7.5YR. Double loessic cover, with basal fragipan.
MIDDLE PLEISTOCENE

CEPPO DEL BREMBO (**BRM**)

Clast-supported conglomerate with arenaceous matrix and well-rounded polygenic clasts from Brembo valley; at the bottom interlayered silt, clay and sand (alluvial deposits). Well cemented.
EARLY PLEISTOCENE

TORRENTE GAGGIO CONGLOMERATE (**TGG**)

Mainly clast-supported conglomerate with almost only local calcareous clasts (alluvial deposits).
GELASIAN - CALABRIAN

PROGETTO CARG

DUNO CONGLOMERATE (**DUN**)

Clast-supported gravel with arenaceous-siltitic matrix, and subordinate sandy-silty layers (alluvial deposits). Only calcareous clasts from Imagna valley.
PIACENZIAN AND/OR GELASIAN

MADONNA DEL CASTELLO CONGLOMERATE (**MDA**)

Clinostratified arenaceous-matrix-supported conglomerate and sandstone; alternate layers of silt and clay. Clasts from mesozoic carbonatic units. Highly cemented.
GELASIAN

TORNAGO FORMATION (**TOG**)

Massive grey fossiliferous clayey silt and silt with thin pebbly layers; laminated to stratified yellowish fine sand, silty sand, silt (circalittoral and infralittoral marine deposits).
PIACENZIAN - GELASIAN

CÀ MARCHI FORMATION (**CMH**)

Matrix-supported gravel with rounded clasts (alluvial deposits). Upper boundary surface characterized by well-developed weathering profile, with unknown thickness. Multiple loessic/colluvial cover.
MESSINIAN - EARLY PLEISTOCENE

ALMENNO BASSO FORMATION (**AEO**)

Rounded-clast gravel (alluvial deposits). Observed thickness up to 8 m completely weathered, matrix colour 2.5 up to 7.5YR.
MIOCENE

CÀ DELLA ZOGNA CONGLOMERATE (**CZO**)

Clast-supported arenaceous-matrix conglomerate with rounded clasts (alluvial deposits). Mainly calcareous clasts from Imagna valley. Well cemented. Relict morphologies.
MIOCENE pre MESSINIAN

MORLA CATCHMENT SYSTEM

MORLA SUPERSYNTHEM (**OR**)

Gravel with rounded clasts mostly from cretacic units, slightly subordinated weathered silicoclast and interlayered sand (alluvial deposits); clay, silt and sand (lacustrine deposits). Variable-thickness weathering profile; preserved morphologies.
MIDDLE PLEISTOCENE (?) - XIV CENTURY ?

PROGETTO CARG

SERIO CATCHMENT SYSTEM

GRASSOBBIO SUPERSYNTHEM (**BB**)

Rounded clast gravel, sand and silt (alluvial deposits). Variable-thickness weathering profile, well-preserved morphologies. Uncemented up to well cemented.

MIDDLE - LATE (?) PLEISTOCENE

TORRE BOLDONE SYNTHEM (**TBO**)

Roughly stratified weathered gravel with residual siliceous rounded clasts (alluvial deposits). Up to 3.5 m thick, evolved weathering profile, arenized siliceous clasts, not preserved carbonates, Fe-Mn patinas, matrix colour 5YR, weathered multiple loessic cover with *fragipan* horizons. Preserved morphologies.

MIDDLE PLEISTOCENE

FIORANO SUPERSYNTHEM (**FR**)

Roughly stratified, clast- or matrix-supported conglomerate with well-rounded clasts, well to very well cemented (alluvial deposits); weathered matrix-supported diamicton with local clasts (debris flow deposits). Weathering profile cut off, more than 3 m observed thickness.

MIDDLE PLEISTOCENE

SOUTHERN ALPS SEDIMENTARY SUCCESSION

CIBRONE FORMATION (**IBR**)

Grey clayey or silty marlstone, with recurrent intercalations of arenitic beds, rich in fresh feldspar grains, parallel and oblique-laminated, with basal flute casts. Organic-rich shale interbeds are also present. Minimum estimated thickness: 100 m. Basin plain environment.

Planktonic Foraminifera referred to *Hantkenina aragonensis* and *Globigerinatheka subconglobata* zones. Calcareous nannoplankton ranging from NP15 to NP16 zones. Macro Foraminifera: *Asterocyclina* and *Discocyclina* more abundant than *Nummulites* and *Assillina*.

MIDDLE LUTHETIAN - EARLY BARTHONIAN?

TABIAGO FORMATION (**TAB**)

Medium- to thickly-bedded large-sized Foraminifera calcarenites/calcsiltites and interlayered plurimetric lenticular bodies of bioclastic breccias and pebbly mudstone, with basal red clayey marlstone (Adda area). Toward W, calcilutite/calcsiltite more regularly alternated to up to dm-thick stratified clayey-marly shales; alternating thinly- to medium-bedded pelitic sandstones and reddish shaly pelites (Lissolo-Montevecchia). Planktonic Foraminifera: *Globorotalia trinidadensis, G. angulata, G. pusilla pusilla, G. pseudomenardii, G. velascoensis*;

PROGETTO CARG

calcareous nannoplankton ranging from NP2 to NP15 zones; rich assemblage of nummulites and assilinae. 115-170 m in thickness. Bioclastic hemipelagic-turbiditic prism.
EARLY PALEOCENE - MIDDLE EOCENE

BRENNO FORMATION (**BNN**)

Thin-bedded, faintly graded hazel calcilutites and marlstone-claystone layers. In the Adda River section, thin-bedded calcilutite/calcsiltite and shale overlain by red marlstone and shale thin bedded succession. Pebbly mudstone lenses, up to 2 m thick, can also occur. Up to 200 m in thickness. Base of slope to basin plain environment.
MAASTRICHTIAN

BERGAMO FLYSCH (**FBG**)

Thin- to thick-bedded, fine- to medium-grained turbiditic sandstone, with recurrent thickening upwards trends, with calcilutite beds. Pebbly mudstone and conglomerate beds can also occur. *Globotruncanae* foraminiferal assemblage, and nannofossils assemblage referred to *Aspidalitus porcus* Zone. Up to 700 m in thickness.

Rogeno member (**FBG_1**): Sandstone-shale, thin- to medium-bedded rhythmites, with grey-hazel marlstone and shale beds and rare very thin, hazel calcilutite bed; pebbly mudstone lenses close to the top.

Missaglia megabed (**FBG_a**): calcareous, graded megabed, occurring in the lower part of the Bergamo Flysch. A lowermost conglomerate to pebbly mudstone unit grades to calcarenite-calcsiltite and to calcilutite. Up to 30 m in thickness.
CAMPANIAN

SIRONE CONGLOMERATE (**CSH**)

Very thick-bedded, massive to normal- or reverse-graded conglomerate, with sandstone beds at the top. Historically recorded *Hyppurites, Acteonella, Inoceramus et Pholadomia* faunas; calcareous nannoflora referred to *Reinhardites anthoporus* and *Calculites obscurus* Zones. 50 up to 250 m in thickness.

Colle Brianza member (**CSH_1**): thin-bedded turbiditic sandstones, alternating with shale and marlstone beds and pebbly mudstone lenses.

Calcareous nannoplankton referred to *Reinhardites anthoporus* Zone. Thickness: 40-60 m. *EARLY SANTONIAN.*
SANTONIAN.

SARNICO SANDSTONE (**SAR**)

Thin- to very thick-bedded, grey turbiditic sandstone and thin shale and marlstone beds, with recurrent thickening upwards trends, Planktonic forams and calcareous nannoplancton referred to *Marthasterites furcatus* and *Broinsonia lacunosa* Zones. Thickness: 400 m. Turbiditic lobes.
CONIACIAN

PROGETTO CARG

PONTIDA FLYSCH (**PTD**)

Thin- to thick-bedded, turbiditic sandstone-marlstone couplets with recurrent very thick graded conglomerate-marlstone beds. Foraminifera referred to *Helvetoglobotrucana helvetica* Zone at the base; to *Marginotruncana sigali* Zone, with also *Hedbergella delrioensis, Heterohelix reussi, H. moremani* in the upper part. Nannoplankton assemblage referred to *E. eximius* Zone. 400 up to 600 m in thickness. Basinal plane.
MIDDLE - LATE TURONIAN

GAVARNO FORMATION

Red to black shale intervals with thin bedded, turbiditic, sandstone-mudstone couplet sand one chaotic limestone megabed.

Red shale member (**GVR_2**): thin- to medium-bedded, red, olive grey, yellowish-grey shale and siltstone, with fine- to very coarse-grained sandstones and thin calcilutite, calcarenite and siliceous layers. The chaotic megabed III (**GVR_a**) occurs in the lower part of this member. Planktonic foraminifera: *Helvetoglobotruncana helvetica, Marginotruncana sigali, M. pseudolinneiana, M. schneegansi, Whiteinella archeaocretacea, Globigerinelloides escheri.* Up to 130 m in thickness (Sorisole zone). *EARLY - MIDDLE TURONIAN.*

Black shale member (**GVR_1**): thin bedded, dark grey marlstone layers, with fine grained turbiditic sandstone beds and black shale horizons. The organic-rich core of the member corresponds to OAE2 (Bonarelli Event). Planktonic foraminifera: *Rotalipora cushmani, R. appenninica, R. greenhornensis, Praeglotruncana stephani, P. delrioensis, Schackoina cenomana* at the base. 10 up to 40 m in thickness. *LATE CENOMANIAN - EARLY TURONIAN.*

Hemipelagic-turbiditic deposits in anoxic environment.
LATE CENOMANIAN - MIDDLE TURONIAN

SORISOLE FORMATION

Lowermost red marlstone horizon, followed by two chaotic limestone bodies framing a wedge of thin-bedded turbiditic sandstones, turbiditic-hemipelagic marly limestones and marlstones. Thickness: 140-150 m.

Monte Sonna member (**FSE_1**): very thin- to medium-bedded, dark grey marly limestone layers alternating with thin- to medium-bedded, dark grey to red marlstone and or clayey marlstone beds. Thickness 0-50 m.
EARLY - MIDDLE CENOMANIAN.

Chaotic bed II-I (**FSE_d, FSE_b**): bedded limestone slabs with slump-folds, embedded into massive to graded, calcareous pebbly mudstone. Bed I: 10-20 m thick; Bed II: 40 m maximum thickness.
MIDDLE - LATE CENOMANIAN

Thin-bedded turbidites (**FSE_c**)**:** thin-bedded turbiditic sandstone and marlstone layers, with thin- to medium-bedded fine-grained calcarenite and calcilutite strata. Planktonic foraminifere: *Rotalipora cushmani, R. greenhornensis, R. deeckei, Praeglobotruncana gibba, Dicarinella algeriana, Whiteinella bal-*

PROGETTO CARG

tica. 40 up to 80 m in thickness.
MIDDLE - LATE CENOMANIAN.

Red marlstones (**FSE_a**): red hemipelagic marlstone layers with thin-bedded turbiditic calcarenite and calcilutite strata and intraformational pebbly mudstone lenses. Planktonic foraminifera: *Rotalipora brotzeni, R. gandolfi, R. appenninica, Praeglobotruncana delrioensis, P. stephani, Heterehelix*. 0 up to 40 m in thickness.
EARLY - MIDDLE CENOMANIAN.

Slope and base of slope slumps and turbiditic wedge.
CENOMANIAN

SASS DE LA LUNA (**SDL**)

Parallel-bedded, graded-laminated marly limestone turbiditic strata, with recurrent megabeds and thin bedded calcilutite layers. Marlstone-calcilutite layers prevail in the lower half of the Formation. Planktonic foraminifera: *Rotalipora appenninica, R. ticinensis, Planomalina buxtorfi, Globigerinelloides, Hedbergella.* Thickness: 2-260 m. Basin plain environment.
LATE ALBIAN

BRUNTINO MARLSTONE (**BRU**)

Thin to thick bedded, grey, green, red to black colored marlstone-shale layers, with fine-grained sandstone and wacke turbiditic strata. Recurrent black shale beds. Planktonic foramifera: *Leopoldina cabri et Biticinella breggiensis* Zones; *Orbitolina, Lenticulina, Lagenidae, Nodosaridae* and other benthonic forams. Thickness: 70-120 m. Hemipelagic-turbiditic environment with anoxic events.
EARLY APTIAN - LATE ALBIAN

MAIOLICA (**MAI**)

Thin- to medium- bedded, white, pale grey or cream-coloured calcilutites with chert bands or nodules, and black shale beds; thin- to medium-bedded graded calcarenites and calcisiltites, calcareous slumps and pebbly mudstones. Microfossil assemblage: calpionellae, calcareous nannoplankton, planktonic and benthic forams; pelecypods, gastropods, crinoids and ammonoides in the upper part as macrofossils. Thickness: 100-250 m. Post-rift pelagic environment.
LATE TITHONIAN - EARLY APTIAN

SELCIFERO LOMBARDO (**SM**)

"Rosso ad Aptici" and "Selcifero Lombardo Radiolarites" where not distinguished on the map because of the scale. Post-rift pelagic environment.
EARLY BAJOCIAN

ROSSO AD APTICI (**RAP**)

Thin-bedded, purple red siliceous marlstone and cherty limestone layers with red or hazel nodular chert, rare intraformational breccia, pebbly mudstone

PROGETTO CARG

and slump lenses; thin-bedded pink marly limestone layers and cream-coloured calcilutite beds with nodules and beds of varicoloured chert. Fossils: calcareous nannoplankton, calpionellas, radiolarians (*Nassellaria, Spumellaria*), benthic Foraminifera, ostracods, globochaete; thin-shelled pelecypods, echinodermata fragments, crinoids (*Saccocoma*), belemnites (*Belemnites*), brachiopoda (*Pygope diphya*), aptychi. Assemblage of *Lamellaptychus et Levaptychus* in the middle part of the unit, *Lamellaptychus angulocostatus* and *Punctaptychus* in the upper one. Thickness: 10-35 m. Post-rift pelagic environment.
KIMMERIDGIAN - TITHONIAN

SELCIFERO LOMBARDO RADIOLARITES (**RSL**)

Thin-bedded brown or grey-greenish (lower part), purple-brown to brick red (upper part) chert with interlayered shale beds and silicified marly limestones close to the top. Occasional macrofauna with aptychi (*Lamellaptychus e Cornaptychus* in the lower part), belemnites and Brachiopoda (*Pygope diphya*); radiolarian (*Spumellaria, Nassellaria*) and occasionally calcareous nannoplankton. Thickness: 20-50 m. Post-rift pelagic environment.
EARLY BAJIOCIAN - KIMMERIDGIAN

REDUCED AND CONDENSED JURASSIC SEQUENCE (**SGX**)

Thin-bedded varicoloured fossiliferous calcilutite beds with ammonoids, crinoids, pelecypods; flaser-bedded, nodular, brick red limestone with ammonoids (Rosso Ammonitico facies), intraformational breccia can form lenses and fill sedimentary dykes. Maximum thickness: 20 m. Syn- to post-rift structural high environment.
PLIENSBACHIAN p.p. - BATHONIAN p.p.

SOGNO FORMATION (**SOG**)

Thin- to medium-bedded, grey to red to green marlstone, marly limestone and shale layers withchert nodules and bands. Black organic matter rich fossilfish bearing shale bed at the base (Toarcian anoxic event). Ammonoids referred to Tenuicostatum, Bifrons, Erbaense Zones, calcareous nannoplankton, abundant radiolarian and sponge spicules. Thickness: 0-50 m. Syn-rift basinal pelagic environment.
TOARCIAN - EARLY BAJOCIAN

DOMARO LIMESTONE (**DOM**)

Two litozones not distinguished on the map:

Upper lithozone: medium- to thick-bedded, graded and laminated or massive, pale grey cherty calcarenites and marly limestone beds, grading to marlstone-shale interlayers, with occasional slumps.

Lower lithozone: thin-bedded, pale-grey to brick-red calcilutites with red or greenish marlstone and flaser bedded calcilutite interbeds. Ammonoid assemblages mainly in the lower lithozone: *Amaltheus margaritatus, Reysenoceras*

PROGETTO CARG

ragazzonii and *Arieticerasalgovianum* (*Margaritatus* Zone) and *Pleuroceras spinatum* and *Pleuroceras solare* (*Spinatum* Zone). Calcareous nannoplankton biozones: first appearance of *M. jansae*, *L. hauffii* e *L. sigillatus*. 150 up to 250 m in thickness. Syn-rift slope and basin.
PLIENSBACHIAN (CARIXIAN p.p. - DOMERIAN)

MOLTRASIO LIMESTONE (**MOT**)

Thin- to medium-bedded, dark-grey, cherty spongolitic calcilutite bed sand marlstone layers with graded-laminated or homogeneous calcirudite, calcarenite and marly calcitulite strata and slumps. Occasional thin shelled pelecypods, crinoids, echinodermata and ammonoids as bioclasts.

Partially silicified grey calcilitutes, with pelecypods, crinoids, echinodermata, occasional ammonoids, radiolarian and benthic forams as bioclasts. Calcareous nannoplanckton: *Mitrolithus jansae, M. elegans e Parhabdolithus liasicus.*

Liassic breccias (**MOT$_a$**): Clast-supported limestone breccia and conglomerate bodies; intraformational pebbly mudstone and graded calcirude lenses; microcrystalline cherty limestones with crinoids, pelecypods and other bioclasts; thick-bedded, grey-hazel to pink calcilutite beds, with pelecypods, gastropods, brachiopods, ammonoids, crinoids, echinodermata, porifera. Maximum thickness: 600 m. Sin-rift structural high, slope and basin.
SINEMURIAN

SEDRINA LIMESTONE (**SED**)

Bedded to massive oolitic limestone bodies, with cherty calcilutites and marlstones. In the upper part of the Formation micritic, oolitic and bioclastic limestone beds with abundant chert and one completely silicified body (white chert marker bed), with abundant brachiopoda (*Calcithynchia rectemarginata, Lobothyris ovatissimaeformis*), pelecypods, gastropods, crinoids, echinodermata and occasional ammonoides.

In the middle part of the Formation: thin- to medium-bedded dark-grey micritic and microcristalline limestone beds with dark grey chert nodules and marly interlayers;

In the lower part of the Formation: medium- to thick-bedded grey micritic limestone beds, at places dolomitized, with occasional light grey chert nodules and abundant pelecypods (*Chlamys, Plagiostroma, Gryphaea, Liostrea*), gastropoda, occasional brachiopoda, crinoids (*Pentacrinus*), echidermata and benthic forams (*Valvulinidae, Textularidae, Lagenidae*).

Thickness: 60-125 m. Pre-rift carbonate ramp environment.
HETTANGIAN

ALBENZA FORMATION (**ALZ**)

Medium-bedded to massive oolitic calcarenites, ivory-grey microcrystalline limestone layers and very thick-bedded, grey-hazel micritic limestone horizon, recurrently dolomitized. Occasional pelecypods (*Clamys, Miophoria,*

PROGETTO CARG

megalodontides), crinoids, undeterminable ammonoids, foraminifera (*Triasina hantkeni*). Maximum thickness: 115 m. Pre-rift carbonate platform.
EARLY HETTANGIAN

ZU LIMESTONE

Upper lithozone (**ZUU$_b$**): dark grey to black marly-limestone cycles with oolitic and bioclastic calcarenite beds, dolomitic limestone and breccia bodies ("carniola"). Coral biolithite lenticular bodies are associated to black marly shales. A very thick, massive fossiliferous limestone bed, with corals, spongae, porostromata, dasycladacee, megalodontides, occurs close to the top, overlain by thin-bedded black marly limestone and marlstone layers, rich in corals, pelecypods, crinoids. Maximum thickness: 200 m.
RHAETIAN - HETTANGIAN p.p.

Lower lithozone (**ZUU$_a$**): laminated dark-grey shale marlstone and marly limestone beds with micritic-bioclastic limestone layers forming thickening-upwards cycles capped by one prominent grey coral biolithite body (first coral horizon), with corals, pelecypods, brachiopoda, crinoids, benthic forams. Maximum thickness: 200 m.
LATE NORIAN - EARLY HETTANGIAN p.p.

RIVA DI SOLTO SHALE (**ARS**)

Upper part: cyclically organized bodies of laminated shale, marly limestone or/and micritic limestone beds, with rare chaotic or graded and bedded pelecypod rich calcirudites. Lower part: laminated black shale layers with pelecypods, alternating with thin-bedded, dark grey marlstone layers.

Maximum thickness: 110 m. Structural high and intraplatform trough margin.
MIDDLE - LATE NORIAN

ARALALTA GROUP

ZORZINO LIMESTONE (**ZOR**)

Tabular thin- to medium bedded dark-grey or black, sometimes graded or planiparallel laminated micritic limestones. Vertebrates and crustacean bearing levels occur around Zogno. Few meters thick.
MIDDLE NORIAN

DOLOMIE ZONATE (**DZN**)

Thin- to medium-bedded, grey dolomite, with doloarenitic-doloruditic breccia bodies. Thickness: 0-200 m. Intraplatform slope and basin.
MIDDLE NORIAN

DOLOMIA PRINCIPALE (**DPR**)

Thick-bedded, grey-hazel, microcrystalline to saccaroid dolomite and calcareous dolomites, locally organized in shallowing upward cycles. Fossils:

PROGETTO CARG

dasycladaceans, pelecypods and porostromata. Lenses of polygenic breccias with bioclasts and intraclasts, and doloarenite strata occur close to the top of the Formation.

Thickness: 900-1500 m. No more than 300 m are exposed in the Vimercate Sheet area. Carbonate platform and marginal slope.
EARLY - MIDDLE NORIAN

PROGETTO CARG

BIBLIOGRAFIA

Albarello D., Camassi R. & Rebez A. (2001) - *Detection of Space and Time Heterogeneity in the Completeness of a Seismic Catalog by a Statistical Approach: An Application to the Italian Area*. Bull. Seism. Soc. Am., **91**: 6, 1694-1703.

Alessio M., Allegri L., Bella F., Belluomini G., Calderoni G., Cortesi C., Improta S., Manfra L. & Orombelli G. (1978) - *I depositi lacustri di Rovagnate, di Pontida e di Pianico in Lombardia: datazione con il ^{14}C*. Geogr. Fis. Dinam. Quater., **1**: 131-137, Torino.

Allasinaz A. (1962) - *Il Trias in Lombardia - III Studio paleontologico e biostratigrafico del Retico dei dintorni di Endine (Bg)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **68**: 307-376, Milano.

Allasinaz A. (1968) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici)*. XXIV. Il Carnico nella Lombardia occidentale. Riv. Ital. Paleont. Strat., 74: 1007-1056, Milano.

Arca S. & Beretta G.P. (1985) - *Prima sintesi geodetico-geologica sui movimenti verticali del suolo nell'Italia settentrionale (1897-1957)*. Bollettino di Geodesia e Scienze Affini, **2**: 125-156, Firenze.

Archivio Macrosismico GNDT (1995) - *Studi preliminari di terremoti attraverso i repertori sismologici*. Archivio macrosisimico del GNDT, Milano.

ARPA, Provincia di Bergamo & CNR - Sezione di Bergamo (2002) - *Monitoraggio delle acque sotterranee della Provincia di Bergamo - Rete provinciale pozzi anni 1999-2000-2001*. A cura di: Pezzera G., Confalonieri C., Passera G. & Chiesa S.

Arthur M.A. & Premoli Silva I. (1982) - *Development of organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys*. In: Schlanger S.O. & Cita M.B. (Eds), *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*, 7-55, Academic Press, London.

Assereto R. (1963) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). IV Fossili dell'Anisico superiore della Val Camonica*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **72**: 3-123, Milano.

Assereto R. & Casati P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. Ital. Paleon. Strat., **71**: 999-1097, Milano.

Aubouin J. (1963) - *Essai sur la paléogéographie post-triasique et l'évolution secondaire et tertiaire du versant sud des Alpes orientales (Alpes méridionales, Lombardie et Vénétie, Italie; Slovénie occidentale, Yougoslavie)*. Bull. Soc. Géol. de France, **V**: 730-766, Paris.

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 paléogeographie des flyschs crétacés de la Lombardie (versan sud des Alpes orientale, Italie)*. Bull. Soc. Geol. France, 7-12, **4**: 612-658, Paris.

Avanzini M., Beretta G.P. & Francani V. (1999a) - *Aspetti dell'uso sostenibile delle risorse idriche sotterranee della Pianura Lombarda: esempio d'applicazione nell'area compresa tra i Fiumi Ticino e Oglio*. 3° Convegno Nazionale sulla protezione e gestione delle acque sotterranee per il III Millennio, Parma 13-15 ottobre, Quaderni di Geologia Applicata, N. 2, Vol. 2, Pitagora Editrice, Bologna.

Avanzini M., Beretta G.P. & Francani V. (1999b) - *Acque sotterranee nella pianura lombarda: uso e disponibilità della risorsa*. In Atti del Convegno: Le Pianure: conoscenza e salvaguardia. Il Contributo delle scienze della terra, 8-11 Novembre, Ferrara.

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.

PROGETTO CARG

Barberis A., Fossati S., Bersezio R. & Erba E. (1990) - *Litostratigraphy and biostratigraphy of the Maiolica Formation from the Lombardy Basin (Southern alps)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 111-117, Roma.

Baumgartner P.O. (1987) - *Age and genesis of Tehyan Jurassic radiolarites*. Eclogae Geol. Helv., **80** (3): 831-879, 9 figg., Basel.

Baumgartner P.O. (1995) - *Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of the Tethys: occurrences, systematics, biochronology*. Mémoire de Géologie, Université de Lausanne, 1172 pp.

Beckmann J.P., Bolli H., Kleboth P. & Proto Decima F. (1982) - *Micropaleontology and biostratigraphy of the Campanian to Paleocene of the Monte Giglio (Bergamo Province, Italy)*. Mem. Sci. Geol., XXXV, 91-172, Padova.

Belotti B. (1959) - *Storia di Bergamo e dei bergamaschi*. 7 v. Banca Popolare di Bergamo, Poligrafiche Bolis, Bergamo.

Beretta G.P. (1986) - *Contributo per la carta idrogeologica della Lombardia*. Acque Sotterranee, **4**, 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, Milano.

Beretta G.P., Denti E., Francani V. & Sala P. (1984) - *Lineamenti idrogeologici del settore sublacuale della Provincia di Como*. Acque sotterranee, n. 4, dicembre, Milano.

Beretta G.P., Galli A. & Pezzera G. (1989) - *Influenza della struttura idrogeologica della Pianura bergamasca sull'inquinamento da atrazina delle acque sotterranee*. Acque Sotterranee, **22**, Milano.

Bernoulli D. (1964) - *Zur geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpe)*. Mat. Descr. Carta Geol. Svizzera, 118, 134 pp.

Bernoulli D., Bichsel M., Bolli H.M., Haering M.O., Hochuli P.A. & Kleboth P. (1981) - *The Missaglia megabed, a catastrophic deposit in the Upper Cretaceous Bergamo Flysch, northern Italy*. Eclog. Geol. Helv., **74**(2): 421-442, Basel.

Berra F., Delfrati L. & Pointon M. (2007) - *Dolomia Principale*. In: Cita M.B., Abbate E., Alighieri B., Balini M., Conti M.A. Falorni P. Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (2007), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(VI): pp. 318, Roma.

Berra F., Jadoul F. & Anelli A. (2010) - *Environmental control on the end of the Dolomia Principale/ Hauptdolomit depositional system in the central Alps: coupling sea-level and climate changes*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **290**: 138-150, Elsevier, Amsterdam.

Bersezio R. (1992) - *La successione Aptiano - Albiana del Bacino Lombardo*. Giorn. di Geol., **54**(1): 125-146, Bologna.

Bersezio R. (1993) - *Sedimentary events and rhythms in an Early Cretaceous pelagic environment: the Maiolica Fm. of the Lombardy Basin*. Giorn. di Geol., **55**(1): 5-20, Bologna.

Bersezio R. (1994) - *The Alpine thrusting of the Jurassic sequences in the Bergamasc Southern Alps and along the CROP-88 seismic line*. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, CNR, **2**: 235-237, Tip. Bettini, Sondrio.

Bersezio R. (2007) - *Sass de la Luna*. In: Cita M.B., Abbate E., Aldighieri B., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (2007), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(VI): pp. 318, Roma.

PROGETTO CARG

Bersezio R., Erba E., Gorza M. & Riva A. (2002) - *Berriasian - Aptian black shales of the Maiolica Formation (Lombardian Basin, Southern Alps, Northern Italy): local to global events*. Palaeogeography, Palaeoclimatolgy, Palaeoecology, **180**: 253-275, Elsevier, Amsterdam.

Bersezio R., Fantoni R. & Pessina C.M. (2001) - *L'assetto strutturale del margine Sudalpino-Padano: Contributo alla conoscenza del sottosuolo nel settore Bergamasco*. Geol. Insubrica, **6**(1): 81-93, Lugano.

Bersezio R., Felletti F., Lozar F., & Ruggeri M. (1996) - *The Concesio Formation of the Lombardian rifted basin (Southern Alps, Italy). Stratigraphy of a Jurassic calcareous turbidite unit*. Riv. It. Paleont. Strat., **102**(1): 49-64, Milano.

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)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**(3): 425-454, Milano.

Bersezio R. & Fornaciari M. (1994) - *Syntectonic Upper Cretaceous deep-water sequences of the Lombardy Basin (Southern Alps, Northen Italy)*. Eclog. Geol. Helv., **87**/3: 833-862, Basel.

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: Jadoul 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., Jadoul F. & Chinaglia N. (1997) - *Geological map of the Norian-Jurassic succession of the Southern Alps north of Bergamo*. Dipartimento Sc. della Terra Univ. Studi di Milano, CNR Centro Studi per la Geodinamica Alpina e Quaternaria di Milano. Carta geologica, alla scala 1:25.000, allegata al Boll. Soc. Geol. It., **116**: 363-378, Roma.

Bertotti G., Picotti V., Bernoulli D. & Castellarin A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceus*. Sed. Geol., **86**: 53-76, Elsevier.

Bianchi A., Boni A., Callegari E., Casati P., Cassinis G., Comizzoli G., Dal Piaz G.B., Giuseppetti G., Martina E., Passeri L.D., Sassi F.P., Zanettin B. & Zipoli G. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio 34 - Breno*. Serv. Geol. Italia, 134 pp., Roma.

Bichsel M. & Haering M.O. (1981) - *Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (northern Italy)*. Eclog. Geol. Helv., **74**: 383-420, Basel.

Bigi G., Cosentino D., Parotto M., Sartori R. & Scandone P. (1990) - *Structural Model of Italy*. Scala 1: 500.000. C.N.R., Prog. Final. Geodinamica.

Billard A. (1975) - *Stratigraphic position of Ferretto in the piedmont of the Italian Alps*. I.G.C.P. Project 73/1/24 Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere Rep., **2**: 117-129, Praga.

Bini A. (1983) - *I depositi glaciali della valle del Nose (Piano del Tivano)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **6**: 175-177, Torino.

Bini A. (1987) - *L'apparato glaciale würmiano di Como*. Univ. Studi Milano (Tesi di Dottorato di ricerca), 569 pp.

PROGETTO CARG

Bini A. (1993) - *Geologia del Quaternario e geomorfologia della Piana di Como*. In: Uboldi M. (a cura), *Carta Archeologica della Lombardia*. Vol. III Como. La città murata e la convalle. Cosimo Panini Ed., 59-63.

Bini A. (1997a) - *Problems and methodologies in the study of quaternary deposits of the southern side of the Alps*. Southern Alps Quaternary Geology, IGCP 378 Meeting, Lugano ottobre 1995. Geologia Insubrica **2**(2): 11-20, Lugano.

Bini A. (1997b) - *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. (1999) - *Osservazioni sulla morfologia, i sedimenti e l'evoluzione della grotta "Il Forgnone" (1010 LO BG) (Valle Imagna - BG)*. Atti XV Congr. Speleol. Lombarda, S. Omobono Imagna 1999, **2**: 65-71.

Bini A., Bosi C., Carraro F. & Orombelli G. (1990) - *Unità Allostratigrafiche: Circolare del Gruppo di Lavoro sul Quaternario*. Commissione Italiana di Stratigrafia (non pubblicata).

Bini A., 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., Felber M., Oppizzi P. & Da Rold O. (1992) - *La successione deltizia della Valle della Motta nella regione di Genestrerio - Coldrerio - Novazzano (Ticino Meridionale): analisi sedimentologica e paleoambientale*. Boll. Soc. Tic. Sci. Natur., **80**(1): 55-96, Lugano.

Bini A., Felber M., Pomicino N. & Zuccoli L. (1996) - *La massima espansione glaciale (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro*. Geol. Ins., **1**, fasc. **1**/2: 65-77, Lugano.

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.

Bini A., Ferliga C., Razzi C. & Valle M. (1991) - *Aspetti naturalistici del M. Alben (Bergamo): geologia, geomorfologia, vegetazione e fauna*. Boll. Club Alp. It., **92**: 5-26, Roma.

Bini A., Rossi S., Ferliga C., Rigamonti I. & Corbari D. (2000) - *Le Unità Lito- e Allostratigrafiche dei depositi superficiali*. In: Forcella F. & Jadoul F. (Eds), *Carta geologica della Provincia di Bergamo alla scala 1:50.000 con relativa nota illustrativa*. pp. 300, 3 Fogli geologici, Monti Ed., Bergamo.

Bini A., Strini A., Violanti D. & Zuccoli L. (2004) - *Geologia di sottosuolo dell'alta pianura a NE di Milano*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences, Roma.

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.

Bolli H.M & Cita M.B. (1960) - *Upper Cretaceous and Lower Tertiary planktonic Foraminifera from the Paderno d'Adda section, Northern Italy*. Proc. XXI Inter. Geol. Congr., 150-161.

Bonarelli G. (1894) - *Contribuzione alla conoscenza del Giura-Lias lombardo*. Atti Acc. delle Scienze, **30**: 18 pp., Torino.

Bonfanti R., Comolli R., D'Alessio D. & Olivieri M. (1988) - *I suoli del Parco "Pineta di Appiano Gentile -Tradate" e aree limitrofe*. ERSAL Milano, 1-358.

Boni A. & Cassinis G. (1973) - *Carta Geologica delle Prealpi Bresciane a sud dell'Adamello. Note illustrative della legenda stratigrafica*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **23**: 119-159.

PROGETTO CARG

Brack P. (1981) - *Structures in the Southwestern border of the Adamello intrusion (Alpi Bresciane, Italy)*. Schweiz Mineral. Petrog. Mitt., **61**: 37-50, Zürich.

Bralower T.J., Leckie R.M., Sliter W.V. & Thierstein H.R. (1995) - *An integrated Cretaceous microfossil biostratigraphy*. In: Berggren W.A., Kent D.V., Aubry M.P. & Hardenbol J. (Eds), *Geochronology, time scale and global stratigraphic correlation*. SEPM Sec. Publ., **54**: 65-79, Tulsa.

Brambilla G. (1984) - *I vegetali fossili delle argille grigie plioceniche del T. Tornago (Bg) nelle collezioni del Museo Civico E. Caffi di Bergamo*. Riv. Museo Civ. Sc. Nat. BG, **8**(1984): 3-16, Bergamo.

Brambilla G., Cantaluppi G. & Lualdi A. (1983) - *Panorama generale del Pliocene nel Bergamasco*. Riv. Mus. Sc. Nat. BG, **6**: 3-25, Bergamo.

Brambilla G. & Lualdi A. (1986) - *Il Pliocene della Provincia di Bergamo (Italia settentrionale). Analisi faunistica ed inquadramento cronologico e paleoambientale*. Boll. Soc. Paleont. It., **25**: 237-266, Roma.

Breislak S. (1819) - *Sopra le pietre arenacee conosciute sotto il nome di Ceppo*. Mem. Ist. Lomb. Sc. Lett. 2a, **1**: 27, Milano.

Breislak S. (1822) - *Descrizione geologica della Provincia di Milano*. Imperial Regia Stamperia, 1-199, Milano.

Burchell M.T., Stefani M. & Masetti D. (1990) - *Cyclic sedimentation in the Southern Alpine Rhetic: the importance of climate and eustasy in controlling platform-basin interactions*. Sedimentology, **37**: 795-816, Amsterdam.

Cacciamali G.B. (1930) - *Morfogenesi delle Prealpi Lombarde ed in particolare di quelle della Provincia di Brescia*. 308 pp., 1 carta tettonica al 250.000, Tip. Geroldi Brescia.

Cadel F. (1974) - *Composizione e significato paleogeografico del Conglomerato di Sirone*. Tesi di laurea inedita, Università degli Studi di Padova.

Caffi E. (1930) - *Il Mammuth di Petosino*. Riv. di Bergamo, a. 1930, **11**: 504-505.

Caffi E. (1938) - *Sul deposito di argille di Petosino (Sorisole, Bergamo)*. Riv. di Bergamo, a. XVIII, **6**: 1-4.

Caldara M., Cancelli A. & Giussani A. (1988) - *The Adda Canyon, south of Lecco: an example of landslide induced morphology*. In: Bonnard C., *Landslides - Glissements de terrain*. Proceedings of the fifth international symposium on landslide, 10-15 July 1988. Lausanne, **1**: 89-94, Balkema, Rotterdam.

Carnati S. (1998) - *Geologia del Quaternario e geomorfologia della bassa Valle Imagna*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1997-1998.

Casati P. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici). VI. Osservazioni stratigrafiche sull'Infraretico delle Prealpi Bergamasche*. Riv. Ital. Paleon. Strat., **70**: 447-465, Milano.

Casati P. (1968) - *Calcare di Zorzino*. Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche - Fascicolo **I**: 83-88, Roma.

Casati P. (1970) - *Alcuni aspetti della silicizzazione di calcari oolitici della Lombardia e del Veneto*. Natura, **61**: 197-211, Milano.

Casati P. (1993) - *Il patrimonio idrico: acque superficiali e sotterranee*. In: *Storia economica e sociale di Bergamo. I caratteri originali della bergamasca*. Fondazione per la storia economica e sociale di Bergamo, Istituto di studi e ricerche, Bergamo.

Casati P. & Gaetani M. (1968) - *Lacune nel Triassico superiore e nel Giurassico del Canto Alto-Monte di Nese (Prealpi Bergamasche occidentali)*. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 719-731, Roma.

PROGETTO CARG

Cassano E., Anelli L., Fichera R. & Cappelli V. (1986) - *Pianura Padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. 73° Congr. S.G.I., 62 pp.

Castellarin A. (1972) - *Evoluzione paleotettonica sinsedimentaria al limite tra "Piattaforma Veneta" e "Bacino Lombardo" a nord di Riva del Garda*. Giorn. Geol. **38**: 11-212, Bologna.

Castellarin A. (a cura di) (1981) - *Carta tettonica delle Alpi meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R., Prog. Final. Geodinamica, 220 pp., Tecnoprint, Bologna.

Castellarin A., Cantelli L., Fesce A.M., Mercier J.L., Picotti V., Pini G.A., Prosser G. & Selli L. (1992) - *Alpine compressional tectonics in the Southern Alps. Relationships with the N-Apennines*. Ann. Tect., **VI**(1): 62-94, Firenze.

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/.

Catasto Lombardo-Veneto (1850 e seg.) - *Comune di Boccaleone; Comune di Bergamo*. Documenti originali. Archivio di Stato, Bergamo.

Channel J.E.T. & Erba E. (1992) - *Early Cretaceous polarità chrons CM to CM11 recorded in northern italian land sections near Brescia*. Earth Planet. Sc. Lett., **95**: 501-511, Elsevier.

Channel J.E.T., Lowrie W. & Medizza F. (1979) - *Middle and Early Cretaceous magnetic stratigraphy from the Cismon section (northern Italy)*. Earth Planet. Sc. Lett., **42**: 153-166, Elsevier.

Chardon M. (1975) - *Les Prealpes Lombardes et leurs bordures*. Librairie H. Champion, Paris, 2 voll., 655 pp.

Chardon M. (1977) - *Le Quaternaire des prealpes lombardes et de leur bordure padane*. Recherches Franc. sur le Quaternaire, suppl. Bull. Ass. Franc. Etudes Quatern., 363-370, Paris.

Chiesa S., Pezzera G. & Rota M. (1999) - *Lineamenti geomorfologici sepolti in prossimità del bordo settentrionale della pianura bergamasca, le evidenze di un paleoalveo del Fiume Brembo*. Atti del Convegno Le Pianure, conoscenza e salvaguardia, il contributo delle scienze della terra, Ferrara 8-10 novembre 1999.

Chiesa S. (2001) - *Sul significato di depositi pliocenici della Bergamasca*. Geol. Insubrica, **6**: 109-112, Lugano.

Cita M.B., Forti A., Raffi F. & Villa F. (1959) - *Jurassic and Cretaceous microfacies from the Prealps and Central Apennines (Italy)*. Fifth World Petroleum Congress, sect.1, 975-979, New York.

Cita M.B., Premoli Silva I., Toumarkine L., Bolli H.M., Luterbacher H.P., Mohler H.P. & Schaub H. (1968) - *Le Paléocène et l'Eocène de Paderno d'Adda (Italie septentrionale)*. Mém. Bur. Rec. Géol. Min., **58**: 611-627, Paris.

Cobianchi M. (1992) - *Sinemurian-Early Bajocian calcareous nannofossil biostratigraphy of the Lombardy Basin (Southern Calcareous Alps; Northern Italy)*. Atti Tic. Sc. Terra, **35**: 61-106, Pavia.

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 in Italia*. Pomba & C. Ed. Torino, 201-435.

Comizzoli G., Gelati R. & Passeri L.D. (1969) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 45 e 46, Milano e Treviglio*. Ministero Industria, Commercio e Artigianato - Servizio Geologico d'Italia, Roma.

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.

PROGETTO CARG

Corselli C., Cremaschi M. & Violanti D. (1985) - *Depositi deltizi pliocenici allo sbocco della Val Brembana (Prealpi bergamasche)*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**(1): 117-132, Milano.

Corti B. (1895) - *Di alcuni depositi quaternari di Lombardia*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **35**: 41-136, 24-49, Milano.

Cremaschi M. (1987) - *Paleosols and Vetusols in the central Po plain*. Studi e Ricerche sul Territorio, 306 pp., ed. UNICOPLI, Milano.

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. Sc. Nat., **38**: 253-320, Milano.

De Cristoforis G. (1838) - *Sulla puddinga di Sirone*. Bibl. Ital., **89**.

De Jong K.A. (1967) - *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 749-776, Roma.

De Jong K.A. (1979) - *Overthrusts in the Central Bergamasc Alps, Italy*. In: Van Der Linden W.J.M. (Eds), *Fixism, mobilism or relativism: Van Bemmelen's search for harmony*. Geol. En. Mijn., **58**(2): 277-288, Utrecht.

Delfrati L. (2000) - *Formazione di Sogno*. A cura della Commissione Italiana di Stratigrafia della SGI. Accordo di programma SGN-CNR, Carta Geologica d'Italia 1:50.000, Catalogo delle formazioni - Unità validate. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(I): 178-183, Roma.

Delfrati L., Falorni P., Groppelli G. & Pampaloni R. (2000) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità validate*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, 7: pp. 228, Roma.

Delfrati L., Falorni P., Groppelli G. & Petti F.M. (2002) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità validate*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(III): pp. 207, Roma.

Dell'Orsina F., Pisotti J. & Sganga F. (1999) - *Carta inventario delle frane della Provincia di Lecco*. Pubblicazione CNR 1942.

Denti E., Francani V., Fumagalli L., Pezzera G. & Sala P. (1988) - *Studio Idrogeologico del Foglio Vimercate I.G.M. 1:50.000*. Studi Idrogeologici sulla Pianura Padana, vol. 4, Milano.

De Mortillet G. (1861) - *Carte des anciens glaciers du versant italien des Alpes*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **3**: 44-81, Milano.

Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L., Kazmin V.G, Le Pichon X., Knipper A.L., Grandjacquet C., Sbortshikov I.M., Geyssant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulin J., Sibuet J.C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P. & Biju-Duval B. (1986) - *Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias*. Tectonophysics, **123**(1-4): 241-315, Elsevier.

De Rosa E. & Rizzini A. (1967) - *Prealps Flysch near Bergamo*. Geologica Romana, **6**: 356-362, Roma.

Desio A. (1928) - *Su alcuni depositi lacustri singlaciali della Lombardia*. Natura, **19**: 158-166, Milano.

Desio A. (1929) - *Studi geologici sulla regione dell'Albenza (Prov. Bergamo)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., **10**: 1-156, Roma.

Desio A. (1952) - *Qualche nuovo dato sul glaciale della Valle Brembana e della Valle Seriana in Lombardia*. Rnd. Acc. Naz. Linc., **12**/1: 20-22, Roma.

Desio A. (1973) - *Geologia dell'Italia*. Manuali di Geografia UTET, 1084 pp., Torino.

Desio A. & Villa F. (1960) - *Stratigrafie dei pozzi per acqua della Pianura Padana. 1-Lombardia*. Università di Milano, Ist. di geologia, 370 pp.

PROGETTO CARG

De Sitter L.U. & De Sitter Koomans C.M. (1949) - *The Geology of the Bergamasc Alps (Lombardia, Italy)*. Leid. Geol. Meded., **143**: 1-257, Leida.

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.

Doglioni C. & Bosellini A. (1987) - *Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rund., **76**: 735-754, Stuttgart.

Dommergues J.L., Meister C. & Schirolli P. (1997) - *Les successions des ammonites du Sinemurien au Toarcien basal dans les Prealpes de Brescia (Italie)*. Mem. Sc. Geol., 49, Padova.

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.

Erba E. & Fornaciari M. (1988) - *Age of the Cretaceous turbidite systems of the Lombardy Basin (Southern Alps)*. Ist. IGCP 262 Meeting, Urbino.

Erba E. & Quadrio B. (1987) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei, Calpionellidi e Foraminiferi planctonici della Maiolica (Titoniano superiore - Aptiano) affiorante nelle Prealpi Bresciane (Italia settentrionale)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **93**: 3-108, Milano.

Errico G., Groppi G., Savelli S. & Vaghi C. G. (1979) - *Malossa field, deep discovery in the Po Valley*. In: *Giant Oil and Gas Field of the decade 1968-1978*, Mem. Ass. Am. Petrol. Geol. Bull., **30**: 525-538, Tulsa.

ERSAL (1990) - *I suoli dell'isola bergamasca*. Progetto "Carta Pedologica" - SSR3.

ERSAL (1992) - *I suoli dell'hinterland bergamasco*. Progetto "Carta Pedologica" - SSR12.

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**(3): 463-477, Roma.

Fantoni R., Bersezio R., Forcella F., Gorla L., Mosconi A. & Picotti V. (1999) - *New dating of the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearings on the interpretation of the Alpine tectonic history*. Mem. Sc. Geol. Padova, **51/1**: 47-61.

Fantoni R., Massari F., Minervini M., Rogledi S. & Rossi M. (2001) - *Il Messiniano del margine subalpino lombardo: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico deposizionale*. Geol. Ins., **6**(1): 95-108, Lugano.

Felber M. (1993) - *La storia geologica del tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Tesi di dottorato ETH, 617 pp., Zurigo.

Ferliga C. (2000) - *Bacino di Clusone*. In: Jadoul F., Forcella F., Bini A. & Ferliga C. (a cura di), *Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative*, Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 118-140.

Ferliga C. & Corbari D. (2000) - *Bacino del Serio*. In: Jadoul F., Forcella F., Bini A. & Ferliga C. (a cura di), *Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative*. Serv. Terr. Prov. Berg., Bergamo, 140-179.

Ferliga C., Rigamonti I. & Corbari D. (2000) - *Bacino del Serio*. In: Jadoul F., Forcella F., Bini A. & Ferliga C. (a cura di), *Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative*, Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 83-113.

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.

PROGETTO CARG

Fornaciari M. (1989) - *Stratigrafia ed assetto strutturale delle unità cretacico-superiori del Bacino Lombardo tra la Brianza e il Lago d'Iseo*. Tesi di dottorato. Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano, Milano.

Fornaciari M., Nolli V. & Redaelli M. (1988) - *Le Unità Cretaciche tra Montevecchia e Colle Brianza (Provincia di Como): caratteri stratigrafici e lineamenti strutturali*. Ist. Lomb. Accad. Sci. Lettere, Rend. (B) **122**: 159-184 (Milano).

Francani V. (1967) - *Il Calcare di Sedrina: una nuova formazione dell'Hettangiano lombardo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **73**: 1161-1180, Milano.

Francani V. (1968) - *Calcare di Sedrina*. Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche - Fascicolo **I**: 123-130, Roma.

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. & Lorandi F. (1978) - *Studio idrogeologico sul territorio bergamasco fra i fiumi Adda e Oglio*. Quaderni I.R.S.A., 34 (IO), Roma.

Franchino A. (1958) - *Studi stratigrafici sul sistema Cretaceo in Italia; 3: il Flysch e la Scaglia della Brianza orientale fra Olginate e Cernusco Montevecchia*. Riv. It. Pal. Strat., **64**(1): 47-65, 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.

Franzle O. (1965) - *Die Pleistozane Klima-und Landschafts entwicklung der Nordlichen Po Ebene im Lichte Bodengeographischer Untersuchungen*. Akad. Wiss. Lit. Abhandl. Math.-Nat. K1, **8**: 333-470, Wiesbaden.

Gabert P. (1962) - *Les plaines occidentales du Po et leurs piedmonts. (Piemont, Lombardie occidentale et centrale) Etude Morphologique*. Louis-Jean, Paris, 531 pp.

Gaetani M. (1970) - *Faune hettangiane della parte orientale della Provincia di Bergamo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **76**: 355-442, Milano.

Gaetani M. (1975) - *Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a rewiew*. In: *Geology of Italy*, Earth Sc. Soc. Libyan Arab Rep., 377-402.

Gaetani M. & Erba E. (1990) - *La successione pelagica giurassica delle prealpi bergamasche occidentali*. 75° Congresso Soc. Geol. It., Guida alle escursioni post-Congresso.

Gaetani M. & Gianotti R. (1981) - *Foglio 32 Como*. In: Castellarin A. (Eds), *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*, Prog. Finaliz. Geod. CNR, **441**: 179-184, Tecnoprint, Bologna.

Gaetani M. & Jadoul F. (1979) - *The structure of the Bergamasc Alps*. Accad. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis. mat. nat., Ser. VIII, **46**: 411-416.

Gaetani M. & Jadoul F. (1986) - *L'assetto strutturale del settore lariano centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **32**: 123-131, Roma.

Gaetani M., Gelati R. & Jadoul F. (1981) - *Foglio 33 Bergamo. Carta tettonica delle Alpi meridionali*. C.N.R., Prog. Final. Geodinamica (a cura di Castellarin A.), 174-178.

Gaetani M., Gnaccolini M., Jadoul F. & Garzanti E. (1998) - *Multiorder Sequenze Stratigraphy in the Triassic of the Western Southern Alps*. S.E.P.M. spec. vol., Journ. Sed. Petr., **60**: 701-717, Tulsa.

Gaetani M. & Poliani G. (1978) - *Il Toarciano ed il Giurassico medio in Albenza (Bergamo)*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **84**: 349-382, Milano.

Galbiati B. (1969) - *Stratigrafia e tettonica delle colline di Montevecchia e Lissolo (Brianza orientale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **20**: 101-119, Pavia.

PROGETTO CARG

Galli M.T., Jadoul F., Bernasconi S., Cirilli S. & Weissert H. (2007) - *Stratigraphy and palaeoenvironmental analysis of the Triassic-Jurassic transition in the western Southern Alps (Northern Italy)*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **244**: 52-70, Elsevier, Amsterdam.

Gardin S., Del Panta F., Monechi S. & Pozzi M. (2001) - *A thetyan reference section for the Campanian and Maastrichtian stages: the Bottaccione section (Central Italy); review of data and new calcareous nannofossils results*. In: Odin G.S. (Eds), *The boundary between the Campanian and the Maastrichtian stages: characterisation and correlation from Tercis-les-Bains to Europe and other continents*, Developments in Paleontology and Strathigraphy, **19**: 745-757, Amsterdam, Amsterdam.

Gastaldi B. (1875) - *Sur les glaciers plioceniques de Mr Desor*. Atti R. Accad. Scienze di Torino, **10**: 490-507.

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. Budapestinensis, Sect. Geol., **35**: 102-103, Budapest.

Gelati R., Cascone A. & Paggi L. (1982) - *Le unità stratigrafiche Aptiano-maastrichtiane delle Prealpi Bergamasche*. Riv. It. Paleont. Strat., **88**: 75-112, Milano.

Gelati R. & Ferrerio P.G. (1967) - *Carta Geologica del Comune di Bergamo*. Scala 1:10.000. Istituto di Geologia dell'Università di Milano, Istituto Italiano d'Arti Grafiche, Bergamo.

Gelati R. & Martinis B. (1982) - *Note illustrative alla carta geo-ambientale della pianura lombarda della confluenza tra Adda e Brembo*. C.N.R. - Progetto Finalizzato "Promozione della qualità dell'ambiente", AQ/111/, Roma.

Gelati R. & Passeri L.D. (1967) - *Il flysch di Bergamo, nuova formazione cretacica delle prealpi lombarde*. Riv. It. Paleont. Strat., **73**(3): 835-849, Milano.

Giussani A. (1992) - *Movimenti franosi profondi e superficiali lungo il naviglio di Paderno (F. Adda, Lombardia)*. Stu. Trent. Sc. Nat., Trento.

Gnaccolini M. (1964) - *Il Trias in Lombardia (Studi geologici e paleontologici) VII. Il Retico nella Lombardia occidentale*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 467-522.

Gnaccolini M. (1965) - *Il Calcare di Zu e le Argilliti di Riva di Solto: due formazioni del Retico lombardo*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **74**: 1099-1121, Milano.

Gnaccolini M. (1968a) - *Argillite di Riva di Solto*. Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche - Fascicolo **I**: 97-104, Roma.

Gnaccolini M. (1968b) - *Calcare di Zu*. Studi Ill. Carta Geol. It. Formazioni Geologiche - Fascicolo **I**: 113-122, Roma.

Gnaccolini M. (1971) - *Sedimentologia dei Conglomerati di Sirone*. Riv. It. Paleont. Strat., **77**: 1-9, Milano.

Goltara L. (1960) - *Carta idrografica d'Italia. Le irrigazioni della Provincia di Bergamo*. Società per l'Incremento Agricolo e Industriale della Provincia di Bergamo, Bergamo.

Gruppo di Lavoro CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna. http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/

Gruppo di Lavoro MPS (2004) - *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM 3274 del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile*. INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp + 5 appendici. http://zonesismiche.mi.ingv.it

Guaitani F. (1944) - *Revisione della fauna dei lembi Pliocenici delle Prealpi Lombarde*. Riv. Ital. Paleont., **50**(2): 1-29, Milano.

PROGETTO CARG

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/

INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) - *Bollettino sismico mensile*. http://legacy.ingv.it/roma/reti/rms/bollettino/index.php?lang=it

Isgrò M. (1996) - *I Depositi del Quaternario nel territorio compreso tra Adda e Molgora*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1995-1996.

Jadoul F. (1986) - *Stratigrafia e paleogeografia del Norico nelle Prealpi Bergamasche occidentali*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **91**: 479-512, Milano.

Jadoul F. & Doniselli T. (1987) - *La successione del Lias Inferiore di Mortirone. (Lecchese)*. Mem. Soc. Geol. It., **32**: 49-66, Roma.

Jadoul F., Forcella F., Bini A. & Ferliga C. (2000) - *Carta Geologica della Provincia di Bergamo. Note illustrative*. Grafiche Monti, 313 pp.

Jadoul F. & Galli M.T. (2008) - *The Hettangian shallow water carbonates after the Triassic/Jurassic biocalcification crisis: the Albenza Formation in the Western Southern Alps*. Riv. It. Paleont. Strat., **114**/3: 453-470.

Jadoul F., Galli M.T., Berra F., Cirilli S., Ronchi P. & Paganoni A. (2004) - *The Late Triassic - Early Jurassic of the Lombardy Basin: stratigraphy, palaeogeography and palaentology*. Field Trip Guide P68, 33° Int. Geological Congress, Florence, 36 pp., APAT, Roma.

Jadoul F. & Gnaccolini M. (1992) - *Sedimentazione ciclica nel Trias lombardo: osservazioni e prospettive*. Riv. It. Paleont. Strat., **97**: 307-328. Milano.

Jadoul F., Masetti D., Cirilli S., Berra F., Claps M. & Frisia S. (1994) - *Norian-Rhaetian Stratigraphy and paleogeographic evolution of the Lombardy Basin (Bergamasc Alps)*. In: Carannante G. & Torelli R. (Eds), *Escursione B1*, Guide post IAS Meeting di Ischia, 3-38.

Jadoul F. & Rossi P.M. (1982) - *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In: Castellarin A. (Eds), *Guida alla geologia del Subalpino centro-occidentale*, Guide Geol. Reg. S.G.I., 143-155.

Jenkyns H.C. (1988) - *The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidence*. American Journal of Science, 288: 101-151.

Kleboth P. (1982) - *Stratigraphie und sedimentologie der hoheren Oberkreide un des Alttertiars der Brianza, (Provinz Como, Italien)*. Mem. Sc. Geol. Padova, 35: 213-292.

Kroneker W. (1910) - *Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Sudalpen*. Centr. Min. Geol. Paleont., 1-124.

Lakew T. (1990) - *Microfacies and cyclic sedimentation of the Upper Triassic (Rhaetian) Calcare di Zu (Southern Alps)*. Facies, **22**: 187-232, Springer-Verlag.

Laubscher H.P. (1985) - *Large scale, thin-skinned thrusting in the southern Alps: kinematic models*. Geol. Soc. Amer. Bull., **96**: 710-718, Tulsa.

Laubscher H.P. (1988) - *Material balance in Alpine orogeny*. Geol. Soc. Amer. Bull., **100**: 1313-1328, Tulsa.

Lepsius R. (1876) - *Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhaltnis zur Ausseralpinen*. N. Jahrb. Min. Geol. Paleont., 742-744, Stuttgart.

Levy F. (1915) - *Die eiszeitliche Vergletscherung der Sudalpen zwischen Dora Riparia und Etsch*. "Zeit. f. Gletscherkunde". Bd. XI, **5**: 306-348, Leipzig, 1915 (*non vidimus*).

Lezze, Giovanni da (1596) - *Descrizione di Bergamo e del suo territorio*. A cura di: Marchetti V. & Pagani L., 1988 (1989). Centro documentazione Beni Culturali, Provincia di Bergamo, Lucchetti, Bergamo, 574 pp.

PROGETTO CARG

Lombardini E. (1861) - *Studi sull'origine de' terreni quaternari di trasporto e specialmente di quelli della Pianura Lombarda*. Mem. Ist. Lomb. Sc. Lett., **8**: 449-484, Milano.

Lozar F. (1992) - *Biostratigrafia a nannofossili calcarei del Giurassico inferiore di alcune sezioni selezionate nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali Italiane) e nel Bacino Delfinese (Alpi Meridionali Francesi)*. Tesi di dottorato inedita, Dipartimento di scienze della Terra, Università degli Studi di Milano, 189 pp.

Lozar F. (1995) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy of Lower Liassic From Western Tethys*. Palaeontographia Italica, LXXXII, 91-121, Pisa.

Lualdi A. (1981) - *Il Pliocene di Clanezzo in Val Imagna (Bergamo): indagine faunistica*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **29**: 120-127.

Maggi L. (1869) - *Intorno al conglomerato dell'Adda*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett. ser. 2, **2**: 733-741, Milano.

Maggi V. (1992) - *Geologia del Quaternario del Monte Berlinghera e del Pizzo Sasso Canale (Provincia di Como)*. Il Quaternario, **5**(2): 235-250, Roma.

Marchetti V. & Oscar P. (1996) - *Confini dei comuni del territorio di Bergamo, 1392-1395*. Trascrizione del Codice Patetta n. 1387 della Biblioteca apostolica Vaticana (testo in latino). Fonti per la storia del territorio bergamasco, 13. Centro per la documentazione dei Beni Culturali, Provincia di Bergamo, Bergamo.

Mariani E. (1899) - *Ricerche micropaleontologiche su alcune roccie della Creta lombarda*. Atti. Soc. It. Sc. Nat., 38: 195-202, Milano.

Mariani E. (1904) - *Appunti Geologici sul Secondario della Lombardia Occidentale*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **43**: 47 pp., Milano.

Martini E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: Farinacci A. (Eds), Proceedings of the II Planktonic conferenze, 739-785, Rome.

Marson I., Orlando L. & Stoka M. (1994) - *Gravity Model on the CROP Profile*. In: Montrasio A. & Sciesa E. (Eds), *Proceedings of Symposium CROP Alpi Centrali*, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **2**: 161-171, Milano.

Masetti D., Stefani M. & Burchell M. (1989) - *Asymmetric cycles in the Rhaetic facies of Southern Alps: platform-basin interactions governed by eustatic and climatic oscillations*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **94**: 401-424, Milano.

Mattioli E. & Erba E. (1999) - *Synthesis of calcareous nannofossil events in the Tethyan Lower and Middle Jurassic*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **105**: 343-376, 13 fig., 2 tab., 3 pl., Milano.

Molin D., Bernardini F., Camassi R., Caracciolo C.H., Castelli V., Ercolani E. & Postpischl L. (2008) - *Materiali per un catalogo dei terremoti italiani: revisione della sisimicità minore del territorio nazionale*. Quaderni di Geofisica, **57**: 75 pp., Roma.

Monechi S. & Thierstein H.R. (1985) - *Late Cretaceous-Eocene nannofossil and magnetostratigraphic correlations near Gubbio, Italy*. Mar. Micropaleont., **9**: 419-440, Amsterdam.

Montrasio A. (1990) - *Carta Geologica della Lombardia*. Scala 1:250.000. Serv. Geol. Naz., Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

Montrasio A., Bersezio R., Forcella F., Jadoul F. & Sciesa E. (1994) - *Geological interpretation of the profile CROP - Central Alps (Passo Spluga - Bergamo)*. Quad. Geod. Alp. e Quat., **2**: 171-186, Milano.

PROGETTO CARG

Muttoni G., Kent C.D., Jadoul F., Olsen P., Rigo M, Galli M.T. & Nicora A. (2010) - *Rhaetian magneto-biostratigraphy from the Southern Alps Italy: constraints on Triassic chronology*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **285**: 1-16, Elsevier, Amsterdam.

Nangeroni G. (1940) - *Considerazioni sul Quaternario dell`alta pianura lombarda*. Boll. Com. Glac. Ital., **20**: 63-72, Torino.

Nangeroni G. (1950) - *Nuove osservazioni sul morenico Gunz nella Lombardia estrema occidentale*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **89** fasc. 3-4: 202-212, Milano.

Nangeroni G. (1956) - *Alcuni suoli fossili come indici d'evoluzione climatica in Italia*. Atti XVIII Cong. Geog. Int. Rio de Janeiro **I**: 329-331.

Nicotra F. (1952) - *Ammoniti toarciane del Monte Canto Alto (Bergamo)*. Riv. Ital. Paleont. Strat. LVIII; 14 pp., 4 fig., 1 pl., Milano.

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, 163 pp.

Omboni G. (1860) - *Sul terreno erratico della Lombardia. Brani di una memoria dell'A. letta nell'Adunanza 20 novembre 1860*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **2**: 6-21, Milano.

Orombelli G. (1983a) - *Il Pleistocene Superiore in Italia: i depositi glaciali*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **6**: 179-180, Torino.

Orombelli G. (1983b) - *I depositi würmiani del comasco*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **6**: 174-175, Torino.

Orombelli G. (1979) - *Il Ceppo dell'Adda: revisione stratigrafica*. Riv. Ital. Paleont., **85**(2): 573-652, Milano.

Orombelli G. & Gnaccolini M. (1978) - *Composizione petrografica e provenienza del "Ceppo" di Paderno d'Adda*. Gruppo di Studio Quatern. Padano, Quaderno **4**: 7-30, Roma.

Pagani L., Marchetti V. & Compagnia della Roggia Morlana (1989) - *La roggia Morlana: dalla medioevale "Societas et universitas Seriolae Murgulanae" ad oggi : mostra documentaria dal 21 ottobre al 13 novembre 1988 : Bergamo, Centro culturale S. Bartolomeo/Compagnia della roggia Morlana*. Quaderni del Centro di documentazione Beni Culturali, n. 3, Provincia di Bergamo, Bergamo, 58 pp.

Parona C.F. (1896) - *La fauna pliocenica di Castenedolo*. In: Cacciamalli G.B., *Studi geologici sulla collina di Castenedolo*, Comment. Ateneo di Brescia per l'anno 1896, appendice.

Parona C.F. (1897) - *Contribuzione alla conoscenza di alcune ammoniti liassiche di Lombardia. Parte II: di alcune ammoniti del Lias medio*. Mem. Soc. Paleont. Suisse, **24**: 1-19, Genève.

Pasquarè G. (1965) - *Il Giurassico superiore nelle Prealpi lombarde*. Mem. Riv. It. Paleont., **11**: 217 pp., Milano.

Passeri L.D. (1969) - *Marna di Bruntino*. Studi III. Carta Geol. It., Formazioni Geologiche, Fascicolo **II**: 41-47, Roma.

Patrini P. (1923) - *Contributo allo studio del Pliocene Lombardo*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **62**(2): 169-175, Milano.

Patrini P. (1924) - *Le rapide dell'Adda a Paderno ed il Bacino Lariano*. La Geografia 1924, **2**(4/5): 167-173, Novara.

Penck A. & Brückner E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bd. **3**: 772-789, Leipzig.

Perch-Nielsen K. (1985) - *Mesozoic calcareous nannofossils*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds), *Plankton Stratigraphy*, 329-426, Cambridge University press, Cambridge.

PROGETTO CARG

Petti F.M. & Falorni P. (2007) - *Maiolica*. In: Cita M.B., Abbate E., Aldighieri B., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (2007), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (1)*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(VI): pp. 318, Roma.

Picotti V., Casolari E., Castellarin A., Mosconi A., Cairo E., Pessina C. & Sella M. (1997) - *Structural evolution of the Eastern Lombardian Prealps: Alpine inversion of a Mesozoic rifted margin*. Centro Stampa AGIP S.p.A., 102 pp.

Pieri M. & Groppi G. (1981) - *Subsurface geological structures of the Po Plain, Italy*. Pubbl. 414, Prog. Finalizzato Geodinamica.

Pomicino N., Bini A, Violanti D., Riva R. & Zuccoli L. (2001) - *Geologia di sottosuolo della pianura bergamasca compresa tra i fiumi Serio e Brembo*. Geol. Insubrica, **6**: 113-124, Lugano.

Premoli Silva I. & Luterbacher H. (1966) - *The Cretaceous-Tertiary boundary in the Southern Alps (Italy)*. Riv. It. Paleon., **72**: 1183-1266, Milano.

Provincia di Milano (1995) - *Le risorse idriche sotterranee della Provincia di Milano. Vol. 1: lineamenti idrogeologici*. Assessorato all'ambiente e Politecnico di Milano, D.S.T.M. - Geologia applicata, Milano.

Quattrone P., Rogledi S. & Longoni R. (1990) - *Gas fields in the Tertiary sequences of the Milano Bergamo Region*. Bull. Swiss Assoc. Petrol. Geol. Eng., **56**(131): 53-64, Zürich.

Ramsay A.C. (1862) - *On the glacial origin of certain lakes*. Quater. Journal Geolog. Soc., **18**.

Rassmuss H. (1912) - *Zur Geologia der Val Adrara*. Zeit. Deut. Geol. Ges., **64**: 322-341, Berlin.

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.

Ricchieri G. (1924) - *Il canyon del medio Adda in relazione coi movimenti tettonici della Valle Padana e dei mari Adriatico e Ligure*. In: Recueil de travaux offert a M. Jovan Cvijic a l'occasion de ses trentecinq ans de travail scientifique: 253-285, Belgrado.

Regione Lombardia (1999) - *Carta delle precipitazioni medie, minime e massime annue del territorio alpino lombardo registrate nel periodo 1891-1990*. A cura di: Ceriani M. & Carelli M.

Regione Lombardia & ENI Divisione AGIP (2002) - *Geologia degli acquiferi padani della Regione Lombardia*. (A cura di: Carcano C. & Piccin A.) S.EL.CA. Firenze.

Rigamonti I. (2000) - *Bacino del Cherio*. In: Jadoul F., Forcella F., Bini A. & Ferliga C. (a cura di), *Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative*, Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, Bergamo, pp. 118-140.

Riva A. (1942) - *Il morenico antico in Brianza*. Boll. Comit. Glac. It., **22**: 1-6, Torino.

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**: 3-35.

Riva A. (1953) - *Stato attuale dello studio del Quaternario del territorio a Sud del Lario e compreso tra l`Adda e l`Olona, fino alla latitudine di Monza*. La Ricerca Scientifica, **23**(2): 226-231.

Riva A. (1957) - *Gli anfiteatri morenici a Sud del Lario e le pianure diluviali tra Adda e Olona*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **7**: 5-95.

Rizzini A. & De Rosa E. (1969) - *Strutture sedimentarie in depositi fluvio-lacustri periglaciali*. Riv. Ital. Pal. Strat., **75**(2): 419-451, Milano.

Rizzini A. & Dondi L. (1978) - *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the Lombardian Plain (Italy)*. Mar. Geol., **27**: 303-325, Elsevier.

PROGETTO CARG

Robaszynski F. & Caron M. (1995) - *Foraminiferes planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Mediterranee*. Bulletin de le Societé Geologique de France, **6**: 681-692, Paris.

Roberts C.A. (1994) - *Triassic-Jurassic ecostratigraphic in the Lombardian Alps, Italy*. Palaeoclimat. Palaeoecol., **110**: 145-166.

Rossi S., Alberti F., Felber M. & Bini A. (1991) - *Evidenze di fluttuazioni glaciali würmiane nella bassa valle della Breggia (Cernobbio, Como)*. Boll. Soc. Tic. Sci. Nat., **79**: 25-47, Lugano.

Rossi S., Ferliga C., Rigamonti I. & Corbari D. (2000) - *Unità ubiquitarie*. In: Jadoul F., Forcella F., Bini A. & Ferliga C. (a cura di), *Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative*, Servizio Territorio della Provincia di Bergamo, pp. 74-82, Bergamo.

Rossi S. & Rigamonti I. (2000) - *Bacino del Brembo*. In: Jadoul F., Forcella F., Bini A. & Ferliga C. (a cura di), *Carta Geologica della Provincia di Bergamo: note illustrative*, Serv. Terr. Prov. Berg., 179-214, Bergamo.

Rossi Ronchetti C., Fantini Sestini N. & Gaetani M. (1968) - *Su una fauna Liassica nei dintorni di Zandobbio (Bergamo)*. Nota preliminare. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 743-746, Roma.

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. (1886) - *Il Villafranchiano al piede delle Alpi*. Boll. R. Com. Geol., **II**(7): 421-449, Roma.

Sacco F. (1893) - *Gli anfiteatri morenici del Lago di Como*. Atti R. Accad. Agric. Torino, **36**: 3-59.

Sacco F. (1900) - *La Valle Padana. Schema geologico*. Annali R. Accad. Agric. Torino, **36**: 252 pp.

Sacco F. (1936) - *Il glacialismo Lombardo*. L'Universo, anno XVII, (8-10) Firenze.

Salmieri R. (1995) - *Geologia del Quaternario della riva destra dell'Adda compresa tra Garlate e Brivio*. Tesi di laurea, inedita, Università degli Studi di Milano, a.a. 1994-1995

Sarti M., Borsellini A. & Winterer E.L. (1992) - *Basin geometry and architecture of the Tethyan passive margin. Implications for rifting mechanism*. Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., **53**: 241-258, Tulsa.

Schirolli P. (2002) - *Calcare di Domaro*. In: Delfrati L. Falorni P., Groppelli G. & Petti F.M. (2002), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità validate*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(III): pp. 207, Roma.

Schirolli P. (2007) - *Medolo*. In: Cita M.B., Abbate E., Aldighieri B., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (2007), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (I)*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(VI): pp. 318, Roma.

Schiunnach D. (2007a) - *Selcifero Lombardo*. In: Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (2007), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(VII): pp. 382, Roma.

Schiunnach D. (2007b) - *Radiolariti del Selcifero Lombardo*. In: Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (2007), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(VII): pp. 382, Roma.

Schiunnach D. (2007c) - *Rosso ad Aptici*. In: Cita M.B., Abbate E., Balini M., Conti M.A., Falorni P., Germani D., Groppelli G., Manetti P. & Petti F.M. (2007), *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. d'It., serie III, **7**(VII): pp. 382, Roma.

PROGETTO CARG

Schönborn G. (1990) - *A kinematic model of the western Bergamasc Alps, Southern Alps, Italy*. Ecl. Geol. Helv., **83**: 665-682, Basel.

Schönborn G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematic models of the Central Southern Alps*. Mem. Sc. Geol., **44**: 229-393, Padova.

Schönborn G. (1994) - *Evolution and deep structure of Val brembana, based on surface data (Southern Alps, Italy)*. Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, CNR, **2**: 197-213, Tip. Bettini, Sondrio.

Servizio Geologico d'Italia (1937) - *Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio 32 - Como*. Servizio Geologico d'Italia, Roma.

Servizio Geologico d'Italia (1954) - *Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio 33 - Bergamo*.

Servizio Geologico d'Italia (1969) - *Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio 46 - Treviglio*.

Servizio Geologico d'Italia (1970) - *Carta Geologica d'Italia, scala 1:100.000, Foglio 34 - Breno*.

Servizio Geologico d'Italia (1992) - *Quaderni Serie III, 1*. Carta Geologica d'Italia 1:50000: Guida al rilevamento, 203 pp.

Servizio Geologico d'Italia (2012) - *Nuova carta geologica alla scala 1:50.000, Foglio 098-Bergamo*.

Sissingh W. (1977) - *Biostratigraphy of Cretaceous calcareous nannoplankton*. Geol. Mijnb., **56**: 37-65, Amsterdam.

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. (1857) - *Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia*. p. 417, Tipografia Nistri, Milano.

Stoppani A. (1866-1867) - *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, 205-241.

Stoppani A. (1871-1873) - *Corso di Geologia: I. Dinamica terrestre. II. Geologia Stratigrafica*. Tip. Bernardoni Milano, 2 vol., 595-691.

Stoppani A. (1880) - *L'era neozoica in Italia*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **23**: 297-313, Milano.

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., Mirto C. & Rebez A. (2004) - *Assessing the completeness of Italian historical earthquake data*. Ann. Geoph., **47**: 2-3, 659-673.

Stucchi M., Camassi R., Rovida A., Locati M., Ercolani E., Meletti C., Migliavacca P., Bernardini F. & Azzaro R. (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**: 38 pp., Roma.

Stucchi M., Galadini F., Rovida A., Moroni A., Albini P., Mirto C. & Migliavacca P. (2008) - *Historical investigation of earthquakes before 1700 between the Adda and the lower Adige river basins (Southern Alps)*. In: Frechet J., Meghraoui M. & Stucchi M. (Eds), *Historical Seismology*, Springer, 93-129.

Taramelli T. (1895) - *Dei giacimenti pliocenici nei dintorni di Almenno in Provincia di Bergamo*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., ser. II, 43, Milano.

PROGETTO CARG

Taramelli T. (1903) - *I tre Laghi*. Tip. Artaria, Milano.

Taramelli T. (1911) - *Le condizioni geologiche*. In: *L'Adda*, a cura del Comitato di Milano per la Navigazione Interna e del TCI, pp. 24-28, Milano.

Taramelli T. (1914) - *Il paesaggio della "Gioconda" e "l'uomo pliocenico di Castenedolo"*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., **2**(47): 162-171, Milano.

Tintori A. (1977) - *Toarcian fishes from Lombardian Basin*. Boll. Soc. Paleont. Ital., **16**(2): 143-152, 5 figg., 2 tavv., Modena.

Tintori A., Muscio G. & Nardon S. (1985) - *The Triassic fossil fishes localities in Italy*. Riv. It. Paleont. Strat., **91**: 197-210, Milano.

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.

Ugolini F. & Orombelli G. (1968) - *Notizie preliminari sulle caratteristiche pedologiche dei depositi glaciali e fluvioglaciali fra l'Adda e l'Olona in Lombardia*. Rend. Ist. Lomb. Sc. Lett., A **102**: 767-799, Milano.

Vanni M. (1933) - *Gli apparati morenici Würmiani del ramo occidentale del Lario*. Boll. R. Soc. Geol. It., serie VI , **X**: 407-487, Roma.

Varisco A. (1881) - *Note illustrative sulla carta geologica della Provincia di Bergamo*. Vol. in 8°, 1-130, Tip. Baruffi e Gatti, Bergamo.

Vecchia O. (1948) - *Il Liassico subalpino lombardo. Studi stratigrafici. I: introduzione*. Riv. Ital. Paleont. Strat., 5**4**: 1-18, Milano.

Vecchia O. (1949) - *Il Liassico subalpino lombardo. Studi stratigrafici. II: regione tra il Sebino e la Val Canonica*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **55**: 89-113, Milano.

Vecchia O. (1950) - *Stratigrafia retica del Sebino occidentale*. Pubbl. Ist. Geol. Paleont. Geogr. Fis. Univ. Milano, s. G, 17 pp.

Venzo S. (1946) - *Rilevamento geomorfologico della Brianza orientale e del Bergamasco sud-occidentale, con particolare riguardo al Flysch e all'apparato morenico dell'Adda di Lecco*. Boll. Soc. Geol. It., **65**: 57-68, Roma.

Venzo S. (1948a) - *Rilevamento geomorfologico dell'apparato morenico dell'Adda di Lecco*. Atti Soc. It. Sc. Nat., LXXXVII (1-2): 79-140, Milano.

Venzo S. (1948b) - *L'apparato morenico dell'Adda di Lecco*. Atti XIV Congr. Geogr. Ital., Comunicaz. n. 20, 383-386. Bologna.

Venzo S. (1949) - *Revisione del glaciale nella bassa Val Cavallina (Bergamo). Distinzione del Mindell e dei terrazzi anaglaciali: parallelismi con la Francia, Svizzera, Germania-Austria; con la curva di Milankovic e coi livelli marini padani*. Atti Soc. It. Sc. Nat., LXXXVIII, pp. 79-132, 1 carta geologica, Milano.

Venzo S. (1950) - *Rinvenimento di Anancus Arvernensis nel Villafranchiano dell'Adda di Paderno, di Archidiskodon Meridionalis e Cervus a Leffe. Stratigrafia e clima del Villafranchiano*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **89**(1/2): 43-122, Milano.

Venzo S. (1954) - *Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretaceo-Eocene) del Bergamasco e della Brianza orientale*. Mem. Descr. Carta Geol. It., **31**: p. 133, Roma.

Vialli V. (1949) - *Nuova fauna ad Ammoniti del Barremiano Superiore lombardo*. Boll. Soc. Geol. It., **68**: 39-67, Roma.

PROGETTO CARG

Vialli V. (1951) - *I Foraminiferi Luteziano - Priaboniani del Monte Robbio (Adda di Paderno)*. Atti Soc. It. Sci. Nat., **90**: 97-168, Milano.

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**: 967-985, Paris.

Villa A. & Villa G.B. (1844) - *Sulla costituzione geologica e geognostica della Brianza*. Spettatore Industr., 1-2, 1-46.

Weissert H. (1981) - *Depositional processes in an ancient pelagic environment: the lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps*. Ecl. Geol. Helv., **74**: 339-352.

Weissert H. & Lini A. (1991) - *Ice age intercludes during the time of Cretaceous greenhouse climate?* In: *Controversies in modern geology*, Academic Press Limited, 173-191.

Weissert H., Mckenzie J.A. & Channell J.E.T. (1985) - *Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous*. In: *The carbon cycle and atmospheric CO2: Natural variations Archean to the present*, Geophysical monograph, **32**: 531-545, Washington.

Weissert H., Mckenzie J. & Hochuli P. (1979) - *Cyclic anoxic events in the Early Cretaceous Tethys Ocean*. Geology, **7**: 147-151.

Wild R. (1989) - *Aetosaurus Reptilia: Thecodontia from the Upper Triassic (Norian) of Cene (Bergamo, Italy)*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. E. Caffi Bergamo, **14**: 1-24.

Wilmer F. (1904) - *Beitrage zur Kenntnis des diluvialen Addagletschers*. Mitt. Naturforschen Gessel. Bern, 1565-1590, Berna.

Winterer E.L. & Bosellini A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **65**: 393-421, Tulsa.

Zanchi A., Bini A., Felber M., Rigamonti I. & Uggeri A. (1995) - *Neotectonic evidences along the Lombardian foothills of the southern Alps*. Geologia Insubrica, **2**, Issue 2, 1997, Lugano.

Zanchi A., Chiesa S. & Gillot P.Y. (1990a) - *Tectonic evolution of the Southern Alps in the Orobic chain: structural and geochronological indications for pre-Tertiary compressive tectonics*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 77-82, Roma.

Zanchi A., Chinaglia N., Conti M., De Toni S., Ferliga C., Abebe T., Valenti L. & Bottin R. (1990b) - *Analisi strutturale lungo il fronte della Dolomia Principale in bassa Val Seriana (Bergamo)*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 83-92, Roma.

Zanchi A., Forcella F., Jadoul F., Bersezio R., Fornaciari M., Rossetti R. & Torazzi S. (1988) - *The Faggio-Morterone Transverse line: mesoscopic analysis and cinematic implications*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 279-286, Roma.

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.

Zuffa G.G. (1980) - *Hybrid arenites: Their composition and classification*. Journal of Sedimentary Petrology, **50**: 21-29, Tulsa.

PROGETTO CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG