



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 057

MALONNO

A cura di:

**G. Gosso¹, M. I. Spalla¹, G. B. Siletto², F. Berra^{1,2},
A. Bini¹, F. Forcella³**

Con contributi di:

M. Cariboni⁴, D. Corbari², C. Ferliga², D. Gazzola⁴, F. Rodeghiero³, P. Tognini⁴

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

(2) Regione Lombardia

(3) Dipartimento di Scienze Geologiche e Geotecnologie Università di Milano Bicocca

(4) Consulente di Regione Lombardia

Ente realizzatore



Regione Lombardia

Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA:

C. CAMPOBASSO

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

F. GALLUZZO

Direttori della Direzione Generale competente - Regione Lombardia:

R. COMPIANI, M. PRESBITERO, M. ROSSETTI, M. NOVA, B. MORI

Dirigenti della struttura competente - Regione Lombardia:

M. PRESBITERO, B. MORI, R. LAFFI, A. DE LUIGI

Responsabili del Progetto CARG per Regione Lombardia:

M. PRESBITERO, A. PICCIN

Coordinatore scientifico: **A. GREGNANIN**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), **S. Falcetti**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

M. Cosci, S. Falcetti

PER REGIONE LOMBARDIA

Coordinamento editoriale e allestimento cartografico:

G. B. Siletto, G. Gosso, A. Bini

Informatizzazione dei dati geologici:

G. B. Siletto (coordinamento e direzione lavori)

S. Racchetti, F. Torri, S. Minnella, M. Cetti (informatizzazione)

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

G. Mannucci, N. Padovan, A. Piccin,

G.B. Siletto, M. Credali (Regione Lombardia)

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico

Stampa: **LITOGRAFIA ARTISTICA CARTOGRAFICA S.R.L. -**

INDICE

I	- INTRODUZIONE	9
II	- CARTOGRAFIA GEOLOGICA E STUDI PRECEDENTI	11
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	15
1.	- DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO	15
1.1.	- BASAMENTO AUSTRALPINO	21
2.	- ZONE MILONITICO-CATACLASTICHE CONNESSE ALLA LINEA TETTONICA INSUBRICA-TONALE	21
3.	- ALPI MERIDIONALI	22
3.1.	- BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI	24
3.2.	- COPERTURE PERMIANE E TRIASSICHE DELLE ALPI MERIDIONALI ..	25
3.3.	- CORPI FILONIANI DELLE ALPI MERIDIONALI	25
4.	- DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI E CENNI DI MORFOLOGIA	26
4.1.	- BACINO DEL FIUME ADDA	26
4.1.1.	- <i>La valle dell'Adda</i>	27
4.1.1.1.	- Processi antichi	29
4.1.1.2.	- Processi attuali	30
4.1.2.	- <i>Le valli laterali affluenti della valle dell'Adda e le valli montane minori</i>	32
4.1.2.1.	- Processi antichi	33
4.1.2.2.	- Processi attuali	34
4.1.3.	- <i>Aree di cresta</i>	35
4.1.4.	- <i>Il Passo dell'Aprica</i>	35
4.2.	- BACINO DEL FIUME OGLIO	37
4.2.1.	- <i>Il fondovalle dell'Oglio e i versanti direttamente prospicienti la valle stessa</i>	37
4.2.2.	- <i>Le valli laterali, affluenti della valle dell'Oglio</i>	38
4.2.3.	- <i>Aree di Cresta</i>	40
4.3.	- BACINO DEL FIUME SERIO	40
4.3.1.	- <i>Il medio corso del Serio</i>	41
4.3.2.	- <i>La valle di Lizzola</i>	41
4.3.3.	- <i>Le alte valli</i>	42
IV	- STRATIGRAFIA	43
1.	- BASAMENTO METAMORFICO AUSTRALPINO	44

1.1.	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA LANGUARD-TONALE	»	44
1.1.1.	- <i>Serpentiniti</i> (LTI)	»	45
1.1.2.	- <i>Anfiboliti</i> (LTA)	»	45
1.1.3.	- <i>Marmi</i> (LTC)	»	45
1.1.4.	- <i>Micascisti a granato e staurolite</i> (LTX)	»	46
1.1.5.	- <i>Paragneiss a sillimanite, biotite e granato</i> (LTN)	»	47
1.1.6.	- <i>Paragneiss a due miche o a biotite</i> (LTB)	»	47
1.1.7.	- <i>Metapegmatiti</i> (LTP)	»	48
1.1.8.	- <i>Metagranitoidi</i> (LTG)	»	48
2.	- BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI	»	49
2.1.	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA FORNO ALLIONE	»	49
2.1.1.	- <i>Anfiboliti</i> (LLA)	»	49
2.1.2.	- <i>Paragneiss a biotite e granato</i> (LLB)	»	50
2.1.3.	- <i>Metagranitoidi</i> (LLG)	»	50
2.2.	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA DELL'APRICA	»	50
2.2.1.	- <i>Metabasiti</i> (APY)	»	51
2.2.2.	- <i>Scisti carbonatici</i> (APD)	»	51
2.2.3.	- <i>Quarziti</i> (APQ)	»	51
2.2.4.	- <i>Micascisti a granato, biotite e clorite</i> (APX)	»	52
2.3.	- UNITÀ TETTONOMETAMORFICA DEL PASSO CAVALCAFICHE	»	52
2.3.1.	- <i>Anfiboliti</i> (CFA)	»	52
2.3.2.	- <i>Scisti carbonatici</i> (CFI)	»	53
2.3.3.	- <i>Quarziti</i> (CFQ)	»	53
2.3.4.	- <i>Micascisti a biotite, granato, cloritoide e/o staurolite</i> (CFX)	»	54
2.3.5.	- <i>Metagranitoidi</i> (CFG)	»	55
2.3.6.	- <i>Metagranitoidi con relitti di strutture ignee</i> (CFP)	»	56
2.3.7.	- <i>Metagranitoidi leucocrati</i> (CFH)	»	56
3.	- ROCCE FILONIANE	»	56
3.1.	- <i>Filoni</i> (ff, fb, fn)	»	56
4.	- SUCCESSIONE CARBONIFERO? - PERMIANA DELLE ALPI MERIDIONALI	»	57
4.1.	- GRUPPO DEI LAGHI GEMELLI (LG)	»	58
4.1.1.	- <i>Conglomerato Basale</i> (CGB)	»	60
4.1.2.	- <i>Vulcanite del Monte Cabianca</i> (VUC)	»	61
4.1.3.	- <i>Formazione del Pizzo del Diavolo</i> (FPZ)	»	61
4.1.3.1.	- <i>Litozona arenaceo-pelitica</i> (FPZ_a)	»	62
4.1.3.2.	- <i>Litozona pelitica</i> (FPZ_b)	»	62
4.1.3.3.	- <i>Litozona conglomeratica</i> (FPZ_c)	»	63
4.1.3.4.	- <i>Litozona vulcanoclastica</i> (FPZ_e)	»	63

4.2.	- VERRUCANO LOMBARDO (VER)	»	64
5.	- LEMBI PERMO-TRIASSICI LUNGO LA LINEA DEL TONALE	»	65
5.1.	- DOLOMIE, CONGLOMERATI E BRECCE (LPX)	»	65
6.	- SUCCESSIONE TRIASSICA DELLE ALPI MERIDIONALI	»	66
6.1.	- SERVINO (SRV).....	»	66
6.2.	- CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV).....	»	67
6.3.	- DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI).....	»	68
6.4.	- CALCARE DI ANGOLO (ANG).....	»	69
6.5.	- CALCARE DI PREZZO (PRZ).....	»	70
6.6.	- FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC).....	»	71
6.7.	- FORMAZIONE DI WENGEN (WEN).....	»	72
6.8.	- CALCARE DI PRATOTONDO (PRO)	»	73
6.9.	- CALCARE DI ESINO	»	74
6.9.1.	- <i>Litofacies di margine</i> (ESI_a)	»	75
6.9.2.	- <i>Litofacies di piattaforma interna</i> (ESI_b).....	»	75
6.10.	- CALCARE DI SOMMAPRADA (SOM)	»	76
6.11.	- FORMAZIONE DI BRENO (BRE).....	»	77
6.11.1.	- <i>Membro di Monte Arano</i> (BRE₃).....	»	78
6.12.	- ARGILLITE DI LOZIO (LOZ)	»	79
6.13.	- FORMAZIONE DI S. GIOVANNI BIANCO (SGB).....	»	80
7.	- DEPOSITI NEOGENICO - QUATERNARI	»	80
7.1.	- PREMESSA.....	»	80
7.2.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA	»	85
7.2.1.	- <i>Gruppo del Culmine</i> (CU).....	»	85
7.2.2.	- <i>Supersintema della Colma del Piano</i> (CM).....	»	86
7.2.3.	- <i>Gruppo di Prato Grande</i> (GR)	»	89
7.2.4.	- <i>Sintema del Po</i> (POI).....	»	91
7.2.4.1.	- <i>Subsintema della Piccola Età Glaciale</i> (POI₇).....	»	96
7.2.4.2.	- <i>Subsintema del Po recente</i> (POI₈).....	»	97
7.3.	- UNITÀ DEI BACINI DELL'ADDA E DELL'OGLIO	»	99
7.3.1.	- <i>Supersintema dei Laghi</i> (LA).....	»	99
7.3.1.1.	- <i>Sintema di Cantù</i> (LCN).....	»	99
7.3.1.1.1.	- <i>Subsintemi del sintema di Cantù non distinti in carta</i>	»	102
7.3.1.2.	- <i>Sintemi del supersintema dei Laghi non distinti in carta</i>	»	106
7.4.	- UNITÀ DEL BACINO DELL'OGLIO	»	107
7.4.1.	- <i>Gruppo del Dezzo</i>	»	107
7.4.1.1.	- <i>Conglomerati dell'Agula</i> (DAG).....	»	110

7.4.1.2.	- Sabbie di Dezzolo (DDE).....»	111
7.4.1.3.	- Conglomerati di S. Andrea (DAN).....»	111
7.4.2.	- <i>Conglomerato di Cerverno (CVK)</i>»	112
7.4.3.	- <i>Formazione di Serta (ETA)</i>»	113
7.4.4.	- <i>Supersintema della Val di Scalve (VS)</i>»	114
7.5.	- UNITÀ DEL BACINO DEL SERIO.....»	117
7.5.1.	- <i>Supersintema della Selya di Clusone</i>»	117
7.5.1.1.	- Sintema di Martorasco (SUX).....»	117
7.5.1.2.	- Sintema della Valbondione (SUY).....»	118
V	- TETTONICA»	119
1.	- STRUTTURE MEGA- E MESOSCOPICHE»	119
1.1.	- AUSTROALPINO»	119
1.1.1.	- <i>Strutture alpine e prealpine</i>»	120
1.2.	- LINEA TETTONICA INSUBRICA-TONALE»	121
1.3.	- ALPI MERIDIONALI»	122
1.3.1.	- <i>Strutturazione prealpina delle Alpi Meridionali</i>»	123
1.3.2.	- <i>Strutturazione alpina delle Alpi Meridionali</i>»	124
1.3.3.	- <i>Unità tettoniche alpine</i>»	126
1.3.3.1.	- Unità tettonica (alpina) della Gallinera (sovrascorrimenti orobici <i>Auct.</i>).....»	127
1.3.3.2.	- Anticlinali di Trabuchello - Cabianca e di Cedegolo.....»	129
1.3.3.3.	- Unità carbonatiche alloctone: unità tettoniche Vigna Vaga - Val di Scalve e Concarena - Presolana»	133
1.3.4.	- <i>Le tappe evolutive principali della storia tettonica e stratigrafica</i>»	134
1.3.4.1.	- Evoluzione prealpina.....»	134
1.3.4.2.	- Evoluzione alpina.....»	135
2.	- ANALISI MICROSTRUTTURALE E SEQUENZA DELLE PARAGENESI METAMORFICHE»	136
2.1.	- AUSTROALPINO»	137
2.1.1.	- <i>Unità tettonometamorfica Languard-Tonale</i>»	137
2.1.1.1.	- Paragneiss a sillimanite, biotite e granato (LTN)»	137
2.1.1.2.	- Paragneiss a due miche o a biotite (LTB).....»	141
2.1.1.3.	- Micascisti a granato e staurolite (LTX)»	141
2.1.1.4.	- Anfiboliti (LTA).....»	142
2.1.1.5.	- Metagranitoidi (LTG).....»	144
2.2.	- ALPI MERIDIONALI»	145
2.2.1.	- <i>Strutture prealpine</i>»	145

2.2.1.1.	- Unità tettonometamorfica del Passo Cavalcafciche	»	145
2.2.1.1.1.	- <i>Micascisti a biotite, granato, cloritoide e/o staurolite (CFX)</i>	»	145
2.2.1.1.2.	- <i>Metagranitoidi (CFP e CFG)</i>	»	148
2.2.1.1.3.	- <i>Anfiboliti (CFA)</i>	»	152
2.2.1.1.4.	- <i>Quarziti (CFQ)</i>	»	154
2.2.1.2.	- Unità tettonometamorfica dell'Aprica	»	154
2.2.1.2.1.	- <i>Micascisti a granato, biotite e clorite (APX)</i>	»	154
2.2.1.3.	- Unità tettonometamorfica di Forno Allione	»	156
2.2.1.3.1.	- <i>Paragneiss a biotite e granato (LLB)</i>	»	156
2.2.1.3.2.	- <i>Metagranitoidi (LLG)</i>	»	158
2.2.1.3.3.	- <i>Anfiboliti (LLA)</i>	»	158
2.2.1.4.	- Fasce cataclastiche	»	159
2.2.2.	- <i>Strutture alpine</i>	»	163
2.2.3.	- <i>Composizione chimica dei minerali</i>	»	164
2.2.4.	- <i>Evoluzione tettonica e ambienti metamorfici</i>	»	174
VI	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATIVA	»	179
1.	- QUADRO DELLE ATTIVITÀ ESTRATTIVE	»	179
1.1.	- PREMESSA	»	179
1.2.	- TIPOLOGIE DEI GIACIMENTI	»	179
1.2.1.	- <i>Minerali metallici</i>	»	180
1.2.2.	- <i>Minerali industriali</i>	»	180
1.2.3.	- <i>Rocce ornamentali e per edilizia</i>	»	180
1.3.	- <i>Posizione stratigrafica e ubicazione dei depositi</i>	»	180
1.3.1.	- <i>Minerali metallici</i>	»	180
1.3.2.	- <i>Minerali industriali</i>	»	182
1.3.3.	- <i>Rocce ornamentali e per edilizia</i>	»	183
2.	- IDROGRAFIA	»	183
3.	- ELEMENTI DI DISSESTO	»	183
3.1.	- ESONDAZIONI	»	183
3.2.	- FRANE	»	182
VII	- ABBREVIAZIONI DEI MINERALI	»	187
VIII	- ABSTRACT	»	189
IX	- LEGEND	»	193
	- BIBLIOGRAFIA	»	209

PROGETTO
CARGO

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 057 Malonno della Carta Geologica d'Italia a scala 1:50.000 è localizzato in Lombardia nord-orientale, tra Valtellina, Val Camonica e Val di Scalve, nelle province di Bergamo, Brescia e Sondrio, in un'area montuosa alpina, mediamente superiore ai 1500 metri di quota; essa ricade interamente nel Foglio 19 Tirano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (I Edizione; BELTRAMI *et alii*, 1971).

Il Foglio Malonno comprende le cime più alte delle Alpi Orobie, che formano il displuvio tra la Valtellina, ad andamento E-O, nel settore settentrionale del Foglio e le valli meridionali ad andamento meridiano (Val Seriana, Val Camonica). Il Passo dell'Aprica permette la comunicazione tra Valtellina e Val Camonica. Alcune strade ad uso agro-silvo-pastorale permettono l'accesso alle valli secondarie, ma gran parte del Foglio presenta le difficoltà logistiche tipiche delle aree montuose: accesso pedestre e stagione adatta al rilevamento concentrata nei mesi estivi. Inoltre le aree vallive (più facilmente accessibili) sono densamente vegetate, anche a causa di valori di piovosità superiori alla media concentrati sulle cime orobiche e soprattutto sui versanti orobici meridionali.

Il rilevamento geologico è stato eseguito alla scala 1:10.000, nel periodo tra la primavera 1997 e la fine del 2002, utilizzando come base topografica la Carta Tecnica della Regione Lombardia. I depositi neogenico-quadernari del Bacino del Serio sono stati rilevati utilizzando le carte della Comunità Montana Val Seriana Superiore, in scala 1:5.000. I criteri del rilevamento hanno seguito, come livello

minimo dell'analisi, le linee guida nazionali, adattandosi poi alle necessità ed opportunità poste dai problemi geologici da affrontare, e dall'estensione territoriale delle diverse unità mega-strutturali (domini) della catena alpina, così distribuite:

- Basamento cristallino dell'Austroalpino: 45 km², corrispondenti all' 8%;
- Basamento cristallino delle Alpi Meridionali: 326 km², corrispondenti al 57%;
- Coperture Permo-Mesozoiche delle Alpi Meridionali: 201 km², corrispondenti al 35% del totale.

Il reticolato di faglie e sovrascorrimenti è stato localizzato rilevando le zone cataclastiche; la deformazione interna degli elementi tettonici è stata descritta tracciando le traiettorie delle foliazioni. Inoltre, l'analisi microstrutturale eseguita *in itinere* sui campioni destinati al controllo litologico, ha fornito la verifica delle condizioni di plasticità e/o di metamorfismo, in cui le strutture tettoniche si sono formate; nelle rocce cristalline, il collegamento sistematico dello stato di deformazione granulare (foliazioni) al loro ambiente metamorfico d'origine è stato la guida alla separazione delle evoluzioni strutturali pre-alpina e alpina; quest'ultima è segnata da rare e locali manifestazioni metamorfiche.

Per quanto riguarda le unità superficiali plio-quadernarie il criterio adottato è stato quello delle unità a limiti inconformi (Sintemi).

La strutturazione della legenda è stata concordata nelle fasi propedeutiche con il coordinatore generale (Prof. A. Gregnanin) e i responsabili scientifici dei fogli limitrofi.

Non sono state eseguite o introdotte nuove biozonazioni e si è tenuto conto della bibliografia per quelle già eseguite nell'area del foglio.

Le abbreviazioni utilizzate per i minerali sono riportate al capitolo VII.

I termini struttura e tessitura sono utilizzati secondo le definizioni di PASCHIER & TROUW (2005), intendendo per struttura le caratteristiche geometricamente distinguibili di una roccia, a qualunque scala di osservazione; il termine tessitura è utilizzato come sinonimo di microstruttura.

N.B. La Sottocommissione di Stratigrafia del Quaternario della IUGS (International Union of Geological Sciences) ha recentemente ratificato la delibera di fissare la base del Sistema/Periodo alla base del Piano/Ètà Gelasiano. Poiché le note e la legenda del Foglio 057 Malonno erano già state scritte, si è mantenuta la precedente classificazione del Quaternario.

II - CARTOGRAFIA GEOLOGICA E STUDI PRECEDENTI

Dopo le prime carte geologiche (principalmente ad opera di PORRO, 1911) e alcuni lavori a carattere generale (p.es. SALOMON, 1899; CORNELIUS, 1928), autori olandesi degli anni 1920-40, coordinati da DE SITTER, descrissero nuovi complessi litologici, migliorando la litostratigrafia, e riconobbero linee tettoniche e sovrascorimenti, principalmente nelle coperture e al contatto basamento-copertura delle Alpi Meridionali (esaurienti sintesi in DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS, 1949).

Negli anni '60, in occasione del rilevamento dei Fogli 18 Sondrio e 19 Tirano della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (BONSIGNORE & RAGNI, 1966; BELTRAMI *et alii*, 1971; BONSIGNORE *et alii*, 1971), l'attenzione si concentrò sulla litostratigrafia e petrografia del basamento cristallino; furono riconosciute alcune unità litologiche nel basamento cristallino delle Alpi Meridionali, con un criterio "misto", litologico e insieme riferito alle caratteristiche metamorfiche prominenti, oppure mediate rispetto alla totalità dei litotipi. Tali unità vennero informalmente denominate formazioni, in assoluta assenza delle prescritte specificazioni di norma (ad es.: unitarietà dell'ambiente d'origine, invalida per associazioni di rocce metamorfiche); i loro nomi e contorni sono riportati nella Fig. 1 (da LIBORIO & MOTTANA, 1969):

- Scisti di Edolo (SALOMON, 1901) e loro intercalazioni (anfiboliti, cloritoscisti, porfiriti dioritiche, diabasi, marmi) (casella 3 nella figura);
- sciami di quarziti micacee ("Quarziti della Ganda", LIBORIO & MOTTANA, 1969; "Quarziti di Dosso Pasò", BELTRAMI *et alii*, 1971) (4 nella figura);

- livelli di granitoidi foliati (“Membro delle Colmiti”, BELTRAMI *et alii*, 1971; inclusi in 3 nella figura);
- metagranitoidi con tessitura primaria localmente preservata (“Gneiss del Palone di Sopressà”, LIBORIO & MOTTANA, 1969) (5 nella figura);
- gneiss finemente foliati, localizzati prevalentemente al margine NO dei metagranitoidi (“Gneiss di Cima Fraitina”, LIBORIO & MOTTANA, 1969) (6 nella figura);
- gneiss occhiadini con lenti di anfiboliti (“Formazione di Forno d’Allione”; LIBORIO & MOTTANA, 1969) (7 nella figura).

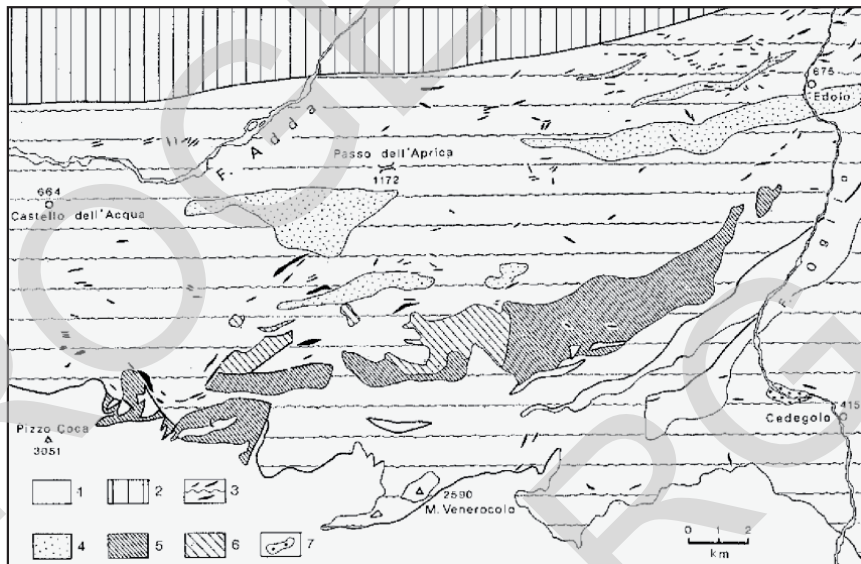


Fig. 1 - Principali unità litologico-metamorfiche del basamento metamorfico delle Alpi Meridionali (da Liborio e Mottana, 1969). 1: sedimentario indistinto; 2: cristallino delle falde austroalpine. 3-7: unità del basamento metamorfico delle Alpi Meridionali, descritte nel testo.

Sempre con criterio ibrido, litologico-metamorfico, nel basamento Austroalpino lungo la linea Insubrica (tratto Iorio-Tonale) furono distinte le seguenti unità (BONSIGNORE *et alii*, 1971), non meglio specificate nel loro obiettivo significato tettonico, metamorfico o litostratigrafico:

- Cristallino di Grosina (Austroalpino superiore), comprendente gli gneiss minuti a biotite, talora anfibolici, della Formazione di Valle Grosina (Membro degli Gneiss di Monte Storile);
- Cristallino di Tirano (Austroalpino superiore), comprendente:
 - gli gneiss a due miche, sillimanite e granato (Gneiss del Monte Tonale) con intercalazioni di calcari, calcefiri, anfiboliti, pegmatiti, serpentinati;

- i micascisti a due miche, granato e staurolite (Micascisti della Cima Rovaia), con intercalazioni di gneiss muscovitici (Gneiss della Cima Verda) e pegmatiti;
- le Anfiboliti Gabbriche del Motto della Scala;
- i micascisti filladici a muscovite o a clorite, con granato e gneiss minuti a biotite, granato e anfibolo (Formazione della Punta di Pietra Rossa).

Con la pur lodevole intenzione di avviare la sistematicità, a ogni unità litologica fu accordato un rango formale con generico riferimento al Codice di Nomenclatura Stratigrafica (AZZAROLI *et alii*, 1969). Nel contempo furono approfondite le conoscenze sullo stato metamorfico delle unità litostratigrafiche, mentre il quadro strutturale per le Alpi Meridionali, già riportato nella carta di DE SITTER & DE SITTER-KOOMANS (1949), rimase sostanzialmente invariato. Successivamente si estese lo studio della litostratigrafia delle coperture sedimentarie permo-triassiche (p.es. ROSSETTI, 1966; FORCELLA & ROSSI, 1980; BALINI *et alii*, 2000; BERRA & JADOU, 2002).

L'Austroalpino delle Alpi centro-orientali, a Nord della grande discontinuità crostale della linea tettonica Insubrica-Tonale, è ritenuto, per storici presupposti paleogeografici, la sovrastruttura orogenica passiva della catena alpina, priva di ofioliti alpine (p.es.: TERMIER, 1905; STAUB, 1920, 1924, 1937, 1964; DAL PIAZ, 1936; 1937; TOLLMANN, 1963; GREGNANIN, 1980; FRANK, 1987; LAUBSCHER, 1990); sotto di essa le unità continentali (pennidiche) sono tettonicamente ripetute ed intercalate con frammenti crostali di derivazione oceanica. Questo complesso sistema di unità tettoniche mostra un'architettura suborizzontale nella parte settentrionale della zona assiale della catena; più a Sud, in prossimità della linea Insubrica-Tonale, l'intero sistema si verticalizza (zona di radice delle falde: ARGAND, 1911; STAUB, 1920, 1924). I primi studiosi ad occuparsi della geologia dell'Austroalpino, con un interesse rivolto alla comprensione della cinematica della catena e della storia del basamento sono STAUB, DAL PIAZ e ANDREATTA.

STAUB (1919, 1924, 1937, 1964) sostanzialmente propone una divisione dell'Austroalpino in tre livelli strutturali, ancora basandosi su affinità litologiche, solo criterio ai tempi possibile:

- Austroalpino Superiore o Tiroli di della falda Silvretta, comprendente le falde Oetztal e Silvretta. Alla "Serie del Tonale", situata a ridosso della linea Insubrica, è attribuito il ruolo di "zona di radice" delle falde dell'Austroalpino Superiore;
- Austroalpino Medio o Grigionidi Superiori della falda Campo, comprendente le falde Languard-Campo, Umbrail e Ortles;
- Austroalpino Inferiore o Grigionidi Inferiori della falda Bernina, che comprende le falde Suretta, Err e Bernina.

A questa suddivisione l'Autore associava pure un significato paleogeografico, con l'Austroalpino Inferiore a Nord e l'Austroalpino Superiore a Sud.

DAL PIAZ (1936, 1937, 1938, 1942, 1945, 1965) contrasta insieme agli Autori austriaci il triplice sistema di falde proposto da STAUB. La principale obiezione riguarda la presunta configurazione della linea tettonica che avrebbe inciso le strutture, evidenziata dalle accurate carte geologiche austriache e italiane, e che secondo G.B. DAL PIAZ si deve interrompere a O della Val Senales. Ne risulta un duplice sistema di falde, l'Austroalpino Superiore e quello Medio-Superiore o Tiroliidi (Oetztal-Campo). Permane tuttora un contrasto riguardo all'età della messa in posto delle falde e quella del metamorfismo nella gran parte dell'Austroalpino superiore o medio-superiore delle Alpi Centro-Orientali.

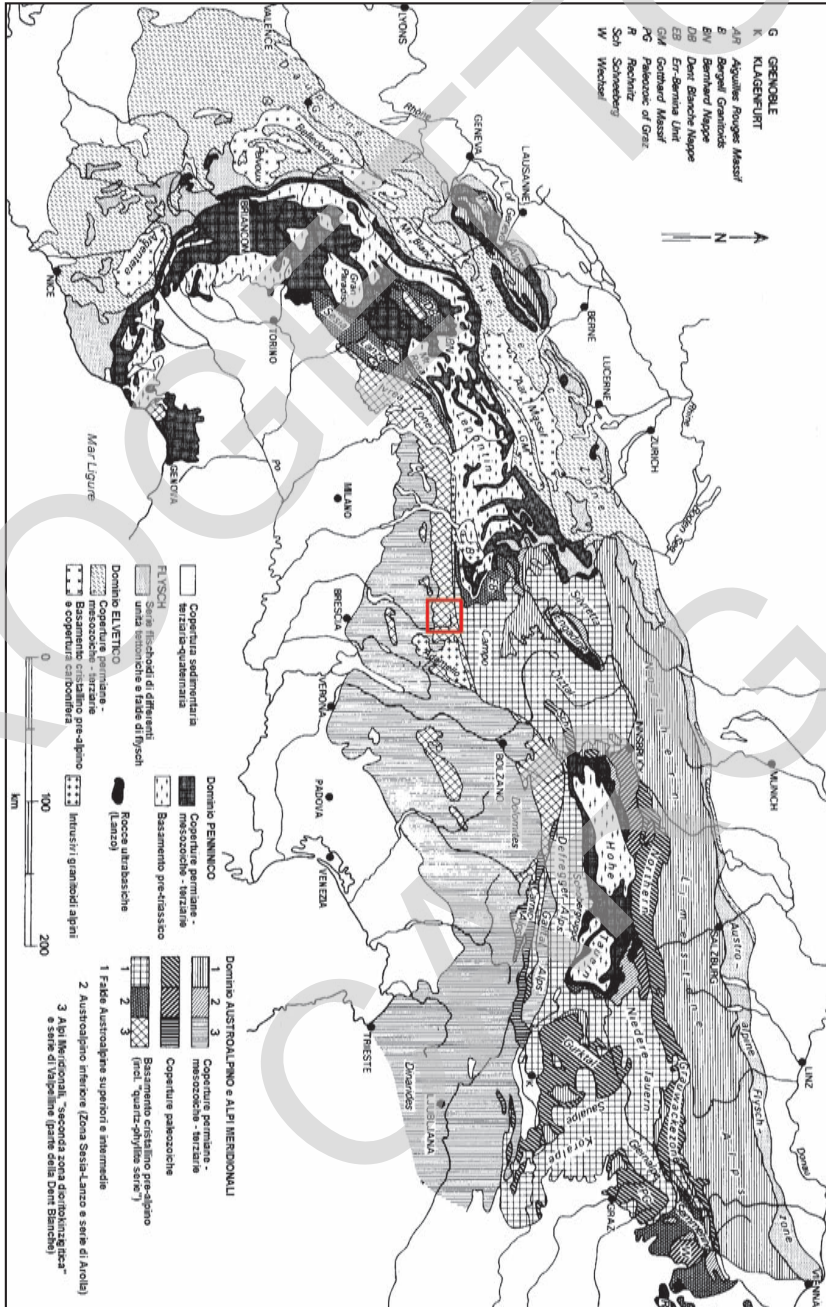
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il Foglio 57 Malonno comprende rocce del basamento cristallino e della copertura permo-mesozoica delle Alpi Meridionali, e una sottile fascia di unità Austroalpine a giacitura prevalentemente verticale (detta in passato “zona di radice”), posta al limite settentrionale (Fig. 2). Contiene quindi il fronte tettonico interno e vergente a Sud della catena assiale (generalmente composta di Pennidico e sovrastante Austroalpino), espresso come un ristretto fascio di faglie duttili e fragili (Linea Insubrica-Tonale), a componente di dislocazione mista (verticale e destra).

1. - DOMINIO TETTONICO AUSTRALPINO

Il dominio tettonico Austroalpino del sistema di falde delle Alpi Centrali, nella regione compresa tra l’alta Val Camonica e l’alta Valtellina, a Nord della grande disgiunzione crostale Insubrica-Tonale, è differentemente suddiviso dai vari autori dagli inizi del ‘900 ad oggi (cfr. Capitolo II - CARTOGRAFIA GEOLOGICA E STUDI PRECEDENTI). Ad esempio, tra gli autori recenti, SCHMID *et alii* (1996) ne propongono una ripartizione in due elementi: l’Austroalpino Inferiore (comprendente le falde Margna e Sella-Bernina-Platta) e l’Austroalpino Superiore (comprende la falda Languard-Campo e la Serie del Tonale, delimitata a Sud da una potente fascia milonitica legata alla Linea Insubrica-Tonale). La separazione tra le due unità dell’Austroalpino Superiore è fatta corrispondere alle

Fig. 2 - Schema tettonico delle Alpi (tratto da Niggli, 1978). Il riquadro indica l'area del F. Malomo.



linee tettoniche del Mortirolo e di Pejo (WERLING, 1992) nel settore orientale, mentre ad Ovest di Tirano il limite è di difficile individuazione (SCHMID *et alii*, 1996). La superficie di separazione tra la falda Languard-Campo e la Serie del Tonale costituisce, secondo HOINKES *et alii* (1999) e SCHUSTER *et alii* (2001), una parte del margine meridionale del metamorfismo di età alpina nell'Austroalpino (SAM - *Southern border of Alpine Metamorphism*).

Alternativamente gli autori austriaci (e.g. FRANK, 1987; HOINKES & THÖNI, 1993; NEUBAUER *et alii*, 1999) mantengono per l'Austroalpino la suddivisione in Austroalpino Inferiore, Medio e Superiore già proposta da STAUB. Secondo questi autori la falda Languard-Campo e la Serie del Tonale apparterrebbero all'Austroalpino Medio e in particolare al complesso Scarl-Campo. I limiti del complesso Scarl-Campo sono costituiti dalla linea dell'Engadina a Nord-Ovest, dalle unità Pennidiche e dell'Austroalpino inferiore verso Ovest, dalla linea di Pejo a Sud e dal sovrascorrimento di Slingia a Nord. Tuttavia, verso Nord-Est, non si può indicare un limite discreto tra il basamento cristallino di Campo e quello dell'Ötztal (HOINKES & THÖNI, 1993). Appare quindi evidente come le suddivisioni dell'Austroalpino non trovino a tutt'oggi un generale consenso.

Nel Foglio le rocce metamorfiche del dominio Austroalpino, a giacitura verticale, addossate alla Linea Insubrica-Tonale, sono state attribuite alla Falda Languard-Campo da SCHMID *et alii* (1996); esse comprendono sia metamorfiti di derivazione sedimentaria che tipi magmatici prevalentemente di età permiana (DEL MORO *et alii*, 1981), che le hanno intruse. Altri autori suddividono ulteriormente la Falda Languard-Campo e la Serie del Tonale in formazioni nelle quali rientrano solamente le rocce metamorfiche paraderivate, mentre i corpi intrusivi vengono considerati separatamente (BONSIGNORE & RAGNI, 1966-1968; BELTRAMI *et alii*, 1971; GORLA & POTENZA, 1975). Questi autori fanno appartenere i paraderivati compresi nel Foglio Malonno alla *Formazione della Punta di Pietra Rossa* (BONSIGNORE & RAGNI, 1966-1968; BELTRAMI *et alii*, 1971), oppure agli *Scisti di Pietra Rossa* (VENZO *et alii*, 1971), oppure ancora alla parte meridionale della *Formazione di Valle Grosina* (GORLA & POTENZA, 1975). I corpi intrusivi costituirebbero le masse intrusive e filoniane alpine dell'alta Valtellina (BONSIGNORE & RAGNI, 1966), oppure apparterrebbero alla "formazione" della *Diorite del Monte Serottini* (BELTRAMI *et alii*, 1971), oppure della *Diorite di Salina*, *Diorite di Seroti* e *Granodiorite di Tremoncelli* (BOCKEMÜHL & PFISTER, 1985).

BONSIGNORE & RAGNI (1968) ritengono di istituire la *Formazione della Punta di Pietra Rossa* (Tabella 1) definendone dettagliatamente le caratteristiche strutturali e petrogenetiche. Prima di tale lavoro, infatti, erano stati realizzati solo studi a carattere generale sui complessi metamorfici dell'Austroalpino delle Alpi Centrali. Solo cenni a rocce comprese nelle alte Valtellina e Val Camonica comparivano nei lavori di HAMMER (1908), CORNELIUS & CORNELIUS FURLANI (1930), STAUB (1937; 1964), ANDREATTA (1954), SCHIAVINATO (1948) e KÖNIG (1964).

Tab. 1 - *Suddivisioni dell'Austroalpino Superiore secondo vari autori.*

Cornelius H.P. & Cornelius Furlani M. (1930)	- <i>Glimmerschiefern der Val Grande</i>	
Andreatta C. (1951 - 1954)	- <i>Formazione di meso - epizona della Val di Pejo e sue confluenti</i>	
Bonsignore G. & Ragni U. (1968)	AUSTRALPINO SUPERIORE	Sistema Languard-Tonale - Cristallino del Tonale: Gneiss del Monte Tonale e Micascisti della Cima Rovaia - Cristallino di Pietra Rossa: Formazione della Punta di Pietra Rossa
Venzo et alii (1971)		- <i>Scisti di Pietra Rossa</i> - <i>Scisti del Tonale</i>
Beltrami et alii (1971)		Cristallino di Tirano - <i>Formazione della Punta di Pietra Rossa</i> - <i>Micascisti della Cima Rovaia</i> - <i>Gneiss del Monte Tonale</i>
Gorla L. & Potenza R. (1975)		- <i>Formazione di Valle Grosina</i> - <i>Scisti di Cima Rovaia</i> - <i>Gneiss del Monte Tonale</i>
Schmid et alii (1996)		- <i>Falda Languard-Campo</i> - <i>Serie del Tonale</i>

Per quanto riguarda l'assetto tettonico della *Formazione della Punta di Pietra Rossa*, BONSIGNORE & RAGNI (1968) suggeriscono che l'insieme di rocce che la compongono sia disposto secondo un'ampia anticlinale asimmetrica scagliata, con il nucleo profondamente inciso dalla Valle dell'Adda e con asse diretto all'incirca OSO-ENE, come già osservato da CORNELIUS & CORNELIUS FURLANI (1930). Nello schema strutturale proposto da BONSIGNORE & RAGNI (1968) la *Formazione della Punta di Pietra Rossa* sovrasta tettonicamente il *Sistema del Bernina*, mentre a tetto di essa si troverebbero gli *Gneiss del Monte Tonale* e i *Micascisti di Cima Rovaia* (Tabella 1).

La *Formazione della Punta di Pietra Rossa* si compone (BONSIGNORE & RAGNI, 1966, 1968) di micascisti anfibolico-granatiferi, micascisti muscovitico-cloritici, talora filladici, gneiss minuti biotitici, gneiss occhiadini a due miche, gneiss occhiadini cloritico-epidotici e gneiss listati biotitici; si aggiungono intercalazioni di quarziti, anfiboliti e scisti anfibolici, filoni aplitico-pegmatitici e porfiritici.

In base allo studio petrografico, BONSIGNORE & RAGNI (1968) riconoscono in tale formazione la registrazione di due impronte metamorfiche: la prima, a carattere mesozonale, avrebbe conferito la facies metamorfica predominante, mentre la successiva, meno intensa ed a carattere epizonale, sarebbe stata in grado di mascherare solo localmente l'impronta precedente, come testimoniato, nei micascisti e nei paragneiss, da parziali processi di cloritizzazione della biotite, dei granati e degli anfiboli e da una progressiva sericitizzazione dei feldspati; inoltre, gli scisti con metamorfismo meno elevato (epi-mesozonale = *Formazione della Punta di Pietra Rossa*) risultano in questo quadro sottostanti a quelli catazonalali (*Cristallino del Tonale*). Successivamente GORLA & POTENZA (1975) mettono in luce la completa somiglianza di caratteri litologici, petrologici e petrochimici, e di assetto strutturale, tra la *Formazione della Punta di Pietra Rossa* e la *Formazione di Valle Grosina*. Inoltre, sulla base dell'annessione della *Formazione della Punta di Pietra Rossa* alla *Formazione di Valle Grosina*, essi propongono un diverso schema strutturale per le unità austroalpine superiori nell'alta Valtellina: gli *Gneiss del Monte Tonale* e gli *Scisti di Cima Rovaia* costituirebbero la base della serie e sarebbero sovrastati tettonicamente dalla *Formazione di Valle Grosina*, alla cui sommità si troverebbero le *Filladi di Bormio*, escludendo in questo modo un rovesciamento di serie. Infatti, secondo questi autori, gli *Gneiss del Monte Tonale* sarebbero metamorfici in facies anfibolitica a sillimanite, la *Formazione di Valle Grosina* apparterrebbe alla facies anfibolitica a staurolite (di minor temperatura e pressione rispetto alla precedente), mentre le *Filladi di Bormio* apparterrebbero alla facies degli scisti verdi. NOTARPIETRO & GORLA (1981) studiano gli gneiss della *Formazione di Valle Grosina* e propongono che gli gneiss occhiadini siano ortoderivati, come gli gneiss granitoidi orientati (*Gneiss listati del Monte Varadega*; BONSIGNORE & RAGNI, 1968) e suggeriscono che gli gneiss occhiadini della *Formazione di Valle Grosina* derivino da fusi connessi a un evento termico caledoniano.

DEL MORO *et alii* (1981) con nuove età radiometriche (Rb-Sr su roccia totale) anticipano almeno al limite permo-carbonifero l'intrusione delle dioriti, quarzodioriti e granodioriti, e dei graniti, abbandonando l'età alpina proposta da BONSIGNORE & RAGNI (1968). La composizione mineralogica varia tra l'associazione quarzo + K-feldspato + plagioclasio sodico (albite, oligoclasio) + biotite + muscovite, tipica dei graniti e l'associazione plagioclasio calcico (andesina, labradorite) + orneblenda + biotite + quarzo, propria delle dioriti; il carattere petrochimico rientra in una tendenza calcalcalina.

La ripresa di studi strutturali e petrologici regionali dimostra che il dominio tettonico Austroalpino delle Alpi Centrali è caratterizzato da una complessa evoluzione strutturale polimetamorfica e polifasica ben registrata nella falda Languard-Campo e nella Serie del Tonale, largamente affette da metamorfismo e deformazione prealpini polifasici. Gosso *et alii* (1995) segnalano una sequenza di eventi metamorfici pre-alpini nelle rocce incassanti il gabbro di Sondalo: ad un primo evento, in condizioni di facies eclogitica, segue una riequilibrio in facies granulitica coeva all'intrusione del gabbro (~290 Ma; TRIBUZIO *et alii*, 1999). Parte di questa evoluzione viene riconosciuta nelle metapeliti della Falda Languard-Campo (SPALLA *et alii*, 1995; ZUCALI, 2001). Come già visto, la messa in posto dei corpi intrusivi permiani nella falda Languard-Campo e nella Serie del Tonale avviene tra 298 e 224 Ma (DEL MORO *et alii*, 1981; BORIANI *et alii*, 1985; TRIBUZIO *et alii*, 1999). Secondo GAZZOLA *et alii* (2000) le condizioni termobarometriche relative all'intrusione dei corpi dioritici sono di 0,4-0,7 GPa e 870 ± 110 °C. Gosso *et alii* (2001a,b) sostengono, in base ad evidenze di terreno e all'analisi microstrutturale, che la messa in posto dei granitoidi avvenga durante lo sviluppo della foliazione regionale a Bt + Sill + Pl + Qtz + Grt \pm Tur. La sovrainpronta metamorfica alpina si articola in tre fasi in tutti i litotipi della falda Languard-Campo e della Serie del Tonale: ad una prima riequilibrio, caratterizzata da paragenesi di alta pressione e bassa-intermedia temperatura (SPALLA *et alii*, 1995; TOMASCHECK & BLUMEL, 1998; GAZZOLA *et alii*, 2000; ZUCALI, 2001), seguono due fasi scistogene sovrapposte in condizioni di facies scisti verdi (GAZZOLA *et alii*, 2000; ZUCALI, 2001). Le stime termobarometriche per la fase di alta pressione hanno fornito valori di pressione di $1,1 \pm 0,2$ GPa e valori di temperatura compresi tra 500 °C e 640 °C per le dioriti, mentre per i granitoidi i valori di pressione sono di $1,0 \pm 0,3$ GPa e i valori di temperatura 485-640 °C; i mica-scisti di Cima Rovaia hanno fornito valori di pressione di $0,6 < \text{Gpa} < 1,2$ e valori di temperatura di $500^\circ < T < 580^\circ \text{C}$. Infine, i valori per la fase di retrocessione in facies di scisti verdi sono: $P < 0,3-0,5$ GPa e $T < 350-450$ °C (SPALLA *et alii*, 1995; GAZZOLA *et alii*, 2000; ZUCALI, 2001).

In conclusione, a dispetto della posizione superficiale delle unità appartenenti all'insieme "zona di radice" - falda Languard-Campo, i citati lavori sull'evoluzione tettono-metamorfica di queste unità nelle Alpi Centrali individuano una sovrainpronta metamorfica alpina sulle rocce intrusive permiane ed i loro litotipi incassanti, caratterizzati da un metamorfismo pre-alpino polifasico. GAZZOLA *et alii* (2000) interpretano l'evoluzione metamorfica alpina, caratterizzata da associazioni mineralogiche tipiche di ambienti tettonici di alta pressione litostatica e basse temperature, come il segno di un regime termico relativamente basso e lo considerano un segnale delle fasi iniziali della subduzione eo-Alpina. Con ciò sono rimesse in discussione le precedenti ricostruzioni geodinamiche che vedevano l'Austroalpino delle Alpi Centrali agire come la sovrastruttura orogenica passiva (*orogenic lid*) del prisma crostale della subduzione eo-alpina, messi in posto nel Cretacico per semplice inversione di antiche faglie normali, precedentemente responsabili dell'apertura dei bacini mesozoici dal Giurassico (p. es. FROITZHEIM *et alii*, 1994).

1.1. - BASAMENTO AUSTRALPINO

La prima carta geologica dell'alta Val Camonica è pubblicata da CORNELIUS & CORNELIUS FURLANI (1930). Nel Foglio Malonno affiorano porzioni di basamento appartenenti alla falda Languard-Campo e alla Serie del Tonale, immediatamente a ridosso della Linea Insubrica-Tonale, con la giacitura subverticale che caratterizza tutte le rocce della cosiddetta "zona di radice". Secondo alcuni autori le suddette unità possono essere distinte su base di associazione litologica (BON-SIGNORE & RAGNI, 1966, 1968; VENZO *et alii*, 1971). La falda Languard-Campo consiste di gneiss a biotite, muscovite e subordinata staurolite, di grado medio-basso, con intercalate anfiboliti, marmi, quarziti e pegmatiti, mentre la Serie del Tonale comprende gneiss a sillimanite e micascisti di alto grado, con anfiboliti a granato e biotite, marmi e pegmatiti. Quest'ultima costituisce una fascia stretta ed allungata in senso E-O da Bellinzona al passo del Tonale, con la massima potenza in corrispondenza del suo margine orientale. WERLING (1992) individua nelle linee di Pejo e Mortirolo il limite con la falda Languard-Campo, caratterizzata da un'impronta metamorfica dominante di più basso grado. In entrambe queste unità si rinvengono litotipi intrusivi post-varisici costituiti da granitoidi, dioriti e subordinate masse gabbriche (KÖNIG, 1964; DEL MORO *et alii*, 1981; BOCKEMÜHL & PFISTER, 1985; TRIBUZIO *et alii*, 1999). GAZZOLA *et alii* (2000) mettono in luce che nella regione a Sud della dorsale Monte Varadega - Corno Tremoncelli, al margine nord-orientale del Foglio, la litostratigrafia è omogenea anche trasversalmente alla linea del Mortirolo, che dovrebbe in realtà rappresentare il limite attuale tra la falda Languard-Campo e la Serie del Tonale. Le masse di granitoidi sono concentrate nella falda Languard-Campo (ad es. Varadega, Serottini e Tremoncelli) e costituiscono l'unica eterogeneità litostratigrafica rispetto alla Serie del Tonale. Le dioriti sono in piccole masse allungate di meno di 100 m di potenza e di lunghezza fino a 1 km (ad es. M. Pagano, Lago Seroti Inferiore, La Valletta e Cima Verda). Il limite tra i granitoidi e gli gneiss e granuliti incassanti è spesso marcato da migmatiti, che consistono di rocce metamorfiche melanocrate pervase da rocce granitiche leucocrate.

2. - ZONE MILONITICO-CATACLASTICHE CONNESSE ALLA LINEA TETTONICA INSUBRICA-TONALE

Il versante Nord del solco della Valtellina e la sua proiezione verso Est, sino al margine orientale del Foglio, sono marcati da un'associazione di rocce di faglia nelle quali le trasformazioni della struttura da un prevalente regime di deformazione duttile ad uno prevalentemente fragile si sono susseguite nel tempo e si sovrappongono nello spazio. La generazione di queste rocce, esposte in affioramenti ovviamente discontinui, è convincentemente correlabile in base alle loro

tessiture. La fascia delle rocce di faglia è ulteriormente sottolineata dall'allineamento di cunei tettonici di varia composizione litologica (conglomerati, arenarie, rocce carbonatiche di probabile età permo-triassica), già noti in passato (Villa di Tirano, Stazzona, M. Padrio, etc.; CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI, 1930).

3. - ALPI MERIDIONALI

Le Alpi Meridionali corrispondono tettonicamente a un ispessimento crostale che coinvolge la crosta continentale superficiale e le sue coperture sedimentarie paleozoico-terziarie, generato dalla convergenza alpina e quindi attivo già in età tardo cretacico-terziaria; è oggi un sistema ancora attivo di sovrascorrimenti epicrostali (pellicolari) di tipo *thick-skin* sud-vergenti. Il crinale orobico nella regione compresa tra le alte Valli Seriana e Camonica è situato al margine orientale della catena a pieghe e sovrascorrimenti orientati ENE-OSO e impostati sul basamento cristallino e sulle coperture permo-triassiche, che sono deformate da pieghe e foliazioni, con rare nuove trasformazioni metamorfiche alpine. Il basamento variscico è traslato in frammenti con componente prevalente verso Sud. Piccole scaglie di sedimenti terrigeni e vulcano-clastici permiani (gruppo dei Laghi Gemelli: "conglomerato basale", vulcanite del Monte Cabianca, formazione del Pizzo del Diavolo; Verrucano Lombardo) e/o triassici (Servino) sono conservate all'interno delle zone di sovrascorrimento; le principali faglie traslative sono la Linea della Gallinera e la Linea del Sellero, che probabilmente convergono nella Val Camonica, oltre la quale la L. della Gallinera è interrotta dall'intrusione dell'Adamello (CORNELIUS, 1928; BRACK, 1981; CASSINIS & CASTELLARIN, 1988), datata tra 42 e 35 Ma (DEL MORO *et alii*, 1983; si veda anche MAYER *et alii*, 2003).

Con gli anni '80 inizia nelle Alpi Meridionali la sistematica analisi delle strutture regionali di deformazione e delle corrispondenti associazioni mineralogiche nel basamento cristallino; insieme alla stratigrafia di dettaglio nella copertura permiana, essa porta al confronto delle evoluzioni strutturali di basamento e copertura (CASSINIS *et alii*, 1986; FORCELLA, 1988; GANSSER & PANTIČ, 1988, MILANO *et alii*, 1988); all'interno delle unità tettoniche alpine emergono interessanti impronte di una più antica evoluzione e l'avvio di studi strutturali è stimolato dalle nuove interpretazioni tettoniche su tutte le Alpi Meridionali, scaturite dalla discussione sulla dinamica di messa in posto dei sovrascorrimenti alpini: per scivolamento gravitativo (DE JONG, 1967; 1979), o per compressione (CASTELLARIN, 1979; GAETANI & JADOUL, 1979; BRACK, 1983; ROEDER, 1985). Ciò avviene prima della risoluzione delle contraddizioni apportate dalla teoria dei prismi coulombiani. Negli stessi anni compaiono le prime distinzioni della storia tettonica in fasi deformative (varisiche e alpine; CASSINIS *et alii*, 1986; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; MILANO

et alii, 1988; CASTELLARIN *et alii*, 1992; SCHÖNBORN, 1992) e inizia l'esplorazione geofisica delle strutture crostali, pellicolari e profonde (PIERI & GROPPI, 1981; CASSANO *et alii*, 1986; MUSACCHIO *et alii*, 1993; MONTRASIO *et alii*, 1994).

Studi recenti ricostruiscono un nuovo quadro sull'evoluzione strutturale e metamorfica anche nella porzione più orientale delle Alpi Orobiche (MARONI *et alii*, 1995; SPALLA *et alii*, 1999) e indicano le età relative delle grandi strutture connesse alla tettonica traslativa delle falde di ricoprimento nelle coperture sedimentarie al margine meridionale del Foglio (ROSSETTI, 1967; FORCELLA, 1988).

L'elemento tettonico Alpi Meridionali risulta contenere le tracce della storia orogenica della catena varisica, dell'estensione permiana e mesozoica e della subduzione e collisione alpine; è oggi il risultato dell'evoluzione tettonica avvenuta durante l'orogenesi alpina, un relitto del margine adriatico che si è comportato passivamente fino al Cretacico. La tettonica alpina, sebbene convergente a scala litosferica, è stata ed è tuttora gravitativa a scala pellicolare (CARMINATI & SILETTO, 1997; CARMINATI *et alii*, 1997) e ha portato in esposizione livelli esclusivamente superficiali della crosta, così come essa risultava strutturata al termine dell'orogenesi varisica; ciò è dimostrato dal grado molto basso e dal carattere non ubiquitario del metamorfismo alpino. Lo studio comparato delle strutture alle diverse scale (nel basamento e nelle coperture) ha distinto la storia tettonica alpina (pre- e post- intrusione dell'Adamello) da quella pre-alpina (orogenesi varisica e fasi prevalentemente estensionali permo-mesozoiche). Per quanto riguarda l'evoluzione pre-alpina, le relazioni tra strutture e metamorfismo nel basamento cristallino hanno mostrato almeno due fasi deformative sin-metamorfiche e un'evoluzione metamorfica polifasica prevalentemente retrograda in P e T (pressione e temperatura) (MILANO *et alii*, 1988; ALBINI *et alii*, 1994; MARONI *et alii*, 1995; CADEL *et alii*, 1996; SPALLA *et alii*, 1999).

La ricostruzione delle differenti evoluzioni metamorfiche insieme con i dati sulle età, ottenuti su base geocronologica e stratigrafica, mostrano che in differenti porzioni del basamento cristallino prealpino sono registrati episodi avvenuti durante una complessa evoluzione geodinamica (DIELLA *et alii*, 1992; SILETTO *et alii*, 1993; SPALLA & GOSSO, 1999), che si compone di:

- ispessimento tettonico risultante da subduzione e successiva collisione continentale varisica;
- esumazione e denudamento della catena varisica;
- assottigliamento crostale corrispondente a una fase di *rifting* intracontinentale, successivo al collasso della catena varisica (Permo-Triassico).

La ricostruzione di percorsi pressione-temperatura-tempi relativi della deformazione (P-T-t-d) ha dimostrato che porzioni anche adiacenti di basamento metamorfico pre-alpino contengono le tracce strutturali e mineralogiche di storie tettoniche contrastate e talora incompatibili (SPALLA & GOSSO, 1999). Poiché ciò

avviene all'interno di una singola unità litostratigrafica, per comprendere la storia tettonica di un basamento polideformato e polimetamorfico si è reso necessario suddividerlo in unità costruite in base alla loro memoria termica e deformativa (unità tettono-metamorfiche).

I contorni delle unità tettoniche delle Alpi Meridionali lombarde, attive nell'orogenesi varisica e nel Permiano, sono stati ricavati tracciando la storia deformativa e metamorfica (SPALLA & GOSSO, 1999) e i regimi termici (rapporto pressione-temperatura). I contorni di queste unità (tettono-metamorfiche) sono oggi ancora sfumati, ma esse hanno un'omogeneità arealmente ben caratterizzata; possono interpretativamente essere separate da linee tettoniche la cui attività è stata da sincrona a successiva alle impronte metamorfiche delle unità attraversate.

3.1. - BASAMENTO CRISTALLINO DELLE ALPI MERIDIONALI

Le rocce più frequenti sono micascisti, gneiss, quarziti, filladi, con subordinati marmi, scisti carbonatici e anfiboliti (riunite nella "Formazione degli Scisti di Edolo"; SALOMON, 1901). Le associazioni litologiche di questo basamento sono state fino ad oggi raggruppate in insiemi dotati di unitarietà ambientale primaria. La loro evoluzione metamorfica e strutturale, tracciata con criteri analitici strutturali, petrografici e petrologici (SPALLA *et alii*, 1998), dimostra che le unità tettono-metamorfiche varisiche (= porzioni di basamento prealpino soggette a un'evoluzione termica e tettonica coerente), non coincidono con quelle individuabili su base litostratigrafica; la descrizione delle unità tettono-metamorfiche varisiche è in progressivo completamento (SPALLA *et alii*, 1999; SPALLA & GOSSO, 1999) e ha fornito criteri utili e nuovi per l'esecuzione di questo nuovo rilevamento.

All'interno del basamento metamorfico delle Alpi Meridionali sono compresi ortogneiss derivanti da originari corpi intrusivi antichi di composizione granitoida (Gneiss del Palone, Gneiss di Cima Fraitina e Gneiss Chiari del Corno Stella *Auct.*) trasformati dal punto di vista tessiturale e metamorfico insieme alle loro rocce incassanti durante l'orogenesi varisica. Due gruppi sovrapposti di strutture a pieghe varisiche costituiscono il normale *fabric* mesoscopico impostato nel basamento metamorfico pre-Permiano. Essi risultano dall'evoluzione strutturale polifasica pre-alpina avvenuta a differenti profondità nella crosta, come è testimoniato nei recenti studi locali delle loro rispettive impronte metamorfiche.

La tettonica convergente alpina produce un raccorciamento sotto forma di pieghe e sovrascorrimenti che coinvolgono insieme il basamento cristallino e la copertura permo-mesozoica. Sulla base di criteri di sovrapposizione consistenti a scala regionale sono state riconosciute due fasi deformative principali di età alpina.

3.2.- COPERTURE PERMIANE E TRIASSICHE DELLE ALPI MERIDIONALI

La successione sedimentaria continentale inizia con il gruppo dei Laghi Gemelli, comprendente il “conglomerato basale” (Carbonifero Superiore? - Permiano Inferiore), costituito di ciottoli prevalentemente quarzosi, con elevata maturità composizionale, a cui seguono in discordanza vulcaniti acide di età permiana (ignimbriti e vulcanoclastiti; vulcanite del M. Cabianca, “Collio Inferiore” *Auct.*). Alcuni livelli di vulcaniti si intercalano anche nella successione sedimentaria superiore, che consiste di peliti e arenarie di ambiente generalmente lacustre (formazione del Pizzo del Diavolo, “Collio Superiore”, “Strati di Collio” *Auct.*).

Il Verrucano Lombardo ricopre non conformemente il gruppo dei Laghi Gemelli (a Sud del Pizzo Tre Confini) o direttamente il basamento cristallino (a Sud del M. Venerocolo); è rappresentato da conglomerati e arenarie rossastre.

Alcuni lembi di sedimenti del Trias Inferiore (Servino e carniola di Bovegno) affiorano sul versante settentrionale della Val di Scalve, in contatto stratigrafico sul Verrucano Lombardo.

Nella parte meridionale del Foglio, sul versante orografico sinistro della valle (Massiccio della Concarena), affiora una successione carbonatica triassica tettonicamente duplicata in corrispondenza del sovrascorrimento alla base del Pizzo Camino (si veda il meridionale foglio Breno); la porzione inferiore scollata sulle unità del Triassico inferiore (“successione autoctona” *Auct.*, U.T. Vigna Vaga - Val di Scalve sullo schema strutturale a margine della carta allegata e in Fig. 11), comprende Calcere di Angolo, C. di Prezzo, F. di Buchenstein, F. di Wengen, seguite dalla successione ladinico(?) - carnica caratterizzata dalle facies bacinali del calcare di Pratotondo, calcare di M. Arano, Argillite di Lozio. L'unità tettonica superiore (U.T. Presolana Concarena sullo schema tettonico) è invece caratterizzata dalla piattaforma carbonatica del calcare di Esino e F. di Breno, sovrapposti alla F. di Wengen.

3.3. - CORPI FILONIANI DELLE ALPI MERIDIONALI

Esistono tre tipi principali di filoni: il primo, osservato solo all'interno del basamento cristallino, è stato piegato e foliato durante le deformazioni alpine; il secondo (Diabasi di Edolo *Auct.*), anch'esso osservato solo all'interno del basamento cristallino, interseca le strutture prealpine, ma non sono chiari i rapporti con le strutture alpine; il terzo e più diffuso (porfiriti *Auct.*) interseca le strutture alpine più antiche, e intrude sia il basamento che le coperture. Nel perimetro del Foglio Malonno i filoni sono gli unici elementi geologici che permettono una datazione delle strutture alpine. L'unica datazione radiometrica disponibile su un filone del terzo tipo affiorante nel Foglio Malonno ha fornito un'età di 65 Ma

(Ar-Ar su orneblenda; MEYER, 2003); filoni che mostrano le stesse relazioni geometriche con le fasi deformative alpine (Costa Valzurio, Presolana) sono stati datati tra 64 e 37 Ma (K/Ar su orneblenda e roccia totale; ZANCHI *et alii*, 1990; FANTONI *et alii*, 1999).

4. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI E CENNI DI MORFOLOGIA

Il Foglio comprende tre principali bacini: del Fiume Oglio (Val Camonica), del Fiume Adda (Valtellina), del Fiume Serio (Val Seriana), all'interno dei quali si individuano bacini tributari di rango inferiore. In corrispondenza della zona del Passo dell'Aprica i bacini dell'Oglio e dell'Adda entravano in contatto tra loro durante le fasi di massima espansione glaciale.

4.1. - BACINO DEL FIUME ADDA (A CURA DI P. TOGNINI)

I tratti morfologici salienti della Valtellina sono determinati principalmente da:

- processi di erosione fluviale che hanno portato alla formazione e all'approfondimento della valle del fiume Adda, di origine prequaternaria;
- processi glacialigenici, connessi a ripetute glaciazioni, che hanno determinato, dalla fine del Pliocene e per tutto il Quaternario, diversi episodi di avanzata e ritiro del grande ghiacciaio vallivo che occupava la valle dell'Adda e degli apparati glaciali minori suoi affluenti: di queste fasi sono riscontrabili evidenze di terreno, morfologiche e deposizionali, soltanto dell'ultima glaciazione, l'Episodio Cantù. Poiché ad ogni glaciazione le aree di alimentazione e le quote raggiunte dal Ghiacciaio dell'Adda e dai suoi affluenti erano simili (lo LGM - Last Glacial Maximum - venendo a coincidere con il MEG - Massima Espansione Glaciale), sia i depositi che le morfologie legati a glaciazioni più antiche sono stati completamente oblitterati dall'ultimo passaggio del ghiacciaio durante l'Episodio Cantù. Depositi glaciali più antichi sono probabilmente conservati sul fondovalle dell'Adda, sepolti da depositi glaciali, fluvio-glaciali, lacustri e alluvionali più recenti, risultando pertanto osservabili solo in sondaggio.
- processi gravitativi di dinamica dei versanti, che determinano sia il rimaneggiamento di depositi glaciali che la formazione di detriti di versante attuali a spese del substrato affiorante, e che si esplicano con la messa in posto di coltri di detriti di versante e con processi di franamento e di colamento di vario tipo; sul fondovalle dell'Adda si aggiungono importanti processi fluviali, sia erosivi che deposizionali;

- processi di deformazione gravitativa profonda hanno interessato entrambi i versanti della valle dell'Adda, già precedentemente alle glaciazioni plio-quadernarie, e si mantengono tuttora in attività, contribuendo alla dinamica dei versanti, a cui conferiscono una marcata instabilità a grande e piccola scala.

L'area valtellinese può essere suddivisa, dal punto di vista morfologico e fisiografico, in settori che differiscono sia per le forme del territorio che per i processi geologici e geomorfologici, passati o in atto. Si individuano così:

- 1 - il fondovalle dell'Adda e i versanti direttamente prospicienti la valle stessa;
- 2 - le valli laterali, affluenti della valle dell'Adda;
- 3 - le aree sommitali di circo e di cresta.

4.1.1. - *La valle dell'Adda*

La valle dell'Adda si presenta incisa nel substrato, con versanti in roccia ad elevata inclinazione sia sul versante orobico sia sul versante retico. I processi fluviali, sia di deposizione sia di erosione, risultano essere assolutamente dominanti in questo settore, con il fiume che presenta un corso a meandri liberi di divagare sulle alluvioni mobili che colmano il fondovalle. Nel complesso sembrano prevalere processi deposizionali: è presente un solo terrazzo di erosione fluviale, relativamente continuo, di altezza limitata (1 - 3 m), che delimita l'alveo di piena attuale. Al di sopra di questo, il fondovalle ha caratteri di piana di esondazione, con prevalente deposizione di materiale fine, terminata con la realizzazione delle attuali opere di regimazione.

La valle è di evidente origine preglaciale e in superficie mostra il fondo completamente occupato da sedimenti alluvionali attuali, a topografia pianeggiante.

Un profilo sismico a riflessione nella zona Tegliò - Valgella (BIELLA *et alii*, 2001; BINI *et alii*, 2001a, BINI *et alii*, 2001b; Fig. 3) ha messo in evidenza la presenza del substrato a profondità di 550 m sotto al piano campagna, vale a dire circa 180 m al di sotto dell'attuale livello del mare. Questo permette di escludere un'origine glaciale della valle, la cui genesi come risultato di erosione fluviale all'interno di un profondo *canyon*, è in relazione con lo sviluppo di una rete idrografica complessa premessiniana in tutta l'area alpina e sudalpina delle Alpi e Prealpi Lombarde. I dati ben si accordano con quanto rilevato in altri profili sismici in aree limitrofe delle Alpi Centrali (es.: profilo sismico del Piano di Magadino, Canton Ticino, FELBER *et alii*, 1991; FELBER *et alii*, 1994; FELBER e BINI, 1997).

In sondaggio sono stati individuati, tra -192 e - 209 m dal piano campagna, depositi lacustri che vengono messi in relazione con un importante riflettore suborizzontale ben individuabile sul profilo sismico (a in Fig. 3) e che testimoniano un episodio di sbarramento del corso dell'Adda (non è possibile dire se ad opera

di frane, di deformazioni gravitative profonde o di apparati glaciali laterali). I depositi lacustri sono ricoperti da *till* fino ad una profondità di 40 m al di sotto del piano campagna, profondità alla quale ha inizio la sequenza di depositi fluviali. È probabile che tra i depositi glaciali e i depositi fluviali recenti e attuali siano presenti depositi fluvioglaciali lasciati dal ghiacciaio dell'Adda durante le fasi di ritiro, ma la distinzione tra questi e i depositi fluviali attuali è praticamente impossibile, poiché le aree di alimentazione sono le stesse, e i depositi fluviali riorganizzano depositi glaciali più antichi.

Superfici di movimento e di deformazione legate a deformazioni gravitative profonde di versante (DGPV) sono chiaramente visibili sul profilo sismico, sia come deformazioni del substrato roccioso, sia come deformazioni dei depositi che riempiono la valle.

Per quanto riguarda il substrato, un riflettore leggermente convesso (b in Fig. 3) viene interpretato come la porzione basale di una superficie di scivolamento legata ad una grande DGPV del versante retico, mentre numerosi orizzonti riflettori ben individuabili all'interno della sequenza deposizionale possono essere interpretati come superfici di scivolamento che individuano cunei di sedimenti interessati da deformazioni e piegamenti causati dalle concomitanti DGPV in roccia su entrambi i versanti: ciò è particolarmente visibile in corrispondenza di c in Fig. 3.

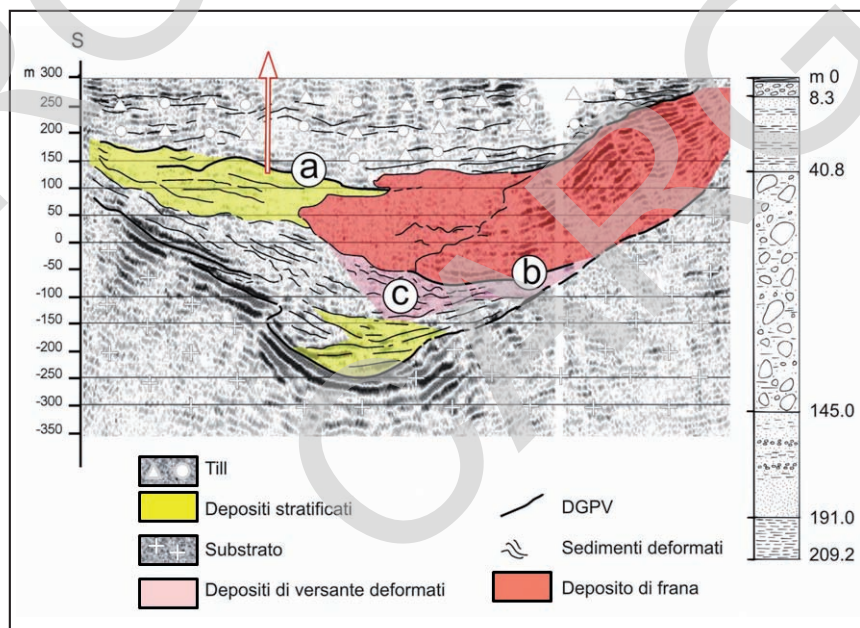


Fig. 3 - Profilo sismico attraverso la Valtellina e sua interpretazione (si veda il testo) A lato stratigrafia del sondaggio realizzato lungo il profilo sismico.

Le deformazioni interessano poi depositi interpretati come depositi glaciali (*till*) a diverse profondità: le geometrie dei corpi deformati (con deformazioni che appaiono più intense nella parte basale della sequenza sedimentaria) suggeriscono che le DGPV siano state attive non soltanto durante l'ultima fase di ritiro glaciale o posteriormente ad essa, ma anche in epoca precedente. Poiché le deformazioni sembrano continuare anche in epoca assai recente, e forse anche attualmente, si deve dedurre che il ruolo dei depositi sedimentari che colmano la valle nel contrastare le DGPV possa essere trascurabile (BINI *et alii*, 2001a).

Dalle valli laterali ricevono alimentazione conoidi che, per la morfologia e la natura dei depositi, mostrano caratteri di depositi gravitativi (conoidi di frana, rappresentati in carta come depositi di frana o di origine mista) o da trasporto in massa (*debris flow*). I rapporti con il corso attuale dell'Adda sono variabili: alcuni hanno determinato una marcata deviazione del corso dell'Adda, che, di conseguenza, spesso incide profondamente il margine dei conoidi.

Soltanto i conoidi della Val Fontana e della Val Belviso mostrano caratteristiche che suggeriscono una importante componente alluvionale, accanto alla sempre presente componente gravitativa.

Al raccordo tra versanti e fondovalle sono spesso presenti modesti depositi di materiale colluviato dai versanti e piccoli corpi di frana, sia relativi a frane di crollo del substrato roccioso, sia relativi a colamenti di depositi glaciali, che talora assumono le caratteristiche di conoidi da *debris flow*: questi depositi coprono in parte le alluvioni attuali (e probabilmente in profondità vi si interdigitano), anche se sovente sono mascherati dall'intenso rimaneggiamento antropico, in particolare lungo il versante retico.

Entrambi i versanti prospicienti il fondovalle dell'Adda mostrano caratteristiche simili.

4.1.1.1 - Processi antichi

Tra i processi agenti in passato, quelli che hanno contribuito in maggior misura alla caratterizzazione morfologica dei versanti sono stati i processi glaciali e periglaciali legati alla presenza del ghiacciaio vallivo dell'Adda e dei suoi confluenti laterali. Sono evidenti, in particolare:

- processi di esarazione glaciale, con forme di erosione e modellamento del substrato in dossi montonati allungati parallelamente alla valle. Forme di esarazione così ben sviluppate sono sicuramente state favorite, oltre che dalla presenza di un apparato glaciale di grande spessore, anche da fattori litologici e strutturali, in particolare dall'orientazione della foliazione prevalente a direzione circa E - O. Tuttavia, il modellamento del substrato con una morfologia a ripiani e gradini, a scala da metrica a ettometrica è

legato primariamente a motivi strutturali a grande scala, su cui l'azione del ghiacciaio si è limitata a produrre forme di esarazione: in particolare, sia sul versante retico sia sul versante orobico, sono stati attivi, già in epoca preglaciale, processi di deformazione gravitativa profonda dei versanti, che hanno originato una serie di terrazzi (già interpretati in passato come terrazzi di origine glaciale: VENZO, 1971; BELTRAMI *et alii*, 1971, NANGERONI & GIACOMINI, 1960) caratterizzati da dossi e contropendenze delimitati da profonde trincee da rilascio, poi modellati dall'esarazione glaciale (BINI *et alii*, 2001b);

- processi di deposizione di materiale glaciale, sotto forma di *till* di alloggiamento e di ablazione. Si osserva che il ricoprimento con depositi glaciali di un substrato modellato in dossi montonati ha portato al colmamento, parziale o totale, delle depressioni con *till* di alloggiamento e alla deposizione sui dossi di materiale di ablazione. Gli spessori del materiale di deposizione glaciale sono in realtà piuttosto esigui (in genere non superiori ai 2 - 3 m, ma in media inferiori al metro), sicuramente ampiamente sovrastimati in passato: in particolare la deposizione di materiale di ablazione sui dossi strutturali simula a volte la presenza di cordoni morenici ben rilevati ed evidenti, mentre in realtà i depositi costituiscono solo una sottile coltre superficiale. Sul ripiano di Teglio, grazie alla presenza di dossi si sono formati alcuni *drumlin* con nucleo in roccia (*crag and tail*). Aree coperte da depositi glaciali con spessore plurimetrico sono generalmente situate dove i depositi sono interessati da successivi fenomeni franosi, oppure allo sbocco di importanti valli laterali, dove spesso si individuano sequenze di depositi di contatto glaciale.

Tracce del passaggio del Ghiacciaio dell'Adda (depositi glaciali e/o superfici di esarazione) sono riconoscibili fino a quote intorno ai 2000 - 2100 m, e testimoniano le quote massime raggiunte dal ghiacciaio nella sua fase di massima espansione (MEG): a quote superiori si ha, e si è avuta in passato, prevalenza di processi di produzione e messa in posto di detrito di versante in ambiente periglaciale.

4.1.1.2. - Processi attuali

Tra i processi geologici attualmente, o recentemente, in atto, risultano prevalenti i processi gravitativi, che annoverano: produzione di detrito di versante alle quote più elevate, frane per crollo in roccia (con corpi di modesta entità, ma che interessano in modo pervasivo il substrato roccioso, in quest'area sempre intensamente fratturato), frane per colata e scivolamento che interessano i depositi quaternari insieme a processi di soliflusso, colate di *debris* o *mud flow* e fenomeni

di colluvionamento: i processi gravitativi sono spesso variamente sovrapposti e interagenti tra loro, tanto da non poter essere facilmente identificati e cartografati singolarmente.

Sono tuttora attivi, o lo sono stati in un passato assai recente, fenomeni di deformazione gravitativa profonda dei versanti (DGPV) (BINI *et alii*, 2001a; FORCELLA, 1983, 1984) testimoniati dalla riattivazione postglaciale di fratture e trincee da rilascio, che tagliano forme di esarazione sul substrato e provocano la formazione di allineamenti di piccole doline da *soutirage* nella copertura glaciale.

Alle DGPV è probabilmente da ascrivere l'intensità dei processi gravitativi superficiali, che determinano scollamenti e colamenti della copertura quaternaria sul substrato, che viene intensamente e profondamente denudato.

L'intensità e la pervasività delle manifestazioni legate alle DGPV costituiscono sicuramente il tratto più caratteristico dell'evoluzione attuale dei versanti in quest'area. Le cause dell'intensità di tali fenomeni sono sia di natura litologica che, soprattutto, tettonico-strutturale: non si dimentichi che le strutture del Lineamento Insubrico attraversano la Valtellina proprio in quest'area.

Particolarmente significativa al riguardo risulta essere la morfologia del versante N del M. Padrio - M. Giovello, che appare costituito da un immenso corpo di frana legato ad una vasta DGPV connessa al Lineamento Insubrico (come segnalato da FORCELLA, 1983): oltre a movimenti franosi direttamente legati all'emergenza di detto lineamento, si osservano numerose superfici di scivolamento all'interno del substrato roccioso, con scivolamenti rotazionali a corpo rigido di vaste porzioni del versante che lasciano pressoché indisturbate le giaciture delle strutture del substrato, permettendo talvolta la conservazione della copertura quaternaria, essenzialmente costituita da *till* di alloggiamento e di ablazione, spesso con il proprio profilo di alterazione. Questo tipo di deformazione gravitativa profonda condiziona pesantemente lo sviluppo del reticolo idrografico superficiale: i corsi d'acqua presentano un tipico andamento arcuato, essendo impostati lungo le linee di debolezza legate all'intersezione della superficie topografica con le superfici di movimento, tipicamente concave. Questo produce nicchie di distacco e di scivolamento semicircolari, ben individuabili anche a grande scala (per esempio, il coronamento sommitale, appena al di sotto della linea di cresta, del M. Padrio - M. Giovello), in cui il substrato viene portato in affioramento. Queste zone sono successivamente sede di intensi fenomeni di crollo in roccia, che producono accumuli di frane a grossi blocchi, tipicamente privi di matrice, alla base delle pareti. A questo tipo di deformazioni gravitative, si affiancano, in seguito ai movimenti del substrato, movimenti per colata dei depositi glaciali, che producono sia vasti corpi di frana con tipiche morfologie a dossi e depressioni, sia colate e conoidi da *debris flow*: in questo caso, il rimaneggiamento dei depositi glaciali è testimoniato dalla scomparsa dei profili di alterazione.

Le DGPV hanno determinato l'insorgere di fenomeni particolari, come serie di pseudodoline allineate; nella zona di Trivigno - Guspessa, secondo SCESI & DALLA TORRE (1979), la presenza di litotipi carbonatici accentua i fenomeni, sia in termini morfologici, con la sovrapposizione di processi di dissoluzione carsica ai processi deformativi, sia in termini di agente predisponente alle DGPV: la presenza di litotipi carsificabili, infatti, è ritenuta un fattore favorevole all'infiltrazione di acque meteoriche in profondità nell'ammasso roccioso, che può contribuire a intensificare processi gravitativi profondi già in atto (SCESI & DALLA TORRE, 1979).

Il giustapporsi e il sovrapporsi di processi diversi rende assai arduo distinguere e cartografare i differenti corpi, per cui generalmente l'intero versante viene cartografato come generico deposito di versante: a testimonianza della complessità delle deformazioni restano lembi di depositi glaciali scivolati a corpo rigido e affioramenti di substrato, che si intendono comunque dislocati e quasi mai in posizione originaria anche se la giacitura delle strutture ed i rapporti stratigrafici rimangono apparentemente indisturbati.

Oltre al condizionamento legato alle DGPV, processi di franamento per colata e *debris flow* nella copertura hanno sicuramente subito un forte incremento a causa del disboscamento antropico che, a partire dall'epoca romana, ha privato buona parte dei versanti della copertura boschiva che li proteggeva dai fenomeni di dissesto più superficiali.

4.1.2. - *Le valli laterali affluenti della valle dell'Adda e le valli montane minori*

Sono presenti quattro valli laterali provenienti dal versante orobico (Val Belviso, Val Caronella, Val Bondone, Valle della Malgina, a cui si aggiungono le due più piccole di Margatta e Valmadre) e tre valli laterali provenienti dal versante retico (Val Boalzo, Val Fontana, Val Rogna): le ultime due sono comprese nel Foglio solo per un brevissimo tratto della porzione più a valle, mentre vi sono compresi i conoidi da queste alimentati. Tra le valli laterali si può annoverare anche la valle del Passo dell'Aprica, tributaria del bacino dell'Adda nella sua estremità più occidentale.

La Val Margatta e la Valmadre sono impostate su grandi corpi di frana, probabilmente composti, di cui si individuano ancora le nicchie di distacco, che provocano la formazione di importanti conoidi di frana sul fondovalle dell'Adda; la Valle della Malgina si presenta come una valle regolare nelle sue porzioni più basse, ma alle quote più elevate mostra un andamento marcatamente rettilineo, che ne denuncia l'impostazione lungo un'importante discontinuità strutturale (frattura nel substrato, accompagnata da trincee da rilascio), e alimenta un imponente conoide di frana sul fondovalle dell'Adda; la Val Belviso, la Val Caronella

e la Val Bondone presentano invece alcune caratteristiche comuni. In particolare:

- si presentano ampie ed aperte nelle parti sommitali, dove si biforcano in numerose valli laterali minori;
- nella parte centrale presentano un tratto pianeggiante occupato da piccole piane fluviali e/o fluvioglaciali, dove, per lo più, si attestano gli archi morenici terminali che testimoniano le pulsazioni dei ghiacciai laterali al ritirarsi del Ghiacciaio dell'Adda al termine dello LGM: vi si osservano, quindi, i relativi depositi glaciali in ricoprimento sui depositi del Ghiacciaio dell'Adda. Ciò avviene sempre in corrispondenza di tratti pianeggianti che individuano grandi ripiani strutturali.
- a valle dei ripiani strutturali centrali, le parti terminali si chiudono bruscamente, originando forme profondamente incise nel substrato roccioso, con forme di erosione (marmitte) che appaiono non proporzionate alle portate, relativamente esigue, che caratterizzano attualmente i torrenti.

Queste caratteristiche si ripetono, con evidente invarianza di scala, per le piccole valli laterali tributarie delle valli principali.

Le forme a grande scala del territorio suggeriscono l'azione di diffusi e intensi fenomeni di deformazione gravitativa profonda dei versanti, espressi come grandi *sackungen*: a conferma di ciò, si osservano grandi sistemi di trincee che interessano i versanti a partire dalle porzioni sommitali, accompagnate da fenomeni di sdoppiamento di creste, ribassamenti di porzioni dei versanti, sviluppo di gradini e terrazzi strutturali con contropendenze e trincee da rilascio, apertura di grandi sistemi di fratture beanti su versanti subverticali e innesco di fenomeni franosi secondari, in particolare nella copertura quaternaria, come già discusso per la zona del M. Padrio. Anche nelle valli laterali, come lungo i versanti della Valle dell'Adda, questo tipo di deformazione gravitativa profonda condiziona lo sviluppo del reticolo idrografico superficiale, che presenta un tipico andamento arcuato concentrico.

4.1.2.1. - Processi antichi

I processi geologici che in passato hanno maggiormente contribuito alla caratterizzazione delle valli laterali sono stati, a parte le già accennate DGPV, processi di deposizione in ambiente glaciale e periglaciale connessi alla presenza di importanti apparati glaciali attestati nelle valli, dapprima confluenti nel Ghiacciaio dell'Adda, poi, al termine del LGM, individuati come lingue vallive di apparati glaciali a bacini composti.

Nella fase di massimo sviluppo volumetrico nel corso dello LGM (che non coincide con la fase di massima espansione areale, avvenuta al ritiro del Ghiacciaio dell'Adda), i ghiacciai laterali raggiungevano quote intorno ai 2200 - 2300

m s.l.m., leggermente superiori, quindi, al Ghiacciaio dell'Adda, mentre vi sono evidenze che nelle aree di circo i ghiacciai raggiungevano la maggior parte dei passi orobici, con probabile contatto, ma non trasfluenza, con i ghiacciai del versante orobico meridionale.

Sicuramente dovevano essere attivi fenomeni franosi, di cui si ritrovano evidenze in depositi di contatto e in corpi di frana caduti direttamente su ghiacciaio e trasportati lontano dalla zona di alimentazione, con sviluppo di morfologie a dossi e depressioni.

Campi ad *hummocky moraine* testimoniano la formazione di lembi di ghiaccio morto coperto da detriti in corrispondenza di ostacoli o gradini rocciosi, dove i ghiacciai in ritiro, ormai con spessori inferiori a 100 - 200 m, dovevano frammentarsi formando importanti campi di seracchi.

Da lembi di ghiaccio morto si sono probabilmente originati i numerosi *rock glacier* osservabili nelle valli laterali. Alcuni di questi potrebbero invece essere il risultato di formazione di ghiaccio in campi di detriti in ambiente periglaciale.

4.1.2.2. - Processi attuali

Attualmente, i processi più evidenti sono:

- processi gravitativi, con produzione di detriti di versante alle quote più elevate e fenomeni di franamento, sia nel substrato lapideo che, per colata e scivolamento, nella copertura quaternaria, i quali, insieme a fenomeni di *debris flow*, contribuiscono ampiamente ad elidere e obliterare le morfologie glaciali più antiche;
- processi glaciali e fluvioglaciali in corrispondenza di piccoli ghiacciai di circo, attualmente estremamente ridotti sia come estensione che come volume, di cui è possibile ricostruire le principali fasi di avanzata in epoca storica;
- processi torrentizi, per lo più limitati a erosione e dilavamento della copertura, che talvolta originano piccole piane fluviali, probabilmente impostate su precedenti piane fluvioglaciali;
- formazione di piccoli bacini lacustri (per es., Lago Verde e Lago Nero in Val Belviso) e piccole torbiere d'alta quota, confinati in depressioni del substrato modellato a dossi montonati (per es., in Val Bondone, in Val di Campo o al Pian di Gembro), o delimitati da successioni di cordoni morenici (come alle Baite Demignone in Val Belviso), o, meno frequentemente, situati su corpi di frana con topografia a dossi e depressioni (per es., laghetti di Selù);
- deformazioni gravitative profonde di versante: contropendenze, trincee da rilascio di recente formazione e fratture beanti che dislocano o rimaneggiano depositi glaciali più antichi, testimoniano una attività postglaciale, attuale o recente, delle DGPV.

4.1.3. - Aree di cresta

Nelle aree sommitali di cresta e lungo le dorsali che separano i solchi vallivi, a quote superiori ai 2300 m, i processi geologici prevalentemente attivi attualmente e in passato riguardano la produzione e la messa in posto di detriti di versante in ambiente periglaciale.

Le aree di cresta sono interessate dalla presenza, attuale o storicamente documentata, di piccoli ghiacciai di circo o di nicchia.

In corrispondenza di quasi tutti i passi orobici, vi sono evidenze di esarazione glaciale (fino a quote di circa 2500 - 2600 m s.l.m.): ciò implica che, nelle fasi di massima espansione (MEG), i ghiacciai laterali nelle zone di alimentazione occupavano estesamente il territorio fino a quote molto elevate, con contatti, anche se non trasfluenze, con i ghiacciai tributari del Bacino del Serio. Solo le cime più elevate dovevano emergere, come *nunatak*, elevandosi di poche centinaia di metri al di sopra della superficie dei ghiacciai: questi, pur trovandosi tra loro a contatto nelle zone più alte dei bacini di alimentazione, dovevano conservare una propria identità, con direzioni di deflusso ben individuate e proprie di ciascun apparato glaciale. I ghiacciai perdevano poi rapidamente quota, fino ad attestarsi a quote di 2200 - 2300 m sulle dorsali in corrispondenza delle parti centrali delle valli, mentre il Ghiacciaio dell'Adda sembra non aver mai superato quote di 2000 - 2100 m lungo i versanti della Valtellina.

Le aree che non sono mai state interessate da glacialismo sono caratterizzate, oltre che dall'assenza di depositi glaciali e di forme di esarazione, da morfologie aspre e dirupate ed estesi campi di detriti, con evidente modellamento crioclastico.

4.1.4. - Il Passo dell'Aprica

Per quanto riguarda i processi attualmente in atto e le morfologie che ne derivano, l'area del Passo dell'Aprica non differisce da quanto esposto per le valli laterali: da notare, anche qui, l'importanza delle DGPV e delle manifestazioni franose ad esse connesse, specie in corrispondenza del M. Padrio - M. Giovello e Piz Tri.

Durante le fasi di espansione glaciale, l'area appare dominata da processi glaciali che determinano una estesa copertura di depositi glaciali e la formazione di vasti campi di rocce montonate, analogamente a quanto osservato in altre valli laterali.

Tuttavia, la posizione geografica e altimetrica di quest'area, che ha le caratteristiche di valle sospesa, a drenaggio abduano nel tratto tra la Val Belviso e il Passo e drenaggio camuno nel tratto compreso tra il Passo e Edolo, con individuazione di uno spartiacque superficiale in corrispondenza del Passo stesso, suggeriscono un'evoluzione complessa, che merita una trattazione a parte.

Tutta la complessità dell'area si rivela quando si analizzano in dettaglio i depositi glaciali presenti, nel tentativo di ricostruire le direzioni di scorrimento della coltre glaciale che la copriva: appare evidente, infatti, che in quest'area doveva verificarsi il contatto tra apparati glaciali legati al Ghiacciaio dell'Adda, quindi di pertinenza del bacino abduano, e apparati glaciali afferenti al Ghiacciaio Camuno, quindi facenti parte del bacino dell'Oglio.

I dati di terreno suggeriscono che le relazioni tra i due dovevano essere piuttosto complesse e variabili nel tempo, in particolare durante le oscillazioni in fase di ritiro.

Il rilevamento per la carta 1:50.000 non ha potuto analizzare in dettaglio i depositi glaciali presenti; inoltre l'intensità dei processi di versante postglaciali e l'intensa antropizzazione hanno completamente obliterato ogni morfologia significativa, per cui allo stato attuale delle conoscenze, è possibile avanzare soltanto alcune ipotesi, sulla base di quanto osservato:

- nella zona a Ovest del Passo e sui versanti circostanti, i depositi glaciali (*till* di alloggiamento e più raramente di ablazione) presentano caratteristiche analoghe ai depositi del Ghiacciaio dell'Adda;
- la presenza di litotipi sicuramente provenienti dalla Val Camonica, a partire da quota 1160 m s.l.m., poco a E della frazione S. Pietro, e verso Est lungo la valle del Passo mostra come, durante la massima espansione glaciale dello LGM, una lingua del Ghiacciaio Camuno percorreva la valle del Passo da Est verso Ovest, e qui probabilmente fronteggiava la lingua di Belviso, che ne ostacolava la trasfuga verso il bacino abduano;
- contemporaneamente, la direzione delle strie di esarazione sui dossi montonati dell'area del Pian di Gembro mostra che dalla Valtellina la porzione laterale sinistra del Ghiacciaio dell'Adda doveva scendere dalle pendici del M. Padrio - M. Giovello verso S, affacciandosi sulla valle del Passo: a questo movimento doveva sicuramente contribuire la spinta esercitata dalla confluenza da Nord, sull'opposto versante, del ghiacciaio della Valle di Poschiavo con il Ghiacciaio dell'Adda;
- nello stesso momento, dalla Val Brandet e dalla Valle di Campovecchio scendevano due apparati glaciali, probabilmente uniti nella fase di massimo glaciale tra loro e con il lembo camuno. La presenza della lingua proveniente dalla Val Camonica, con verso contrario, doveva probabilmente ostacolare il flusso delle due lingue laterali, ma, alternativamente, queste ultime potevano, a loro volta, ostacolare lo scorrimento verso Ovest della lingua camuna.

La situazione così prospettata vede quindi nel Passo dell'Aprica il formarsi di un punto di incontro e di contrasto di almeno tre diversi flussi glaciali, tutti potentemente sospinti da grandi apparati vallivi: probabilmente, in fase di massima avanzata, il ghiacciaio dominante era quello camuno come testimonierebbero i

massi di tonalite rinvenuti nel deposito del conoide di Chiuro in Valtellina. È invece possibile ipotizzare alterne fasi di avanzata e di ritiro di ciascuno nei confronti degli altri, in un complesso gioco di equilibri dinamici, durante le fasi di ritiro postglaciale (caratterizzate da alterne fasi di oscillazioni, quasi certamente non sincrone per i tre differenti lembi).

Naturalmente, la situazione era suscettibile di variazioni, anche radicali, in funzione dell'avanzare o del ritirarsi di ciascuna lingua. La complessità della situazione è dimostrata dalla presenza di depositi di contatto glaciale (limi e sabbie laminate) deformati da glacioteettonica a contatto con un più recente diamicton interpretabile come un *till*.

4.2. - BACINO DEL FIUME OGLIO

(A CURA DI A. BINI E S. ROSSI)

I processi fluviali, glacialigenici e di versante che hanno agito e che agiscono nel Bacino del Fiume Oglio o Bacino Camuno sono, a grandi linee, simili a quelli visti per il Bacino dell'Adda.

Allo stesso modo l'area camuna può essere suddivisa in 3 settori:

- 1 - il fondovalle dell'Oglio e i versanti direttamente prospicienti la valle stessa;
- 2 - le valli laterali, affluenti della valle dell'Oglio;
- 3 - le aree sommitali di circo e di cresta.

4.2.1. - *Il fondovalle dell'Oglio e i versanti direttamente prospicienti la valle stessa*

Nel Foglio è compreso un tratto di soli 5,5 km del fondovalle dell'Oglio (da Lava a Forno Allione). La Val Camonica è una valle larga ad andamento SO - NE, nella parte bassa, e diviene stretta e ad andamento N-S nella parte alta. A cavallo tra il Foglio Adamello e il Foglio Malonno, la valle presenta una ampia curva ad anello verso Ovest. In questo tratto i depositi e la morfologia fluviali sono piuttosto scarsi a causa della ristrettezza della valle e della presenza di alcuni conoidi di frana che limitano ancora di più le possibilità di divagazione del fiume Oglio. Da Lava al conoide di Malonno è presente un'unica piana fluviale solcata da vari paleovalvei dell'Oglio. Sono presenti alcuni evidenti terrazzi, come sul versante orientale della valle, a Nord di Bettolino Ceriege, e a Forno Allione dove sono costruiti gli stabilimenti.

Le evidenze di depositi e di morfologie glacialigeniche sono anch'esse molto scarse in questo settore della Val Camonica.

Allo sbocco delle valli laterali minori, a Molbeno e a Malonno, sono presenti conoidi di frana e *debris flow*. In particolare, il primo si presenta solcato da nume-

rosi argini di *debris flow* attuali e subattuali e probabilmente è scarsamente abitato proprio per tali motivi. Allo sbocco della Val Paisco, che è la principale valle laterale presente in questo settore, invece non è presente alcun conoide.

I versanti della Val Camonica, presenti nel Foglio sono interessati per tutta la loro estensione da DGPV attive caratterizzate da trincee, contropendenze e detriti.

4.2.2. - *Le valli laterali, affluenti della valle dell'Oglio*

Sono presenti valli laterali di ampia estensione che costituiscono sottobacini talora ad evoluzione complessa; nell'ambito del Foglio si individuano due valli laterali in destra idrografica, la Val Paisco e la Valle di Scalve, che sono strette e molto incise nei tratti terminali mentre si aprono in un ventaglio di sottobacini minori caratterizzati da ampie testate e aree ad anfiteatro in alta quota. La Val Paisco è completamente compresa nel Foglio Malonno, mentre la Val di Scalve è solo in parte compresa nel Foglio e confluisce nell'asse vallivo principale dell'Oglio nel Foglio Breno.

La Val Paisco è orientata OSO-ENE ed è chiaramente impostata lungo le famiglie di fratture legate alle strutture anticlinali che interessano il basamento e la serie permotriassica. Infatti anche se il corso d'acqua principale deriva dalla valle del Sellero, dal punto di vista morfologico la testata della valle è da riconoscersi presso il Passo del Vivione, in allineamento con l'asse principale della valle. I versanti sono ripidi, in modo particolare quelli esposti a N; i valloni laterali, paralleli tra di loro e con orientamento NO-SE, si aprono sulle aree ad anfiteatro di testata solamente al disopra dei 1500 m, con maggiore estensione sul versante N della valle. Il settore principale della valle si chiude contro la bastionata costituita dalle vulcaniti, mentre la testata si spinge fino alle sorgenti del tributario del Torrente Allione presso il passo del Vivione. Il gradino morfologico impostato sulle vulcaniti sostiene l'altopiano del Vivione, e ha costituito un ostacolo per l'avanzata della lingua del ghiacciaio camuno durante lo LGM. Sul versante settentrionale della valle a quote basse sono conservati depositi glaciali con resti di cordoni morenici e terrazzi di *kame*, poi profondamente reincisi dal corso attuale del torrente. Nei valloni laterali dominano morfologie glaciali, anche se molti spalti rocciosi sono solamente pseudomontoni: le forme tondeggianti derivano da pieghe entro le metamorfite del basamento (GHISELLI *et alii*, 2005). I processi di deposizione in ambiente glaciale e periglaciale sono connessi alla presenza di apparati glaciali attestati nelle valli, dapprima confluenti nel lobo della Val Paisco proveniente dal Ghiacciaio Camuno, poi, al termine dello LGM, individuati come lingue vallive di apparati glaciali a bacini composti. Gli apparati glaciali riconoscibili sono piccoli e frammentari a causa dell'erosione e della successiva copertura detritica. Localmente sono stati identificati estesi fenomeni di DGPV, verosimilmente ancora attivi e associati a corpi di frana e a falde detritiche.

L'altopiano del Vivione è un'entità morfologicamente particolare, poiché occupato da estese falde di detrito, in buona parte derivanti dal rimaneggiamento di preesistenti depositi glaciali, passanti con ampi conoidi alla piana alluvionale con sporadici depositi di torbiera non rappresentati in carta; il pianoro non ha subito glacialismo durante lo LGM. Sul versante rivolto a S, allo spartiacque con il bacino della Val di Scalve, è stato riconosciuto un grande corpo di frana dalla morfologia mal conservata (gruppo di Prato Grande), modificato dalla lingua glaciale dello LGM della Valbona.

La Val di Scalve presenta tre settori distinti: un tratto inferiore profondamente inciso e orientato N-S; un tratto intermedio, dove la valle si allarga e vi confluiscono alcuni rami laterali, orientato NE-SO; infine il tratto superiore orientato OSO-ENE, parallelo alla Val Paisco. Il tratto basso e parte del tratto intermedio ricadono nel Foglio Breno. Presso Schilpario vi confluisce la Valle del Vo, orientata NE-SO.

Sul versante settentrionale i valloni laterali si ampliano in quota, e il tratto intermedio si presenta pianeggiante perché impostato su discontinuità litologiche; sono caratterizzati da morfologie glaciali con numerosi apparati morenici legati a LGM locali e alle loro fasi di ritiro; si riconoscono anche strutture che possono essere interpretate come *rock glacier*, anche se potrebbe trattarsi di piccoli apparati glaciali veri e propri in ambiente con forte apporto di materiale dai versanti, legato anche ad accumulo di frane ripetute, vista l'entità e la ripidità delle morene frontali.

Il vallone che si sviluppa in direzione OSO verso il Monte Busma è allineato con l'asse della Val Paisco; conserva tracce di un apparato glaciale antico, sicuramente antecedente allo LGM, di provenienza locale e non camuna, che arrivava ad affacciarsi sulla Valle del Vo. Le morfologie non sono di immediata interpretazione perché in parte sono erose, in parte sono mascherate da rilasci di versante e in parte sono occultate da depositi chiaramente attribuibili ad un apparato locale durante lo LGM.

Sul versante sinistro e alla testata della val di Scalve le aree di anfiteatro di testata si sviluppano contro i bastioni carbonatici del gruppo del Pizzo Camino - Cimone della Bagozza, con alte pareti subverticali e ampie falde di detrito. Qui le forme glaciali legate agli LGM locali e agli apparati delle fasi di ritiro hanno morfologie fresche e ben sviluppate grazie all'ampia disponibilità di detrito, con apparati morenici terminali di grande rilievo morfologico. Anche i valloni di scarsa entità e molto ripidi su questo versante esposto a N e ad O sono stati interessati da apparati dello LGM di ridottissima entità.

L'estremità occidentale del massiccio del Pizzo Camino (fuori Foglio) è interessata da depositi di versante e di conoide cementati molto antichi, con tracce di carsismo freatico, costituenti falde non più in relazione con i versanti di alimentazione.

Tutta la Val di Scalve dopo essere stata incisa è stata colmata in fasi successive da depositi alluvionali. I più antichi di questi depositi alluvionali, ben cementati, sono relativi ad una paleogeografia differente dall'attuale, in cui tutta l'alta valle da Schilpario al Passo di Campelli non esisteva e non vi erano apporti da Nord (assenza di ciottoli di Verrucano Lombardo). La formazione delle attuali valli è testimoniata dal graduale arrivo di apporti clastici dai settori prima mancanti. I resti cementati di questi depositi costituiscono un gradino morfologico su ambedue i versanti, suturato da depositi di conoide, anch'essi cementati, ammantati da depositi glaciali anteriori allo LGM provenienti dalla parte alta della valle; anche in questa fase non esistono prove di trasfluenza significativa dalla Val Paisco, attraverso il Passo del Vivione, nel sistema della Val di Scalve (Torrente Dezzo - Torrente Vo).

4.2.3. - Aree di Cresta

Al di sopra di una certa quota, variabile da zona a zona, risulta problematico distinguere depositi di origine gravitativa da depositi periglaciali o glaciali. Le tracce di glacialismo più elevate sono sicuramente osservabili intorno ai 1950 m di quota per lo LGM, anche se ricostruendo un limite massimo dai depositi del M. Busma si arriva a quote superiori ai 2100 m con ampie trasfluenze verso la Val di Scalve, di cui tuttavia non permane traccia sicura.

Le aree che non sono mai state interessate da glacialismo sono caratterizzate, oltre che dall'assenza di depositi glaciali e di forme di esarazione, da morfologie aspre e dirupate, dovute ad una forte dinamica di versante, ed estesi campi di detriti, con evidente modellamento crioclastico.

4.3. - BACINO DEL FIUME SERIO (A CURA DI C. FERLIGA)

Il Foglio comprende l'alto bacino idrografico del fiume Serio sino alla confluenza in esso della valle del torrente Bondione, affluente di sinistra; ambedue queste valli e quelle tributarie minori sono scavate in rocce silicee del basamento o della copertura permiana, tranne per l'estremo angolo sudoccidentale, in cui sono presenti successioni carbonatiche anisico-ladiniche. Gli assi del drenaggio mostrano in generale andamenti rettilinei, con orientazione NE-SO e secondariamente NO-SE, strettamente condizionati dai caratteri strutturali del substrato.

Il territorio in esame può essere suddiviso in tre aree omogenee per fisiografia, morfologia e agenti geomorfici:

- il medio corso del Serio, caratterizzato da un fondovalle relativamente ampio, posto fra gli 800 e i 1300 m di quota, circondato da pareti ad elevata inclinazione o subverticali, che superano costantemente i 1700 m di quota

- la valle di Lizzola, costituita dal medio corso del torrente Bondione, ampia e pianeggiante, con quote del fondovalle comprese tra 1200 e 1400 m
- la testata delle valli del Serio e del Bondione, e le valli affluenti, i cui fondovalle si sviluppano a partire dai 1800 m sino ai 2300 circa.

4.3.1. - *Il medio corso del Serio*

In questo settore, data l'acclività dei versanti, l'agente geomorfico dominante è la gravità, sia a piccola che a grande scala. Il versante sinistro si presenta caratterizzato da un'estesa DGPV, articolata poi in più porzioni con evoluzione polifasica. Fra il Monte Toazzo e il Monte Pomnol sono presenti doppie e triple creste, con evidenti trincee; trincee e contropendenze nette caratterizzano anche il versante, creando ripiani e brusche variazioni della pendenza (località Valbuona, Pian della Valle). Da segnalare in particolare il versante sotto Lizzola, lungo la strada d'accesso al paese, sede di movimenti gravitativi nell'inverno del 1999. Episodi gravitativi di ordine minore sono segnalati da evidenti nicchie di frana e accumuli di materiale, spesso in forma di conoide, alla base dei canaloni; in alcuni casi la mancanza dell'accumulo può essere collegata a deposizione sulla superficie del ghiacciaio durante fasi di ritiro dello stesso. Il versante destro è invece caratterizzato da pareti subverticali incise da profondi canaloni, con fenomeni di crollo generalizzati, che alimentano un'estesa falda detritica ed accumuli di grandi blocchi.

Il fondovalle presenta ridotte coperture di depositi glaciali, e nel tratto più a monte, attorno a Maslana, estese superfici di rocce montonate. Esso è rimodellato dall'azione di erosione e deposito del fiume Serio; sono riconoscibili sino a tre ordini di terrazzi, rilevati di qualche metro sull'alveo attuale, a cui si raccordano con *debris flow* e/o di frana. Sia le valli confluenti (Val Bondione, valle di Coca) che l'alto corso del Serio si raccordano al fondovalle principale attraverso brusche rotture di pendio e profonde forre, con un dislivello superiore ai 400 m; nel caso dell'alta valle del Serio si ha un salto subverticale, senza incisione, che dà luogo alle più alte cascate d'Europa (Cascate del Barbellino, oggi visibili solo per alcuni giorni l'anno, quando viene rilasciata parte dell'acqua degli invasi artificiali a monte) (si veda Fig. 16d).

4.3.2. - *La valle di Lizzola*

La media valle del torrente Bondione si presenta relativamente ampia e pianeggiante, caratterizzata da una morfologia determinata dall'azione glaciale e fluviale. Durante lo LGM lo sbarramento da parte del ghiacciaio seriano, che si atte-

stava appena a monte del centro abitato di Lizzola, permetteva l'aggradazione di un'ampia piana fluvioglaciale alimentata dal ghiacciaio locale, la cui fronte non superava Passevra; ad essa si raccordano estesi conoidi da trasporto in massa di materiali del substrato e delle coperture glaciali più antiche. Il fondovalle attuale si presenta ripetutamente inciso e terrazzato dall'azione fluviale nel corso del postglaciale. Vistosi fenomeni gravitativi sono presenti soprattutto sul versante sinistro: molto evidente è il complesso corpo di frana di Cavandola della Corna, su cui sorgono gli impianti sciistici; l'intero versante inoltre è solcato da canali di valanga.

4.3.3. - *Le alte valli*

La testata della valle del Serio con le sue valli affluenti (Valmorta, Valle della Malgina, Valle del Lago, Valle del Gleno, Valle della Cerviera), l'alta ValBondione e la Valle di Coca presentano morfologia dominata dall'azione glaciale e secondariamente dalla gravità.

Durante le espansioni glaciali esse costituivano i bacini di alimentazione del ghiacciaio seriano e di ghiacciai locali; il limite massimo raggiunto dai ghiacci è ben evidenziato dal passaggio netto da forme levigate e montonate a rocce con superfici ruvide, modellate dallo smantellamento crioclastico. Ampie conche, spesso sbarrate da contropendenze in roccia permettono la presenza di laghi e torbiere d'alta quota (Laghi di Coca, Valmorta, Malgina, Laghi Gelt, Lago Naturale, Laghi della Cerviera, Laghi di Sasna); la conca di maggiori dimensioni inoltre è attualmente occupata dai due invasi artificiali del Barbellino.

I ghiacciai locali, che durante lo LGM non si riunivano a quello principale, hanno lasciato evidenti cordoni morenici in corrispondenza della Valle della Cerviera e in sinistra idrografica allo sbocco della Valle del Gleno; cordoni minori e piccoli dossi inerbati sono collegabili alle fasi di ritiro dell'ultima glaciazione (zona del Lago Naturale e Valle del Lago). Alle quote maggiori, le conche del Monte Torena e del Pizzo di Coca presentano netti cordoni morenici legati presumibilmente alle fasi glaciali oloceniche.

Da segnalare è in particolare il piccolo anfiteatro del ghiacciaio del Gleno, oggi ridotto a due lingue più un glacionevato, caratterizzato da archi morenici inerbati formati durante la Piccola Età Glaciale (PEG) ed evidenti cordoni più recenti e privi di copertura.

Grandi accumuli di blocchi con morfologia di *rock glacier* sono presenti sotto le cime di Caronella e sul versante nord-occidentale del Pizzo Recastello.

La gravità agisce diffusamente sulle rocce fratturate ed esposte, provocando la formazione di estese falde di detrito ai piedi delle pareti, o crolli localizzati di materiali.

IV - STRATIGRAFIA

Nei capitoli che seguono sono descritte le unità di legenda utilizzate per descrivere le rocce affioranti nell'area del Foglio Malonno.

Per le rocce sedimentarie della copertura permo-triassica delle Alpi Meridionali il criterio formazionale può facilmente essere applicato nella grande maggioranza dei casi, dove la deformazione alpina non è troppo pervasiva. Non altrettanto vale per le rocce polimetamorfiche e polideformate dei basamenti Austroalpino e delle Alpi Meridionali e per le rocce sedimentarie permo-triassiche implicate nei sovrascorrimenti alpini (p.es. lembi di conglomerati e/o vulcanoclastiti attribuibili in modo dubitativo alle successione del gruppo dei Laghi Gemelli o del Verrucano Lombardo lungo la L. della Gallinera nei pressi di Malonno). In questi casi è evidente che le caratteristiche primarie delle rocce non sono preservate, ma da uno stesso protolite si sono generate rocce differenti in funzione dell'ambiente di trasformazione metamorfica e del meccanismo di deformazione (fillade ↔ micascisto ↔ gneiss; granito ↔ gneiss granitico ↔ milonite granitica). Fortunatamente il processo di trasformazione di un litotipo in un altro non è sempre completo: sebbene ciò introduca incoerenze stratigrafiche anche gravi, contemporaneamente fornisce la chiave per la comprensione della reale storia geologica; in aggiunta, per consolidare la conoscenza delle rocce madri è più conveniente ripercorrere in senso inverso la loro trasformazione strutturale e metamorfica. Nel presente Foglio essa è stata analizzata a fondo sino a poter costituire associazioni litostratigrafiche dotate di caratteristiche omogenee rispetto all'evo-

luzione geologica completa, soddisfacentemente descritte per mezzo del concetto di unità tettonometamorfica (UTM), che raggruppa le rocce che possiedono una corrispondente storia evolutiva, sia strutturale che metamorfica (SPALLA & GOSSO, 1999; SPALLA *et alii*, 2005).

Queste nuove unità (UTM) risultano spesso trasversali a più antiche distinzioni, di tipo ibrido, che associavano, spesso disordinatamente, sia caratteri metamorfici che appartenenze formazionali informali; si è quindi sentito l'obbligo, per ogni unità litostratigrafica (spesso corrispondente a una definizione petrografico-composizionale o litologica fondamentale, p.es. "micasisti a granato, biotite e clorite") di fornire tutte le indicazioni sull'equivalenza con la nomenclatura storica (p.es. "Scisti di Edolo" *Auct.*).

Di ogni unità litostratigrafica è fornita una descrizione mesoscopica. Le osservazioni strutturali, verificate a scala microscopica per aumentarne l'oggettività, sono dettagliate nell'apposito capitolo (V.2 - ANALISI MICROSTRUTTURALE E SEQUENZA DELLE PARAGENESI METAMORFICHE). Riguardo alle rocce del basamento metamorfico, le descrizioni riportate in legenda sono una sintesi delle osservazioni rilevate sia alla meso- che alla microscala.

L'applicazione dei criteri analitici ricordati appena sopra, porta a sperimentare l'uso del nuovo tipo di unità dette tettonometamorfiche (UTM). Di ogni UTM è specificata l'età, che corrisponde all'età di strutturazione e contemporanea evoluzione metamorfica. L'eventuale presenza di relitti precedenti alla strutturazione dell'UTM è specificata nel testo. L'età riferita alle singole unità di legenda è quella del protolite, ed è dedotta con criteri relativi.

1. - BASAMENTO METAMORFICO AUSTROALPINO

(A CURA DI M. I. SPALLA E D. GAZZOLA)

1.1. - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA LANGUARD - TONALE

In questa unità è raggruppato un insieme di rocce precedentemente distinte, sulla base dell'assetto litostratigrafico e dell'impronta metamorfica dominante (BONSIGNORE *et alii*, 1971; RAGNI & BONSIGNORE, 1966), in:

- Scisti di Pietra Rossa, "formazione" composta di metapeliti e rocce metaintrusive di grado da basso a medio e coincidente con la falda Languard-Campo;
- Scisti della Cima Rovaia, "formazione" composta di metapeliti di grado medio;
- Scisti del Tonale, gneiss d'alto grado;

Le ultime due unità coincidono con la Serie del Tonale (si veda Cap. II CARTOGRAFIA GEOLOGICA E STUDI PRECEDENTI). In tutte tre le unità sono intrusi granitoidi, dioriti e subordinate quantità di gabbri d'età permiana, rielaborati durante il Cretacico nell'orogenesi alpina (DEL MORO *et alii*, 1981; TRIBUZIO *et alii*, 1999).

L'evoluzione tettonica e metamorfica alpina registrata nelle tre unità è comune e pertanto la suddivisione perde significato e possono essere accomunate nell'unica UTM alpina Languard - Tonale. In verità già GORLA & POTENZA (1975) avevano rimarcato l'inconsistenza dei requisiti ritenuti necessari all'utilizzo del rango di formazione per gli Scisti di Pietra Rossa, proponendone l'abolizione, in contrasto cogli Autori precedenti.

1.1.1. - *Serpentiniti* (LTI)

Rocce verde scuro a grana finissima, composte da serpentino, anfibolo di colore verde e clorite \pm minerali opachi; sono regolarmente foliate con varia intensità; affiorano in spazi di pochi metri quadrati, esclusivamente nel territorio boschivo a N-E di Teglio. La scarsa qualità dell'esposizione non ne permette una descrizione dettagliata (Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico

1.1.2. - *Anfiboliti* (LTA)

Sono di colore verde scuro, a grana fine, costituite da anfiboli, plagioclasio, quarzo, \pm granato, \pm biotite, epidoto, mica chiara, clorite, rutilo, titanite \pm carbonati (probabilmente in spazi). La foliazione dominante (S_2), prealpina, è sottolineata dall'orientazione dimensionale preferenziale (ODP) degli anfiboli e della biotite; contiene rare pieghe intrafoliali isoclinali, sradicate. La deformazione alpina, di estensione locale, è rappresentata da micropieghe, zone milonitiche o orizzonti di taglio e termina con una retrocessione in facies scisti verdi. Le anfiboliti sono quasi sempre associate ai marmi e ai paragneiss soprattutto nella valle ad E di Teglio. In altre zone, quando sono a contatto con i paragneiss a sillimanite (Lago Lagazuolo, N di Trivigno), ai minerali sopra descritti si aggiungono anche il granato e corone di nuovo anfibolo intorno all'orneblenda. Esistono poi altre anfiboliti di colore nero, composte quasi per l'80% da anfibolo, qualche livello millimetrico di plagioclasio e tasche centimetriche pegmatoidi con plagioclasio, epidoto \pm anfibolo verde \pm pirosseno tipiche della Valle di Guspessa. (Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico

1.1.3. - *Marmi* (LTC)

Rocce di colore giallo ocra in patina d'alterazione, da bianco panna fino a grigio chiaro in frattura fresca; composte prevalentemente da carbonati, mica

chiara, epidoto e anfibolo. Nella zona della Val di Guspessa si trova anche la flogopite in cristalli euedrali con caratteristico color miele e talvolta il pirosseno calcico (diopside).

Sono frequenti marmi ricchi in silicati, con struttura raramente granulare, o a bande differenziate per colore, grana, orientazione e composizione mineralogica. Essi contengono prevalentemente carbonati, anfibolo di colore verde scuro, epidoto, pirosseno tipo diopside, plagioclasio \pm granato. Il granato è quasi sempre in plaghe allungate che si alternano a livelli ad anfibolo e pirosseno, conferendo alla roccia un *banding* cromatico rosso - verde molto caratteristico. Queste rocce sono molto abbondanti nella zona a N di Trivigno; in bassa Val Boalzo affiorano tipi molto più ricchi in anfibolo. (Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

1.1.4. - *Micascisti a granato e staurolite (LTX)*

Contengono quarzo, mica chiara, biotite, plagioclasio, granato, opachi, epidoto, clorite, talora cianite, cloritoide o anfibolo di colore verde e alcuni minerali accessori come: rutilo, ilmenite, titanite, tormalina. La ristrutturazione alpina genera gneiss a grana minutissima.

La tessitura è finemente foliata, con foliazione discontinua sottolineata da mica chiara e biotite, concentrate nei *film* e quarzo, staurolite, granato e feldspati che occupano i *lithon*. La foliazione a biotite e mica chiara è spesso crenulata; localmente si osserva un nuovo *fabric* planare marcato da biotite \pm sillimanite; entrambe queste foliazioni sono prealpine. Microaggregati di clorite e mica chiara spesso sostituiscono parzialmente i porfiroblasti di granato e staurolite, o la biotite. Talvolta il granato mostra bordi di sovraccrescita (di età alpina) di colore più intenso rispetto al nucleo. Queste rocce affiorano in località Prato Valentino a N di Teglio e nei pressi di Trivigno appena a N della Linea Insubrica. In prossimità del lineamento Insubrico, si trovano intercalazioni di gneiss a grana fine, di colore grigio chiaro, con foliazione definita dall'alternanza di livelli quarzoso feldspatici e livelli a mica chiara \pm clorite \pm biotite o filari di granato a grana molto fine. Contengono porfiroclasti di granato, staurolite e rara cianite, di forma lenticolare, solitamente con la dimensione maggiore allungata parallelamente alla foliazione (alpina). Generalmente la foliazione è milonitica, con ulteriore riduzione della grana, soprattutto in prossimità della Linea Insubrica. Più raramente queste rocce hanno tessitura lineare, evidenziata dalla isorientazione di aggregati lenticolari di mica chiara, biotite e clorite. Gli gneiss chiari affiorano più abbondantemente in Val Fontana ma anche a SO di Trivigno e nella fascia di territorio in prossimità della Linea Insubrica; spesso si alternano con i paragneiss, o con i micascisti a granato e staurolite. (Micascisti della Cima Rovaia *Auct.*)

Età: pre-Varisico.

1.1.5. - *Paragneiss a sillimanite, biotite e granato (LTN)*

Rocce a composizione acida, sempre di aspetto gneissico e di alto grado, con struttura e tessitura estremamente variabile (da granoblastica massiccia a finemente foliata, sino a milonitica), composte principalmente da biotite, sillimanite, granato, plagioclasio, quarzo \pm feldspato potassico (\pm andalusite?). Talora la foliazione è spaziata, con *film* a biotite e sillimanite alternati a *microlithon* di composizione quarzoso-feldspatica, con peciloblasti di granato. Talvolta in queste rocce si trovano leucosomi a composizione granitico - granodioritica in un melanosoma costituito da biotite, granato, allumosilicati (Val di Guspessa). La foliazione dominante è di seconda generazione (S₂, di età prealpina), a volte milonitica, sovrimpresa da una scistosità successiva a minerali di condizioni metamorfiche di facies scisti verdi e da vene tardive a mica bianca e cloritoide, o a sola clorite (di età alpina); è intersecata anche da sottili bande di cataclasi connesse alla linea tettonica Insubrica-Tonale. A Est della Val di Guspessa, ove sono frequentemente in contatto con marmi ed anfiboliti, è comune trovare all'interno di queste rocce sottili livelli, al massimo decimetrici, di anfiboliti e di marmi a silicati (epidoto, anfibolo, pirosseno, granato). Spesso incassano filoni pegmatitici (LTP). (Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

1.1.6. - *Paragneiss a due miche o a biotite (LTB)*

Sono composti da quarzo, plagioclasio, biotite, granato, opachi, mica chiara, epidoto, clorite, talora cianite, cloritoide o anfibolo, con accessori rutilo e tormalina; queste rocce sono state distinte in quanto non contengono sillimanite, mentre per il resto sono molto simili ai litotipi LTN. Hanno tessitura gneissica, con foliazione definita da livelli a fillosilicati prevalenti (biotite o biotite e mica chiara) alternati a livelli di composizione quarzoso - feldspatica. La tessitura varia da S-tettoniti a L-S-tettoniti o a L-tettoniti fino a miloniti (Val Fontana). Sono le rocce più abbondanti di questa porzione di basamento Austroalpino, e spesso mostrano variabilità tessiturale o di impronta metamorfica dominante. Contengono filoni pegmatitici di spessore e grana variabile.

Nei paragneiss a biotite la foliazione prevalente (di età prealpina) è poco spaziata, e marcata da biotite; queste rocce contengono inoltre granato, talvolta sillimanite e ortoanfiboli in quantità accessorie. Generalmente grossi granuli (fino a centimetrici) di mica chiara si sviluppano, con orientazione casuale, sui piani di foliazione.

Nei paragneiss a due miche la foliazione è marcata da biotite e mica chiara; nei *lithon* si trovano feldspati, quarzo e granati, di dimensioni generalmente millimetriche, rara staurolite.

La biotite è in quantità molto variabile, così come il suo grado di preservazione: da intatta e di grandi dimensioni, a trasformata in clorite ai bordi. Il granato, non sempre presente, ha dimensioni variabili; se avvolto dalla foliazione, sviluppa ombre di pressione a quarzo e feldspato. Talora un microaggregato ricco in mica bianca sovraccresce la foliazione marcata da biotite o da biotite e mica chiara. Nei paragneiss (località Nemina a N di Bianzone) si distinguono cerniere relitte di una foliazione prealpina a biotite e granato all'interno di una foliazione milonitica pervasiva, sottolineata dall'alternanza di livelli a feldspato e quarzo a nastri e letti a fillosilicati, dove clorite e nuova mica chiara si sviluppano a spese della biotite. (Micascisti di Cima Rovaia *Auct p.p.* e Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

1.1.7. - *Metapegmatiti (LTP)*

Rocce con giacitura di tipo filoniano di spessore variabile dal centimetro al decametro, composte da mica chiara, quarzo, plagioclasio, K-feldspato \pm biotite \pm tormalina \pm anfibolo. Prevalentemente sono associate ai paragneiss, nei quali formano tasche o filoni, spesso piegati, *boudinati* o semplicemente foliati in concordanza con le rocce incassanti. Una caratteristica delle pegmatiti, prodotto di fusione parziale degli gneiss, è la presenza di livelli restitici a biotite prevalente con direzione parallela alla foliazione della roccia incassante (Trivigno e Dos della Croce).

Età: Carbonifero? - Permiano.

1.1.8. - *Metagranitoidi (LTG)*

Ortogneiss con tipica tessitura occhiadina evidenziata dai porfiroclasti di K-feldspato relitti nella foliazione a mica chiara, quarzo, rara biotite, clorite, e titanite. I minerali magmatici sono biotite, feldspato potassico, plagioclasio e opachi. La grana del feldspato potassico raggiunge anche il centimetro e nelle ombre di pressione spesso si sviluppa biotite. La foliazione alpina è marcata da biotite a grana molto fine; sono attraversati da vene, ad elevato angolo con la foliazione, a clorite, calcite e quarzo. In alcuni casi, quando la deformazione si fa più intensa, si crea una tessitura milonitica con quarzo a nastri e K-feldspato più allungato secondo la direzione di massima estensione (a N di Teglio ed in Val Fontana).

Appena a N della Linea Insubrica in prossimità del Monte Padrio, si osservano metagranitoidi occhiadini a grana più fine con foliazione, talora milonitica, marcata da mica chiara + quarzo a nastri e feldspato in porfiroclasti. Tra i piani di foliazione permangono relitti strutturali in lenti allungate costituiti da granato e biotite, parzialmente sostituita da mica chiara e clorite.

A Nord-Ovest di Bianzone, poche centinaia di metri oltre il limite settentrionale del Foglio, affiorano inoltre lenti di metadioriti con potenza al massimo decametrica, con sporadica tessitura ignea, spesso associate a pegmatiti più acide; la grana è estremamente variabile, fino a centimetrica per i cristalli di anfibolo. I costituenti ignei visibili sono plagioclasio, orneblenda bruna, biotite, quarzo sempre abbondante, con apatite e titanite come accessori. Queste rocce registrano esclusivamente le deformazioni alpine, eterogeneamente distribuite, e hanno spesso foliazioni di tipo milonitico. Se la tessitura è molto foliata nella matrice a grana molto fine sono conservati porfiroclasti lenticolari di anfibolo e cristalli millimetrici di granati, questi ultimi avvolti dalla foliazione della matrice. In questi casi lungo i piani di foliazione si osservano mica chiara e clorite, con subordinata titanite. (Dioriti del Monte Serottini *Auct. p.p.*).

Età: Permiano.

2. - BASAMENTO METAMORFICO DELLE ALPI MERIDIONALI

Il basamento metamorfico delle Alpi Meridionali è nel seguito suddiviso in tre unità tettonometamorfiche varisiche (UTM; SPALLA & GOSSO, 1999), le cui ragioni istitutive (storia evolutiva) saranno analiticamente esposte nel capitolo V - TETTONICA. Dal punto di vista delle associazioni litologiche, criterio distintivo indipendente dai caratteri diagnostici delle UTM, si vedrà come due UTM (Aprica e P. Cavalcafiche) siano almeno parzialmente simili, mentre una (Forno Allione) è diversa.

2.1. - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA FORNO ALLIONE

L'UTM Forno Allione, proposta in seguito al rilevamento del Foglio, è costituita da paragneiss a biotite e granato, metagranitoidi e anfiboliti, con *fabric* D₁ marcato da associazioni di minerali compatibili con la facies anfibolitica o anfibolitica a epidoto, mentre la foliazione pervasiva S₂ è marcata da minerali della facies scisti verdi. Corrisponde solo in parte alla formazione di Forno d'Allione *Auct.*

2.1.1. - Anfiboliti (LLA)

Anfiboliti finemente listate, a grana fine, di colore verde scuro, con sottili vene a epidoto e livelli a plagioclasio (S₁). Tipi a epidoto e granato, con grana più sviluppata fanno transizione per sviluppo progressivo di una nuova foliazione (S₂) a tipi trasformati in facies scisti verdi.

Contengono rare lenti a grana grossa e tessitura lenticolare che suggeriscono nel caso specifico una possibile derivazione da gabbri. Sono strettamente associate, in intercalazioni ripetute, ai paragneiss. (f. di Forno d'Allione *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

2.1.2. - *Paragneiss a biotite e granato (LLB)*

Gneiss di colore scuro con tessitura planare ben sviluppata definita da biotite e rara mica chiara, alternata a livelli a plagioclasio, quarzo e granato. In foliazione trasversale, o sovrimpresse a queste alternanze mineralogiche, si trovano clorite, mica chiara ed epidoto, a volte visibili a occhio nudo, insieme a ocelli albitici; quest'associazione di minerali suggerisce una trasformazione tardiva di basso grado metamorfico, nell'apparenza distribuita in modo irregolare. (f. di Forno d'Allione *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

2.1.3. - *Metagranitoidi (LLG)*

Gneiss di colore chiaro, grigio verdastri o rosei, con tessitura foliata, ma anche con relitti di microstruttura olocristallina granulare non orientata, di tipo intrusivo. Si riconoscono quarzo, plagioclasio, feldspato, biotite, mica chiara, clorite. In genere sono associati alle anfiboliti, che potrebbero rappresentare la trasformazione di sciami di filoni intrusivi basici, di età incerta. La foliazione più recente contiene minerali di grado basso. Sono frequenti le fasce milonitiche, che rendono le rocce finemente foliate. (f. di Forno d'Allione *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

2.2. - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA DELL'APRICA

Contiene metapeliti e quarziti, con evoluzione metamorfica di età varisica interamente in facies scisti verdi, e affiora in due settori, il primo tra la linea tettonica Insubrica-Tonale e Castello dell'Acqua - Edolo e il secondo immediatamente a N della linea tettonica del Sellero. Nelle rocce di questa unità, immediatamente a S della linea Insubrica-Tonale, sono stati riconosciuti relitti di palinomorfi e microplankton marino siluriano-ordoviciani (GANSSE & PANTIĆ, 1988).

Corrisponde alle unità NEOB-B e NEOB-C (Basamento Orobico Nord-Est), tipo III di SPALLA & GOSSO (1999) e agli Scisti di Edolo *Auct. p.p.*

2.2.1. - *Metabasiti (APY)*

Rocce di colore verde scuro e grana finissima con foliazione marcata da clorite \pm mica chiara (cloritoscisti Auct.). Sono raramente massicce, e normalmente più finemente foliate per la disposizione planare dei fillosilicati, composte da clorite, anfibolo verde (attinolite - tremolite), plagioclasio (albite "ocellare"), epidoto, \pm mica chiara, \pm carbonati. Molto spesso la loro tessitura è dovuta all'alternanza di livelli a carbonati o ad albite, nei quali solitamente aumenta anche la grana dei minerali. Questi livelli leucocrati risultano spesso piegati e crenulati permettendo una miglior lettura delle strutture plicative nella roccia. Le anfiboliti sono intercalate ai micascisti (APX) e alle quarziti (APQ) e affiorano prevalentemente verso il Monte Padrio e a S di Trivigno. In alcuni affioramenti si ritrovano noduli di colore verde chiaro (centimetrici-decimetrici) prevalentemente a epidoto (es. tra San Giacomo e Castelvetro di Tegliò). (Scisti di Edolo Auct. p.p.).

Età: pre-Varisico.

2.2.2. - *Scisti carbonatici (APD)*

Raramente, all'interno dei micascisti (APX), si trovano sottili livelli di scisti a carbonati (es. fraz. Frigeri di Tegliò) di colore grigio scuro o verdastro, dall'aspetto massiccio. La loro composizione è prevalentemente calcite, mica chiara, clorite e quarzo; i fillosilicati determinano i piani di foliazione principali alternati a livelli più granulari a calcite e quarzo. Le superfici esterne risultano spesso corrose e cavernose a causa della dissoluzione dei carbonati da parte degli agenti meteorici. Non sono rocce molto abbondanti; nella maggior parte dei casi si trovano in livelli metrici (raramente decametrici). Talora sottili livelli di marmi di colore marrone - ocra in patina d'alterazione e bianco sporco in frattura fresca, a calcite prevalente, rara mica chiara e clorite, sono intercalati nei micascisti, che assumono un aspetto più "filladico" con riduzione della grana e colore verde chiaro argenteo. Gli scisti a carbonati sono implicati coi micascisti in pieghe da serrate ad isoclinali (es. Ponte del Baghetto, presso Castello dell'Acqua; a Sud di Stazzona). (Scisti di Edolo Auct. p.p.).

Età: pre-Varisico.

2.2.3. - *Quarziti (APQ)*

Ai micascisti (APX) sono associati livelli di quarziti e quarzomicascisti, di potenza da decimetrica a ettometrica (nella zona a N di Tresenda e nel versante compreso tra la Linea Insubrica ed il Passo dell'Aprica). Hanno colore grigio-

rosato, sono quasi sempre ben foliate, più raramente massicce. I contatti con i micascisti possono essere netti o più spesso transizionali, per graduale arricchimento in clorite e mica chiara. Talora conservano relitti di granato. La maggiore competenza delle quarziti rispetto ai micascisti, e la ripetuta alternanza quarziti - micascisti determina una ricca conservazione di caratteri strutturali antichi (es. lungo la strada che porta dal Passo dell'Aprica a Trivigno). Gli sciami di quarziti sono utili traccianti della struttura di questa unità. (Scisti di Edolo, Membro delle Quarziti del Dosso Pasò *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

2.2.4. - *Micascisti a granato, biotite e clorite (APX)*

Scisti scuri a grana fine, cloritici (filloniti), localmente con biotite, mica bianca, plagioclasio e granato visibili; formano una fascia allungata ENE-OSO che si estende tra Edolo e Aprica. Sono intimamente associati a livelli da decimetrici a decametrici di quarziti e quarzomicascisti (APQ).

In alcuni campioni di filladi scure, provenienti dalla valle dell'Ogliolo, GANNESER & PANTIĆ (1988) hanno trovato resti di Acritarchi e palinomorfi di età Siluriano-Ordoviciano. (Scisti di Edolo *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

2.3. - UNITÀ TETTONOMETAMORFICA DEL PASSO CAVALCAFICHE

Corrisponde all'unità NEOB-A o Basamento Orobico Nord-Est, tipo II di SPALLA & GOSSO (1999), ed è compresa tra Castello dell'Acqua - Edolo a Nord e la Linea del Sellero a Sud. Contiene prevalentemente metapeliti a granato, biotite, cloritoide e staurolite, metagranitoidi, quarziti e rare metabasiti, e mostra un'evoluzione metamorfica di età varisica in facies anfibolitica a epidoto, in facies anfibolitica e quindi in facies scisti verdi durante lo sviluppo di tre gruppi di strutture sovrapposte. L'associazione di rocce è simile a quella dell'UTM dell'Aprica (micascisti, quarziti e scisti a carbonati), con la differenza che questa UTM include anche granitoidi pre-permiani, che ne suggeriscono una provenienza da un diverso livello crostale.

2.3.1. - *Anfiboliti (CFA)*

Anfiboliti in masse stratoidi di potenza plurimetrica, a granato (e plagioclasio spesso al suo contorno) costituiscono intervalli litostratigrafici entro micascisti

più o meno ricchi in livelli di quarziti e quarzo-micascisti (p.es. versante destro dell'alta Valle Malgina, ove contengono vene e rosette a stilpnomelano). Zone intensamente deformate sono manifestate da tessiture a grana fine, foliate anche obliquamente alla litostratigrafia prominente, con sviluppo di albite in piccoli porfiroblasti ocellari (p.es. nei pressi del Rif. AEM al Passo di Caronella). In alta Val Armisa (nei pressi del Pizzo di Faila) si ritrovano anfiboliti foliate con alternanza composizionale di livelli a prevalente plagioclasio o anfibolo. Gli anfiboli sono di due tipi: uno verde scuro (orneblenda) di dimensioni anche centimetriche, spesso relitto nella foliazione, e accompagnato da individui di dimensione più minuta, sparsi senza orientazione preferenziale sui piani di foliazione; il secondo è di colore nero, meno abbondante e di dimensioni millimetriche. Altri minerali accessori sono l'epidoto, verde chiaro, e il quarzo. La tessitura di queste rocce è molto variabile, talvolta con carattere milonitico, successivamente intersecata da piani di frattura mineralizzati a carbonati.

L'origine magmatica di alcuni livelli di anfiboliti è provata in aree vicine (gabbri filoniani anfibolitizzati di P.ta S. Stefano; MILANO *et alii*, 1988), e solleva l'incertezza sull'origine orto- o para- di ogni specifico livello di anfiboliti.

All'interno delle anfiboliti talvolta si trovano sottili livelli di cloritoscisti (*Auct.*) di colore verde scuro e grana fine (p. es. cresta tra Dosso Pasò e Cima Cadin) con foliazione marcata da clorite \pm mica chiara. Le anfiboliti si associano indifferentemente a tutte le altre rocce, anche in livelli cospicui. (Scisti di Edolo *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

2.3.2. - *Scisti carbonatici (CFI)*

Livelli metrici, o raramente sino a ettometrici, di scisti a carbonati di colore grigio scuro o verdastro, sono talora intercalati ai micascisti (CFX; es. Pizzo di Faila, q.2510 a O delle Cime di Caronella, presso il Passo della Pesciola in alta Val Armisa). Contengono abbondante calcite, con mica chiara, clorite e quarzo; i fillosilicati formano alternanze mineralogiche planari. Gli scisti a carbonati sono implicati coi micascisti in pieghe da serrate ad isoclinali (p. es. presso il Pizzo di Faila in alta Val Armisa). (Scisti di Edolo *Auct. p.p.*).

Età: pre-Varisico.

2.3.3. - *Quarziti (CFQ)*

Quarziti e quarzomicascisti in livelli sino a ettometrici, grigio-rosa sulle superfici alterate, sono intercalati nei micascisti (CFX). I tipi poveri di fillosilicati

(clorite e mica chiara) sono massicci; le variazioni di composizione mineralogica sono ampie e graduali; talora conservano relitti di granato. L'associazione di queste rocce ai micascisti ne fa un multistrato dotato di lunga memoria strutturale capace di guidare la ricostruzione della struttura del basamento (es. Dosso Pasò, Val Malgina, Fig. 4) (Scisti di Edolo, Membro delle Quarziti del Dosso Pasò *Auct. p.p.*, BELTRAMI *et alii*, 1971; Quarziti della Ganda *p.p.*, LIBORIO E MOTTANA, 1969).
Età: pre-Varisico.

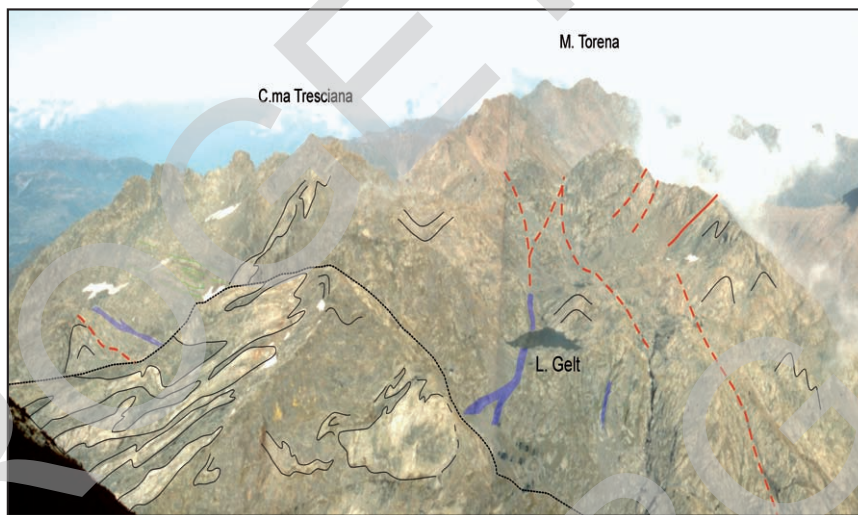


Fig. 4 - Livelli di quarziti nel versante destro della Valle Malgina: sono ripetuti da pieghe isoclinali appartenenti all'orogenesi ercinica: le quarziti, deformate coinvolgendo i micascisti, simulano una stratigrafia che immerge debolmente a NNO. Le pieghe successive, subverticali, sono contemporanee ai sovrascorrimenti alpini. UTM del Passo Cavalcafciche. In rosso le principali faglie, in viola i filoni, in nero la litostratigrafia (dalla cresta Est del Pizzo del Diavolo, verso NE).

2.3.4. - Micascisti a biotite, granato, cloritoide e/o staurolite (CFX)

I micascisti sono le rocce più abbondanti del basamento cristallino delle Alpi Meridionali. Si tratta di micascisti grigio-plumbei o grigio-verdastri, generalmente con una foliazione differenziata e marcata da sottili letti di mica chiara e clorite, che si alternano a domini ricchi in quarzo e feldspati. Nei micascisti sono conservati, in livelli localizzati, biotite, granato e più raramente cloritoide, visibili alla scala mesoscopica, e staurolite visibile al microscopio (pressi di P.so Cavalcafciche in Valle di Campovecchio; pressi di Foppo Alto in Valle di Belviso). Nel settore a Sud della Linea del Sellero, sul versante idrografico sinistro della Val Camonica è conservata andalusite. Sono inoltre presenti plagioclasio, rutilo, ± opachi, ± apatite, ± epidoto, tormalina.

Le relazioni tessiturali tra tutti questi minerali sono illustrate nell'apposito capitolo (V.2 - ANALISI MICROSTRUTTURALE E SEQUENZA DELLE PARAGENESI METAMORFICHE). Biotite e granato mostrano vari gradi di cloritizzazione che ne oblitera parzialmente i caratteri distintivi primari. Porfiroblasti millimetrici di albite si sviluppano in bande parallele alla foliazione regionale, soprattutto quando questa diventa milonitica, più finemente spaziata e con riduzione generale della grana della roccia. All'interno dei micascisti si riconoscono talora sottili livelli di paragneiss cloritici (circo Nord del M. Palone).

I micascisti contengono intercalazioni gneissiche e filladiche, livelli di quarziti (CFQ), rari e sottili marmi (CFI) e anfiboliti (CFA), distinti solo dove cartografabili; l'associazione è irregolare in abbondanza relativa e dominanza locale. Micascisti e quarziti sono la coppia più frequentemente intercalata.

Lo spessore dei micascisti, tenuto conto della complessità delle ripetizioni plicative, non è ragionevolmente prevedibile.

Le sole età radiometriche disponibili su micascisti delle Alpi Meridionali Orobiche di tipo petrograficamente affine ma appartenente a una differente unità tettonometamorfica (Corenno Plinio, sponda orientale del Lago di Como) hanno fornito età K-Ar di 247 ± 5 Ma su roccia totale, di 218 ± 5 su biotite e di 180 ± 3 Ma su muscovite (Bocchio *et alii*, 1981), interpretate come età metamorfiche, e una isocrona Rb/Sr di 459 ± 66 Ma (DEL MORO, com. pers. in BORIANI *et alii*, 1985).

I possibili protoliti dell'associazione di prevalenti micascisti con intercalazioni di quarziti variamente impure, rari marmi e anfiboliti, sono successioni sedimentarie a dominanza terrigena, nelle quali si sono intrusi sciami di filoni basici e granitoidi.

Corrispondono agli "Scisti di Edolo" *Auct. p.p.*
Età: pre-Varisico.

2.3.5. - Metagranitoidi (CFG)

Gneiss granitoidi con tessitura da finemente foliata fino a milonitica, progressivamente più deformati verso il contatto con i micascisti (CFX), sono sia intercalati singolarmente nei micascisti, che interposti tra questi e i metagranitoidi (CFP). Sono caratterizzati mineralogicamente da clorite e mica bianca, mentre mancano gli occhi feldspatici. Il contatto con i micascisti suggerisce un gradiente di deformazione sovrainposto a un originale contatto intrusivo, ora obliterato da intensissima laminazione (campi di filoni, trasformati molto intensamente dalla deformazione?); il contatto con i metagranitoidi (CFP) è soprattutto una differenza di tipo composizionale, e riguarda la mancanza della biotite (che si trova al contrario nei CFP) e l'abbondanza di carbonati e opachi. La diversità di impronta deformativa pare essere di importanza secondaria. (Gneiss di Cima Fraitina *Auct.*).

Età: pre-Varisico.

2.3.6. - *Metagranitoidi con relitti di strutture ignee (CFP)*

Potenti intercalazioni di rocce gneissiche, con tessitura talora occhiadina, a clorite e mica chiara, e con una diffusa foliazione in facies scisti verdi (S_2) sono associate ai micascisti (CFX) in relazioni strutturali di implicazione; la loro foliazione interseca a tratti il contatto litologico che li separa dai micascisti (versante Ovest del Pizzo del Diavolo). Talora mostrano una lineazione marcata da aggregati di feldspato e quarzo. Localmente conservano relitti (S_1) di biotite, granato, mica chiara, plagioclasio, strutture magmatiche a scala granulare e inclusi femici.

Secondo LIBORIO & MOTTANA (1969) le intercalazioni nei micascisti già rilevate da SCHIAVINATO (1954) come ortogneiss e colmiti "sfumano" nelle masse di gneiss granitoidi occidentali (Gneiss del Palone di Sopressà), potendo quindi rappresentare un campo di filoni deformati. Questa interpretazione appare coerente con i risultati dell'analisi strutturale. (Gneiss del Palone di Sopressà *Auct.*).

Età: pre-Varisico.

2.3.7. - *Metagranitoidi leucocrati (CFH)*

Gneiss leucocrati con tessitura da granoblastica fino a milonitica, a K-feldspato, quarzo, mica chiara, \pm biotite, albite e clorite. Affiorano in modo assai limitato al di sotto delle vulcaniti del gruppo dei Laghi Gemelli, in Valle del Vo; ulteriori affioramenti di rocce affini, maggiormente estesi, si trovano nel limitrofo Foglio Sondrio.

Per analogia petrografica sono riconducibili agli Gneiss Chiari del Corno Stella (STELLA, 1894).

Età: Ordoviciano?

3. - ROCCE FILONIANE

3.1. - FILONI (**ff**, **fb**, **fn**)

Si riconoscono tre tipi di rocce filoniane basiche.

Il primo tipo (**ff**) è raro (versante E del M. Torena, cresta E di q. 2804 a SO delle Cime di Caronella) ed è localizzato esclusivamente nel basamento metamorfico; ha grana finissima con evidenti segni di alterazione (calcite, clorite) e di foliazione fine ed è piegato insieme alle rocce incassanti (almeno a partire dalla terza fase di deformazione, cioè dalla prima deformazione alpina).

Età: pre-Permiano?

Un secondo tipo (**fb**) di filoni basici (Diabasi di Edolo *Auct.*), a struttura olocristallina, con fenocristalli di augite, anfibolo bruno \pm biotite, variamente alterate, interseca in discordanza le strutture prealpine delle rocce incassanti. I rapporti con le strutture alpine non sono chiari (strada statale 39 Edolo-Aprica; cresta NO del M.Forcella).

Età: pre-Cretacico?

Il tipo porfirico (**fn**), di composizione andesitica (porfiriti *Auct.*), è il più diffuso e si intrude nel basamento metamorfico varisico e nella successione sedimentaria, incidendo in discordanza le strutture alpine delle rocce incassanti. Ha colore verdastro, in frattura fresca sono evidenti i fenocristalli (anfibolo di tipo orneblenda e plagioclasio) la cui grana è variabile (tra 0,2 mm e 1 cm) e raramente presentano un'orientazione preferenziale. Il plagioclasio ha abito prismatico (con geminazione polisintetica); l'orneblenda è in cristalli da subedrali ad eudrali con tessiture di tipo coronitico per sviluppo di clorite ai bordi dei granuli. Sono abbondanti i cristalli di titanite. La massa di fondo è da molto fine a afanítica, composta da quarzo, plagioclasio anedrale e qualche cristallo di epidoto. In vari casi i filoni hanno inclusi porfiritici da subarrotondati ad arrotondati con diametro variabile (tra 2 e 10 cm) e grana generalmente più fine in prossimità del bordo. Un filone che taglia la successione permiana (gruppo dei Laghi Gemelli) e le pieghe alpine che la deformano è stato datato (MEYER, 2003) e ha fornito un'età Cretacico Superiore - Paleocene Inferiore (65 ± 2 Ma, Ar/Ar su orneblenda).

4. - SUCCESSIONE CARBONIFERO? - PERMIANA DELLE ALPI MERIDIONALI

I vari termini del basamento cristallino varisico, piegati, esumati e sottoposti ad erosione, sono ricoperti in discordanza (*basal unconformity*) da una successione clastica, vulcanica e vulcanoclastica deposta in ambiente continentale, subaereo e lacustre a partire dal Carbonifero superiore(?) - Permiano inferiore.

Nelle Alpi Meridionali lombarde sedimenti carboniferi sono stati riconosciuti paleontologicamente solo a occidente del lago di Como, nei dintorni di Lugano, per la presenza di flore riferibili al Westfaliano C. Si tratta di piccoli lembi di conglomerati e arenarie, in discordanza sul basamento cristallino, che non contengono frammenti litici vulcanici. Conglomerati e arenarie prive di clasti vulcanici ("aporfiriche") affiorano anche più a Est e nel Foglio Malonno, ma di questi non è possibile una puntuale datazione, e sono generalmente attribuiti al "conglomerato basale".

Le successioni permiane sono organizzate in due cicli sovrapposti (GRUPPO ITALIANO IGCP 203, 1986; CASSINIS *et alii*, 1988), caratterizzati da una discontinuità - discordanza intermedia. Il ciclo più antico, del Permiano inferiore, è formato dalle unità del "conglomerato basale" e da varie litofacies appartenenti al gruppo dei Laghi Gemelli, queste ultime deposte nel contesto geodinamico transtensivo

accompagnato da ripetuti episodi di attività vulcanica che ha caratterizzato le fasi tardo- e post-varisiche. Il ciclo più recente, del Permiano superiore, è formato da rocce terrigene deposte in un ambiente con attività tettonica ormai fortemente attenuata o quiescente; per tale ragione, la successione terrigena rappresentata dal Verrucano Lombardo, equivalente a granulometria mediamente più grossolana delle coeve Arenarie di Val Gardena, mostra una minor variabilità di spessore rispetto alle rocce del ciclo sottostante. Localmente il secondo ciclo permiano può ricoprire direttamente il basamento cristallino (settore sud-orientale del Foglio, Val Paisco).

4.1 - GRUPPO DEI LAGHI GEMELLI (LG)

Con questo termine si definisce l'intera successione vulcanica e sedimentaria compresa tra l'*unconformity* che separa il basamento ercinico e le coperture sedimentarie alpine e la superficie di discordanza alla base del sovrastante Verrucano Lombardo. Il gruppo dei Laghi Gemelli rappresenta una porzione locale, con una sua peculiare evoluzione stratigrafica, di un più esteso insieme di unità permiane riconoscibili in tutte le Alpi Meridionali.

La successione del Permiano inferiore del settore centrale lombardo presenta notevoli problematiche nomenclaturali, soprattutto legate all'utilizzo del termine "Formazione di Collio" da parte degli autori precedenti con una accezione litostratigrafica differente da quella utilizzata nell'area tipo di questa unità (settore della Val Trompia). Mentre in Val Trompia il termine descrive una successione prevalentemente costituita da sedimenti fini (Membro di Pian delle Baste) ricoperti da materiale arenaceo e flussi piroclastici (Membro della Val Dorizzo), nel settore orobico questo termine è stato utilizzato per distinguere litologie estremamente differenti (facies arenacee, pelitiche, ignimbriti, flussi piroclastici etc.) generando confusione sul suo significato. Alla luce di queste considerazioni, nell'ambito del progetto CARG della regione Lombardia ed in accordo con il Comitato d'Area Alpi, si è provveduto ad una profonda revisione nomenclaturale della successione del Permiano inferiore. In particolare si propone l'abbandono del termine "Formazione di Collio" per il settore orobico e l'introduzione di nuove unità che descrivano in maniera più corretta l'intera successione (Fig. 5).

Nell'area del Foglio Malonno le rocce del gruppo dei Laghi Gemelli sono fortemente deformate e implicate nei sovrascorrimenti alpini, fatto che frequentemente non permette un'agevole distinzione dei litotipi e delle loro relazioni stratigrafiche.

Nell'insieme il gruppo dei Laghi Gemelli poggia col "conglomerato basale" (alta Valle del Serio) o con la vulcanite del M. Cabianca direttamente sul basamento metamorfico varisico (alta Valle del Vò). Il limite superiore è in discordanza angolare non sempre evidente con il Verrucano Lombardo, che poggia per

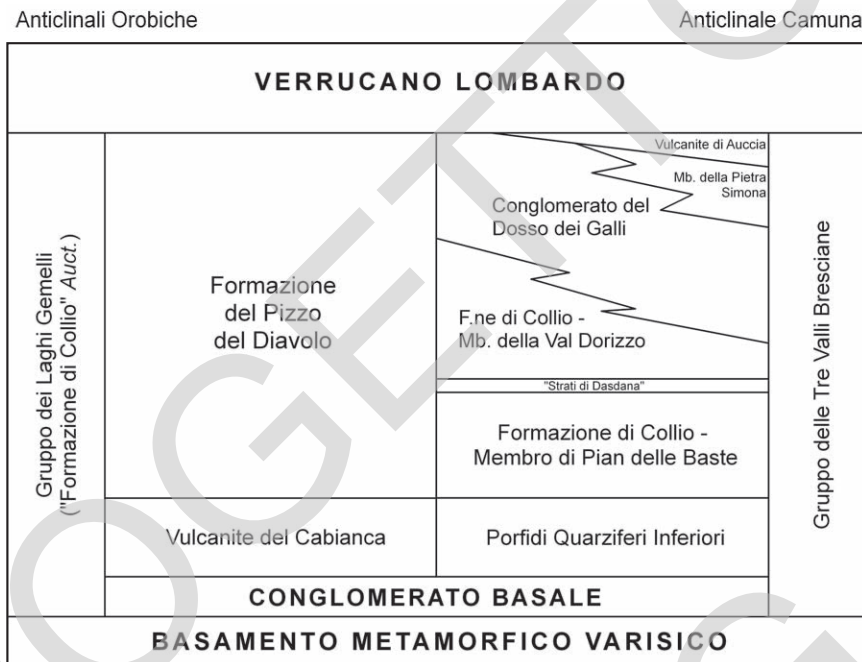


Fig. 5 - Revisione nomenclaturale della successione di età Permiano inferiore in Lombardia (Gruppo di Lavoro sulle Coperture Sedimentarie - Comitato d'area per le Alpi centrali, orientali ed occidentali).

lo più sulla litozona terrigeno-vulcanoclastica (FPZ_c) della f. del Pizzo del Diavolo (M. Cimone, circo alto Valbondione-Valle del Corno).

Lo spessore complessivo del gruppo va da 0 m a Est del Passo del Sellero, dove il Verrucano Lombardo poggia direttamente sul basamento cristallino, ad un massimo di circa 1500 m (valore stimato a causa della diffusa deformazione per pieghe e faglie).

Dal punto di vista litogenetico, il gruppo dei Laghi Gemelli riflette una fase parossistica di vulcanismo in ambiente continentale (vulcanite del M. Cabianca), da intermedio ad acido, con affinità geochimica di tipo alcalino (ORIGONI GIOBBI *et alii*, 1979) indicante anatessi crostale indotta da una contemporanea fase estensionale responsabile, in superficie, della creazione di bacini lacustri intramontani ad alto tasso di subsidenza; la sedimentazione era accompagnata da un vulcanismo di tipo residuale (litozona arenaceo-vulcanoclastica) e interessava materiali a grana grossolana nell'ambito dei delta-conoidi che si ponevano al raccordo tra bacino lacustre e substrato emerso (litozona conglomeratica, tipo Conglomerato del Ponteranica e similari, FPZ_c). Progressivamente, una diminuzione della subsidenza ed una generale tendenza del rilievo alla peneplanazione favorirono la deposizione di sedimenti clastici più fini, in assenza di attività vulcaniche.

La diffusa deformazione (clivaggi alpini) delle unità permiane (soprattutto a grana fine e/o vulcanoclastiche, ma anche conglomeratiche) del settore orobico orientale ha finora impedito il ritrovamento di resti vegetali.

Non esistono datazioni per i terreni permiani di questo settore di catena. Il gruppo dei Laghi Gemelli dell'Anticlinale Orobica (a occidente) è tradizionalmente attribuito al Permiano Inferiore (Autuniano nella scala europea, Cisuraliano nella scala internazionale) in base ai macroresti vegetali (*Walchia* sp., CASATI & GNACCOLINI, 1967). L'intera successione permiana nell'Anticlinale Camuna (gruppo delle Tre Valli, a Est della Val Camonica) è compresa tra i 283 ± 1 Ma delle vulcaniti basali (Porfidi Quarziferi Inferiori *Auct.*) e i $280,5 \pm 2$ delle Vulcaniti di Auccia sottostanti il Verrucano Lombardo ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ su zirconi, BRACK & SCHALTEGGER, 1999).

4.1.1. - *Conglomerato Basale (CGB)*

Con questo nome, informale ma consolidato dall'uso ("*Bazalkonglomerat*" di DOZY, 1935), vengono caratterizzati quei depositi di natura clastica che poggiano in discordanza sul basamento metamorfico e sono ricoperti dalla successione vulcano-sedimentaria permiana.

L'unità è stata individuata da PORRO (1897, 1903) che la definì con il nome di "Conglomerati aporfirici", per sottolineare l'assenza di clasti d'origine vulcanica. Dal punto di vista regionale, per posizione stratigrafica e significato stratigrafico (conglomerati prevalentemente aporfirici presenti alla base della successione post-ercinica) può essere considerato un equivalente occidentale del Conglomerato di Ponte Gardena.

All'interno del Foglio Malonno i depositi di "conglomerato basale" appaiono peraltro molto esigui e discontinui, e sono visibili soprattutto in fasce tettonizzate lungo i versanti dell'alto corso del F. Serio circostanti il Lago del Barbellino; in posizione basale ai conglomerati, o intercalati in essi, vi sono litozone arenaceo-siltose bioturbate di colore rosso cupo (CGB_a), tessituralmente analoghe a quelle intercalate in formazioni stratigraficamente sovrastanti (es. "Pietra Simona" nel Conglomerato di Dosso dei Galli). Lo spessore di tali intercalazioni raggiunge un massimo di 10-20 metri, mentre nel suo complesso lo spessore totale del "conglomerato basale" raramente raggiunge il centinaio di metri (in alta Val Seriana, tra il Lago del Barbellino e il Lago Naturale e in Val Morta).

Si tratta di breccie e conglomerati, solitamente aporfirici, costituiti da frammenti litici di quarzo e metamorfiti in una matrice arenacea fine-siltosa fino ad arenacea grossolana, talora bioturbata, da poco abbondante a prevalente sulla frazione più grossolana. Dal punto di vista tessiturale presenta una maturità molto bassa e i singoli clasti hanno generalmente spigoli vivi. La colorazione è gene-

ralmente grigio-verdastra, e la stratificazione appare in genere mal definita o in grossi banchi, con potenze e distribuzione laterali irregolari. La deposizione è avvenuta in un contesto continentale, ad opera di corsi d'acqua a energia variabile.

Questi primi depositi sedimentari post-orogenici sono di incerta attribuzione cronologica, a causa della mancanza di resti fossili; vengono ascritti dagli autori al Permiano inferiore, senza tuttavia escludere il Carbonifero superiore.

4.1.2. - *Vulcanite del Monte Cabianca (VUC)*

Corrisponde al Membro Vulcanico Inferiore della F. di Collio *Auct.*

Costituita prevalentemente da ignimbriti massicce a fratturazione scheggiata, anche a causa del clivaggio alpino generalmente assai pervasivo, di composizione riolitica, caratterizzate da fenocristalli di quarzo e feldspati alcalini immersi in una pasta di fondo da microcristallina ad africa con strutture axiolitiche e fiamme. Intercalati ad esse vi sono tufi laminati di colore grigio chiaro e scuro e depositi gradati di flusso piroclastico. Vulcaniti africane massicce, a pasta vetrosa di colore verdastra, si osservano lungo linee tettoniche o in zone di alterazione più spinta; lapilli accrezionari sono stati trovati nel detrito in Val Camonica (Sellero). Questi litotipi propriamente vulcanici sono ammantati in modo discontinuo da breccie vulcanoclastiche intraformazionali (**VUC_a**).

Lo spessore massimo dell'unità è valutabile in 200-250 m nell'alto bacino del F. Serio; l'esatta valutazione è resa poco agevole dalle pieghe, elisioni o duplicazioni tettoniche diffusamente presenti. Il limite superiore, generalmente transizionale, è con la formazione del Pizzo del Diavolo.

Età: Permiano inferiore.

4.1.3. - *Formazione del Pizzo del Diavolo (FPZ)*

Corrisponde alla formazione di Collio Superiore *Auct.* (CASATI & GNACCOLINI, 1967).

Come già accennato, la diffusa deformazione alpina rende difficile la comprensione delle relazioni stratigrafiche tra i vari litotipi e la valutazione dello spessore complessivo. Il rilevamento ha permesso l'individuazione di alcune unità cartografabili (FORCELLA & SILETTO, 2001; FORCELLA *et alii*, 2001), di seguito descritte come litozone non essendo possibile stabilire una posizione stratigrafica univoca tra di esse. La diversa sovrapposizione delle varie litozone permette tuttavia la distinzione di unità tettonostratigrafiche distinte, separate da sovrascorrimenti alpini, che in alcuni casi sono chiaramente impostati lungo antiche faglie esten-

sionali (verosimilmente sindeposizionali, p.es. la faglia sotto la cascata del Serio e la faglia che separa l'unità tettonostratigrafica intermedia da quella meridionale, tra di loro subparallele; si veda il capitolo V, Fig. 13, Fig. 16-d).

4.1.3.1. - Litozona arenaceo-pelitica (**FPZ_a**)

Prevalenti arenarie di colore da grigio a verdino, a grana per lo più medio-fine e ricche di strutture sedimentarie (strati canalizzati sottolineati da livelli basali ricchi di clasti fangosi talora embriicati, laminazione parallela e a basso angolo, *ripple-mark* simmetrici, *climbing* e *load-casted ripple*, stratificazione lenticolare, scivolamenti sinsedimentari, laminazione convoluta, strutture da carico sino a *balls and pillows*), in strati decimetrici, passanti a intervalli centimetrici di peliti scure per gradazione normale alla scala dello strato. Poggiano in continuità sulla vulcanite del M. Cabianca (**VUC**). La successione, seppur mediamente competente, tende a formare i massicci montuosi più aspri della parte superiore del bacino del Serio quali il M. Recastello; lo spessore della litozona varia fino ad un massimo conservato di 600 m nel gruppo del M. Recastello ove, nella parte sommitale, sono intercalati banchi di spessore decimetrico a composizione Fe-carbonatica, grigio chiari alla frattura fresca e rugginosi in patina d'alterazione. Livelli simili sono frequenti anche lungo la cresta tra M. Gleno e Trobe. Nel complesso questa litozona si è deposta in ambiente fluviale di media-alta energia, con spessori variabili, tra 150 e 600 m.

4.1.3.2. - Litozona pelitica (**FPZ_b**)

Peliti nerastre lastroidi, più raramente violacee, in strati centimetrici con subordinate intercalazioni a tessitura finemente arenacea più chiare. Si tratta della litologia che conserva le più numerose strutture sedimentarie, quali *ripple mark*, impronte di corrente e di impatto, *mud crack* e che, per l'elevata duttilità, è caratterizzata da un fitto clivaggio traspositivo e pieghe.

Questa litozona può formare intercalazioni di spessore vario (metri - decine di metri) entro le litozone terrigene (**FPZ_a** e **FPZ_c**) in varie zone lungo i versanti di Pizzo Cavrel, della Val Morta, a Ovest di P.zo Strinato (Valle del Lago), ma rappresenta verosimilmente anche la porzione sommitale della sequenza terrigena locale (unitamente a **FPZ_c**, meno diffusa) essendo presente alla sommità di M. Pomnol e lungo il crinale di Cima Trobe - M. Gleno in nuclei sinformi implicati con le unità terrigene e vulcanoclastiche (**FPZ_a**, **FPZ_c**). Testimonia ambienti continentali a bassa energia, quali piane alluvionali o bacini lacustri poco profondi. Spessore massimo stimato intorno al centinaio di metri.

4.1.3.3. - Litozona conglomeratica (**FPZ_c**)

Lembi di conglomerati a clasti quarzosi e di vulcaniti policrome in matrice arenacea, a clasti non deformati con dimensioni centimetriche-decimetriche, sovrapposti a litofacies terrigene (simili al Conglomerato del Ponteranica *Auct.*) o in contatto con esse lungo faglie interpretate come sinsedimentarie sono stati individuati in Val Morta, sul versante orientale e meridionale del Pizzo Coca.

Nel foglio geologico alla scala 1:100.000 19-Tirano (BELTRAMI *et alii*, 1971) in località Simal (apice altimetrico del sentiero Coca-Brunone) e sul versante Est del Pizzo di Redorta (nell'adiacente foglio Sondrio) essi erano ascritti al Verrucano Lombardo; vengono qui ascritti ad una facies della formazione del Pizzo del Diavolo per le caratteristiche litologiche e tessiturali dei clasti. Rappresentano conoidi prossimali ai margini delle aree più depresse in cui si deponavano le facies a e b. Spessore massimo 100 m.

4.1.3.4. - Litozona vulcanoclastica (**FPZ_v**)

Areniti grigie in strati decimetrici e a grana media, spesso passate a fine per gradazione normale alla scala dello strato, con conglomerati e peliti nere in netto subordine, si alternano ad epiclastiti anche grossolane e tufi rinsaldati verdini. L'appoggio sulla litozona sottostante è apparentemente conforme in affioramento. La successione, seppur competente, tende a modellarsi in ripidi pendii regolari e solo eccezionalmente dà luogo a pareti dirupate.

La granulometria è per lo più medio-grossolana, la selezione da moderata a molto scarsa.

Nell'area compresa tra il Passo di Venano - M. Demignone - Passo Demignone, sopra un livello basale dello spessore di circa 20 m costituito da ignimbriti vetrose chiare, si sviluppa una potente litozona di rocce terrigene epiclastiche caratterizzate da intercalazioni lentiformi di agglomerati vulcanici a clasti di quarzo e di vulcaniti di vario colore e composizione, con dimensioni fino a decimetriche. I clasti di vulcaniti mostrano forme discoidali per deformazione tettonica mentre quelli quarzosi conservano generalmente la forma equidimensionale originaria. L'appiattimento avviene con rotazione del clasto verso il piano di clivaggio regionale alpino (S_3), che viene chiaramente intersecato e scomposto dal successivo clivaggio S_4 , ove presente (si veda capitolo V, Fig. 15).

Nell'area Val Cerviera - Lizzola - M. Tre Confini affiora una successione delimitata da superfici tettoniche che rappresentano probabilmente una compartimentazione sinsedimentaria del bacino, successivamente invertita dalla tettonica alpina; la base è caratterizzata da (para-) conglomerati massivi a clasti quarzosi

centimetrici non deformati in matrice arenacea sovrastati da una successione terrigeno-epiclastica a tessitura finemente arenacea in strati decimetrici a superfici planari entro la quale sono presenti (fianco orografico destro della Valle del Corno) intercalazioni lenticolari con tessiture sia più grossolane (conglomeratiche) che più fini (peliti e siltiti grigio-porcellanaceo e violacee); tenendo conto della composizione petrografica le litologie sono state ascritte rispettivamente a agglomerati vulcanici, epiclastiti e a cineriti vulcaniche. In prossimità del passaggio stratigrafico al sovrastante Verrucano Lombardo sono presenti nella successione terrigena-vulcanoclastica lenti e “noduli” decimetrici ascrivibili al bou-dinaggio di originari strati a composizione Fe-carbonatica. Questa successione può rappresentare l'equivalente laterale (in alta valle Cerviera - Valle del Corno - Lizzola), in posizione più distale rispetto al margine orientale del bacino, della successione affiorante in alta valle del Vò, ascritte entrambe alla stessa unità tettonica da FORCELLA & SILETTO (2001).

Lo spessore della litozona è variabile, e raggiunge un massimo nel settore orientale del bacino del T. Vò, dove, detratto l'effetto delle ripetizioni tettoniche, è quantificabile in almeno 150-200 m.

4.2. - VERRUCANO LOMBARDO (VER)

Il Verrucano Lombardo è stato introdotto da ASSERETO & CASATI (1965); la scelta del nome si rifà al più recente (Triassico) Verrucano toscano per analogia litologica; l'aggettivazione “Lombardo” ne identifica in maniera univoca la distinzione da quest'unità appenninica. L'unità è in sinonimia con l'Arenaria del Monte Mignolo, termine introdotto dai rilevatori del F. Breno della Carta d'Italia al 100.000, poi ripreso da CASSINIS (1966), abbandonato in quanto sinonimo più giovane. L'unità è stata formalizzata da CITA *et alii* (2007b). Il Verrucano Lombardo costituisce la facies più prossimale dei depositi terrigeni del Permiano superiore che nel settore dolomitico ed in Alpi orientali prendono il nome di Arenaria di Val Gardena.

L'unità è prevalentemente costituita da conglomerati di colore tipicamente da rosso vinato a violaceo, talora verdastro o decolorato per riduzione, a clasti di porfido rosso e di quarzo bianco e rosato, ben più raramente di rocce metamorfiche scistose e/o granitoidi, a selezione moderata e a grado di arrotondamento da medio per i ciottoli di quarzo a buono per i ciottoli vulcanici. Sono presenti intercalazioni di arenarie rosso-violacee grossolane, a ciottoli sparsi o concentrati in rozzi intervalli talora con laminazioni incrociate ad alto angolo e di siltiti micacee di colore rosso cupo. Questi litotipi prevalenti, in strati e banchi spesso amalgamati, si presentano quasi ovunque organizzati in ciclotemi a gradazione normale

e spessi in media da 5 a 15 m, con un livello conglomeratico di base erosivo sui litotipi più fini alla sommità del ciclotema sottostante. La cementazione, legata alla presenza di quarzo, ematite e minerali argillosi interstiziali, è notevole e fa sì che questa formazione non di rado dia luogo a pareti acclivi e denudate.

Il limite inferiore del Verrucano Lombardo è ovunque discordante su un substrato alquanto eterogeneo: intorno al Passo del Sellarino l'unità poggia direttamente sul basamento metamorfico varisico. Verso Ovest, l'unità poggia su termini della successione eopermiana. Il limite superiore è ovunque paraconcordante con il Servino.

Lo spessore complessivo varia tra meno di 100 m (cascina Passevra, Lizzola) e circa 700 m (versante Nord della Val di Scalve).

Dal punto di vista petrografico, i materiali clastici di cui il Verrucano Lombardo è formato derivano essenzialmente da rocce vulcaniche e cristalline. La granulometria varia da fine a molto grossolana, la selezione da moderata a scarsa.

Nell'insieme, il Verrucano Lombardo testimonia l'instaurarsi su una larga parte delle Alpi Meridionali di un ambiente di deposizione continentale, con evoluzione verticale da conoidi alluvionali, solcate da corsi d'acqua di tipo intrecciato, a una piana alluvionale. La colorazione rossa dei sedimenti è interpretata come il prodotto di una piovosità stagionale accentuata in condizioni climatiche generalmente calde e semiaride.

L'unità, per quanto noto, è priva di fossili. L'età Permiano superiore *p.p.* è desunta per posizione stratigrafica e per correlazione regionale con le Arenarie di Val Gardena del Sudalpino orientale.

5. - LEMBI PERMO-TRIASSICI LUNGO LA LINEA DEL TONALE

5.1. - DOLOMIE, CONGLOMERATI E BRECCE (LPX)

Scaglie di conglomerati, arenarie e rocce carbonatiche di probabile età permotriassica, di ridotte dimensioni, generalmente molto tettonizzate, allineate lungo la Linea Insubrica-Tonale (Villa di Tirano, Stazzona, M. Padrio; CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI, 1930). Nelle diverse scaglie si riconoscono dolomie chiare, giallastre, talora cariate, dolomie grigie con pirite, peliti scistose verde chiaro, con vene ad ankerite, conglomerati e brecce, che possono essere ricondotti, in modo assai dubitativo, a termini permiani (gruppo dei Laghi Gemelli, Verrucano Lombardo) e triassici inferiori (Servino, carniola di Bovegno?) della successione sedimentaria delle Alpi Meridionali.

6. - SUCCESSIONE TRIASSICA DELLE ALPI MERIDIONALI

(A CURA DI F. BERRA)

La successione triassica del Foglio Malonno è preservata in due unità strutturali sovrapposte che ripetono la successione stratigrafica. L'unità inferiore (unità Vigna Vaga - Val di Scalve nello schema strutturale) presenta età comprese tra il Triassico inferiore (Servino) e il Carnico (Formazione di San Giovanni Bianco). L'unità superiore (unità della Concarena-Presolana) è accavallata sull'inferiore lungo una superficie di *flat* che si è sviluppata in corrispondenza della Formazione di San Giovanni Bianco. Anche l'unità superiore è costituita da rocce di età compresa tra il Triassico inferiore (carniola di Bovegno) ed il Carnico (Formazione di San Giovanni Bianco). Le successioni delle due unità strutturali presentano notevoli differenze stratigrafiche nella porzione ladinica: nell'unità inferiore la successione ladinica è caratterizzata da facies bacinali (non è presente il Calcare di Esino, che invece caratterizza l'unità superiore), mentre nell'unità superiore la successione ladinica è prevalentemente in facies di piattaforma (Massiccio della Concarena - Pizzo Camino) anche se verso Sud e nella zona del Passo del Lifretto la successione è in facies bacinale (Calcare di Pratotondo). Le differenze nelle caratteristiche della successione ladinica indicano una articolata paleogeografia durante questo intervallo temporale.

6.1. - SERVINO (SRV)

Questa unità, entrata nella consuetudine con il nome usato dai minatori della Val Trompia (BROCCI, 1808), affiora estesamente (seppure in modo discontinuo) solo al margine meridionale del Foglio Malonno, lungo le pendici settentrionali della Val di Scalve, e in alcuni lembi tettonizzati lungo i sovrascorrimenti alpini (Sellero, Gallinera). È stata formalizzata da CITA *et alii* (2007a).

Il Servino è costituito da una parte inferiore con arenarie quarzose in abbondante matrice dolomitica, alternate a siltiti dolomitiche e marne, ricche di strutture diagnostiche dell'azione del moto ondoso (*ripple-mark* simmetrici) e delle correnti di marea (*wavy* e *linsen bedding*) e una parte superiore con marne dolomitiche policrome, dolomie ibride giallastre e siltiti micacee, con *ripple-mark* per lo più simmetrici e rare intercalazioni di arenarie estremamente fini. Tra le due parti si intercalano calcari rossastri (ferruginosi) o grigiastri con ooliti, intraclasti e frequenti lamellibranchi e piccoli gasteropodi ("oolite a gasteropodi" Auct.).

Le strutture sedimentarie, l'elevata maturità tessiturale delle sabbie e i *lag* a Bivalvi testimoniano nella parte inferiore l'affermarsi di ambienti litorali ad alta energia, da piana tidale sabbiosa a delta-conoide distale.

Alla base del Servino è stato riconosciuto (ma non cartografato, per il ridotto spessore) il membro di Prato Solaro (SCIUNNACH *et alii*, 1996), consistente di con-

glomerati, microconglomerati quarzosi ed arenarie quarzose di colore da bianco a rosato, con maturità tessiturale (selezione e arrotondamento) e stabilità mineralogica ben più elevate del sottostante Verrucano Lombardo. Laminazioni incrociate ad alto angolo e rozzi *ripple-mark* si conservano nelle frazioni arenacee più fini, mentre i conglomerati si presentano in genere massivi. Il membro affiora nei dintorni del M. Sasna e alla miniera della Manina. Il Servino poggia in paraconcordanza sul Verrucano Lombardo. Il passaggio alla soprastante carniola di Bovegno è quasi ovunque male esposto e tettonizzato. Lo spessore complessivo del Servino si aggira mediamente sui 150 m, con variazioni poco marcate.

Mineralizzazioni a siderite manganesifera (FRIZZO, 1984), concentrate in orizzonti metrici calcareo-dolomitici con ooidi, si segnalano presso il Passo della Manina ed in vari punti del versante settentrionale dell'alta valle di Scalve e Valle Paisco, ove l'estrazione è continuata fino agli anni '70 del secolo scorso. Si veda a questo proposito il capitolo VI.

Il Servino, unità relativamente poco competente rispetto alla successione sottostante, tende a dar luogo a pendii dolci e vegetati, anche se non di rado determina forme dirupate, con sviluppo di morfologie quasi calanchive, anche in funzione della giacitura.

Il Servino ha un'età Triassico inferiore (Induano-Olenekiano *p.p.*) ed è sostanzialmente coevo con la formazione di Werfen delle Alpi Orientali, con la quale mostra notevoli analogie litologiche e paleoambientali. La datazione è basata sulla presenza di faune a *Claraia* (Griesbachiano sup. - Dieneriano inf.) nella parte inferiore del Servino arenaceo e l'associazione a *Tirolites* e *Meandrospira pusilla* (Spathiano) nel Servino pelitico-dolomitico. Il membro di Prato Solaro è ritenuto Griesbachiano per posizione stratigrafica e per la segnalazione, al suo interno, di Bivalvi triassici da parte di MERLA (1933): tuttavia, la correlazione con il Servino dell'Anticlinale Camuna, dove sublitareniti grigie si posizionano al di sotto del calcare di Praso (ritenuto equivalente all'oolite di Tesero della formazione di Werfen) lascia aperta la possibilità che questo membro si collochi in realtà nel Permiano terminale.

Le caratteristiche litologiche e sedimentologiche del Servino indicano un progressivo passaggio da ambienti litorali a condizioni decisamente marine, e testimoniano l'inizio della trasgressione marina triassica progressiva da Est verso Ovest sui depositi continentali del Verrucano Lombardo (ASSERETO *et alii*, 1973).

6.2. - CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV)

La carniola di Bovegno è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965), ma era stata già descritta da CURIONI (1855) col nome di "Unità calcarea farinacea". È costituita da dolomie vacuolari e calcari dolomitici di colore giallastro, a stratificazione indistinta o in grossi banchi, e, in subordine, da brecce ad elementi dolomitici, lenti di gesso e anidrite (BOV_a, Ono S. Pietro).

La formazione affiora in lembi residui a copertura del Servino, con maggior continuità nell'alto bacino del T. Nembo (Nona), al piede del versante settentrionale dell'alta Valle di Scalve (Campelli) ed in Val Clegna, al limite meridionale del Foglio.

Nell'area ove affiora più diffusamente è prevalente la litofacies costituita da carnioli e calcari dolomitici a cellette, di colore da grigio chiari a giallastri e con stratificazione poco distinta e intercalazioni di marne gialline e dolomie vucolari. I calcari dolomitici passano a breccie a clasti spigolosi di dolomie, calcari, siltiti verdi e marne da gialline a policrome, la massa di fondo è calcarea di colore giallo intenso.

La carniola di Bovegno costituisce spesso l'orizzonte stratigrafico lungo il quale si sono impostati sovrascorrimenti o scollamenti tettonici, dal momento che le sue caratteristiche reologiche ne hanno fatto uno dei principali orizzonti deboli della successione sedimentaria sudalpina. A causa di elisione o costipazione tettonica e della presenza di motivi plicativi è impossibile determinarne con esattezza lo spessore, che può però essere stimato in almeno un centinaio di metri.

Il limite di letto con il sottostante Servino è generalmente tettonizzato e male esposto. Il limite con il soprastante Calcarea di Angolo è graduale, ma spesso coincide con una superficie di scollamento regionale.

Entro la carniola di Bovegno non sono stati ritrovati fossili significativi: l'unità viene tradizionalmente attribuita all'Olenekiano e forse anche all'Anisico inferiore sulla base della sua posizione stratigrafica (ASSERETO & CASATI, 1965).

L'ambiente deposizionale della formazione è di tipo litorale marino o di bassa profondità a sedimentazione mista, fino a lagune isolate tipo *sabkha*, in condizioni climatiche caldo-aride. Più problematica la genesi delle breccie non tettoniche, che possono derivare dalla dissoluzione delle evaporiti e collasso degli strati sovrastanti, o anche dalla fratturazione idraulica della roccia per forti pressioni di fluidi derivanti dalla disidratazione delle evaporiti (METZELTIN & VEZZOLI, 1977), o ancora dalla circolazione di fluidi tardivi in pressione lungo le superfici dei sovrascorrimenti alpini (JEANBOURQUIN & LUALDI, 1994).

6.3. - DOLOMIA DEL SERLA INFERIORE (SLI)

L'unità è stata istituita da PIA (1937) con il nome di *Unterer Sarldolomit* e ha come area tipo il settore delle Dolomiti. Nel Foglio Malonno costituisce la cima del Monte Elto (settore sud-orientale del foglio): in passato è stata cartografata come Dolomia dell'Elto (FORCELLA & ROSSI, 1980), nome da abbandonare in quanto in sinonimia con la Dolomia del Serla inferiore. Si tratta prevalentemente di dolomie di colore giallastro all'alterazione e grigio su frattura fresca, in banchi e più raramente in strati di spessore 10-15 centimetri, con stratificazione irregolare. L'unità è intensamente ricristallizzata: la dolomitizzazione ha com-

pletamente obliterato le strutture sedimentarie originarie. Nel Foglio Malonno la base ed il tetto dell'unità non sono conservati: alla base è presente un importante scollamento. Lo spessore preservato si aggira attorno ai 70-100 metri. La successione del Monte Elto costituisce gli affioramenti più occidentali della Dolomia del Serla Inferiore, che verso occidente è lateralmente sostituita dalle facies più detritiche ed evaporitiche della carniola di Bovegno.

Nell'unità non sono stati rinvenuti fossili; l'età (Olenekiano? - Anisico inferiore?) è definita in funzione della posizione stratigrafica, eteropica alla carniola di Bovegno. L'unità si è verosimilmente deposta in una piana tidale a ridotta profondità, che lateralmente passava a bacini costieri con circolazione ristretta (*sabkha*) dove si depositava la carniola di Bovegno.

6.4. - CALCARE DI ANGOLO (ANG)

L'unità è stata descritta in passato da numerosi Autori con varie terminologie lito- cronostatigrafiche, comprendendo a volte anche il soprastante calcare di Prezzo ("Scisti a *gracilis*", "dolomie grigio scure in strati sottili" ecc.). Il Calcare di Angolo è stato formalizzato da ASSERETO & CASATI (1968b) in Valle Camonica e cartografato nel foglio della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 n. 34 Breno. L'area di riferimento interessa tutta la bassa Valle Camonica, in particolare la confluenza con la Valle di Scalve e l'unità è distribuita dal Lago di Como sino alle Giudicarie.

Il Calcare di Angolo affiora nel settore sud-orientale del Foglio Malonno, alla base della successione che costituisce il massiccio della Concarena (unità Concarena-Presolana) e localmente sul versante Nord del massiccio (Unità Vigna Vaga - Val di Scalve). Gli affioramenti più significativi sono presenti lungo il versante orientale della Concarena e immediatamente ad Ovest di Schilpario, dove l'unità è scollata alla base e sovrascorsa sulla successione carnica.

Il Calcare di Angolo è rappresentato da calcari grigio scuri e neri in strati pluridecimetrici, amalgamati, frequentemente bioturbati e di aspetto nodulare, con interstrati millimetrico-centimetrici marnosi; localmente sono presenti intercalazioni di orizzonti costituiti da strati più sottili. I calcari sono in prevalenza fini con locali intercalazioni calcarenitiche con dispersi crinoidi e laminazioni parallele.

Il limite inferiore con la carniola di Bovegno non è osservato nel Foglio Malonno, a causa dello scollamento alla base dell'unità. Il limite superiore con il calcare di Prezzo è netto, marcato dalla comparsa di marne micacee.

Il contenuto paleontologico del Calcare di Angolo è piuttosto ricco e variato: nelle facies calcarenitiche sono spesso presenti numerosi bioclasti (crinoidi, alghe dasicladacee, foraminiferi). In base al contenuto paleontologico ed alla posizione stratigrafica sottostante al ben datato calcare di Prezzo, l'età del Calcare di Angolo è attribuita all'Anisico inferiore-medio. Ammonoidi (BRACK *et alii*, 1988) sono segnalati nella parte altissima della formazione in Val di Scalve.

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

6.5. - CALCARE DI PREZZO (PRZ)

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

Il calcare di Prezzo affiora in modo discontinuo, per il ridotto spessore e le caratteristiche litologiche. Gli affioramenti più significativi costituiscono una ristretta fascia al tetto del Calcare di Angolo, osservabile a Nord e ad Est della Concarena (unità strutturale Concarena-Presolana). Il calcare di Prezzo affiora anche nell'unità tettonica della Val di Scalve, nei pressi dell'abitato di Schilpario. Le sezioni meglio esposte sono presenti in Valle Marcia (Schilpario) e nel settore orientale della Concarena. Lo spessore della formazione sembra essere maggiore nell'unità strutturale superiore (Concarena - Presolana), dove arriva sino a circa 100 metri.

Il calcare di Prezzo è caratterizzato dall'alternanza ritmica, con spessori decimetrici, di calcilutiti nere spesso marnose e talora bioturbate, in strati da 10 a 40 cm da piano-paralleli a leggermente nodulari, di marne e di argilliti nere con mica. La stratificazione è generalmente piano parallela; sul versante orientale della Concarena si osservano strati lenticolari. In questo settore non è presente il noto "Banco a Brachiopodi" (o calcare di Cimego, ASSERETO *et alii*, 1977), sviluppato nel settore occidentale del Bacino Lombardo (Grigne, Val Brembana) e nel settore della Val Sabbia.

Il limite superiore del calcare di Prezzo è con la Formazione di Buchenstein: si tratta di un limite netto, evidenziato dalla comparsa di calcari grigio scuri, generalmente in strati planari, con noduli, liste di selce nera e intercalazioni di tufiti e vulcanoclastiti siltoso-arenacee.

Il contenuto fossilifero dell'unità, estremamente ricco (ammonoidi, bivalvi pelagici, conodonti, echinodermi; BALINI *et alii*, 2000), ne permette la datazione all'Anisico superiore (Illirico).

Le lito- e biofacies uniformi estese su vaste aree e le loro graduali variazioni di spessore evidenziano un sistema deposizionale bacinale con condizioni di mare aperto ma non eccessivamente profondo, con sedimentazione mista e circolazione al fondo ristretta. Nel settore del Foglio Malonno l'unità è sempre presente. Gli apporti terrigeni fini provenivano da aree emerse circostanti il bacino. Il rapporto

fra organismi bentonici e forme necto-planctoniche mostra una prevalenza delle seconde verso oriente, e questo indicherebbe una diminuzione delle condizioni di ossigenazione al fondo piuttosto che un incremento di profondità del bacino verso Est (GAETANI *et alii*, 1987).

6.6. - FORMAZIONE DI BUCHENSTEIN (BUC)

Con questo termine si definisce una storica unità di estensione interregionale, inizialmente descritta e denominata in Dolomiti, il cui nome è stato utilizzato nelle ricerche crono- e litostratigrafiche e nella cartografia geologica di tutto il Sudalpino per caratterizzare le successioni bacinali del Ladinico inferiore a sedimentazione calcareo-silicea e con importanti apporti vulcanoclastici. Essa è stata formalizzata da CITA *et alii* (2007b) tra le unità tradizionali. In Lombardia non esiste un'area di riferimento anche se esiste una successione ben studiata presso Bagolino (BRACK & RIEBER, 1993). L'unità è confrontabile con la Formazione di Livinallongo descritta in Dolomiti sin dal secolo scorso da vari autori di lingua italiana (bibliografia in VIEL, 1979; "*Buchensteiner Schichten*" di VON RICHTHOFEN, 1860).

Questa formazione affiora sia nell'unità Concarena-Presolana sia nell'unità Schilpario. Si tratta di prevalenti calcilutiti con strati da planari a nodulari ricchi in noduli e liste di selce nera ed interstrati argilloso-tufacei, prevalenti nella parte media dell'unità. Nell'unità si intercalano vulcanoclastiti e tufiti ("pietra verde") in strati decimetrici, localmente anche in banchi di spessore sino a metrico, che sono maggiormente diffuse nella parte alta dell'unità.

Lo studio di alcune microfacies di questa formazione ha evidenziato la prevalenza di *mudstone-wackestone* con intraclasti peloidi e dispersi radiolari calcitizzati, filamenti pelagici e bioclasti di crinoidi ed echinoidi. Come per il calcare di Prezzo, anche per la Formazione di Buchenstein è riconoscibile uno spessore maggiore nell'unità strutturale della Concarena - Presolana (circa 80 metri) rispetto all'unità sottostante. Il limite inferiore della Formazione di Buchenstein è sempre con il calcare di Prezzo; quello superiore, piuttosto netto, è con la Formazione di Wengen, evidenziato dalla comparsa di arenarie grigie e grigio scure, con clasti in prevalenza di origine vulcanica e vulcanoclastica, in strati e banchi di spessore sino a metrico.

L'unità è localmente fossilifera e associazioni sono segnalate sia nell'area del Foglio Malonno, sia nei settori limitrofi. Sono stati segnalati ammonoidi, tra i quali *Eoprotrachyceras curionii* (Mojsisovic; la zona tipo di questa forma è nei dintorni di Schilpario), *Ptychites* sp., *Protrachyceras* sp., *Chieseiceras chiesensis* e bivalvi pelagici (*Daonella* sp.; ASSERETO & CASATI, 1965). Recentemente (BALINI *et alii*, 2000) descrivono anche associazioni a conodonti nella Formazione

di Buchenstein di entrambe le unità strutturali. L'unità viene attribuita alla parte sommitale dell'Anisico e a parte del Ladinico (Longobardico medio) sia sulla base del contenuto fossilifero sia per le correlazioni con le successioni fossilifere del Bresciano (BRACK & RIEBER, 1993).

Le caratteristiche della Formazione di Buchenstein indicano una sedimentazione prevalentemente carbonatica entro bacini intrapiattaforma delimitati dalle piattaforme carbonatiche anisico sommitale-ladiniche e con importanti, anche se locali, apporti vulcanici verosimilmente provenienti dai settori più meridionali ed occidentali del Sudalpino lombardo.

6.7. - FORMAZIONE DI WENGEN (WEN)

È un'unità di estensione interregionale, inizialmente descritta e denominata in Dolomiti, il cui nome è utilizzato nelle ricerche crono-, litostratigrafiche e nella cartografia geologica di tutto il Sudalpino per caratterizzare le successioni in prevalenza arenacee e vulcanoclastiche di bacino del Ladinico superiore. In Dolomiti l'unità ha attualmente il rango di Formazione, formalizzata da CITA *et alii* (2007b), anche se in passato è stato proposto (ASSERETO *et alii*, 1977; VIEL, 1979) di elevarla al rango di gruppo, alla luce della elevata variabilità litologica. Nel settore camuno l'unità è stata descritta da ASSERETO & CASATI, 1965 e utilizzata nella cartografia geologica al rango di formazione (Foglio geologico 34 Breno, carta geologica 1:50000 della Provincia di Bergamo; coordinatori FORCELLA & JADOU, 2000).

L'unità affiora nell'unità strutturale inferiore (Vigna Vaga - Val di Scalve, nel settore di Schilpario) ed in quella superiore (Concarena -Presolana), dalla base del Pizzo Camino sino al versante orientale della Concarena.

La Formazione di Wengen è costituita da arenarie quarzoso-vulcanoclastiche e siltiti grigio scure-verdi, in strati e banchi planari di spessore decimetrico. Sono presenti granoclassazioni, bioturbazioni, rare laminazioni parallele, clasti molli e *chip* argillosi neri. Con le arenarie si intercalano calcari micritici grigio scuri e marne argillose, argilliti nere e marne siltose laminate. Nella parte alta della formazione aumenta la componente calcarea.

L'unità presenta spessori generalmente ridotti e compresi tra 15 e 50 metri, con i valori massimi nell'unità strutturale superiore (Concarena).

Il limite inferiore, con la Formazione di Buchenstein, è netto; quello superiore, con il calcare di Pratotondo (unità Vigna Vaga - Val di Scalve; settore orientale della Concarena) o con il calcare di Esino (unità della Concarena - Presolana, Passo Campelli), è dato dalla rapida comparsa rispettivamente di calcari scuri o di breccie calcaree. L'unità è di età prevalentemente Ladinico superiore; nel settore del Pizzo Camino ammonoidi e conodonti indicano per la parte sommitale della

formazione una probabile età Carnico basale (BALINI *et alii*, 2000). Dal punto di vista stratigrafico la base è quindi coeva con quella della Formazione di Wengen delle Dolomiti (Zona a *Regoledanus*) mentre la sommità è più giovane.

L'ambiente deposizionale della F. di Wengen è un sistema bacinale variamente articolato che si imposta alla sommità delle successioni bacinali lombarde del Ladinico Superiore - Carnico inferiore. Il sistema deposizionale di questa formazione richiama quello del soprastante calcare di Pratotondo, dal quale si differenzia per la natura degli apporti sedimentari (arenarie vulcanoclastiche, abbondanza di peliti).

6.8. - CALCARE DI PRATOTONDO (PRO)

L'unità, proposta da ROSSETTI (1967) nel bacino di Lozio, prende il nome da una località immediatamente a Sud del Massiccio della Concarena. Dal punto di vista litostratigrafico, il calcare di Pratotondo presenta notevoli analogie con il calcare di Meride della Lombardia occidentale e soprattutto con il calcare di Perledo Varenna delle Grigne.

Il calcare di Pratotondo affiora nel settore di Schilpario (sia nell'unità Vigna Vaga - Val di Scalve, sia nell'unità Concarena-Presolana nel settore del Passo del Lifretto, dove affiora estesamente). Questa formazione è assente nel settore di Passo Campelli e ad occidente del Pizzo Camino, dove le calciruditi legate alla progradazione del calcare di Esino poggiano direttamente sulla Formazione di Wengen.

L'unità è costituita da calcari scuri fini in strati pianoparalleli di spessore centimetrico-decimetrico. Localmente sono presenti strati sia gradati sia con laminazioni parallele. Nella parte alta dell'unità, nell'unità strutturale superiore (Concarena-Presolana), si intercalano strati decimetrici di calcareniti laminate e localmente granoclassate e raramente livelli di brecciole con clasti provenienti dal calcare di Esino. Localmente sono presenti *slumping*. Nell'unità inferiore le facies sono generalmente più fini e lo spessore dell'unità è minore. Le microfacies sono caratterizzate da prevalenza di *mudstone* e *packstone* intra-bioclastici, con frammenti di bivalvi, echinodermi e spicole di spugne.

Lo spessore massimo dell'unità si aggira attorno ai 400 metri (Passo del Lifretto), mentre scende fino a 100-150 metri nel settore orientale della Concarena e nell'unità strutturale inferiore (settore di Schilpario).

Il limite stratigrafico inferiore è con la Formazione di Wengen: si tratta di un limite piuttosto netto, dato dalla scomparsa del materiale terrigeno e dal passaggio a una successione calcarea scura. Nell'unità strutturale superiore il calcare di Pratotondo passa al calcare di Esino: il passaggio è piuttosto rapido, marcato dall'intercalazione di calciruditi del calcare di Esino che successivamente pro-

grada sui calcari scuri del calcare di Pratotondo. Le caratteristiche geometriche della successione in prossimità di questo limite mostrano un evidente e ben preservato contatto stratigrafico tra due unità eteropiche. Quando non direttamente ricoperto dal Calcare di Esino, il limite di tetto del calcare di Pratotondo è con il calcare di Sommaprada. Nei settori bacinali il limite è piuttosto rapido e dato dalla comparsa di calcari marnosi laminati con microfacies costituite da *packstones* bioclastici a spicole di spugna e radiolari.

Nell'unità sono stati rinvenuti ammonoidi indeterminabili e conodonti (BALINI *et alii*, 2000) che indicano una età prevalentemente ladinica (il limite Ladinico-Carnico è posizionato nella parte alta dell'unità). Questa età coincide con quella delle altre facies bacinali ladiniche presenti più ad occidente (calcare di Perledo-Varenna, GAETANI *et alii*, 1991), anche se sembra spingersi stratigraficamente più in alto.

Il calcare di Pratotondo si è deposto in un ampio bacino delimitato da piattaforme carbonatiche progradanti, che localmente riescono a conquistare i settori bacinali. I processi sedimentari che caratterizzano i carbonati di questa unità sono in prevalenza connessi a torbide alimentate dai margini della piattaforma carbonatica ladinica (calcare di Esino). La differenza litologica tra la successione nell'unità strutturale superiore (Concarena - Presolana) ed inferiore indica che quest'ultima si trovava in posizione più distale rispetto ai settori di piattaforma carbonatica.

6.9. - CALCARE DI ESINO

Questa nota ed estesa formazione è stata descritta per la prima volta con il significato di unità litostratigrafica da Hauer (1858). Nelle Prealpi Bergamasche occidentali Varisco (1881) descrive questa unità con il nome di "Dolomia di Esino-Lenna". Studi recenti sono stati effettuati da CASATI & GNACCOLINI (1967), ASSERETO *et alii* (1977) e JADOUL *et alii* (1992) in Val Brembana. L'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) in Val Camonica, ma non è mai stata proposta un'area ed una sezione di riferimento. L'unità presenta analogie litologiche e di età con la Dolomia dello Sciliar del Sudalpino orientale. Il Massiccio della Concarena è stato descritto da ROSSETTI (1967), BRACK (1984) e recentemente da SEELING *et alii* (2005) e BERRA (2007).

Nel Foglio Malonno il calcare di Esino costituisce il massiccio della Concarena e del Pizzo Camino (nel limitrofo F. Breno a Sud); nel settore della Concarena raggiunge gli spessori massimi valutati in circa 800 metri. La formazione è assente nell'unità strutturale inferiore (Vigna Vaga - Val di Scalve), dove la successione ladinico-carnica è rappresentata da successioni bacinali.

Nel rilevamento del Foglio Malonno sono state distinte nell'ambito del calcare di Esino due litofacies cartografabili che identificano porzioni differenti della stessa piattaforma carbonatica.

6.9.1. - *Litofacies di margine (ESI_a)*

Calcari di colore nocciola, generalmente massivi, caratterizzati da *patch reef* di dimensione metrica a coralli, spesso associati a spugne. Nel settore di margine sono abbondanti *bafflestone* a *Tubiphytes*, spesso costituiti da livelli pressoché planari di altezza attorno al decimetro, che probabilmente costituivano livelli continui sia all'interno che all'esterno del margine della piattaforma. La litofacies ESI_a è prevalentemente rappresentata da facies calcarenitico-ruditiche, con clasti di dimensioni fino a 2-3 metri, a supporto granulare, caratterizzate da numerose cavità dai contorni mammellonari e riempite da cementi calcitici sovente di colore grigio scuro in croste isopache (evinosponge; JADOUL & FRISIA, 1988; FRISIA-BRUNI *et alii*, 1989). I depositi massivi presentano una blanda clinostratificazione, marcata dalla deposizione di livelli a granulometria più fine, con clasti spesso costituiti da automicrite (*sensu* KEIM & SCHLAGER, 1999). La pendenza delle clinoforni raggiunge i 30°-40° nel massiccio della Concarena. Gli affioramenti migliori di queste facies sono osservabili nel settore del Cimone della Bagozza e lungo il versante orientale della Concarena.

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

Il calcare di Esino della piattaforma interna è costituito da calcari grigio chiari fossiliferi con dasycladacee, oncoliti e dispersi gasteropodi (anche di dimensioni decimetriche) e da calcareniti bioclastiche grigio chiare-nocciola in strati decimetrici o più raramente pluridecimetrici. Gli strati presentano una notevole continuità laterale, come è osservabile nel versante settentrionale della Cima della Bacchetta. Spesso sono sviluppati *tepee* che raggiungono anche dimensioni metriche: nelle cavità legate ai *tepee* sono spesso presenti cementi sia radiali sia isopachi. Le facies stratificate di piattaforma interna sono conservate esclusivamente nella fascia orientata Nord-Sud compresa tra la Cima dei Landrinai e il Monte Vaccio.

Il passaggio tra le due litofacies è generalmente rapido e marcato dalla scomparsa della stratificazione che caratterizza la litofacies ESI_b, in seguito al passaggio laterale a facies biocostruite di aspetto massiccio.

Il calcare di Esino presenta il limite stratigrafico inferiore con due unità differenti: la Formazione di Wengen nel settore del Passo Campelli (il limite è dato dalla comparsa di facies calcarenitiche-calciruditiche grigio nocciola risedimentate, stratificate o massive che caratterizzano la base del calcare di Esino - litofacies ESI_a) e con il calcare di Pratotondo più a Sud (limite eteropico). Il limite superiore, sempre di tipo netto, è con unità differenti: la litofacies di pendio-margine (ESI_a) è ricoperta dal calcare di Sommaprada, mentre le litofacies di piattaforma interna (ESI_b) sono ricoperte dai calcari peritidali riferiti alla Formazione di Breno (BERRA, 2007).

Il contenuto fossilifero del calcare di Esino è in genere ricco e costituito prevalentemente da bivalvi, gasteropodi, coralli, echinodermi, spugne, *Tubiphites*. Nelle facies di pendio sono stati osservati anche piccoli ammonoidi. Sulla base del contenuto paleontologico l'unità è datata al Ladinico. È probabile che l'età del calcare di Esino si estenda, almeno nel settore del Foglio Malonno, sino alla base del Carnico: la presenza di una associazione di ammonoidi e conodonti (BALINI *et alii*, 2000) di età probabilmente Carnico basale nella Formazione di Wengen al di sotto del calcare di Esino e la presenza di una associazione analoga nella parte centrale del calcare di Pratotondo portano a ritenere che la deposizione del calcare di Esino possa essere continuata sino alla base del Carnico.

La potente e differenziata associazione di litofacies del calcare di Esino documenta l'evoluzione areale e temporale di un articolato sistema deposizionale di piattaforma carbonatica comprensivo di numerosi ambienti deposizionali, dai transizionali alle successioni di bacino (facies di pendio) ai margini biocostruiti (*reef*) sino alla piattaforma interna (lagune subtidali aperte, ristrette e piane tidali). La parte più settentrionale del Massiccio della Concarena è in gran parte eroso, e ciò previene una dettagliata ricostruzione della paleogeografia della piattaforma. I dati raccolti consentono comunque di identificare due nuclei di progradazione distinti rappresentati dalla Concarena e dal Pizzo Camino. Il Pizzo Camino (nel meridionale Foglio Breno) conserva evidenze di una progradazione verso oriente, mentre nel massiccio della Concarena è osservabile una progradazione sia verso Sud sia verso Ovest. Nel settore del Passo del Lifretto le due piattaforme si avvicinano notevolmente, ma senza collegarsi prima della crisi di produttività della piattaforma del calcare di Esino documentata dalle unità soprastanti.

6.10. - CALCARE DI SOMMAPRADA (SOM)

L'unità è stata definita da ROSSETTI (1967) e prende il nome dall'abitato di Sommaprada, ubicato a Sud del Massiccio della Concarena, appena al di fuori del Foglio Malonno. All'interno del Foglio Malonno l'unità affiora nel settore del Passo del Lifretto, dove costituisce una stretta fascia continua tra le facies di pendio del calcare di Esino (ESI_a) e la sovrastante Argillite di Lozio. Nei settori più bacinali (unità strutturale inferiore) l'unità si interpone tra il calcare di Pratotondo e l'Argillite di Lozio. L'unità è costituita da calcari scuri in strati piano-paralleli di spessore massimo di 20 cm. Si tratta prevalentemente di calcareniti bioclastiche ricche in bivalvi, echinodermi e piccoli gasteropodi. Le microfacies sono rappresentate prevalentemente da *packstone* bioclastici e subordinati *wackestone*, ricchi in spicole di spugna e radiolari. Localmente (Passo del Lifretto) sono abbondanti le ooliti ferruginose, che più spesso costituiscono delle sottili lenti nei calcari bioclastici. Lo spessore dell'unità è generalmente limitato a pochi metri: lo spessore sembra decrescere dai settori più prossimi al piede delle clino-

formi (circa 20-25 metri) risalendo sul pendio (pochi metri nei settori più alti del pendio, quale il settore del Passo del Lifretto). Nelle aree bacinali (unità Vigna Vaga-Val di Scalve) lo spessore si riduce a pochi decimetri e pertanto il calcare di Sommaprada non è stato distinto cartograficamente. Il limite inferiore dell'unità è estremamente netto con le facies a breccie del calcare di Esino (ESI_a), denotando una improvvisa interruzione della produzione delle breccie di pendio. Il limite con il Calcare di Pratotondo, nelle aree bacinali, è piuttosto rapido e dato dalla scomparsa delle calcareniti bioclastiche gradate, sostituite dalle facies fini ricche di radiolari del calcare di Sommaprada. Il limite superiore, con l'Argillite di Lozio è piuttosto netto, caratterizzato dalla comparsa di argilliti, più micacee e meno ricche di carbonato nei settori paleobatimetricamente meno profondi, mentre è più transizionali nei settori bacinali.

L'unità non è direttamente datata su base paleontologica: sulla base della posizione stratigrafica (al tetto del calcare di Pratotondo nei settori bacinali a Sud del Foglio Malonno) l'età è probabilmente Carnico basale.

Il calcare di Sommaprada costituisce una sottile unità depositatasi sulle facies di pendio della piattaforma carbonatica del calcare di Esino e nelle aree bacinali prospicienti, in conseguenza dell'interruzione della produttività di breccie di pendio indotta dall'emersione al tetto del Calcare di Esino (BERRA, 2007). Le facies e le microfacies dell'unità indicano un tasso di sedimentazione ridotto.

6.11. - FORMAZIONE DI BRENO (BRE)

L'unità è stata formalizzata in bassa Val Camonica da ASSERETO & CASATI (1968) con la sezione tipo presso Ossimo Inferiore. A questa unità sono riferite le facies carbonatiche cicliche prevalentemente sopratidali che caratterizzano, nell'unità strutturale superiore, il settore della Cima della Bacchetta - Monte Vaccio (anche se le litofacies non sono sempre perfettamente comparabili con quelle della Formazione di Breno nell'area tipo), alcuni affioramenti di calcareniti che affiorano nel settore del Passo del Lifretto (membro del Monte Arano, unità strutturale Concarena-Presolana) e calcari fini presenti nel settore di Schilpario (Valle Marcia, unità Vigna Vaga - Val di Scalve).

Nel settore della Cima della Bacchetta-Monte Vaccio l'unità è costituita da facies carbonatiche subtidali di colore chiaro, spesso oncolitiche e bioclastiche, in strati e banchi di spessore fino a metrico, alternate con facies più scure costituite prevalentemente da cementi che arrivano a costituire anche il 70-90% della roccia. La parte di roccia conservata in queste facies è prevalentemente rappresentata da calcari e calcari dolomitici ricchi in pisoliti vadose, che denotano una intensa azione di acque freatiche. I cementi sono costituiti sia da croste isopache (che probabilmente riempiono cavità legate a dissoluzione) sia da aggregati aciculari (raggioni). I cementi sono opachi in catodoluminescenza (SEELING *et alii*,

2005), denotando una origine diagenetica precoce. Queste due litofacies sono organizzate in cicli di spessore variabile tra 8-10 (base) e 3 metri (tetto della successione): nella parte inferiore dell'unità prevalgono le litofacies sopratidali (rapporto 3:1), mentre salendo stratigraficamente la percentuale di facies subtidali tende a crescere (fino ad arrivare ad un rapporto di circa 1:1). Localmente sono presenti lenti di materiale dolomitico di colore rossastro, che potrebbero rappresentare eventi di pedogenesi durante le fasi di emersione. Lo spessore massimo preservato si aggira attorno ai 130-150 metri.

Nell'unità strutturale inferiore (Valle Marcia, BERRA & JADOU, 2002) la Formazione di Breno è rappresentata da calcari prevalentemente fini (spessore di circa 35 metri) che si intercalano alle peliti della parte alta dell'Argillite di Lozio, attribuiti al membro del M. Arano.

Il contenuto paleontologico è in genere scarso, in parte a causa degli intensi fenomeni di dissoluzione e riprecipitazione che hanno distrutto la maggior parte dei sedimenti originari. Alla base dell'unità sono presenti piccoli gasteropodi ed ammonoidi. Nelle facies più massicce del Passo del Lifretto sono stati determinati foraminiferi bentonici (*Involutina sp.*) che suggeriscono una età carnica.

Il limite inferiore dell'unità è con le facies di piattaforma interna (ESI_b) del calcare di Esino: è un limite netto, marcato dalla comparsa di un livello ricco di cementi che è seguibile in tutto il settore della Cima della Bacchetta. Il contatto è meno evidente nel settore del Monte Vaccio, dove probabilmente è rigettato da una faglia alpina. Nei settori di pendio (passo del Lifretto) e bacinali (Valle Marcia) l'unità poggia su uno spessore variabile di litologie riferibili all'Argillite di Lozio. Il limite superiore è conservato solamente nell'unità strutturale inferiore, dove è ricoperto da pochi metri di Argillite di Lozio prima della deposizione della formazione di San Giovanni Bianco (BERRA & JADOU, 2002).

L'unità non è datata paleontologicamente; sulla base della posizione stratigrafica viene suggerita un'età carnica inferiore: l'evento di passaggio da condizioni prevalentemente subtidali (ESI_b) a condizioni sopratidali è probabilmente correlabile con l'evento di regressione prossimo al limite Ladinico-Carnico, documentato dal Calcare Rosso nel settore ad occidente del Foglio Malonno (BERRA, 2007). L'unità è eteropica all'Argillite di Lozio.

L'associazione delle litofacies indica la deposizione in un contesto di piattaforma carbonatica interessata da frequenti e probabilmente prolungate emersioni, responsabili degli intensi fenomeni di dissoluzione e riprecipitazione.

6.11.1. - *Membro di Monte Arano* (BRE₃)

Nel settore del Passo del Lifretto la Formazione di Breno è rappresentata da facies particolari, costituite da calcari chiari bioclastici di aspetto massiccio che poggiano su pochi metri di Argillite di Lozio. Queste facies si interdigitano

con l'Argillite di Lozio verso Sud e vengono riferite al membro di Monte Arano della Formazione di Breno. Esso costituisce la parte distale della Formazione di Breno che si interdigita con l'Argillite di Lozio e la Formazione di San Giovanni Bianco, con spessore variabile tra 10 e 50 metri. L'età dell'unità è Carnico inferiore. Il membro di Monte Arano è interpretato come l'espressione più bacinale delle facies inter-sopratidali preservate nel settore della Cima della Bacchetta, che si intercalano alle facies argillose e marnose che si depositavano nei bacini attorno all'alto stratigrafico della Concarena.

6.12. - ARGILLITE DI LOZIO (LOZ)

L'unità, introdotta da ROSSETTI (1967) e formalizzata da ASSERETO & CASATI (1968a), presenta la sua area tipo nel settore immediatamente a Sud del Massiccio della Concarena. Nel Foglio Malonno l'Argillite di Lozio affiora sia nell'unità strutturale inferiore (settore di Schilpario) sia in quella superiore (Concarena). Nell'unità strutturale inferiore la formazione è costituita da argille e siltiti micacee estremamente povere in carbonato di calcio, con uno spessore massimo attorno ai 200 metri. Nell'unità strutturale della Concarena-Presolana l'Argillite di Lozio affiora solamente nel settore del Passo del Lifretto, dove ha uno spessore ridotto (10-15 metri) ed è ricoperta dalle facies massicce della Formazione di Breno. Le caratteristiche litologiche sono analoghe a quelle osservate nell'unità strutturale inferiore: va segnalato che spostandosi verso il settore più bacinale a Sud la componente calcarea tende ad aumentare, come anche la presenza di *slumping* che arrivano ad interessare anche livelli di spessore fino a 2-3 metri. Sono spesso presenti laminazioni parallele e più raramente incrociate.

Il limite inferiore dell'unità è con il calcare di Pratotondo (unità strutturale inferiore) o con il calcare di Sommaprada (unità strutturale superiore): si tratta di limiti piuttosto netti, marcati dalla rapida comparsa di argilliti scure che rapidamente prevalgono sui calcari delle unità sottostanti. Il limite superiore è con la Formazione di Breno - facies massiccia (Passo del Lifretto) o con la formazione di San Giovanni Bianco (unità strutturale inferiore, settore di Schilpario).

Il contenuto fossilifero è piuttosto scarso: sono stati riconosciuti piccoli foraminiferi di probabile età carnica (R. RETTORI, com. pers.). Sulla base di queste osservazioni e sulla posizione stratigrafica, l'Argillite di Lozio viene considerata di età Carnico inferiore.

L'unità si è deposta in un bacino intrapiattaforma in un momento di limitata produzione di carbonati (sono assenti livelli calciruditici e calcarenitici) e con fondali scarsamente ossigenati (i fenomeni di bioturbazione sono piuttosto rari). I settori di provenienza del materiale argilloso erano probabilmente posizionati verso Nord (BERRA & JADOUL, 2002).

6.13. - FORMAZIONE DI S. GIOVANNI BIANCO (SGB)

L'unità è stata istituita da ASSERETO & CASATI (1965) con sezione tipo e area tipo ubicate presso la località omonima (Val Brembana).

Nel Foglio Malonno l'unità è caratterizzata da dolomie, carniole e peliti scure, osservabili in limitati affioramenti in genere intensamente tettonizzati al di sotto del piano di accavallamento dell'unità strutturale della Concarena-Presolana. Nel settore della Valle Marcia è ben sviluppato l'orizzonte bioclastico ricco di echinodermi, bivalvi e foraminiferi, potente circa 30 metri, riconosciuto nel settore orientale del Bacino Lombardo (BERRA & JADOUL, 2002). Lo spessore complessivo varia da poche decine a oltre 200 m.

L'unità poggia sull'Argillite di Lozio: il limite è netto, dato dalla comparsa di dolomie e calcareniti che iniziano ad intercalarsi nelle facies pelitiche nere dell'Argillite di Lozio.

Nel settore studiato non sono stati rinvenuti fossili: sulla base del contenuto fossilifero in settori adiacenti e della posizione stratigrafica l'unità è attribuita al Carnico superiore (Tuvalico).

Le caratteristiche sedimentologiche della formazione di San Giovanni Bianco indicano una deposizione entro un'area costiera poco profonda, a sedimentazione mista carbonatico-terrigena (*sabkha*) che caratterizzava tutto il settore del Bacino Lombardo e gran parte della Tetide occidentale durante il Carnico superiore.

7. - DEPOSITI NEOGENICO - QUATERNARI

7.1. - PREMESSA

(A CURA DI A. BINI, D. CORBARI E C. FERLIGA)

I depositi continentali neogenico-quadernari sono stati rilevati ex-novo alla scala 1:10000; 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 (*Unità distinte in base al bacino 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 (*Unità non distinte in base al bacino di appartenenza*).

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 mostravano una sostanziale concordanza di significato e definizioni, sebbene fossero collocate in differenti bacini e non avessero 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 sua volta suddiviso in:

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

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

Relativamente al ghiacciaio dell'Oglio, i rilevamenti in alta Val Camonica (Foglio Malonno) hanno messo in evidenza il contatto tra i ghiacciai dell'Adda e dell'Oglio nella zona Mortirolo - Aprica. I dati raccolti indicano che vi è stata alternanza di flusso nelle diverse fasi dello LGM, ossia alcune volte era il ghiacciaio dell'Adda che trasfluiva in Val Camonica, altre volte era il ghiacciaio dell'Oglio che trasfluiva in Valtellina (situazione quest'ultima più probabile durante la fase di massimo glaciale). Sulla base di queste osservazioni, è stata istituita un'unica unità comune al bacino camuno ed a quello abduano: il *supersintema dei Laghi*.

Dato che i depositi glaciali del *sintema di Cantù* (istituito inizialmente per l'asse vallivo del bacino Adda) e quelli del *sintema di Iseo* (istituito per per l'asse vallivo del bacino Oglio) risultano in continuità fisica nel settore Mortirolo - Aprica, i due sintemi sono posti in sinonimia; viene mantenuto il *sintema di Cantù* in quanto è stato il primo ad essere istituito.

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

c) *Depositi pre-LGM delle valli*: nelle valli le distinzioni dei depositi pre-LGM operate negli anfiteatri non sono più possibili a causa di vari fattori, tra cui la complessità dei processi sedimentari ed erosivi e la conseguente frammentarietà dei depositi. Per semplificare e risolvere i problemi di cartografia di tali depositi, si è scelto di riunirli all'interno di un'unica unità: il *supersistema della Colma del Piano*. Questo è stato cartografato come indistinto laddove non erano presenti elementi sufficienti per tipicizzare una particolare area. Per singoli lembi di depositi, sufficientemente ampi da essere cartografati e significativi per la ricostruzione della storia geologica, nell'ambito del supersistema sono state istituite unità informali, a limiti inconformi o litostratigrafiche. Tali unità testimoniano alcune fasi degli eventi sedimentari avvenuti all'interno dell'arco temporale abbracciato dal supersistema, ma allo stato attuale delle conoscenze e delle metodiche di studio la mancanza di continuità geometrica fra questi corpi non ne consente la correlazione. Si sottolinea come tali unità non abbiano il valore di sintemi/subsintemi (legati quindi ad un singolo evento sedimentario valido a livello bacinale) ma di unità con significato strettamente locale.

Dato che il *supersistema della Colma del Piano* comprende i depositi glacialigenici precedenti allo LGM presenti in tutte le valli glacializzate, esso assume apparentemente la valenza di una unità ubiquitaria. In effetti i suoi depositi hanno significato sostanzialmente simile indipendentemente dal bacino di appartenenza; però, localmente, all'interno di un dato bacino, i depositi riuniti nel supersistema possono assumere connotazioni specifiche (es. contenuto petrografico, alterazione...) tali da consentire la ricostruzione di una stratigrafia relativa su scala locale.

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 ecc.), la cui sedimentazione è avvenuta in tempi differenti e in modo indifferenziato su tutto il territorio. La loro eventuale suddivisione con criteri bacinali avrebbe comportato un inutile appesantimento della carta senza peraltro aggiungere dati realmente significativi sia relativamente al quadro stratigrafico sia per la comprensione dell'evoluzione del territorio. Tale raggruppamento comprende (Fig. 6):

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

b) *alteriti* (non presenti nel F. Malonno): comprendono corpi geologici generati a spese del substrato attraverso un'alterazione pedogenetica profonda (sia per intensità e durata dei processi che per predisposizione del *parent material* all'alterazione), tale da cancellarne le originarie caratteristiche litologiche.

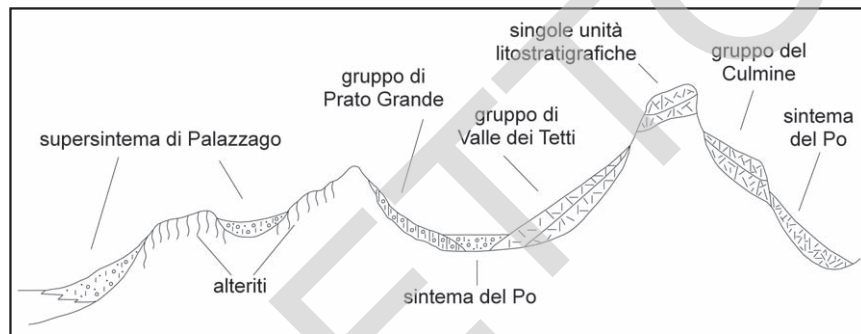


Fig. 6 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi di versante al raccordo versanti-pianura in media valle.

c) supersintemi, gruppi e singole unità litostratigrafiche definite per caratterizzare e sintetizzare le dinamiche deposizionali legate ai versanti e non riconducibili allo LGM o al *sintema del Po*:

- *supersistema di Palazzago* (non affiorante nel Foglio Malonno): comprende principalmente depositi colluviali e di conoide legati agli eventi sedimentari avvenuti in aree non glacializzate, sia nei settori più meridionali delle Prealpi sia nelle fasce di raccordo tra il margine prealpino e la pianura, a partire dalle prime glaciazioni del Pliocene Superiore sino allo LGM. Nel corso delle espansioni glaciali, in queste aree i processi periglaciali e l'assenza di vegetazione sui versanti hanno favorito la mobilizzazione, e anche a grande distanza dai ghiacciai, della spessa coltre di alterazione ereditata dalla prolungata pedogenesi di tipo subtropicale del Terziario (fasi di resistasia). Si sono così originate generazioni di depositi colluviali non differenziabili, in quanto alimentati dalla stessa sorgente alteritica e privi di espressione morfologica propria. Infatti i depositi di ogni singolo evento sedimentario, ognuno dei quali legato ad un singolo periodo di resistasia, essendo costituiti da materiali già alterati al momento della mobilizzazione e successivamente 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 s.l., non cementati e alterati dopo la sedimentazione, macereti e depositi di frana, tutti più vecchi dello LGM e localizzati all'interno delle valli.
- *gruppo di Valle dei Tetti* e *gruppo del Culmine*: comprendono depositi di versante cementati presenti diffusamente in tutta la catena alpina, e suddivisi inizialmente in unità informali o formali riunite in gruppi ciascuno esteso ad 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 o formali.

Il *gruppo di Valle dei Tetti* (non affiorante nel Foglio Malonno) comprende depositi di versante cementati concordanti con il versante sia a monte sia a valle.

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

Singole unità litostratigrafiche sono state istituite per cartografare depositi cementati antichi, completamente isolati dall'erosione e/o alterati e spesso carsificati.

L'utilizzo di questo approccio ha consentito sia una classificazione dei corpi geologici, sia la ricostruzione della cronologia (seppur relativa), dell'evoluzione e della paleogeografia dei depositi. 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.

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).

Le 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. Per esempio la presenza di un suolo intero o troncato, ossia di un determinato tipo di alterazione, che sia però oggettivamente identificabile sul terreno (profondità del fronte di decarbonatazione, percentuale di clasti alterati a seconda della petrografia, colore della matrice, copertura di loess, contenuto in argilla della matrice, orizzonti calcici ..).

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

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

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

Quando non è stato possibile identificare superfici limite caratteristiche, ma i corpi geologici erano riconoscibili per le caratteristiche interne sono state usate unità litostratigrafiche. Per esempio in base alla cementazione, alla completa alterazione del corpo geologico o alla composizione petrografica dei clasti che compongono l'unità.

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. supersistema non suddiviso in sistemi);

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.

7.2. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI APPARTENENZA

(A CURA DI A. BINI, D. CORBARI, C. FERLIGA E P. TOGNINI)

7.2.1. - Gruppo del Culmine (CU)

Definizione: conglomerati e diamictiti clinostratificati, con clasti di alimentazione locale, da ottimamente cementati a litificati (depositi di versante), sospesi rispetto al fondovalle attuale.

Sinonimi: unità di nuova istituzione; nell'area del foglio comprende depositi non cartografati precedentemente.

Superficie limite e rapporti stratigrafici: poggia direttamente sul substrato roccioso o sul conglomerato di Cerveno; limite superiore coincidente con la superficie topografica; depositi troncati e sospesi sulla valle attuale.

Litologia: conglomerati clinostratificati a supporto clastico o di matrice con clasti spigolosi; diamictiti a ciottoli e blocchi; clasti carbonatici provenienti dalle pareti soprastanti (depositi di versante). Da ottimamente cementati a litificati.

Area di affioramento: nel Foglio il gruppo è presente solo nel bacino dell'Oglio, sui versanti a monte di Cerveno e in valle di Lozio.

Morfologia: parzialmente conservata

Età: Pliocene Inferiore - Pleistocene medio

7.2.2. - *Supersintema della Colma del Piano (CM)*

Definizione: diamicton massivi, a supporto di matrice con blocchi sino a metrici da sub angolosi ad arrotondati (depositi glaciali); conglomerati e ghiaie stratificate, sabbie laminate, limi (depositi alluvionali). Superficie limite superiore poligenica e polifasica, sepolta da depositi successivi, o erosionale coincidente con la superficie topografica e caratterizzata da alterazione variabile, sino a depositi pedogenizzati nell'intero spessore e con fantasmi di clasti.

Il supersintema della Colma del Piano comprende, nelle valli tributarie degli Anfiteatri Verbano, Lario e Sebino, tutti i depositi più antichi dello LGM riconosciuti negli anfiteatri (BINI, 1997). Infatti lungo i versanti delle valli solo il supersintema dei Laghi è direttamente correlabile con i depositi dell'anfiteatro, mentre tutti gli altri depositi, ridotti a lembi sporadici spesso cementati, a coperture indistinte o, persino, a singoli erratici, non sono correlabili con le unità descritte in anfiteatro. All'interno del supersintema della Colma del Piano, in particolari zone, sono distinguibili sottounità informali, non correlabili con sicurezza con quelle in anfiteatro. La forte energia del rilievo, che comporta un'erosione intensa, e il diverso grado di alterazione, a causa della quota, non consentono correlazioni sicure. Il supersintema della Colma del Piano riunisce quindi molti episodi ed eventi sedimentari distinti e al suo interno non è possibile operare distinzioni, se non informali. Alcuni episodi sono sicuramente testimoniati da molteplici unità anche se è impossibile stabilire sia il numero di tali episodi, sia quali unità ne siano l'espressione sedimentaria. Solo quando i depositi del supersintema sono localizzati in un bacino glaciale minore e isolato le unità possono avere un rango definito.

Nel Foglio Malonno il supersintema è stato suddiviso nelle seguenti unità informali di rango inferiore, non riportate sulla carta:

- nel Bacino del Serio: unità di Passevra;
- nel Bacino dell'Oglio: sintema di Campello Di Nazio, successione della Valle della Manna, unità di Pradella, unità del Tino Secco, unità di Malga Vivione, unità del Monte Busma.

Sinonimi: è stata definito da BINI (1983, 1987) alla Colma del Piano (Sormano, CO), come Complesso Glaciale della Colma, poi sostituito con il nome di Allogruppo della Colma (BINI, 1994; FELBER, 1993; BINI *et alii*, 1996) con l'introduzione delle unità allostratigrafiche ed infine come supersintema della Colma del Piano. Corrisponde al cosiddetto "morenico sparso" o "scheletrico" degli autori precedenti e attribuito al *Mindel* o al *Riss*. Nella carta Geologica della Provincia di Bergamo era in parte compreso nelle unità di Scalve e di Foppolo.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: i depositi del supersintema della Colma del Piano coprono il substrato roccioso e le unità più antiche e sono coperti dalle unità corrispondenti allo LGM e dal sintema del Po. Le superfici limite

sono prive di caratteristiche distintive. I depositi sono alterati spesso per l'intero spessore affiorante e sono molto erosi sino ad essere testimoniati da massi erratici isolati.

Area di affioramento: il supersistema della Colma del Piano affiora sui versanti montuosi a quote maggiori rispetto a quelle raggiunte dalle unità corrispondenti allo LGM.

Età: sulla base della definizione stessa dell'unità e dei suoi rapporti stratigrafici, si può solo affermare che l'età del supersistema della Colma del Piano è compresa tra il Pliocene Superiore e il Pleistocene medio.

All'interno del supersistema della Colma del Piano sono state riconosciute le seguenti unità informali, non distinte cartograficamente:

Unità di Passevra: affiora sulla destra idrografica dell'alta Val Bondione in località Passevra, e in limitate placche in sinistra idrografica attorno a Baita del Crostaro ed è costituita da depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di matrice limoso-argillosa micacea con silicoclasti di alimentazione locale. I clasti sono costituiti da micascisti con *cortex* friabile, Verrucano Lombardo superficialmente alterato, formazione del Pizzo del Diavolo alterato, vulcanite del Monte Cabianca con *cortex* decolorato, colore matrice 7.5YR.

Sistema di Campello di Nazio: affiora all'interno dell'anfiteatro glaciale situato a Est del Passo di Cadino, a partire da quota 1840 m s.l.m., con copertura discontinua fino a quota di circa 2150 m s.l.m.. L'unità è costituita da *till* di ablazione e *till* di alloggiamento.

Successione della Valle della Manna: le unità affioranti nella Valle della Manna presentano evidenti limiti di cartografabilità in quanto presentano spessori variabili compresi tra 0,5 e 4 - 5 m; si è pertanto ritenuto opportuno raggrupparle in un'unica successione anche perchè formano un corpo con una precisa espressione morfologica.

La successione della Valle della Manna è costituita da diamicton massivo a supporto di matrice, diamicton stratificato con deformazioni da glacioteonica (depositi glaciali); conglomerati da massivi a rozzamente stratificati, sabbie a laminazione pianoparallela o a stratificazione incrociata concava, limi con laminazione orizzontale (depositi fluviali). I clasti sono in gran parte costituiti da carbonati (quasi per il 70%) ed in minor misura da Verrucano Lombardo e Servino. L'insieme dei depositi che costituiscono la successione della Valle della Manna è delimitato a tetto dalla superficie topografica e si appoggia lateralmente alla successione delle unità che formano il gruppo del Dezzo, alla destra idrografica del Fiume Dezzo. Alla porzione inferiore della successione si giustappengono i depositi attuali del Fiume Dezzo. Le relazioni geometriche esistenti tra la successione della Valle della Manna, il gruppo del Dezzo e i depositi fluviali recenti del Fiume Dezzo sono illustrate in Fig. 7. I limiti tra le varie unità della successione sono tutti erosivi.

La successione della Valle della Manna affiora, sulla destra idrografica della Val di Scalve, tra Barzesto e Vilmaggiore, nella porzione inferiore della valle omonima tra la quota di 930 m e la quota di 980 m. Forma un piccolo terrazzo, non riportato in carta, addossato al terrazzo principale sul quale sorgono i maggiori centri abitati della Val di Scalve. I depositi che la costituiscono testimoniano l'alternarsi di fasi di avanzata glaciale e fasi di ritiro glaciale. I depositi glaciali sono generalmente interpretabili come *till* di alloggiamento di un ghiacciaio proveniente dalla regione a monte di Schilpario. Le fasi di ritiro glaciale sono testimoniate da depositi fluviali o fluvio-glaciali, di un corso d'acqua di tipo *braided* con alternanza di fasi ad alta e bassa energia, proveniente anch'esso dalla medesima zona.

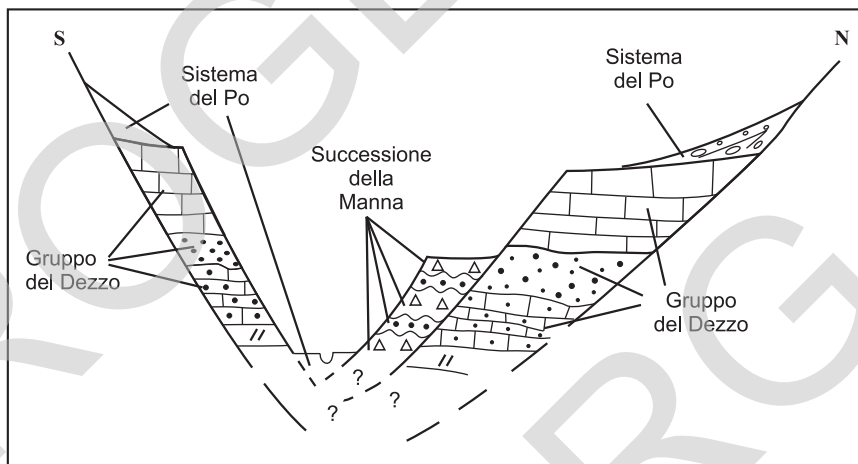


Fig. 7 - Sezione schematica trasversale della Val di Scalve che mostra i rapporti stratigrafici tra la successione della Valle della Manna, il gruppo del Dezzo e il sistema del Po.

Unità di Pradella: affiora in uno spaccato sul fianco sinistro della Val di Scalve, posto tra gli abitati di Serta e Pradella, di fronte alla confluenza tra il Torrente Vo e il Fiume Dezzo. E' costituita da depositi fluviali o fluvio-glaciali; nella parte superiore affiora ghiaia grossolana massiva o con rozza stratificazione orizzontale. Tramite limite netto e planare si ha il passaggio alla parte intermedia, costituita da alternanza di ghiaie fini e sabbie con stratificazione incrociata planare, interpretabili come sequenze di barra longitudinale. Gradualmente si passa a sabbie e fini con laminazione orizzontale che costituiscono la parte inferiore dell'unità. L'unità è a contatto, in appoggio laterale, con il gruppo del Dezzo.

Unità del Tino Secco: affiora in Val di Scalve nella porzione superiore della Valle del Tino, all'intersezione con la Valle del Tino Secco, a quota 1110 m nei pressi di Vilminore di Scalve. L'unità è costituita da depositi di *debris flow* e da

depositi fluviali: nella porzione inferiore affiora un diamicton massivo a supporto di clasti. I ciottoli hanno dimensioni modali decimetriche, ma possono raggiungere anche 1 m di dimensione massima. Una superficie erosiva separa questo corpo dalla soprastante successione costituita da ghiaie in genere massive, talora con stratificazione incrociata planare e organizzate in corpi lenticolari o a forma di cuneo, delimitati alla base da superfici erosive. Localmente si alternano dei livelli di sabbia massiva. Il deposito si è formato in seguito al ritiro verso monte di un ghiacciaio che aveva come zona di accumulo la conca dei laghi di Varro e Cornalta, in testata alla Valle del Tino.

Unità di Malga Vivione: affiora sul fondovalle della Valle del Vivione ed è costituita da depositi glaciali, diamicton a ciottoli e blocchi, supporto clastico, matrice abbondante di sabbia limosa e da depositi alluvionali, ghiaie a ciottoli arrotondati moderatamente selezionate e sabbie medie.

Unità del Monte Busma: affiora sull'altopiano compreso tra il Monte Gaffione ed il Monte Busma ed è costituita da depositi glaciali (*till* di ablazione): diamicton a ciottoli e blocchi fino a metrici, supporto clastico, matrice abbondante di sabbia e ghiaia fine con poco limo. Ciottoli e blocchi mediamente ben arrotondati, in prevalenza di Servino, Verrucano Lombardo, vulcanite del M. Cabianca e metamorfiti. Colore di alterazione 5Y4/4. I depositi dell'unità costituiscono i resti, mal conservati, dell'apparato frontale di una lingua glaciale di difficile identificazione relativa a una fase antica pre LGM. Le litologie riscontrate tra i clasti sono compatibili solo con una provenienza locale e non dal Ghiacciaio Camuno.

7.2.3. - Gruppo di Prato Grande (GR)

Definizione: diamicton massivi a supporto clastico con clasti spigolosi; ammassi rocciosi disarticolati e coperture di blocchi accatastati *in situ* alla sommità di ammassi disarticolati (depositi di versante e di frana). Superficie limite superiore erosionale, alterazione variabile.

Sinonimi: unità litostratigrafica di nuova istituzione. Nella carta Geologica della Provincia di Bergamo era compresa in parte nell'unità Postglaciale e, in parte, nel Complesso dell'Oglio.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è una superficie di erosione che coincide in gran parte con la superficie topografica; localmente è coperta da depositi di versante del sistema del Po, da depositi glaciali dello LGM o del supersistema della Colma, mentre il limite inferiore poggia sul substrato roccioso e su depositi precedenti.

Morfologia e paleogeografia: i depositi del gruppo costituiscono falde di detrito, talora molto spesse, alla base delle pareti, cumuli localizzati alla base

di alcuni canali oppure conservano la morfologia di singolo corpo di frana con superficie convessa, contropendenza a monte e nicchia di distacco. In genere questi depositi sono incisi dai corsi d'acqua generati dai canali tra le pareti soprastanti.

Età: in base all'alterazione dei depositi e ai rapporti stratigrafici l'età del gruppo è riferibile al Pleistocene medio.

Nel Foglio Malonno il gruppo è presente nei bacini dell'Oglio e del Serio; al suo interno sono state riconosciute le seguenti unità informali, non distinte cartograficamente:

Unità del Fienile del Colle: affiora in sinistra idrografica della Val di Scalve tra Dosso e Schilpario ed è costituita da depositi di versante alterati, non cementati e non correlabili a fasi glaciali: diamicton a ciottoli decimetrici, con supporto di abbondante matrice sabbioso limosa, profondamente alterato. La litologia dei clasti è carbonatica e rispecchia i versanti di alimentazione; i clasti sono profondamente decarbonatati.

Unità di Monte Pertecata: è presente sul versante Nord della valle del Torrente Vivione ed è costituita da depositi di versante: diamicton a supporto clastico con blocchi di dimensione massima superiore a 40 cm, da spigolosi ad arrotondati. La matrice, composta da limo e sabbia, è abbondante. Non sono presenti strutture sedimentarie. Il colore di alterazione è 7.5YR4/6. La litologia dominante dei clasti è Verrucano Lombardo, rari clasti di Servino.

Unità del Passo del Vivione: affiora sul versante Nord del Passo del Vivione ed è costituita da depositi di frana: diamicton a supporto clastico con blocchi, da spigolosi ad arrotondati. La matrice, composta da limo e sabbia, è abbondante. Non sono presenti strutture sedimentarie. Il colore di alterazione è 7.5YR4/6. I clasti sono costituiti unicamente da Verrucano Lombardo.

Unità del M. Toazzo: l'unità riunisce ammassi a diverso grado di disarticolazione presenti entro la DGPV del versante nord-occidentale del Monte Toazzo e dislocati per effetto della stessa; il corpo di frana presente fra Grumetti e Piccinella di Valbondione è costituito da un ammasso roccioso pressochè integro alla base e a disarticolazione crescente verso l'alto; su tutto il versante nord-occidentale sono inoltre presenti estese coperture di blocchi accatastati sino a plurimetrici, privi di matrice, derivati dalla completa scomposizione dell'ammasso originario e da limitati movimenti per gravità ad essa conseguenti. La petrografia dell'ammasso ricalca la stratigrafia locale, mantenendo spesso, entro i singoli elementi disarticolati, i rapporti stratigrafici o addirittura giaciture simili a quelle originali; è però evidente una dislocazione differenziale sia dei limiti stratigrafici che di quelli tettonici, che rende difficoltosa l'interpretazione strutturale dell'intero settore mobilizzato.

7.2.4. - Sintema del Po (POI)

Definizione: diamicton e ghiaie massive con clasti eterometrici spigolosi (depositi di versante). Ghiaie e sabbie stratificate o in corpi lenticolari, limi massivi (depositi alluvionali). Limi laminati, sabbie fini, torbe (depositi lacustri e di torbiera). Diamicton massivi a supporto di matrice con clasti da sub angolosi ad arrotondati (*till* d'ablazione e di alloggiamento). Superficie limite superiore caratterizzata da alterazione assente e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione.

Limitatamente ai soli depositi di origine glaciale, vengono individuati tre subunità: subsintema del Po Antico (POI₆) (non presente nel Foglio), subsintema della Piccola Età Glaciale (POI₇) e subsintema del Po Recente (POI₈), distinguibili sulla base di dati storici, geometrie, grado di conservazione delle forme, sviluppo di suoli e grado di inerbimento della superficie limite superiore. Nel contiguo Foglio Adamello il sintema del Po corrisponde al sintema Postglaciale e i Subsintemi della Piccola Età Glaciale e del Po Recente, insieme, corrispondono al subsintema dell'Amola.

Sinonimi: unità di recente istituzione. Cartografata come unità Postglaciale anche dove si fa uso di unità allostratigrafiche o di UBSU. 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: il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica, con superficie limite caratterizzata da alterazione molto modesta, con sviluppo di suoli poco evoluti e assenza di alterazione dei clasti, orizzonte B scarsamente sviluppato o assente, e morfologie ben conservate o ancora in evoluzione; il limite inferiore è costituito dalla superficie di contatto con il substrato, su cui poggia in discordanza, o da superfici erosionali o di non deposizione al contatto con il sottostante sintema di Cantù o con il supersintema della Selva di Clusone (bacino del Serio).

Litologia: i depositi del sintema del Po indistinto sono costituiti da:

- **detrito di versante s.s.:** ghiaie massive, da fini e grossolane, e diamicton massivi a clasti spigolosi di provenienza strettamente locale, a supporto clastico, con matrice da poco abbondante o scarsa ad assente; in Val di Scalve e in Val Camonica sono presenti anche diamicton massivi a supporto di matrice con ciottoli costituiti da Verrucano Lombardo, subsferici e arrotondati, e da Servino, appiattito, spigoloso e alterato a dare argilla secondaria di colore 10YR6/8. La matrice è data da limo sabbioso di colore 7.5YR4/6.
- **depositi colluviali:** diamicton a clasti da arrotondati a subangolosi, a supporto di matrice limosa o limoso-argillosa, che coinvolgono precedenti depositi glaciali. Frequente disposizione in letti paralleli al pendio, con isoorientazione

dei clasti scagliosi o appiattiti; nelle zone ove affiora il Verrucano Lombardo, il gruppo dei Laghi Gemelli e il Servino, i depositi colluviali sono costituiti da limi sabbiosi con clasti sparsi e colori rossastri, dovuti alle rocce madri, compresi tra le pagine 10YR e 7.5YR delle tavole Munsell.

- depositi di frana: ghiaie massive da fini a grossolane, e diamicton massivi, a supporto clastico o di matrice sabbiosa o limoso-sabbiosa, da assente a molto abbondante, localmente limoso-argillosa quando il movimento interessa anche depositi precedenti presenti sul versante (per lo più di origine glaciale), clasti spigolosi di origine strettamente locale, provenienti dalle pareti sovrastanti, o da arrotondati a subangolosi, di provenienza esotica, se prodotti da mobilitazione di depositi glaciali preesistenti; talora presenti blocchi da metrici a plurimetrici, con assenza di matrice. Sono il risultato di frane di crollo o scivolamenti rotazionali se interessano il substrato lapideo e frane per scivolamento e colamento se interessano la copertura quaternaria (generalmente depositi glaciali più antichi), talvolta associati a fenomeni di *debris-* e *mud flow*;
- depositi di conoide di frana: si tratta di depositi di origine complessa, costituiti da successioni di corpi di frana allo sbocco di valli, vallecicole, canaloni. Sono costituiti da diamicton massivi, a supporto di matrice limoso-sabbiosa o limoso-argillosa, clasti da spigolosi ad arrotondati. Coinvolgono generalmente i materiali della copertura quaternaria, più facilmente mobilizzabili, in particolare depositi glaciali più antichi. Spesso i conoidi di frana sono interessati da fenomeni, successivi e parassiti, di *debris-* o *mud flow* o da piccole frane per colata secondarie, che, pur non costruendo direttamente il corpo del conoide, ne caratterizzano comunque la morfologia;
- depositi lacustri e di torbiera: limi laminati, sabbie fini, torbe; sono presenti in bacini di limitata estensione areale ed esigua profondità, in alta quota, sviluppati in depressioni intermoreniche e in depressioni del substrato lapideo interessato da esarazione glaciale (dossi montonati) o in zone depresse di corpi di frana; nelle zone ove affiora il Verrucano Lombardo, il gruppo dei Laghi Gemelli e il Servino, appaiono arrossati (10YR).
- depositi di conoide alluvionale: i conoidi presenti allo sbocco di corsi d'acqua di varia portata alla confluenza con solchi vallivi più importanti presentano nella quasi totalità dei casi le caratteristiche di conoidi di frana. Solo allo sbocco della Val Fontana e della Val Belviso si osservano conoidi in cui la componente alluvionale assume una certa importanza, pur essendo comunque prevalenti componenti gravitative e da trasporto in massa.
- depositi alluvionali: presentano notevoli differenze in funzione della localizzazione e delle caratteristiche di regime e di portata dei corsi d'acqua. Nei corsi d'acqua minori, a carattere torrentizio, sono di entità ridotta, e sono per lo più limitati a rimaneggiamento e dilavamento della frazione fine di preesistenti depositi glaciali o fluvioglaciali presenti nell'alveo dei torrenti; formano

spesso piccole piane nei tratti a minore inclinazione, impostate su preesistenti piane fluvioglaciali: ghiaie anche ben selezionate, da fini a grossolane, a supporto clastico, matrice sabbiosa da assente ad abbondante, clasti da subangolosi ad arrotondati, massive o grossolanamente stratificate, più raramente sabbie ben lavate. Il grado di arrotondamento dei clasti è molto elevato se i depositi derivano dal rimaneggiamento di materiale di origine glaciale preesistente.

Sul fondovalle dell'Adda, i sedimenti alluvionali del fiume occupano la valle con spessori che, in corrispondenza del sondaggio Valgella, sono dell'ordine dei 40 m, in sovrapposizione continua su depositi glaciali e fluvioglaciali pleistocenici. Non sono presenti spaccati o sezioni significativi sul fondovalle, se non lungo l'alveo attuale, dove i depositi mostrano una grandissima variabilità laterale, in funzione delle caratteristiche locali della corrente: ghiaie massive o stratificate da fini a grossolane, a supporto clastico, matrice sabbiosa da assente ad abbondante, clasti arrotondati, grossolanamente stratificate, sabbie ben lavate, in corpi lenticolari clinostratificati, lenti e corpi stratoidi di sedimenti limoso argillosi, talvolta laminati. Si osservano strutture sedimentarie dovute all'azione di correnti trattive, come ciottoli embricati, laminazioni oblique a basso angolo, laminazioni incrociate. I clasti rispecchiano la litologia del bacino di alimentazione a monte, con locale prevalenza di clasti provenienti dai bacini laterali affluenti.

Il corso d'acqua attuale è sottolineato da un orlo di terrazzo di erosione fluviale, che delimita l'alveo di piena, di altezza relativamente modesta (1 - 3 m). Al di sopra di questo, la mancanza di spaccati profondi non consente di osservare la sovrapposizione dei depositi, ma, anche in base all'osservazione della petrosità superficiale, è presumibile ipotizzare che alluvioni ghiaioso-sabbiose siano coperte con relativa continuità da limi sabbiosi, limi e limi argillosi, con spessori non noti, legati ad eventi di piena, che, data l'assenza di ostacoli morfologici (p. es., orli di terrazzi più esterni), dovevano interessare l'intera piana di esondazione da un versante all'altro della valle (ad esclusione delle aree coperte dai conoidi delle valli affluenti), prima della regimazione attuale.

Nel tratto di fondovalle Camuno compreso nel Foglio (da Lava a Forno Allione) i depositi alluvionali sono più scarsi rispetto alla Valtellina sia per la ristrettezza della valle sia per i conoidi (di Forno Allione, di Malonno e di Molbeno) che limitano le possibilità di divagazione del fiume Oglio. Una piana fluviale sufficientemente ampia solcata da vari paleoalvei è presente solo da poco a Nord di Lava sino al conoide di Malonno.

Area di affioramento: l'unità affiora estesamente su tutta l'area rilevata, con grande variabilità di distribuzione areale e di facies dei depositi.

Depositi di versante s.s. sono presenti nelle aree a quote più elevate, a scarsa copertura vegetale, mentre depositi di frana e da *debris flow* sono presenti un po' ovunque su tutta l'area.

Depositi lacustri e di torbiera sono presenti in aree montane, per lo più localizzati, con estensione areale estremamente limitata, in depressioni tra dossi lapidei interessati da esarazione glaciale, o delimitati da successioni di cordoni morenici (come alle Baite Demignone in Val Belviso), oppure confinati in depressioni su corpi di frana (come ai laghetti di Selù).

Depositi di conoide di frana sono localizzati allo sbocco di corsi d'acqua, anche di modesta entità e portate scarse, nei solchi vallivi principali, al termine di canaloni, di allineamenti di fratture e di trincee in roccia, e sono diffusi su tutta l'area, se pure con volumi ed estensioni areali differenti, in funzione dell'importanza dei fenomeni franosi nei bacini di alimentazione. Conoidi misti a importante componente alluvionale sono invece presenti solo allo sbocco della Val Fontana e della Val Belviso, in Valtellina.

Depositi alluvionali sono localizzati negli alvei dei corsi d'acqua di qualunque ordine gerarchico. Particolarmente importanti, sia come distribuzione areale che come volumi, risultano, ovviamente, i depositi localizzati nella valle dell'Adda e in Valle di Scalve.

Morfologia e paleogeografia: conoide e falde detritiche sono presenti, con spessori ed estensioni variabili, su gran parte dei pendii a quote elevate, dove sono, o sono stati, attivi fenomeni di crioclastismo, alla base di pareti rocciose o versanti in roccia ad elevata inclinazione; depositi colluviali sono presenti su tutti i versanti, in particolare alla base di tratti a inclinazione elevata, dove formano corpi anche estesi ma di spessore in genere inferiore al metro, con tipica morfologia ondulata a piccoli dossi lobati: interessano la copertura quaternaria preesistente, principalmente costituita da depositi glaciali, la cui natura rende spesso difficile riconoscere la successiva mobilizzazione e quantificarne l'entità.

Topografie a dossi e depressioni, spesso in relazione con nicchie di distacco ben individuabili, sono connesse con franamenti per scivolamento rotazionale in roccia, che originano sia corpi di frana ben delimitati, sia corpi complessi, derivanti dalla giustapposizione di più corpi legati ad eventi successivi e a franamenti di ordine di grandezza minore che interessano sovente i corpi di frana più antichi e di maggior estensione. Campi di detriti di esiguo spessore sono invece costruiti per piccoli crolli successivi che interessano minutamente, ma diffusamente, le pareti rocciose, spesso intercalandosi con detriti di versante s.s..

I franamenti per colata e per *debris-* o *mud flow* interessano spesso vaste porzioni dei versanti, anche a quote basse, e sono nella maggior parte dei casi legate al disboscamento antropico, che ha interessato in passato aree attualmente coperte da bosco o poste a coltura. Coinvolgono sempre depositi quaternari più antichi, in particolare *till* di alloggiamento e di ablazione del sottostante sintema di Cantù o del supersintema della Selva di Clusone. Originano corpi lobati sui versanti oppure conoidi allo sbocco di trincee in roccia o di canaloni incisi nella copertura quaternaria, talvolta con depositi complessi quando sono intercalati a depositi di frana s.s. o quando interessano corpi di frana più antichi.

I fenomeni franosi sono probabilmente in connessione con la presenza di importanti deformazioni gravitative profonde che interessano grandi volumi di roccia: in particolare, DGPV (*sackungen*) del substrato lapideo sembrano innescare scivolamenti e colamenti della copertura quaternaria, con denudamento del substrato stesso lungo ampie porzioni dei versanti.

In Val di Scalve sono numerosi i corpi di frana sia dovuti a scivolamento e di cui è ancora identificabile la nicchia di distacco (zona del Monte Sasna), sia dovuti a ribaltamento e crollo (parete S della cresta fra il Monte Gleno e il Pizzo Tornello).

Nella Valle del Serio conoidi e corpi di frana evidenti, sottolineati dalle relative nicchie di distacco, sono presenti lungo il versante sinistro a monte di Valbondione; essi coinvolgono anche il substrato e sono legati alla DGPV del versante nord-orientale del Monte Toazzo.

I conoidi costituiscono un tratto caratteristico allo sbocco di valli, sia fluviali che torrentizie, di canali incisi nella copertura quaternaria, di grandi sistemi di fratture o trincee in roccia. Si individuano conoidi di frana e conoidi alluvionali, facilmente riconoscibili per le caratteristiche morfologiche, che li differenziano nettamente tra loro: in particolare, oltre alle già citate differenze granulometriche, i conoidi di frana presentano pendenze molto elevate delle superfici, con una grande evidenza morfologica, una netta sproporzione tra il volume di materiale che li costituisce e l'area del bacino di alimentazione, che è di norma assai esiguo e mostra spesso evidenze di fenomeni franosi, la deposizione dei corpi inizia già all'interno della valle e sulla superficie non sono presenti evidenze di paleoalvei.

Nei conoidi alluvionali, invece, le pendenze delle superfici sono molto basse (tanto che l'evidenza morfologica di questi corpi risulta assai modesta, se confrontata con quella dei conoidi di frana), la deposizione dei sedimenti avviene in corrispondenza dello sbocco sulle valli principali, e mai nell'asta fluviale a monte, i sedimenti sono distribuiti su aree più vaste e, nonostante l'intenso rimodellamento antropico, vi sono nette evidenze di paleoalvei incisi nei corpi.

Depositi lacustri e di torbiera: sono presenti in piccoli corpi stratoidi o lenticolari, di spessore esiguo, da centimetrico a decimetrico, sempre associati a specchi d'acqua attualmente presenti, anche se talvolta in fase di interrimento. Depositi di spessore ragguardevole sono invece presenti, frammisti a depositi gravitativi e di conoide misto e alluvionale, all'interno del bacino artificiale di Belviso. Da segnalare anche la piana lacustre presente intorno al Lago del Gleno in Val di Scalve.

Per quanto riguarda i processi fluviali o torrentizi, i torrenti montani non mostrano morfologie caratteristiche dei depositi alluvionali, i quali, di estensione sempre esigua, per lo più costituiscono piccole piane ghiaiose, tagliate da uno-due ordini di terrazzi, di altezza limitata (inferiore al metro, in genere). Più comuni sono le morfologie erosive, che tagliano con profonde scarpate depositi glaciali o corpi di frana più antichi.

Al di fuori dell'alveo attuale, il fondovalle dell'Adda presenta caratteristiche di piana di esondazione, con superficie costituita da materiale prevalentemente limoso-argilloso, con un solo terrazzo, di altezza modesta (1-3 m), che delimita l'attuale alveo di piena.

In Val di Scalve invece i terrazzi alluvionali formati dai principali corsi d'acqua (fondovalle del Fiume Dezzo, del Fiume Povo, del Torrente Nembo e del Torrente Rino) sono numerosi e molto evidenti.

Nel bacino del Serio depositi alluvionali sono presenti nei tratti più ampi e subpianeggianti, a partire da Pianlivere-Grumetti (Valle Seriana) e nel tratto fra la forra di Passetra e Stalle del Tuf (Valle del Bondione). In ambedue i casi essi presentano due ordini di terrazzi, sospesi di pochi metri sull'alveo, ai quali si raccordano sistemi di conoidi di frana o di *debris flow* reincisi.

Età: i depositi del sistema del Po hanno iniziato a formarsi al ritiro dei ghiacciai pleistocenici al termine della fase di massima avanzata (LGM) e sono quindi di deposizione diacrona sia a scala regionale che nell'ambito di settori diversi delle singole sezioni, in funzione dell'inizio del ritiro locale degli apparati glaciali. (Pleistocene superiore - Olocene).

I soli depositi di cui è stato possibile stabilire con sicurezza un ordinamento cronologico e, di conseguenza, un'attribuzione ad una ben precisa sottounità nell'ambito del sistema del Po sono i depositi glaciali, descritti nel seguito.

7.2.4.1. - Subsistema della Piccola Età Glaciale (POI₇)

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica, con superficie limite caratterizzata da suoli poco evoluti con assenza di alterazione dei clasti, orizzonte B poco sviluppato, morfologie ben conservate, o da un contatto discordante con i depositi dei soprastanti subsistema del Po recente o sistema del Po indistinto; il limite inferiore è costituito dalla superficie di contatto con il substrato o, più frequentemente, da un contatto discordante con il sottostante sistema di Cantù.

Litologia: i depositi del subsistema della Piccola Età Glaciale sono rappresentati da diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso sabbiosa, con ciottoli e blocchi sino a metrici, da subangolosi ad arrotondati, costituiti da litotipi del basamento cristallino e della successione permiana affioranti nei bacini di alimentazione, quindi di provenienza strettamente locale; sono riconoscibili esclusivamente *till* di ablazione.

Morfologia e paleogeografia: i depositi del subsistema della Piccola Età Glaciale (PEG, o anche *Little Ice Age*, LIA) presentano morfologie ben conservate, rappresentate da archi e cordoni morenici, in particolare morene terminali, più raramente di sponda, generalmente ben rilevati ed evidenti. Si distinguono dai

depositi glaciali del subsistema del Po recente, oltre che sulla base di dati storici, per il maggior grado di inerbimento, con sviluppo, se pur modesto, di vegetazione arborea alle quote meno elevate. Rappresentano i depositi relativi alle fasi di avanzata glaciale di apparati glaciali confinati in nicchie di versante, circhi e valli minori nel corso del periodo freddo denominato Piccola Età Glaciale (PEG), sviluppatasi dal 1500 circa al 1860. Come in gran parte delle Alpi, nell'area in esame, l'avanzata glaciale nel corso della PEG è stata probabilmente di estensione maggiore, o almeno pari, alla precedente avanzata olocenica, i cui depositi risultano quindi elisi e rimaneggiati nel corso della PEG.

Età: 1500 -1860 AD

7.2.4.2. - Subsistema del Po recente (POI₈)

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica, con superficie limite superiore caratterizzata da suoli poco evoluti privi di alterazione dei clasti, orizzonte B assente, morfologie ben conservate o ancora in evoluzione, o dal contatto discordante con depositi di versante del subsistema del Po indistinto; il limite inferiore è costituito dalla superficie di contatto con il substrato o, più frequentemente, da un contatto discordante con il subsistema della PEG, o, meno comunemente, con le unità del più antico sistema di Cantù.

Litologia: i depositi del subsistema del Po recente sono costituiti da diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, con ciottoli e blocchi sino a metrici, da subangolosi ad arrotondati, costituiti da litotipi del basamento cristallino e della successione permiana affioranti nei bacini di alimentazione, quindi di provenienza strettamente locale; sono riconoscibili esclusivamente *till* di ablazione.

Aree di affioramento: i depositi glaciali del subsistema della PEG e recente sono limitati ad aree ridotte alla testata di piccole valli o circhi laterali sul solo versante orobico, in corrispondenza di piccoli apparati glaciali attualmente o storicamente presenti. In particolare (GALLUCCIO & CATASTA, 1992, con riferimenti):

- sul versante settentrionale del M. Gleno (estinto già nel 1929);
- sul versante orientale del M. Trobe (estinto già nel 1929);
- sul versante occidentale del M. Lavazza (estinti già nel 1929);
- sul versante settentrionale del M. Torena (Ghiacciaio del M. Torena, n. 528 del Catasto dei Ghiacciai Italiani, 1957, presente sicuramente nel 1929, già estinto nel 1957, attualmente presente come esteso campo di neve);
- sul versante settentrionale delle Cime di Caronella e al passo di Caronella (Ghiacciaio Orientale di Caronella, n. 529, presente nel 1931, estinto già nel 1957, attualmente presente come accumulo di neve da valanga; Ghiacciaio Centrale di Caronella, n. 530, presente nel 1931, estinto nel 1953, presente

- attualmente come campo di neve; Ghiacciaio Occidentale di Caronella, n. 531, presente nel 1930, estinto nel 1957, attualmente presente come piccolo nevaio);
- al Passo del Bondone (Ghiacciaio Alto di Bondone, n. 532, presente nel 1957 e forse anche attualmente; Ghiacciaio Basso di Bondone, n. 533, attualmente presente, confluyente con il Ghiacciaio Alto fino al 1929);
 - sul versante settentrionale del Pizzo del Diavolo di Malgina e delle Cime del Druet (Ghiacciai I, II, III, IV di Cagamei, n. 534, 535, 536, 537, attualmente presenti);
 - sul versante nord-occidentale delle Cime del Druet (Ghiacciaio del Druet, o del Vagh, n. 538, attualmente presente; Ghiacciaio delle Fascere, n. 539, attualmente presente; Ghiacciaio di Val Sena, n. 540, attualmente estinto, presente fino al 1957);
 - sul versante settentrionale del Pizzo di Coca (Ghiacciaio del Marovin, n. 541, attualmente presente);
 - sul versante orientale del Pizzo Coca (Ghiacciaio di Valmorta, n. 562, quasi estinto nel 1961 e oggi ricostitutosi all'interno del potente apparato morenico della PEG; Ghiacciaio di Coca, n. 563, testimoniato nella PEG ma oggi ridotto a glacionevato);
 - versante nord-orientale del Pizzo di Cavrel (Ghiacciaio del Lago della Malgina, n. 564.0, segnalato nel 1929 da Nangeroni, considerato estinto nel 1947);
 - sul versante Nord-occidentale di Cima Trobe (Ghiacciaio del Costone, n. 565, con un apparato frontale della PEG che si spinge sino a q. 2300, ed un potente apparato recente che chiude il circo; descritto nel 1929 da Nangeroni, estinto nel 1961; presente attualmente come glacionevato);
 - sul versante nord-occidentale del Gleno (Ghiacciaio del Trobio, n. 566, con apparato frontale della PEG che si spinge sino a q. 2340 (CACCIANIGA *et alii*, 1993); descritto da Nangeroni nel 1932 come costituito da due distinti corpi confluenti, nel 1940 distinto in Gleno o Trobio Est e Tre Confini o Trobio Ovest, attualmente presenta tre apparati distinti: Trobio Est, Trobio centrale separato dal primo nel 1961 e attualmente ridotto a glacionevato, e Trobio Ovest);
 - versante settentrionale del Pizzo Recastello (Ghiacciaio dei Corni Neri, testimoniato dall'apparato morenico della PEG).

Morfologia e paleogeografia: i depositi relativi al subsistema del Po recente presentano morfologie ben conservate, con archi e cordoni morenici, in particolare morene terminali, più raramente di sponda, spesso non molto rilevati e poco evidenti. Si distinguono dai depositi glaciali del subsistema della PEG per il grado di inerbimento da scarso a nullo, con sviluppo di vegetazione pioniera e assenza di vegetazione arborea. Rappresentano i depositi relativi alle fasi di avanzata di apparati glaciali attuali confinati in nicchie di versante, circhi e valli minori successivi alla PEG, cioè dalla fine del XIX secolo.

Età: la deposizione inizia dal termine della PEG e continua attualmente.

7.3. - UNITÀ DEI BACINI DELL'ADDA E DELL'OGLIO

(A CURA DI P. TOGNINI)

I bacini dell'Adda (Valtellina) e dell'Oglio (Val Camonica) sono collegati, nell'ambito del Foglio Malonno, dall'ampia valle dell'Aprica. Questo collegamento ha fatto sì che durante le glaciazioni i due ghiacciai dell'Adda e dell'Oglio confluissero formando un corpo unico. Per questo motivo i depositi relativi all'ultimo episodio glaciale che erano stati divisi in due sintemi, uno per il bacino dell'Adda, sintema di Cantù, ed uno per il bacino dell'Oglio, sintema di Iseo, con il rilevamento di questo foglio sono divenuti sinonimi. Il nome sintema di Cantù, per motivi di priorità, è stato esteso anche al bacino dell'Oglio. Perciò la descrizione del supersintema dei Laghi comprende entrambi i bacini.

7.3.1. - *Supersintema dei Laghi (LA)*

Definizione: diamicton massivi (*till* d'alloggiamento e di ablazione). Ghiaie medie e grossolane, stratificate, a supporto di matrice sabbiosa o in lenti alternate a diversa granulometria (depositi alluvionali); diamicton, ghiaie, sabbie, limi con grande variabilità di facies sia laterale che verticale, in genere stratificati (depositi di contatto glaciale); ghiaie, sabbie, limi e argille laminate (depositi lacustri); ghiaie con elementi spigolosi alterate, con matrice argillosa arrossata (depositi di versante). Superficie limite superiore caratterizzata da morfologia ben conservata, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto. Il supersintema è stato suddiviso in unità di rango inferiore; nell'ambito del Foglio sono presenti le seguenti unità: sintema di Cantù, sintema del Monte Crap, sintema de il Pilone, sintema di Conca Campione, sintema del Monte Gardena e sintema del Monte i Colli. Cartograficamente è stato distinto il solo sintema di Cantù (LCN).

7.3.1.1. - Sintema di Cantù (LCN)

Definizione: *till* d'alloggiamento e di ablazione; depositi alluvionali; depositi di contatto glaciale; depositi lacustri; depositi di versante. Superficie limite superiore con profilo di alterazione poco evoluto, spessore massimo 2 m, colore della matrice 7,5 -10YR.

Sinonimi: corrisponde al *Würm* pro parte degli autori precedenti. È stato definito da BINI dapprima come Complesso Glaciale del Piano del Tivano (BINI, 1983, 1987) e come Complesso Glaciale di Cantù (BINI, 1987), poi divenuto Alloformazione di Cantù (BINI *et alii*, 1992; ROSSI *et alii*, 1991; FELBER, 1993) con l'introduzione delle unità allostratigrafiche. Corrisponde all'Alloformazione di Bodio (DA ROLD, 1990).

Alcune parti di questa unità sono state attribuite all'unità Postglaciale nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie localmente ben conservate, più spesso in erosione o interessate da movimenti di versante, copertura loessica assente e profilo di alterazione poco evoluto. Nel settore della Valtellina si osserva un'evidente ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in Fe, una parziale arenizzazione dei clasti scistososi, una profondità massima dell'alterazione di 1,5 - 2 m e uno sviluppo di suoli con spessore massimo di 30 - 40 cm, con buon grado di inerbimento anche alle quote più elevate e copertura arborea ad alto fusto al di sotto del limite del bosco. In Val Camonica i suoli sono localmente più sviluppati con spessori di circa 80 cm (Malga Campolungo) e colore della matrice 7.5YR5/3, mentre in genere il colore medio della matrice è 10YR6/4; il profilo di alterazione presenta colori 10YR3-4/2 nei primi 40 cm, 10YR5/2 fino a 1 m di profondità (Case Luongo).

Il limite superiore, erosivo, coincide in buona parte con la superficie topografica; localmente è ricoperto da facies di versante del sistema del Po. Il limite inferiore è rappresentato dalla superficie di contatto con il substrato, spesso interessato da esarazione (dossi montonati); localmente, alla Malga del Vivione Inferiore, poggia su depositi più antichi (piana alluvionale dell'unità di Malga Vivione del supersistema della Colma del Piano).

Litologia: nell'area in esame, il sistema di Cantù è costituito da depositi glaciali, all'interno dei quali è possibile distinguere:

- *till* di ablazione: diamicton massivi a supporto di abbondante matrice limoso-sabbiosa, con clasti e blocchi sino a metrici, da arrotondati a subangolosi; diamicton massivo a ciottoli decimetrici con blocchi di dimensioni massime fino a 80 cm, con matrice di ghiaia fine e sabbia con poco limo, supporto clastico o, localmente, supporto di matrice (Malga Campolungo in Val Camonica); diamicton prevalentemente fine con blocchi arrotondati di dimensioni massime fino a 40 cm concentrati in orizzonti a supporto clastico e rari blocchi superiori a 1 m; ghiaia fine e sabbia grossolana massive, talora moderatamente selezionata, con matrice sabbiosa grossolana e limo (Case Luongo in Val Camonica). Localmente alle quote più alte si osservano diamicton a supporto clastico con clasti prevalentemente spigolosi e matrice sabbiosa limosa scarsa.
- *till* di alloggiamento e di fondo: diamicton massivi con clasti di dimensioni al massimo decimetriche, a supporto di matrice limosa molto abbondante, generalmente sovraconsolidata, clasti arrotondati e spesso striati e sagomati a ferro da stiro;
- depositi di fusione sottoglaciale: ghiaie da medie a grossolane, talvolta grossolanamente stratificate (*fluted moraine*), supporto di clasti, scarsa matrice limoso sabbiosa, clasti arrotondati;

- depositi di contatto glaciale: diamicton massivi a supporto di matrice limosa molto abbondante, clasti da centimetrici a decimetrici, da spigolosi a subarrotondati; limi e sabbie da fini a grossolane, da massivi a laminati in lenti alternate a ghiaie massive e diamicton; fratture poligonali, fortemente deformati da glaciotettonica.
- depositi di versante: ghiaie ad elementi spigolosi; ghiaie e diamicton alterati con matrice argillosa arrossata.

La litologia dei clasti rispecchia la grande varietà litologica dei bacini di alimentazione. Dato che l'unità è costituita dai depositi sia del ghiacciaio dell'Adda sia del ghiacciaio dell'Oglio si osserva una diversa litologia dei clasti a seconda dei bacini. Inoltre è presente una grande variabilità locale, in funzione dell'alimentazione ricevuta dagli apparati confluenti dalle valli laterali, rispecchiando la distribuzione dei litotipi affioranti sui versanti prospicienti i depositi, con significative differenze non solo da un versante all'altro, ma anche a breve distanza lungo lo stesso versante: ciò suggerisce un trasporto relativamente breve, senza rimescolamento e contaminazione dei materiali.

Area di affioramento: affiora estesamente su tutto il settore della Valtellina e della Val Camonica compreso nel Foglio. In particolare è presente su entrambi i versanti della Valtellina fino a quote di circa 2000 - 2100 m. Affiora inoltre nella zona del Passo dell'Aprica, dalla frazione S. Pietro, a quota 1160 m s.l.m., su entrambi i versanti fino a quote di circa 1950 m e prosegue fino all'abitato di Edolo, a quota 650 m s.l.m., ricoprendo in modo pressoché continuo entrambi i versanti raggiungendo i 2000 m s.l.m. in prossimità del Piz Tri e i 2080 m s.l.m. in corrispondenza del Monte della Piana. Affiora diffusamente sul versante Nord della Val Paisco, fino alla malga Vivione Inferiore a una quota di 1700 m, e sporadicamente, ove l'acclività del versante ne ha consentito la conservazione, sul versante meridionale della Val Paisco.

Morfologia e paleogeografia: le morfologie originarie dei depositi del sintema di Cantù non risultano conservate, a causa del rimaneggiamento subito ad opera di processi gravitativi di versante e di rimaneggiamento antropico.

Il sintema di Cantù comprende i sedimenti deposti nel corso dell'ultima grande avanzata glaciale che ha portato il Ghiacciaio dell'Adda ad occupare l'Anfiteatro del Lario: lungo l'asse vallivo della Valtellina, la fase LGM di massima avanzata in anfiteatro corrisponde probabilmente alla massima espansione volumetrica del Ghiacciaio dell'Adda, testimoniata dalle quote massime alle quali si rinven-gono tracce del passaggio del ghiacciaio (forme di esarazione e/o depositi gla-ciali). Comprende inoltre i sedimenti deposti nel corso dello LGM dal Ghiacciaio Camuno che, in massima espansione, ha occupato la valle del Passo dell'Aprica con diffuenza verso il Bacino Abduano. Tracce delle morene laterali e frontali sono visibili solo nel settore più occidentale della Val Paisco; localmente si indi-viduano terrazzi di *kame*. La quota massima raggiunta dal fronte glaciale è di

1700 m alla Malga Vivione Inferiore, ed il limite superiore dei depositi si alza progressivamente fino ai 1950 m di quota all'imbocco della Val Paisco. Il Ghiacciaio Camuno scendeva dall'asse vallivo principale e si immetteva direttamente in Val Paisco, bloccandosi contro il gradino morfologico costituito dalle vulcanite del M. Cabianca. I rami laterali erano coalescenti, restando separati solo nelle fasi di ritiro dando origine ai diversi subsistemi riconosciuti.

Età: Pleistocene superiore.

7.3.1.1.1. - *Subsistemi del sistema di Cantù non distinti in carta*

Al termine dell'ultima fase di avanzata glaciale (LGM), al ritirarsi del Ghiacciaio dell'Adda dal fondovalle della Valtellina e del Ghiacciaio dell'Oglio dal fondovalle della Val Camonica, si assiste al riavanzare, con varie fasi di oscillazione, degli apparati glaciali affluenti, i quali, venendo a mancare il sostegno del grande ghiacciaio vallivo, avanzano ricoprendo i depositi più antichi: da questo presupposto, sulla base di considerazioni morfologiche, geometriche e di bacino di alimentazione, è possibile individuare diversi subsistemi, che rappresentano i depositi relativi a fasi di avanzata e ritiro di altrettanti apparati glaciali locali al termine della fase LGM, in avanzata sui depositi più antichi dello stesso sistema di Cantù.

Nel Foglio Malonno i subsistemi, non distinti alla scala 1:50.000 ma facilmente identificabili sulla base della loro localizzazione, sono, in Valtellina da E verso O: subsistema di Belviso, di Caronella, di Bondone, di Malgina, dell'Armissa e, in Val Camonica: subsistema di S. Antonio, del Corno di Barbione, della Malga Dosso, della Malga Valle, di Val Largone, di Val di Scala, di Malga Erbigno e del Sellero.

Nel contiguo Foglio Adamello i subsistemi di significato identico a quelli sovraelencati sono raggruppati nel subsistema della Valle di Savio.

La definizione, la litologia, la morfologia e la paleogeografia, le superfici limite e le età sono sostanzialmente simili per tutti i subsistemi, pertanto se ne dà una descrizione generale, caratterizzando soltanto, per ognuno di essi, la distribuzione areale, e, dove significative, le morfologie più particolari e ben conservate.

Definizione: depositi glaciali, di contatto glaciale e di versante relativi agli apparati glaciali delle valli laterali. I subsistemi sono stati suddivisi in unità di rango inferiore, di ambito strettamente locale e non distinte su questa carta, individuate su base morfologica, geometrica e di bacino di alimentazione.

Sinonimi: sono tutte unità di nuova istituzione.

Litologia: sono tutti costituiti da depositi glaciali, di contatto glaciale e di versante:

- *till* di ablazione: diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, con clasti e blocchi sino a metrici, da arrotondati a subangolosi; diamicton a ciottoli e blocchi, supporto clastico, matrice abbondante di sabbia limosa;
- *till* di alloggiamento: diamicton massivi con clasti di dimensioni al massimo decimetriche, a supporto di matrice limosa molto abbondante, generalmente sovraconsolidati, clasti arrotondati e spesso striati e sagomati a ferro da stiro;
- *till* di fusione sottoglaciale: limi e sabbie massive con clasti centimetrici sparsi, da spigolosi a subarrotondati, di provenienza locale;
- depositi di frana su ghiacciaio: accumuli di blocchi da metrici a plurimetrici, matrice assente;
- depositi di contatto glaciale: diamicton massivi a supporto di matrice limosa molto abbondante, clasti da centimetrici a decimetrici, da spigolosi a subarrotondati.
- depositi di versante: diamicton a supporto clastico con blocchi spigolosi, matrice scarsa.
- depositi di frana: diamicton massivi a supporto di matrice limosa o limoso-sabbiosa, clasti eterometrici da arrotondati a subangolosi, frammisti ad accumuli di blocchi da metrici a plurimetrici, spigolosi, provenienti dalle pareti prospicienti il deposito, matrice assente;

Le litologie dei clasti rispecchiano quelle delle unità del basamento cristallino e della copertura permiana che affiorano nei rispettivi bacini di alimentazione.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: la superficie limite superiore è caratterizzata da morfologie talvolta localmente ben conservate, ma più spesso poco evidenti, sovente in erosione o interessate da movimenti di versante, senza copertura loessica, profilo di alterazione poco evoluto, evidente ossidazione dei clasti e della matrice dei depositi ad elevato contenuto in Fe, parziale arenizzazione dei clasti scistosi, profondità massima dell'alterazione 1,5-2 m, sviluppo di suoli con spessore massimo di 30-40 cm. Il limite inferiore è rappresentato dalla superficie di contatto con il substrato, spesso interessato da esarazione (dossi montonati) o dal contatto discordante erosionale con i depositi più antichi del sintema di Cantù (p. es. in prossimità dell'abitato di Carona, dove però i depositi del sintema di Cantù sono intensamente rimaneggiati da successivi processi gravitativi); il limite superiore è rappresentato dalla superficie topografica o dal contatto discordante, con superfici di erosione, con i depositi del soprastante sintema del Po.

Età: i subsintemi del sintema di Cantù rappresentano eventi locali durante il ritiro del Ghiacciaio Camuno, e la loro età è quindi circoscritta al termine del Pleistocene superiore.

Bacino dell'Adda:

Subsintema di Belviso: rappresentato da *till* di ablazione, *till* di alloggiamento, *till* di fusione sottoglaciale, depositi di frana su ghiacciaio e depositi di

contatto glaciale, è presente a partire da una quota di circa 950 m s.l.m.. Le morfologie non risultano essere particolarmente ben conservate, a causa dell'intenso rimaneggiamento subito ad opera di processi gravitativi di versante. Sono conservate *hummocky moraine* (piana di S. Paolo, alla base della diga di Frera) ed evidenze di frane deposte sul ghiacciaio e da questo trasportate lontano dalla zona di distacco, che mostrano tipiche morfologie a dossi e depressioni (Torrente Belviso a monte dell'invaso di Frera).

Subsintema di Caronella: costituito da *till* di ablazione e depositi di frana su ghiacciaio, è presente a partire da quota 1100 m s.l.m., con copertura estesa e continua dal fondovalle ai versanti fino a quote di circa 2200 - 2300 m s.l.m.. Le morfologie sono ben conservate ed evidenti, anche se talora in erosione o interessate da processi gravitativi di versante in epoca postglaciale. È presente una morena mediana, a monte della Piana di Malga Caronella, che segnala la confluenza della lingua Orientale e Centrale del Ghiacciaio della Valle di Caronella. Si osserva una serie di archi morenici concentrici, dall'abitato di Carona alla piccola piana fluviale-fluvioglaciale di Prà di Gianni, dove sono conservate *hummocky moraine*, sostenute e confinate dagli archi morenici stessi. Nella Piana di Malga Caronella è presente un esteso campo di detriti a grossi blocchi, privo di matrice, con tipiche morfologie a dossi e depressioni, che copre *till* di ablazione, evidenza di una grande frana deposta sul ghiacciaio e da questo trasportata lontano dalla zona di distacco.

Subsintema di Bondone: costituito da *till* di ablazione, *till* di fusione sottoglaciale, depositi di frana su ghiacciaio, è presente oltre quota 1130 m s.l.m. circa; le morfologie sono mal conservate.

Subsintema di Malgina: costituito da *till* di ablazione, è presente oltre quota 850 m; le morfologie sono mal conservate.

Subsintema dell'Armisa: rappresentato da *till* di ablazione, *till* di alloggiamento, depositi di frana e depositi di contatto glaciale, è presente a partire da quota 1030 m s.l.m. circa, con copertura continua dal fondovalle fino a quote di circa 1900 m s.l.m., e discontinua a quote più elevate, in corrispondenza di piccoli apparati glaciali separatisi dal ghiacciaio principale in fase di ritiro. Le morfologie originarie sono poco conservate. È presente un tratto di morena laterale destra, in località Foppi, a quota 1370 m s.l.m., dove è possibile osservare il rapporto di appoggio e parziale ricoprimento dei depositi glaciali da parte di un grande corpo di frana, legato alla dinamica di versante periglaciale. Sono inoltre visibili piccoli archi e cordoni morenici, messi in posto al di sopra dei depositi di versante durante le avanzate dei piccoli ghiacciai della Pesciola e delle Fascere - Vagh nel corso del ritiro del Ghiacciaio dell'Armisa (in località Baita Campeï, a quota 1600 - 1670 m, all'Alpe del Druet, da quota 1830 a 1950 circa e lungo la sponda destra del torrente che scende dalle Vedrette del Vagh e delle Fascere, a quota 1820 - 1880 m s.l.m.). Tali forme sono tuttavia mal conservate, a causa del parziale ricoprimento da parte di depositi di versante attuali.

Bacino dell'Oglio:

Subsintema di S. Antonio: costituito da *till*, depositi di contatto glaciale e depositi di versante, è localizzato all'interno della valle omonima, a partire da 850 m s.l.m., con copertura discontinua dal fondovalle ai versanti fino a circa 2600 m s.l.m.. Le morfologie sono localmente ben conservate. In particolare, si osservano archi morenici concentrici e morene laterali lungo le valli sospese della Valle Campovecchio e Valle Brandet a testimonianza di episodi di avanzata e ritiro dei piccoli ghiacciai sommitali. Ben conservati sono anche due piccoli tratti di morene laterali, in località Malga Casazza, che si estendono da quota 1500 m s.l.m. a quota 1450 m s.l.m.. Lungo la piana in prossimità del Lago di Culvegla, si osserva una serie di morene mediane che si estendono da quota 2230 m s.l.m. fino a quota 2000 m s.l.m.

Subsintema del Corno di Barbione: è localizzato all'interno del bacino di alimentazione posto a Nord della cima Corno di Barbione, a partire da quota 1950 m s.l.m., con copertura continua fino a quote di circa 2210 m s.l.m.. Le morfologie non sono ben conservate. È possibile osservare un piccolo tratto di cordone morenico laterale alla quota compresa tra 2020 m s.l.m. e 2050 m s.l.m..

Subsintema della Malga Dosso: è localizzato all'interno della Valle Moranda, a partire da quota 1700 m s.l.m. circa, in località Malga Dosso, con copertura esigua e discontinua dal fondovalle ai versanti fino a quote di circa 2330 m s.l.m., in corrispondenza di piccoli apparati glaciali separatisi dal ghiacciaio principale in fase di ritiro. Le morfologie sono localmente ben conservate. Particolarmente ben conservato è il sistema di archi morenici frontali e l'*hummocky moraine* presso il Lago Rotondo. Inoltre un ampio arco morenico frontale è visibile in prossimità della Porta di Barbione a quota compresa tra i 2250 e 2300 m s.l.m..

Subsintema della Malga Valle: è localizzato all'interno del piccolo bacino di alimentazione situato a Nord Est del Piz Tri, a partire da quota 1780 m s.l.m. circa, in località Malga Valle, con copertura continua fino a quote di circa 1980 m s.l.m.. Le morfologie non sono particolarmente ben conservate. È possibile osservare piccoli tratti di cordoni morenici frontali e laterali alla quota compresa tra 1900 m s.l.m. e 1960 m s.l.m..

Subsintema di Val Largone: affiora sui versanti e alla testata della Val Largone, sotto al passo del Torsoleto. Le morfologie sono mal conservate; localmente si osservano piccoli archi morenici laterali e frontali riferibili alle ultime fasi di ritiro, come ad esempio presso il Lago di Bacco. Coevi ai depositi del subsintema e a quelli delle fasi di ritiro del ghiacciaio camuno si evidenziano corpi di conoide alluvionale e coltri detritiche probabilmente dovute a frane e colate di *till* di ablazione.

Subsintema di Val di Scala: affiora sui versanti e la testata della Val di Scala, sotto al Monte Palone del Torsolazzo. Le morfologie sono mal conservate; localmente si osservano piccoli archi morenici laterali e frontali riferibili alle ultime

fasi di ritiro, come ad esempio nelle due conche del Palone del Torsolazzo e della Bocchetta del Palone. Coevi ai depositi del subsistema e a quelli delle fasi di ritiro del ghiacciaio camuno si evidenziano corpi di conoide alluvionale e coltri detritiche probabilmente dovute a frane e colate di *till* di ablazione.

Subsistema di Malga Erbigno: è limitato alla testata della Valle Erbigno, dove si osservano alcuni cordoni morenici abbastanza evidenti, seppure di dimensioni ridotte, legati alle ultime fasi di ritiro.

Subsistema del Sellero: affiora sui versanti e alla testata della Valle del Sellero. Le morfologie sono mal conservate; localmente si osservano elementi morfologici significativi come la morena laterale di Malga Sellero. Nelle aree di testata, come sotto al M. Gaviera, si mantengono piccoli archi morenici laterali e frontali riferibili alle ultime fasi di ritiro. Sul versante esposto a Nord, a Est del Monte Tre Confini, si evidenzia un ammasso di diamicton caratterizzato da una successione di creste sinuose, interpretabile come *rock glacier*. I terrazzi presenti presso Malga Pizzolo evidenziano come la lingua glaciale fosse coalescente al Ghiacciaio Camuno nella fase di massima espansione. Coevi ai depositi del subsistema e a quelli delle fasi di ritiro del ghiacciaio camuno sono presenti piccoli corpi di conoide alluvionale e coltri di detrito di versante, non rappresentati in carta.

7.3.1.2. - Sintemi del supersistema dei Laghi non distinti in carta

Sintema del Monte Crap: è costituito da *till* di ablazione ed affiora all'interno della conca situata a Est del M. Palone, a partire da quota 1700 m s.l.m., con copertura estesa e continua dal fondovalle ai versanti fino a quote di circa 2140 e da quota 2250 a 2350 m s.l.m.. Le morfologie sono ben conservate; si osserva una serie di estesi archi morenici concentrici e morene laterali in prossimità della rovina di Lando. Una seconda serie di archi morenici concentrici ben conservati si osserva in prossimità del passo di Salina.

Sintema de il Pilone: è costituito da *till* di ablazione ed affiora all'interno della conca situata a Est del Passo di Cadino, suddivisi in tre piccoli apparati glaciali a partire da quota 1950 m s.l.m., con copertura discontinua fino a quota di circa 2380 m s.l.m.. Le morfologie sono ben conservate; si osserva una serie di archi morenici concentrici e morene laterali in corrispondenza dei piccoli circoli glaciali ubicati in prossimità del monte Zinglo Bernù e monte il Pilone.

Sintema di Conca Campione: è costituito da *till* di ablazione ed è localizzato all'interno della Valle del torrente Clegna, a partire da quota 1300 m s.l.m. circa, in località Baite Fontaneto, con copertura estesa e continua dal fondovalle ai versanti fino a quote di circa 1880 m s.l.m., dove sono localizzati in corrispondenza di piccoli apparati glaciali separatisi dal ghiacciaio principale in fase di ritiro. Le morfologie sono localmente ben conservate, come il sistema di archi morenici

frontali e l' *hummocky moraine* in prossimità della malga Campione inferiore e gli ampi archi morenici frontali visibili in prossimità delle baite Plaurenti superiore a quota compresa tra i 1450 e 1750 m s.l.m..

Sintema del Monte Gardena: è costituito da *till* di ablazione e affiora sul versante NO della valle del Torrente Usella, sulle pendici occidentali del Monte Gardena. Le morfologie sono limitate a cordoni morenici poco evidenti, in parte ricoperti dallo smarino delle miniere presenti alla testata della valle.

Sintema del Monte I Colli: è costituito da *till* di ablazione e affiora solamente sul versante settentrionale del Monte Busma, tra q.1240 m e q.1310, di fronte alla Malga Gaffione. Costituisce un piccolo apparato in cui si riconoscono creste di morene laterofrontali che scendono verso Nord delineando una piccola lingua glaciale di interesse locale; al centro racchiude depositi di torbiera.

7.4. - UNITÀ DEL BACINO DELL'OGLIO

(A CURA DI A. BINI)

Nel Foglio Malonno il Bacino dell'Oglio comprende un breve tratto di Val Camonica, la Val Paisco e l'Alta Val di Scalve. La Val Paisco ha avuto un'evoluzione analoga e parallela a quella della Val Camonica e perciò le unità quaternarie che contiene sono simili alle o fanno parte di unità del bacino dell'Oglio. Al contrario la Val di Scalve, pur essendo tributaria della Val Camonica ha avuto una storia completamente diversa e contiene testimonianze di un'evoluzione particolare che sono assenti in altre parti del territorio. La divisione tra il Foglio Malonno e il Foglio Breno, però, taglia la valle in due tronconi impedendo di fare un discorso unitario sulle sue unità e la sua evoluzione.

7.4.1. - Gruppo del Dezzo

Definizione: conglomerati composti da ghiaia massiva a supporto di clasti; alternanze di sabbie laminate e conglomerati massivi a supporto di clasti; conglomerati con rozza stratificazione orizzontale a supporto di clasti e con matrice sabbiosa, conglomerati massivi a supporto di clasti; conglomerati e arenarie a stratificazione orizzontale nella parte alta dell'unità e a stratificazione incrociata concava nella parte bassa; conglomerati a supporto di clasti con stratificazione orizzontale: depositi fluviali.

Nel presente Foglio comprende le seguenti unità litostratigrafiche: conglomerati dell'Agula, sabbie di Dezzolo e conglomerati di S. Andrea.

Sinonimi: unità litostratigrafica di nuova istituzione. I conglomerati di S. Andrea corrispondono alla porzione superiore dell'unità di S. Andrea della Carta

Geologica della Provincia di Bergamo; le sabbie di Dezzolo ed i conglomerati dell'Agula corrispondono, per area di affioramento, in parte all'unità di Foppolo ed in parte all'unità di Scalve, dalle quali però si differenziano per attribuzione temporale ed interpretazione paleogeografica.

Superficie limite e rapporti stratigrafici: il gruppo del Dezzo poggia direttamente sul substrato roccioso, ma il contatto non è direttamente osservabile sul terreno; lungo l'asse del Fiume Dezzo, ai depositi del gruppo si giustappongono, con limite erosivo quasi sempre coperto, varie unità ascritte al supersistema della Colma del Piano. Il gruppo del Dezzo è inoltre ricoperto dai depositi del sistema del Po che costituiscono una fascia di raccordo tra il versante ed il terrazzo su cui sorgono i principali centri abitati (Fig. 8). Le profonde incisioni che tagliano la successione del gruppo sono riempite dai depositi delle successioni di Teveno, di Polza, della Valle della Manna e di Roccadizzo, tutte appartenenti al supersistema della Colma del Piano.

Area di affioramento: il gruppo del Dezzo affiora tra l'abitato di Dezzo di Scalve, nel limitrofo Foglio Breno, e quello di Barzesto e costituisce il ripiano su cui sorgono gli abitati di Vilminore di Scalve, Vilmaggiore, Barzesto, Ronco e Schilpario posti in destra idrografica del Fiume Dezzo e gli abitati di Serta e Pradella in sinistra idrografica. Nell'area in esame gli affioramenti sono piuttosto limitati a causa della copertura di depositi glaciali e di versante. Affiora lungo l'inciso della Valle del Tino, a Sud del Pizzo Tornello, e nel bosco a valle di Vilmaggiore.

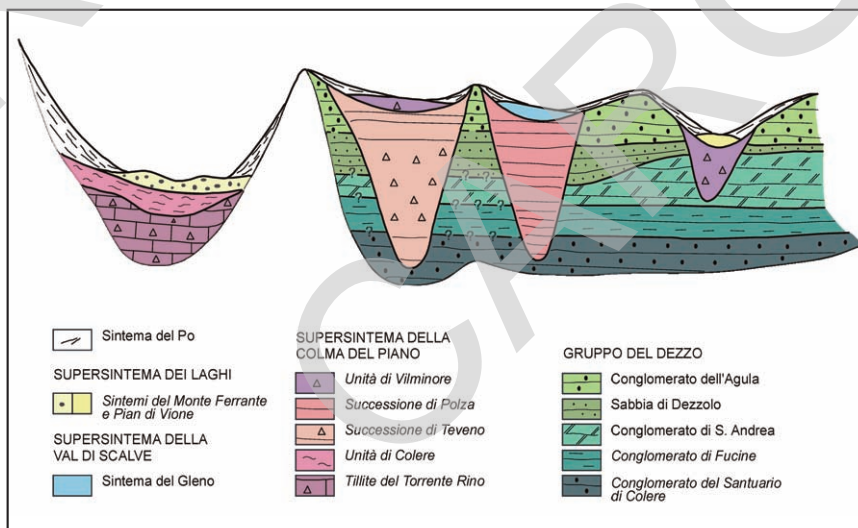


Fig. 8 - Schema dei rapporti stratigrafici tra il gruppo del Dezzo, il supersistema della Colma del Piano e il supersistema della Val di Scalve (le unità in corsivo affiorano solo nel contiguo Foglio Breno).

Morfologia e paleogeografia: i depositi che costituiscono il gruppo del Dezzo formano un terrazzo continuo per tutto il tratto superiore della Val di Scalve (anche se profondamente inciso sia lungo l'asse del Fiume Dezzo, sia lungo le valli tributarie) e posizionato ad una quota media di 1070 - 1080 m. Le unità che costituiscono il gruppo del Dezzo sono costituite da materiali fluviali depositati da corsi d'acqua di tipo *braided*, con asse orientato circa ENE - OSO, provenienti dalla regione a monte di Schilpario e caratterizzati da elevato regime di flusso.

Dallo studio delle caratteristiche litologiche dell'intero gruppo del Dezzo, comprendente anche i conglomerati di Fucine e i conglomerati del Santuario di Colere (affioranti a Sud nel Foglio Breno), si osserva che:

- tutte le unità presentano un elevato grado di cementazione;
- in tutto il gruppo non compaiono evidenze glaciali, quali ciottoli striati, a ferro da stiro o litologie non affioranti nel bacino del Dezzo.
- il calcare di Esino è presente nei termini alti della serie mentre è assente nei conglomerati di S. Andrea, nei conglomerati di Fucine e nei conglomerati del Santuario di Colere (Fig. 9).
- il Verrucano Lombardo aumenta scendendo nella serie sino al conglomerato di S. Andrea per poi diminuire nei conglomerati di Fucine e nei conglomerati del Santuario di Colere.
- la carniola di Bovegno è predominante nei conglomerati del Santuario di Colere, mentre nella restante parte della serie si mantiene su valori intorno al 5%.

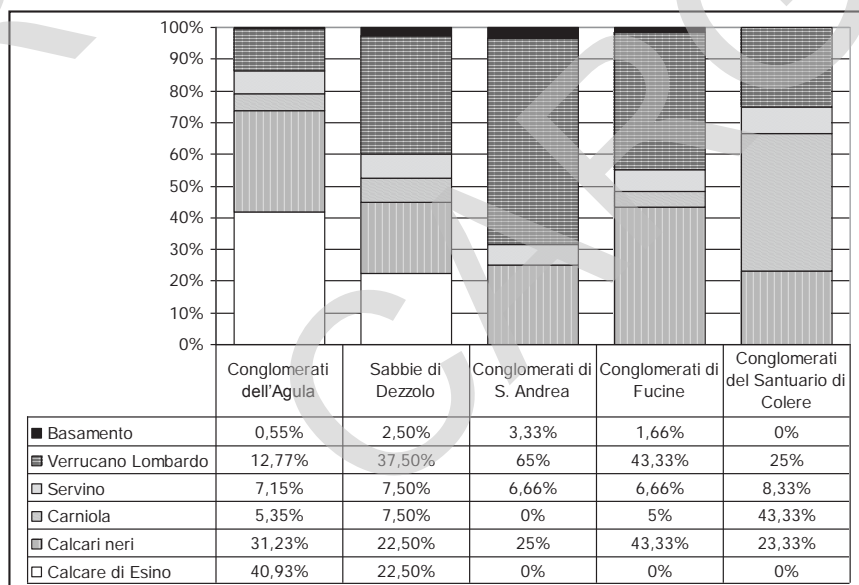


Fig. 9 - Petrografia del gruppo del Dezzo.

Le unità del gruppo del Dezzo sono costituite da depositi fluviali; data l'attuale fisiografia della valle i materiali costituenti i depositi devono provenire dal bacino della Valle di Scalve. Le differenze riscontrate nella distribuzione delle litologie dei clasti devono riflettere una differente fisiografia della valle. L'area sorgente dei clasti, passando dai termini più bassi ai termini più alti del gruppo, deve aver subito mutamenti a causa di movimenti tettonici. Inizialmente vi era solo erosione dei calcari neri e della carniola di Bovegno; successivamente, con l'ampliamento dell'area sorgente, vengono apportate forti quantità di Verrucano Lombardo (conglomerati di S. Andrea) e quindi di calcare di Esino (sabbie di Dezzolo e conglomerati dell'Agula).

Età: sulla base delle considerazioni soprariportate si può perciò desumere che il gruppo del Dezzo sia stato deposto prima delle glaciazioni plio - pleistoceniche e perciò deve essere attribuito al Pliocene Medio e/o Inferiore.

7.4.1.1. - Conglomerati dell'Agula (DAG)

Definizione: conglomerati da massivi a stratificati, a supporto di clasti e matrice localmente assente, fortemente cementati (depositi alluvionali).

Sinonimi: corrisponde in parte all'unità di Scalve ed in parte all'unità di Foppo della Carta Geologica della Provincia di Bergamo.

Superficie limite e rapporti stratigrafici: i conglomerati dell'Agula poggiano con limite erosivo planare sulle sabbie di Dezzolo, a tetto sono a contatto con i depositi di versante del sistema del Po (Fig. 8).

Litologia: l'unità è formata da depositi fluviali: conglomerati costituiti da ghiaia massiva a supporto di clasti con stratificazione orizzontale. I clasti sono centimetrici, da subsferici ad allungati e arrotondati, e sono costituiti petrograficamente come da Fig. 9. La carniola di Bovegno presenta patine millimetriche di alterazione superficiale. La matrice è data da sabbia fine. Gli strati, spessi circa 30 - 40 cm, sono delimitati alla base da superfici erosive. Localmente si osservano strati a tessitura aperta o a granulometria inferiore e con giacitura del piano a-b dei clasti: 355/20. Presenza di lenti pianoconcave e biconcave di sabbia medio fine. I depositi sono fortemente cementati.

Morfologia e paleogeografia: l'unità non ha una propria espressione morfologica; è costituita da depositi fluviali di un corso d'acqua di tipo *braided* ad alta energia, con asse disposto circa come quello attuale del Fiume Dezzo e proveniente dalla regione situata a monte di Schilpario

Età: Pliocene Inferiore? - Medio?

7.4.1.2. - Sabbie di Dezzolo (DDE)

Definizione: alternanze di sabbie laminate e conglomerati massivi a supporto di clasti (depositi alluvionali).

Sinonimi: unità litostratigrafica di nuova istituzione che trova corrispondenza con l'unità di Val di Scalve descritta nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: le sabbie di Dezzolo poggiano con limite erosivo planare sui conglomerati di S. Andrea. A tetto sono delimitate da una superficie erosiva ondulata e sono ricoperti dai conglomerati dell'Agula. Il corpo diviene più spesso andando dal Torrente Rino, dove ha uno spessore stimato di 14 m, verso il Fiume Povo, che costituisce la parte inferiore del torrente Gleno, dove lo spessore è di circa 25 m (Fig. 8).

Litologia: l'unità è composta da depositi fluviali costituiti da alternanze di sabbie in strati spessi 1,5 - 2 m e conglomerati in strati spessi circa 0,5 m. Le sabbie hanno laminazione planare e presentano al loro interno tasche di ghiaia fini costituite da ciottoli da sferici ad allungati e arrotondati che sono costituiti petrograficamente come da Fig. 9. I conglomerati sono costituiti da ghiaia fine massiva a supporto di clasti, i ciottoli sono costituiti da Verrucano Lombardo, calcari, carniola di Bovegno e rari micascisti. Presenta forte cementazione.

Morfologia e paleogeografia: l'unità non ha una propria espressione morfologica; è costituita da depositi fluviali di un corso d'acqua di tipo *braided* a bassa energia con asse disposto circa come quello attuale del Fiume Dezzo e proveniente dalla regione situata a monte di Schilpario.

Età: Pliocene Inferiore? - Medio?

7.4.1.3 - Conglomerati di S. Andrea (DAN)

Definizione: conglomerati da massivi a stratificati orizzontalmente, a supporto di clasti; sabbia medio fine con laminazione pianoparallela o incrociata concava: depositi fluviali.

Sinonimi: unità litostratigrafica di nuova istituzione che corrisponde alla porzione sommitale dell'unità di S. Andrea riportata nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo.

Superfici limite e rapporti stratigrafici: l'unità poggia sui conglomerati di Fucine con limite netto ondulato, mentre a tetto presenta un limite erosionale netto posto a quota di 976 m, a monte dell'abitato di Dezzolo, e che scende a quota 950 m a monte dell'abitato di S. Andrea. È ricoperta dalle sabbie di Dezzolo (Fig. 8).

Litologia: l'unità è composta da depositi fluviali: conglomerati costituiti da ghiaia con stratificazione orizzontale passanti nella parte bassa dell'unità a conglomerati massivi a supporto di clasti. Gli strati hanno base erosiva e spessore variabile da 60 cm fino a 1 m. I ciottoli sono centimetrici (massime dimensioni pari a 30 - 50 cm), da sferici ad allungati, arrotondati, e sono costituiti petrograficamente come da Fig. 9. La matrice è costituita da sabbia medio grossolana. Presenti intercalazioni di strati sottili, spessi da 20 a 60 cm, di sabbia media fine a laminazione orizzontale o a stratificazione incrociata concava. I depositi sono fortemente cementati.

Morfologia e paleogeografia: i conglomerati di S. Andrea, come le altre unità che costituiscono il terrazzo di Vilminore, non mostrano una morfologia ben definita; essi testimoniano condizioni di deposizione in ambiente fluviale ad opera di un corso d'acqua di tipo *braided* ad energia elevata, con asse disposto circa come quello attuale del Fiume Dezzo e proveniente dalla regione situata a monte di Schilpario.

Età: Pliocene Inferiore? - Medio?

7.4.2. - Conglomerato di Cerveno (CVK)

Definizione: diamictite massiva a supporto di matrice, con clasti spigolosi di alimentazione locale e dimensioni fino a ettometriche; da ottimamente cementata fino a litificata (depositi di frana).

Sinonimi: scivolamenti recenti ("paleofrane" con movimento in blocco dell'ammasso roccioso, FORCELLA & ROSSI, 1980).

Superfici limite e rapporti stratigrafici: il conglomerato di Cerveno appoggia su una superficie erosionale che tronca la successione anisico-ladinica locale (carniola di Bovegno - Calcare di Angolo - calcare di Prezzo - Formazione di Buchenstein - Formazione di Wengen); è troncato da una superficie erosionale su cui poggiano depositi glaciali del supersistema della Colma e depositi di versante del sistema del Po.

Litologia: il conglomerato di Cerveno è costituito da diamictite a supporto di matrice fine con clasti spigolosi, da centimetrici sino a ettometrici, alimentati dalle soprastanti pareti di calcare di Esino. I blocchi di dimensioni superiori al metro si presentano in genere pervasivamente fratturati.

Area di affioramento: l'unità affiora sulla destra idrografica dell'Oglio, fra le località di Cerveno ed Ono San Pietro.

Morfologia: l'unità non presenta morfologie conservate. Essa costituisce singole placche, sospese sul fondovalle attuale e non in rapporto diretto con i versanti del Massiccio della Concarena a monte. I blocchi di dimensioni mag-

giori, annegati nella diamictite, presentano netto risalto morfologico dando luogo a pareti ben evidenti; sulla base delle geometrie osservate e della geologia del substrato su cui appoggiano, vengono interpretati come megablocchi coinvolti in uno o più eventi franosi, piuttosto che singoli affioramenti di calcare di Esino dislocati tettonicamente.

Età: sulla base della posizione topografica e dei rapporti stratigrafici, la messa in posto dell'unità si colloca dubitativamente tra Pliocene Inferiore e Pleistocene medio.

7.4.3. - *Formazione di Serta (ETA)*

Definizione: conglomerati massivi o stratificati con clasti di alimentazione locale (depositi alluvionali).

Sinonimi: i depositi della formazione di Serta erano compresi, nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo, nel Complesso dell'Oglio e nell'unità di Foppolo.

Superficie limite e rapporti stratigrafici: la formazione di Serta poggia direttamente sul substrato roccioso e, fuori Foglio, sul gruppo del Dezzo. Il limite superiore è erosivo, ed è ricoperto dal sintema del Cimone della Bagozza (supersintema della Val di Scalve) e dal sintema del Po e, al di fuori del Foglio, dall'unità del Fienile del Paen (supersintema della Colma del Piano).

Litologia: nell'ambito del Foglio Malonno, l'unità è costituita da depositi di conoide alluvionale e subordinati depositi alluvionali: banchi di conglomerato massivo a clasti spigolosi con blocchi ben arrotondati, matrice assente, cementazione buona; tessitura *open-work*. Clasti di calcare di Esino prossimi al 100%, rari calcari grigi. Banchi di blocchi e grossi clasti di calcare di Esino, da spigolosi a subarrotondati, con matrice grossolana costituita da ghiaia fine centimetrica, poligenica con selezione da buona a moderata, ciottoli arrotondati, e da sabbia. Cementazione buona. Conglomerati poligenici a clasti prevalentemente centimetrici, ben arrotondati e selezionati, in strati lenticolari e pianoparalleli inclinati verso valle a basso angolo.

Area di affioramento: la formazione di Serta affiora lungo la scarpata sinistra del Torrente Dezzo, di fronte a Schilpario.

Morfologia e paleogeografia: morfologia non conservata; costituisce corpi di conoide di deiezione parzialmente rielaborati da acque superficiali allo sbocco di alcuni valloni ai margini occidentali del massiccio carbonatico del Pizzo Camino-Cimone della Bagozza; le rozze bancature immergono essenzialmente verso NO.

Età: posteriore al gruppo del Dezzo, Pliocene Medio? - Superiore?

7.4.4. - *Supersintema della Val di Scalve (VS)*

Definizione: ghiaie massive a supporto di clasti, a volte con ciottoli embricati (depositi alluvionali). Limi laminati alternati a sabbie fini (depositi lacustri e palustri). Diamicton massivi a supporto di clasti (*till* alloggiamento e di ablazione).

Comprende tutti i depositi relativi allo LGM della Val di Scalve.

Sinonimi: unità di nuova istituzione che trova solo in parte corrispondenza nell'unità di Scalve descritta nella Carta Geologica della Provincia di Bergamo.

Superficie limite e rapporti stratigrafici: in generale il limite superiore è dato dalla superficie topografica anche se spesso i depositi costituenti questo supersintema sono in parte ricoperti da detrito di versante o da depositi torrentizi attuali. Il limite di letto è per lo più non osservabile; nella maggior parte dei casi i sedimenti si appoggiano direttamente sul substrato roccioso.

Età: Pleistocene superiore corrispondente allo LGM della Val di Scalve.

Il supersintema comprende vari sintemi, non suddivisi in carta, che nel presente Foglio sono:

Sintema del Gleno: affiora a monte della diga del Gleno ed è costituito dai depositi lasciati da un ghiacciaio che aveva come zona di accumulo la testata della valle omonima. In particolare l'unità è composta da depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice, la matrice è data da limo di colore 7.5YR4/6; depositi fluvioglaciali: ghiaie a supporto di clasti e gradazione inversa, la matrice è data da sabbia limosa di colore 7.5YR4/6. I ciottoli sia nei depositi glaciali sia in quelli fluvioglaciali sono costituiti da Verrucano Lombardo e gruppo dei Laghi Gemelli. Comprende inoltre depositi lacustri: limi laminati con livelli millimetrici di sabbia fine, il limo ha colore 7.5YR4/6.

Sintema della Valle del Vo: affiora nell'omonima valle, nelle zone di anfiteatro denominate Venano di Sopra e Venano di Mezzo, sulla parete orientale del Pizzo Tornello (in località Colega, alla testata della Valle degli Orti e nella valle che sovrasta il Pizzo dell'Aquila), nei pressi della Valle Servera e, infine, in località Leza alla confluenza tra il Torrente Vo ed il Fiume Dezzo. L'unità è costituita da depositi torrentizi: ghiaia medio grossolana massiva, a supporto di clasti, con ciottoli arrotondati e allungati di Basamento e gruppo dei Laghi Gemelli; talora è presente embricatura; depositi lacustri: limo con sottile laminazione pianoparallela colore 10YR3/3 alternato a lamine di sabbia fine di colore 5YR4/6 e depositi glaciali: diamicton massivo a supporto di clasti. Nelle aree poste ad alta quota i ciottoli sono prevalentemente monolitologici e rispecchiano la composizione petrografica dell'area sorgente.

Nella zona di Venano di sopra i depositi di questo sintema creano piccole piane che riempiono le depressioni nel substrato roccioso presenti negli anfiteatri. Sono presenti rocce montonate e striate ricoperte da un sottile spessore di depositi glaciali completamente inerbito. Poco più a valle, in località Venano di Mezzo, si osservano piccoli archi morenici ben conservati anche se completamente ricoperti

dalla vegetazione. Sul fianco opposto della valle, nei pressi della Val Servera, si trovano i resti di cordoni morenici di ritiro che risultano, però, peggio preservati dei precedenti. La fase di massima espansione dello LGM è rappresentata dai depositi presenti alla confluenza tra il Torrente Vo ed il Fiume Dezzo; in questa località essi formano due cordoni morenici laterali sinistri. Questi costituiscono un terrazzo che si eleva di quasi 50 m rispetto d'attuale fondovalle del Torrente Vo. Durante le successive fasi di ritiro è presumibile che esistessero solo piccoli corpi glaciali posizionati in località con conformazione ed orientazione tali da permettere la conservazione del ghiaccio. Ne sono testimoni i piccoli cordoni morenici collocati alla testata della Valle degli Orti, in località Solega e nella valle che sovrasta il Pizzo dell' Aquila.

Sintema del Venerocolino: è presente nelle zone poste a quote più elevate della valle di Venerocolino, in località Laghetti del Venerocolo, e nella valle orientata NE-SO che si sviluppa alla base del Monte Sellerino. Sono presenti limi a laminazione pianoparallela (depositi lacustri), ghiaie massive con matrice sabbiosa (depositi torrentizi) e diamicton massivi a supporto di clasti (depositi glaciali). In località Laghetti del Venerocolo i depositi lacustri e torrentizi formano piccole piane che colmano depressioni nel substrato roccioso. Nella valle che scende con orientazione NE-SO dal Monte Sellerino sono osservabili i resti di cordoni morenici lasciati durante le fasi di ritiro di un piccolo ghiacciaio attestato in questa valle; esso confluiva nella Valle di Venerocolino all'altezza della località Cascina del Venerocolino. Nella zona di testata della valle i cordoni morenici sono meglio conservati, poiché meglio protetti, grazie alla conformazione delle pareti.

Sintema di Monte Gaffione: affiora solamente sul pianoro alle pendici settentrionali del Monte Gaffione, a q. 1980 m, nell'area identificata come Laghetti delle Valli, ed è costituito da un diamicton a supporto clastico con abbondante matrice sabbioso-limosa, con ciottoli e blocchi arrotondati di Verrucano Lombardo. Sono presenti creste di morene laterali che scendono verso la Valle del Vo; è possibile ricostruire una piccola lingua glaciale che, partendo dal vallone chiuso dai depositi dell'unità del Monte Busma, scendeva verso la Valle del Vo per chiudersi appena sotto al gradino morfologico. L'esiguità dell'area di alimentazione giustifica la ridotta entità dell'apparato, che poteva sussistere in periodo freddo per l'esposizione settentrionale e la bassa acclività della conca.

Sintema di Malga Gaffione: affiora solamente sul versante settentrionale del Monte Busma, tra q. 1240 m e q. 1310, di fronte alla Malga Gaffione, ed è costituito da *till* di ablazione: diamicton a supporto clastico con abbondante matrice sabbioso limosa, con ciottoli e blocchi subarrotondati di Verrucano Lombardo. I depositi del sintema di Malga Gaffione costituiscono un piccolo apparato glaciale con creste di morene laterofrontali ben evidenti che scendono verso Nord delineando una piccola lingua glaciale locale. Al centro racchiude depositi di torbiera.

Sintema di Baita Ezéndola: affiora esclusivamente nella conca presso Baita Ezéndola, a partire da q. 1550, ed è costituito da *till* di ablazione: diamicton a

supporto clastico con scarsa matrice sabbioso limosa. La litologia dei clasti è esclusivamente carbonatica. La morfologia è mal conservata a causa del ridotto spessore; tuttavia si riconoscono gli archi di piccole morene laterofrontali.

Sintema del Lifretto: affiora sul versante meridionale dell'alta Val di Scalve, a Nord del Monte di Vai Piane e Passo del Lifretto, intorno a Malga Lifretto superiore, a partire da q. 1500 fino a q. 1700 m, ed è costituito da *till* di ablazione: diamicton a supporto clastico con scarsa matrice sabbioso limosa. La litologia dei clasti è esclusivamente carbonatica. La morfologia è mal conservata, tuttavia si riconoscono gli archi di piccole morene laterofrontali.

Sintema del Cimone della Bagozza: affiora in alta Val di Scalve da q.1280 sul fondovalle fino al Passo Campelli a q.1900 e nelle aree di circo sotto al massiccio del Cimone della Bagozza e Passo del Valdelazzo. E' costituito da *till* di ablazione: diamicton a supporto clastico con abbondante matrice sabbiosa, clasti da ben arrotondati a spigolosi, matrice sabbiosa molto abbondante, blocchi fino a 1 metro di diametro; depositi fluvioglaciali: sabbie e ghiaie medie e fini stratificate; depositi torbosi. Il sintema conserva numerose serie di cordoni morenici soprattutto sul versante Nord della valle. Sul versante Sud è conservato un tratto della morena laterale. Nell'area centrale è presente una *hummocky moraine*. Durante le fasi di ritiro la lingua glaciale si è suddivisa in due lobi paralleli, uno meridionale (subsintema di Piazze di S. Antonio) e uno settentrionale (subsintema di Conca Baione) più alcuni apparati minori, tra cui quello del Passo dei Campelli, che è stato interpretato come un *rock glacier*.

Si riconoscono due subsintemi espressione delle fasi di ritiro: subsintema di Conca di Baione e subsintema di Piazze di Sant'Antonio.

Subsintema della Conca di Baione: affiora nella Conca di Baione, a Sud del Passo Campelli a partire da q. 1700 e nelle aree di anfiteatro sotto al massiccio Cimone della Bagozza.

Subsintema di Piazze di S. Antonio: affiora a monte di Piazze S. Antonio, sotto la cima di Crap a partire da q.1600.

Sintema di Valle Asinina: affiora in Valle Asinina, tra il Monte Sellerino e il Passo del Vivione ed è costituito da *till* di ablazione: diamicton a ciottoli e blocchi, supporto clastico, matrice scarsa di sabbia limosa. La litologia dei clasti è esclusivamente di Verrucano Lombardo. La morfologia è mal conservata.

Sintema del Sellerino: affiora in Valbona, a NO del Passo del Vivione, principalmente in area di anfiteatro e alla base della scarpata morfologica alla confluenza della Valbona con le valli circostanti ed è costituito da *till* di ablazione: diamicton a ciottoli e blocchi, supporto clastico, matrice scarsa di sabbia limosa. La litologia dei clasti è esclusivamente di Verrucano Lombardo. La morfologia è mal conservata: nell'area frontale sono conservati resti di morene laterofrontali e una *hummocky moraine* sulla piana di Malga Gaffione; verso monte si osservano archi morenici minori dovuti alle pulsazioni terminali del ghiacciaio della Valbona.

7.5. - UNITÀ DEL BACINO DEL SERIO (A CURA DI C. FERLIGA)

Il Foglio Malonno comprende l'Alta Val Seriana i cui ghiacciai erano indipendenti dai contigui ghiacciai dell'Adda, dell'Oglio, della Val di Scalve e del Brembo. I depositi delle glaciazioni antiche di tutti i bacini sono compresi nel supersistema della Colma del Piano, ma i depositi relativi all'ultimo episodio glaciale costituiscono un supersistema peculiare della valle.

7.5.1. - Supersistema della Selva di Clusone

Definizione: depositi glaciali, di contatto glaciale, alluvionali e di versante. Superficie limite superiore caratterizzata da: morfologia ben conservata, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto.

Età: Pleistocene superiore.

Comprensivo, nell'ambito del foglio Malonno, del sistema di Martorasco e del sistema della Valbondione.

7.5.1.1. - Sistema di Martorasco (SUX)

Definizione: depositi glaciali, di contatto glaciale, alluvionali e di versante. Superficie limite superiore caratterizzata da morfologia ben conservata, copertura loessica assente, profilo di alterazione poco evoluto.

Rapporti stratigrafici: il sistema di Martorasco poggia direttamente sul substrato roccioso in tutta l'alta valle. Il limite superiore coincide in genere con la superficie topografica; nell'alta valle esso è sepolto da depositi di versante olocenici.

Litologia: il sistema di Martorasco comprende:

- *Till* di ablazione: diamicton massivi, a supporto di matrice sabbiosa, con ciottoli e blocchi di dimensioni sino a metriche, con spigoli subarrotondati o arrotondati, e abbondanti massi erratici superficiali di dimensioni plurimetriche. Ciottoli e blocchi sono riferibili ai litotipi silicoclastici e metamorfici affioranti nell'alta valle.
- *Till* di alloggiamento: diamicton massivi a supporto di matrice con clasti di dimensioni da centimetriche sino a 30 cm, a spigoli arrotondati, immersi in abbondante matrice limosa di colore grigio-ocraceo. I clasti, la cui petrografia rispecchia quanto detto sopra, hanno spesso facce piane e forma allungata, a ferro da stiro, e talvolta si presentano striati.

Area di affioramento: l'unità affiora lungo i versanti della Val Seriana.

Morfologia: il sintema di Martorasco rappresenta lo LGM della Valle Seriana. Nella parte alta della valle le forme non sono conservate a causa dell'acclività dei versanti, che si presentano ammantati da placche discontinue di depositi, spesso dislocati da fenomeni gravitativi posteriori.

7.5.1.2. - Sintema della Valbondione (SUY)

Definizione: diamicton massivi a supporto di matrice sabbioso-limosa, con clasti silicei sub arrotondati (depositi glaciali); diamicton a supporto di matrice pedogenizzata con clasti silicei da cm a m sub arrotondati (depositi di *debris flow*); ghiaie a clasti spigolosi alimentati dalle pareti sovrastanti (depositi di versante). Superficie limite superiore caratterizzata da profilo di alterazione poco evoluto, clasti non alterati, colore della matrice 7.5YR per la presenza di litotipi a elevato contenuto in Fe, morfologia ben conservata.

Rapporti stratigrafici: il sintema della Valbondione poggia direttamente sul substrato. Il limite superiore coincide con la superficie topografica.

Litologia: il sintema della Valbondione comprende:

- depositi glaciali: diamicton massivi a supporto di matrice sabbioso limosa, con clasti silicei da centimetrici a metrici subarrotondati. Profilo di alterazione poco evoluto, colore della matrice 7.5YR per la presenza di litotipi ad elevato contenuto in Fe.
- depositi di *debris flow*: diamicton massivi a supporto di matrice sabbioso limosa, con clasti silicei da centimetrici a metrici subarrotondati, superficialmente alterati o con *cortex* friabile, derivati dalla risedimentazione di depositi glaciali precedenti presenti a quote più elevate.
- detrito di versante: ghiaie talora clinostratificate a supporto clastico con matrice scarsa o assente, clasti spigolosi, mal selezionati, da centimetrici a metrici, alimentati dalle pareti soprastanti.

Area di affioramento: i depositi del sintema della Valbondione affiorano lungo i versanti della Valbondione, a partire dalle ultime case dell'abitato di Lizzola sino all'alta valle.

Morfologia: il sintema della Valbondione presenta morfologie in genere ben conservate. Nella parte alta della valle sono presenti quasi esclusivamente coperture discontinue di sedimenti; due piccoli cordoni morenici laterofrontali sono evidenti sulla destra idrografica a monte di località Passevra, ed indicano la massima espansione della fronte del ghiacciaio locale durante l'ultima avanzata (LGM); a valle di questi, i versanti della piana di Stalle del Tuf presentano falde di detrito, incise e terrazzate dai sedimenti del sintema del Po; nella porzione distale la piana è chiusa da evidenti coni di *debris flow* alimentati da depositi glaciali più antichi, re-incisi e sospesi frontalmente rispetto al sottostante fondovalle su cui sorge l'abitato di Lizzola.

V - TETTONICA

Lo studio strutturale ha comportato: a) il riconoscimento delle strutture secondo la loro cronologia relativa, interpretata a scala regionale per mezzo di carte delle foliazioni; b) le misure di orientazione del *fabric* mesoscopico; c) il rilevamento del reticolato di faglie e sovrascorrimenti e dei campi di cataclasiti. Inoltre l'analisi microstrutturale, eseguita sulle campionature destinate al controllo in laboratorio dei tipi litologici, ha verificato le condizioni metamorfiche e della deformazione granulare durante l'intera storia geologica; sono stati cioè discriminati gli eventi deformativi interpretando coerentemente la sovrapposizione dei dispositivi strutturali e verificandone la compatibilità cinematica, precisando infine il livello crostale della deformazione.

Nei capitoli seguenti sono descritte le strutture alle scale da mega- a microscopica per le unità dell'Austroalpino e delle Alpi Meridionali.

1. - STRUTTURE MEGA- E MESOSCOPICHE

1.1. - AUSTRALPINO

(A CURA DI M. I. SPALLA E D. GAZZOLA)

Per quanto riguarda le strutture del dominio Austroalpino in Alpi Centrali, si riassumono qui di seguito gli stadi deformativi che sono stati distinti durante il lavoro di rilevamento, integrato con le osservazioni microstrutturali.

1.1.1. - *Strutture alpine e prealpine*

La prima fase deformativa D_1 è associata allo sviluppo di una foliazione S_1 con immersione circa a NE, generalmente marcata da mica chiara e biotite, preservata in lenti poco deformate durante lo sviluppo di D_2 . All'evento deformativo D_2 corrispondono pieghe serrate fino a isoclinali con piani assiali immergenti circa NE e inclinazione di 40° - 50° (Fig. 10).

Le pieghe D_2 sono associate allo sviluppo della foliazione S_2 immergente circa a N, sia continua, sia discontinua, del tipo clivaggio di crenulazione, sottolineata da biotite \pm sillimanite fibrolitica. All'interno di questa foliazione talvolta vi sono relitti mineralogici di biotite, mica chiara e rara cianite, precedenti a D_2 .

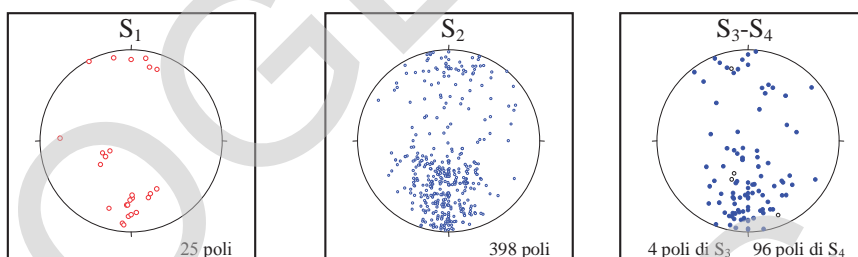


Fig. 10 - Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore del reticolo equiareale di Schmidt) dei principali elementi del fabric del Dominio Austroalpino.

Le strutture D_1 e D_2 non deformano i litotipi intrusivi permiani (granodioriti, graniti e dioriti) e sono quindi state attribuite a fasi deformative sin-metamorfiche prealpine.

Sia le rocce incassanti (gneiss, scisti, anfiboliti e marmi) che le rocce intrusive permiane sono piegate e foliate coerentemente durante D_3 , primo gruppo di strutture sin-metamorfiche di età Alpina. La foliazione S_3 , localizzata in bande di potenza al massimo ettometrica, nelle metapeliti è sottolineata da mica chiara, clorite e localmente cloritoide, mentre nuovo granato borda i porfiroclasti di granato prealpino. Nei tipi metaintrusivi la foliazione S_3 , spesso localizzata in zone milonitiche e generalmente continua, è marcata da anfibolo, mica chiara e clorite; localmente vi sono porfiroblasti millimetrici di granato.

Le pieghe D_4 , simili, generalmente isoclinali con piani assiali immergenti NNO molto inclinati, sono associate alla foliazione S_4 marcata da mica chiara, clorite \pm biotite, che suggeriscono condizioni di facies scisti verdi contemporanee con lo sviluppo di queste strutture.

La sovrapposizione delle pieghe D_4 sulle pieghe D_2 determina figure d'interferenza del tipo 3 (RAMSAY, 1967), evidenti in media Val Fontana.

Due sistemi di fratture intersecano tutte le strutture succitate: uno immergente verso E e l'altro immergente verso NO.

1.2. - LINEA TETTONICA INSUBRICA-TONALE

La Linea Insubrica-Tonale è una grande zona di faglia milonitico-cataclastica, incisa in rocce continentali e prossima al margine meridionale della principale zona di sutura oceanica della catena alpina. È impostata sul margine continentale della litosfera adriatica, posta a Sud della zona di subduzione alpina durante il Cretacico-Eocene; questo margine rappresenta solo formalmente il bordo settentrionale dell'Adria, poco deformato durante l'orogenesi alpina; la reale posizione del limite nord-adriatico deve ricavarsi dalla comprensione dei ruoli tettonici del margine austroalpino e della zona penninica interna, durante la subduzione e collisione. La caratteristica tettonica oggi prevalente della Linea Insubrica-Tonale è la coincidenza con i plutoni tardo-collisionali; essi ne manifestano il ruolo distensivo in epoca eo-terziaria. La zona di faglia comprende numerosi litotipi che sottolineano la sua lunga attività pre- e sin-orogena; essi appartengono principalmente alla crosta continentale e in minor misura a coperture sedimentarie paleo- e mesozoiche. L'espressione morfologica è principalmente il fondo vallivo della Valtellina e, nel Foglio, il gradino morfologico a N di Teglio, nella valle laterale del Fosso Rivalone e sulla direttrice M. Padrio-M. della Piana.

Le rocce della zona di faglia, di potenza sempre inferiore a un paio di chilometri, hanno tessitura variabile, in pochi metri, da una normale tettonite foliata a una milonite, con sovrimpronte, dominanti in volume, di ambiente cataclastico. I litotipi, in dettaglio, sono un'associazione di rocce di faglia nelle quali le trasformazioni della struttura da un prevalente regime di deformazione duttile ad uno prevalentemente fragile si sono susseguite nel tempo e si sovrappongono quindi nello spazio. La genesi di queste rocce è convincentemente correlabile, vista la discontinuità di affioramento, se si tiene in conto la storia geologica delle rocce a Nord e a Sud. La fascia delle rocce di faglia è ulteriormente sottolineata dall'allineamento di cunei tettonici di varia composizione litologica (conglomerati, arenarie, rocce carbonatiche di probabile età permo-triassica), già noti in passato (Villa di Tirano, Stazzona, M. Padrio etc.; CORNELIUS & CORNELIUS-FURLANI, 1930). Nella zona di faglia le rocce possiedono di regola una struttura nuova rispetto a quella che le stesse manifestano allontanandosi da questa posizione, sia verso Nord che verso Sud. Le nuove impronte strutturali non sono ovunque equivalenti e ciò denuncia la diversità degli ambienti tettonici nei quali questa zona di faglia si è formata in passato. La rielaborazione in ambiente plastico, capace di generare nuove scistosità, contraddistinte da grana e spessore molto fini della laminazione, appare sempre per prima e si sovrappone all'originale struttura dominante delle rocce madri. Queste ultime, in origine, sono regolarmente di grado metamorfico più elevato delle condizioni termiche delle deformazioni di faglia. Se si trascura, in prima analisi, il significato geometrico degli indicatori cinematici lungo la faglia, privilegiando il raggruppamento delle rocce secondo l'ambiente

termico della deformazione, si ricava una regolare storia di risalita delle rocce da condizioni crostali duttili in facies scisti verdi di grado elevato, sino ad una generalizzata sovrainpronta in condizioni fragili, con sviluppo di cataclasiti. Questa conclusione è in armonia col fatto che a Nord della Linea Insubrica-Tonale si trova una catena di sutura oceanica deformata in condizioni di subduzione (RING, 1992; ENGI *et alii*, 2001). Il moto di risalita di questo blocco, a forte componente verticale, è indicato dai sensi di movimento registrati in ambiente duttile nelle rocce di faglia, purtroppo raramente conservati a causa della sovrainpronta di altri indicatori di taglio destro, più freddi e successivi. Le Alpi Meridionali, a Sud della linea, mostrano una struttura interna a falde di ricoprimento in ambiente epicrostale e condizioni metamorfiche di grado molto basso, che coinvolgono basamento cristallino e coperture sedimentarie, a partire dal Cretacico superiore (MEIER, 2002). L'evidente deformazione trascorrente destra è successiva (Eocene-Oligocene?, SCHMID *et alii*, 1989) e avviene in ambiente fragile.

Si deve concludere che le deformazioni interne dei due blocchi sono state, in sequenza, da profonde a epicrostali a Nord (nel Pennidico-Austroalpino) e solamente epicrostali a Sud (nelle Alpi Meridionali): da questo consegue l'equivoco di un raffronto di due ambienti crostali contrastati, evidentemente causato da un'importante trascorrenza tardiva; quest'ultima è ben testimoniata da indicatori cinematici, questa volta abbondanti e a prevalente senso orizzontale destro.

1.3. - ALPI MERIDIONALI

La storia tettonica messa in luce nelle Alpi Meridionali consta di due impronte appartenenti alle orogenesi ercinica e alpina, distinte con chiarezza grazie all'analisi strutturale applicata con continuità a scala cartografica da MILANO *et alii* (1988) e da CADEL *et alii* (1996). Inoltre la storia tettonico-metamorfica, tracciata col metodo di SPALLA *et alii* (2005), permette di differenziare le unità tettonometamorfiche (UTM) prealpine (erciniche) (SPALLA & GOSSO, 1999); i rapporti tra coperture permo-mesozoiche e basamento cristallino evidenziano l'evoluzione tettonica alpina; essa si manifesta megascopicamente sotto forma di sovrascorrimenti che implicano dette coperture nel basamento cristallino lungo faglie milonitico-cataclastiche e quasi contemporaneamente l'insieme basamento copertura viene ripiegato coerentemente con la dislocazione traslativa del sovrascorrimento. Alcuni sovrascorrimenti di età alpina rappresentano la ripresa di orizzonti prealpini di deformazione duttile traslativa intracrostale, corrispondenti ai contorni di UTM pre-alpine; altri sovrascorrimenti alpini intersecano i contorni di UTM dove questi hanno cessato di essere orizzonti di debolezza plastica al termine della storia tettonica prealpina.

Nelle coperture di età mesozoica la tettonica alpina ha costruito un'analogia rete di sovrascorrimenti epicrostali, a volte radicati nel basamento cristallino, che possono intersecare i contorni delle UTM prealpine, definite nel basamento metamorfico.

1.3.1. - *Strutturazione prealpina delle Alpi Meridionali*

Nel Foglio sono riconosciute tre UTM, principalmente in base alle loro caratteristiche prealpine; sono unità originate a diversa profondità nella crosta continentale e sono state rivelate confrontando i dati indipendenti dell'analisi della storia strutturale e metamorfica. Sono distinte (SPALLA & GOSSO, 1999) sulla base delle caratteristiche dell'evoluzione tettonico - metamorfica, cioè in base alla loro storia termica e deformativa, invece che litostratigrafica (si veda il capitolo V.2 - ANALISI MICROSTRUTTURALE E SEQUENZA DELLE PARAGENESI METAMORFICHE):

UTM del Passo Cavalcafciche (NEOB-A o Basamento Orobico Nord-Est, tipo II di SPALLA & GOSSO, 1999), compresa tra una direttrice non precisamente definita che connette le località di Castello dell'Acqua ed Edolo, a Nord, e la Linea del Sellero, riattivata in età alpina (si veda oltre), a Sud. Questa UTM contiene prevalentemente metapeliti a granato, biotite, cloritoide e staurolite, metagranitoidi, quarziti e rare metabasiti, e mostra un'evoluzione metamorfica di età ercinica in facies anfibolitica a epidoto, in facies anfibolitica e quindi in facies scisti verdi durante lo sviluppo di tre gruppi di strutture sovrapposte (D_{1a} , D_{1b} , D_2);

UTM del Passo Aprica (NEOB-B e NEOB-C, tipo III secondo SPALLA & GOSSO, 1999), suddivisa in due porzioni, una tra Linea Insubrica e Castello dell'Acqua - Edolo e l'altra a N della L. del Sellero: contiene metapeliti e quarziti, con evoluzione metamorfica di età ercinica interamente in facies scisti verdi durante lo sviluppo delle deformazioni D_1 , D_2 e D_{2b} . In questa unità vi sono relitti di palinomorfi e di microplankton marino siluriano-ordoviciani (GANSSE & PANTIČ, 1988).

UTM di Forno Allione, riconosciuta durante il rilevamento del Foglio limitatamente a pochi chilometri quadrati intorno a Forno Allione, costituita da paragneiss a biotite e granato, metagranitoidi e anfiboliti, con *fabric* D_1 marcato da associazioni di minerali compatibili con la facies anfibolitica o anfibolitica a epidoto, mentre la foliazione pervasiva S_2 è marcata da minerali della facies scisti verdi.

Le UTM di basamento cristallino conservano strutture attribuite all'evoluzione polifasica prealpina avvenuta a differenti profondità nella crosta, come testimoniato dalle loro rispettive impronte metamorfiche. Le strutture più antiche (D_1) sono oggi comprese tra i sovrascorrimenti alpini: sono pieghe isoclinali

spesso sradicate e di piccole dimensioni e una foliazione S_1 ben preservata nei *lithon* S_2 e nelle cerniere delle pieghe D_2 .

Nella UTM del Passo Cavalcaviche, S_1 è marcata dall'orientazione preferenziale dimensionale di biotite e mica chiara nelle metapeliti e nei metagranitoidi (si veda capitolo V.2 - ANALISI MICROSTRUTTURALE E SEQUENZA DELLE PARAGENESI METAMORFICHE). Le rocce che meglio preservano queste strutture sono le quarziti: dove sciami di strati quarziticci segnano il panorama, diviene evidente, già prima dello studio strutturale, che una drastica ricostruzione della litostratigrafia si è instaurata nella fase deformativa D_2 (p.es. lungo la strada a S del Monte Padrio, q.2029 di Malga Campadei, Dosso Pasò, versante P.so del Bondone - Cima Cadin; Fig. 4).

Le strutture del secondo gruppo (D_2), meso- e mega-scopiche, costituiscono la caratteristica prominente del basamento metamorfico a piccola e media scala; esse sono ulteriormente deformate dalle strutture alpine (D_3 - D_4), delle quali la D_3 spicca sempre nei panorami. Sono in prevalenza pieghe da serrate a isoclinali, con cerniere ispessite e fianchi attenuati. Il clivaggio di crenulazione S_2 è la scistosità più pervasiva alla scala regionale, prevalentemente sottolineata da clorite e mica bianca.

Nei micascisti della UTM del Passo dell'Aprica S_2 diviene localmente milonitica, più finemente spaziata e con riduzione della grana. In questo caso, un arricchimento in clorite, grafite e carbonati può far convergere l'aspetto mesoscopico della roccia a quello di un'anonima fillade nera.

Nell'UTM Forno Allione le strutture più antiche (prealpine) sono le foliazioni pre- S_1 in anfiboliti e gneiss, le foliazioni S_1 in micascisti, dapprima a due miche, granato e cloritoide seguito poi da staurolite (S_{1b}). Successivamente si è imposta la deformazione dominante, che ha generato la foliazione S_2 e pieghe isoclinali in condizioni metamorfiche degli scisti verdi.

1.3.2. - *Strutturazione alpina delle Alpi Meridionali*

(A CURA DI G. B. SILETTO)

La catena a pieghe e sovrascorrimenti sudvergenti delle Alpi Meridionali lombarde si è formata durante la subduzione cretacico-paleocenica delle unità pennidiche (RING, 1992; ENGI *et alii*, 2001) e di parte di quelle austroalpine (GAZZOLA *et alii*, 2000; SPALLA *et alii*, 2003; GOSSO, 2004) delle Alpi Centrali e la successiva collisione alpina. La linea Insubrica-Tonale (si veda paragrafo V - 1.2) separa le Alpi Meridionali del settore geografico lombardo, con metamorfismo alpino localizzato e di grado da basso a molto basso, dai ricoprimenti pennidici e austroalpini Nord vergenti a metamorfismo alpino dominante.

Le Alpi Meridionali sono una pila di unità sovrascorse (WENNEKERS, 1932;

GAETANI & JADOU, 1979; BRACK, 1984; LAUBSCHER, 1985; FORCELLA, 1988; SCHÖNBORN, 1992; CASTELLARIN *et alii*, 1992), che complessivamente formano un cuneo, scollato al di sopra di una superficie basale che si approfondisce verso Nord, da circa 5 km sotto la pianura Padana fino a circa 16 km all'altezza della linea Insubrica, come è stato messo in luce dalle prospezioni geofisiche degli anni '80-'90 (PIERI & GROPP, 1981; MONTRASIO *et alii*, 1994). Già da un primo esame della carta geologica si nota che le unità che formano la parte più settentrionale (e più potente) del cuneo sono formate dalle rocce più antiche (basamento metamorfico prealpino), e che in generale l'età delle rocce ringiovanisce verso Sud. Forma e posizione delle varie unità tettoniche di età alpina, maturate nella crosta superiore sismica, sono determinate da due principali orizzonti di scollamento: le dolomie vacuolari e peliti della carniola di Bovegno (Triassico inferiore), e le facies evaporitiche della formazione di S.Giovanni Bianco (Carnico). Questi orizzonti di scollamento agirono come barriere tettoniche, separando tre grandi porzioni della successione stratigrafica con differente età, litostratigrafia e comportamento al flusso plastico: una porzione inferiore, con le rocce del basamento metamorfico ricoperte dalla successioni vulcanoclastiche e terrigene permiane; una porzione intermedia, con i carbonati subtidali anisici e le piattaforme carbonatiche ladiniche, ricoperte da sedimenti misti di acque poco profonde; una porzione superiore, formata essenzialmente dalle potenti piattaforme carbonatiche noriche, ricoperte da sedimenti di mare più profondo. Le unità tettoniche formatesi all'interno di ognuna di queste porzioni non sono mai sovrascorse da unità appartenenti alle porzioni inferiori.

La storia deformativa alpina delle Alpi Meridionali, benché chiaramente connessa alla dinamica alpina convergente, non è tuttavia vincolata in modo preciso. Le fasi deformative pre-collisionali (Eo-alpine), suggerite in modo indiretto dalla deposizione dei flysch cenomaniano-coniaciani (ca. 100-85 Ma; BERSEZIO & FORNACIARI, 1987; DOGLIONI & BOSELLINI, 1987; BERNOULLI & WINKLER, 1990), sono confermate da alcune datazioni radiometriche su filoni che intersecano il sistema di falde antiformali (*antiformal stack*) medio triassico in Presolana (64 Ma, K/Ar su orneblenda; ZANCHI *et alii*, 1990; FANTONI *et alii*, 1999; MEYER, 2003). Deformazioni compressionali di età cretacea sono anche suggerite dall'età radiometrica di alcune mineralizzazioni a uranio in Val Vedello (PHILIPPE *et alii* 1987). L'evento che meglio contribuisce a datare le deformazioni alpine delle Alpi Meridionali lombarde è l'intrusione dell'Adamello (43-30 Ma, DEL MORO *et alii*, 1983; età di raffreddamento comprese in questo settore tra 42 e 32 Ma, CALLEGARI & BRACK, 2002, con rif.; si veda anche MAYER *et alii*, 2003): le strutture alpine maggiori (pieghe e sovrascorrimenti), sia nel basamento metamorfico che nelle coperture sedimentarie, sono interrotte dall'intrusione e le rocce che le disegnano hanno subito il metamorfismo di contatto (COZZAGLIO, 1894; SPITZ, 1915; CORNE-

LIUS, 1928; BRACK, 1981). Con tecniche di bilanciamento di sezioni geologiche, SCHÖNBORN (1992) ha stimato il raccorciamento acquisito dalle Alpi Meridionali lombarde precedentemente (25 km) e posteriormente (56-87 km, da O a E) all'intrusione dell'Adamello. In generale l'età della deformazione ringiovanisce verso Sud, e nelle unità più settentrionali le tracce della deformazione post-Adamello sono assai ridotte.

La deformazione compressionale continua nel Plio-Quaternario, come testimoniato dalla coerenza dei modelli neotettonici (CARMINATI & SILETTO, 1997) e dalla deformazione impressa su forme carsiche (BINI *et alii*, 1992; BINI *et alii*, 1993), e può essere messa in relazione ai movimenti convergenti tra le placche eurasiatica e adriatica (p.es. WARD, 1994). Che la deformazione sia tuttora attiva è testimoniato dai terremoti di bassa intensità che si registrano nella parte settentrionale della Pianura Padana e nelle Alpi Meridionali lombarde (BOSCHI *et alii*, 1995). I pochi meccanismi focali disponibili per terremoti accaduti nelle Alpi Meridionali lombarde (p.es. SLEJKO, 1989; BALLING & BANDA, 1992) indicano che lo sforzo compressionale maggiore è attualmente orientato N-S.

La presenza continua di deformazioni, dal Cretacico a oggi, insieme alla forma complessiva a prisma triangolare (cuneo), ha suggerito che le Alpi Meridionali lombarde possano essere considerate un cuneo allo stato critico (DAHLEN, 1990; ROEDER, 1992; CARMINATI & SILETTO, 1997; CARMINATI *et alii*, 1997) attivo ancora nel recente. Le citate interpretazioni di sovrascorrimenti contemporaneamente alimentati da espansione e scivolamento gravitativi esauriscono infine la discussa controversia tra sostenitori del motore gravitativo o compressivo delle falde alpine (p.es. DE JONG, 1967; GAETANI & JADOUL, 1979).

1.3.3. - *Unità tettoniche alpine*

(A CURA DI F. FORCELLA E G. B. SILETTO)

Il F. Malonno contiene per gran parte rocce del basamento cristallino. La strutturazione alpina si esprime come uno sciame di pieghe e sovrascorrimenti che coinvolgono la crosta cristallina prealpina (*thick-skin*); essi sono vergenti a S e SSE, con tracce a prevalente direzione E-O che tende a disporsi in senso ENE-OSO nel settore più orientale, dove sono interrotte dal corpo intrusivo dell'Adamello (si veda lo schema tettonico in Fig. 11).

Gli orizzonti di sovrascorrimento sono, nel basamento Varisico, fasce cataclastiche e clivaggi di crenulazione; nelle coperture sedimentarie permiane e triassiche sono particolarmente evidenti all'interno delle unità tettoniche alpine i piegamenti poliarmonici a lunghezza d'onda variabile da chilometrica a centimetrica e i piegamenti disarmonici nei multistrati complessi.

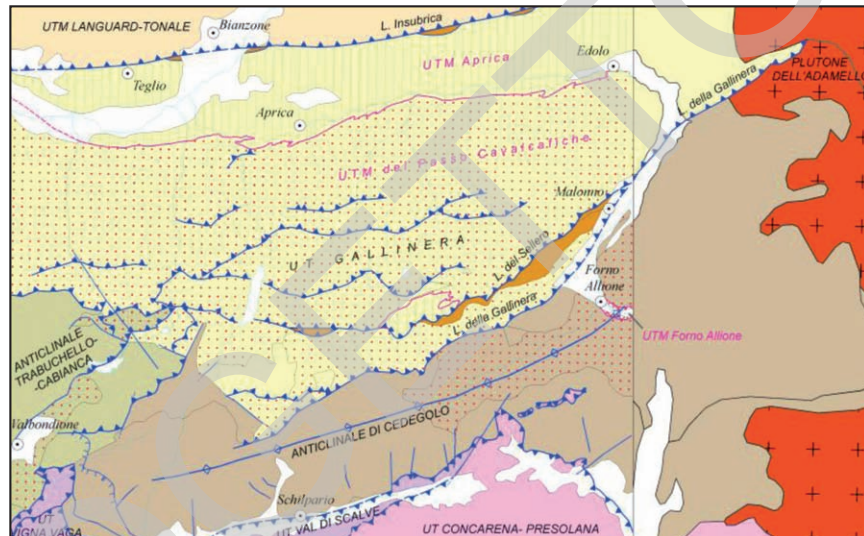


Fig. 11 - Schema tettonico esteso al plutone dell'Adamello. Le unità tettoniche alpine sono rappresentate dai diversi colori e contrassegnate dalle scritte maiuscole nere, le unità tettonometamorfiche pre-alpine (distinte solo all'interno del F. Malonno) dai retini e dalle scritte magenta.

Le Alpi Meridionali possono essere suddivise all'interno del Foglio in tre parti:

- le unità del basamento metamorfico varisico occupano la parte settentrionale, dove sono variamente deformate per pieghe e sovrascorrimenti alpini ("sovrascorrimenti orobici" *Auct.*, unità tettonica della Gallinera);
- le successioni permiane e triassiche basali formano la fascia centrale e sono strutturate in anticlinali ("anticlinali orobiche" *Auct.*, anticlinale Trabuchello-Cabianca e anticlinale di Cedegolo) e sovrascorse dal basamento cristallino sul fianco settentrionale;
- le successioni del triassico medio e superiore ("unità carbonatiche alloctone" di JADOU & ROSSI, 1982; unità tettoniche Vigna Vaga-Val di Scalve e Concarena-Presolana) stanno a meridione e sono in contatto tettonico con le anticlinali orobiche.

1.3.3.1. - Unità tettonica (alpina) della Gallinera (sovrascorrimenti orobici *Auct.*)

Le zone di deformazione basale dei sovrascorrimenti che intersecano il basamento varisico sono sottolineate da fasce cataclastiche e da trucioli tettonici (scaglie) di coperture sedimentarie, particolarmente evidenti nel settore più orientale del foglio lungo le linee della Gallinera e del Sellero (crinale tra le valli Belviso e

Campovecchio, versante settentrionale della Val Paisco, Malonno). L'unità della Gallinera è delimitata a Sud dal sistema di faglie-sovrascorrimenti appartenenti ai fasci denominati Linea del Sellero e Linea della Gallinera, che in questo settore si suddividono in molte faglie vicarianti a causa, probabilmente, delle ereditarietà imposte dal bacino permiano orobico (gruppo dei Laghi Gemelli) che andava via via esaurendosi in direzione Est. Suggerimenti in tal senso provengono dalla progressiva riduzione, fino a scomparsa (Val Paisco), delle litofacies terrigene e vulcaniche e dall'implicazione, lungo i sovrascorrimenti, di limitate e discontinue scaglie di litofacies del ciclo permiano inferiore. La Linea della Gallinera prosegue ad Est della Valle Camonica (alta Val Gallinera) dove è interrotta dall'intrusione dell'Adamello (SPITZ, 1915; CORNELIUS, 1928; BRACK, 1984; CASSINIS & CASTELLARIN, 1988) datata in questo settore 42-32 Ma.

Le unità di basamento cristallino comprese tra i sovrascorrimenti alpini conservano le strutture risultanti dall'evoluzione polifasica prealpina. Il *fabric* pre-Permiano è più o meno fittamente ripiegato da pieghe *chevron* da metriche a ettometriche, con simmetria sudvergente e piano assiale da molto inclinato verso NNO a verticale e assi suborizzontali (D₃; Fig. 12).

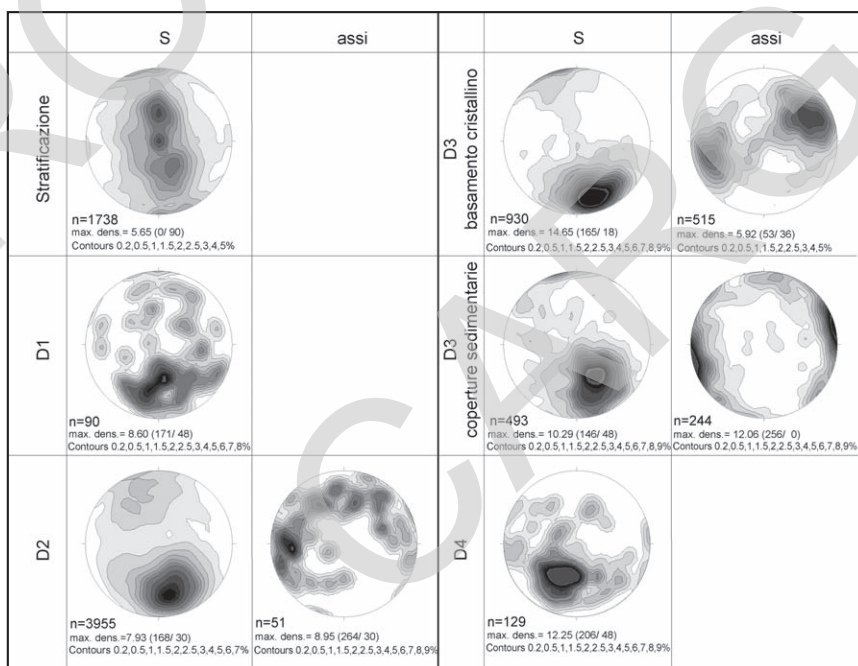


Fig. 12 - Proiezioni stereografiche (emisfero inferiore del reticolo di Schmidt) degli elementi del *fabric* delle Alpi Meridionali nelle U.T. Gallinera e anticlinale di Trabuchello - Cabbianca.

Solo nelle rocce di basamento più fillosilicatiche si forma un clivaggio di crenulazione, altrimenti le strutture più comuni sono pieghe *chevron* nei micascisti, *kink* nelle rocce gneissiche e quarzitiche più competenti. Nelle rocce della successione sedimentaria si forma un clivaggio pervasivo, maggiormente sviluppato nei livelli a grana fine (vulcanoclastiti e peliti). La vergenza delle strutture è meridionale, e segnala il senso del raccorciamento crostale alpino. I piani assiali D_3 hanno valori medi di immersione di circa 320° con inclinazioni intorno ai 60° ; gli assi immergono generalmente a N-E o a S-O con inclinazioni medie intorno ai 30° , a seconda dell'orientazione del *fabric* S_2 ripiegato (Fig. 12). Talvolta esistono relazioni d'intersezione tra le strutture degli eventi deformativi D_2 e D_3 che producono figure d'interferenza del tipo 3 (RAMSAY, 1967). Nel basamento cristallino del settore settentrionale le superfici di sovrascorrimento sono sottolineate da sinformi cuspidate con nucleo di rocce sedimentarie, localizzate in lenti lungo zone cataclastiche (p.es. M. Lavazza, Malga di Campo).

La seconda fase deformativa alpina (D_4) è concentrata in una fascia ampia alcune centinaia di metri orientata OSO-ENE tra la Val Camonica e Valbondione, dove ha generato piani di taglio a vergenza meridionale. Nel versante compreso tra Teglio e l'Adda sono ricorrenti piani di taglio dello stesso tipo, con *top* prevalente verso SE ed immersione verso N, talvolta coniugati e intersecati da iniezioni di pseudotachiliti di spessore millimetrico.

Le fratture formano due principali famiglie con immersione a NE e a SSO, che intersecandosi con la foliazione regionale S_2 isolano blocchi rendendo instabili i versanti. Questo si verifica soprattutto con le rocce competenti e massicce (es. nelle anfiboliti affioranti a Tresenda lungo la S.S. dello Stelvio al km 55), mentre quelle scistose si separano in piccoli frammenti incoerenti.

1.3.3.2. - Anticlinali di Trabuchello - Cabianca e di Cedegolo

La struttura di questa zona è assai più complessa di quanto suggerisca il suo nome, originalmente proposto da DE SITTER & DE SITTER KOOMANS (1949) e ripreso in tutta la letteratura successiva. Le due strutture regionali a pieghe presenti nell'area del Foglio, l'anticlinale di Trabuchello-Cabianca e di Cedegolo, sono originate per inversione tettonica dei bacini permiani (BLUM & PASSCHIER, 1997; FORCELLA & SILETTO, 2001; Fig. 13), come dimostrato dal sovrascorrimento del Pizzo Recastello - M. Cimone e dallo scorrimento che rispinge (recente su antico) il gruppo dei Laghi Gemelli sul basamento cristallino della finestra di Valbondione - Cascate del Serio (Fig. 16-d), dove, lungo faglie ad elevata inclinazione, vengono poste a contatto successioni stratigrafiche differenti e con differente spessore. Il margine meridionale delle anticlinali è caratterizzato da una giacitura assimilabile ad un fianco immergente verso Sud con disposizione

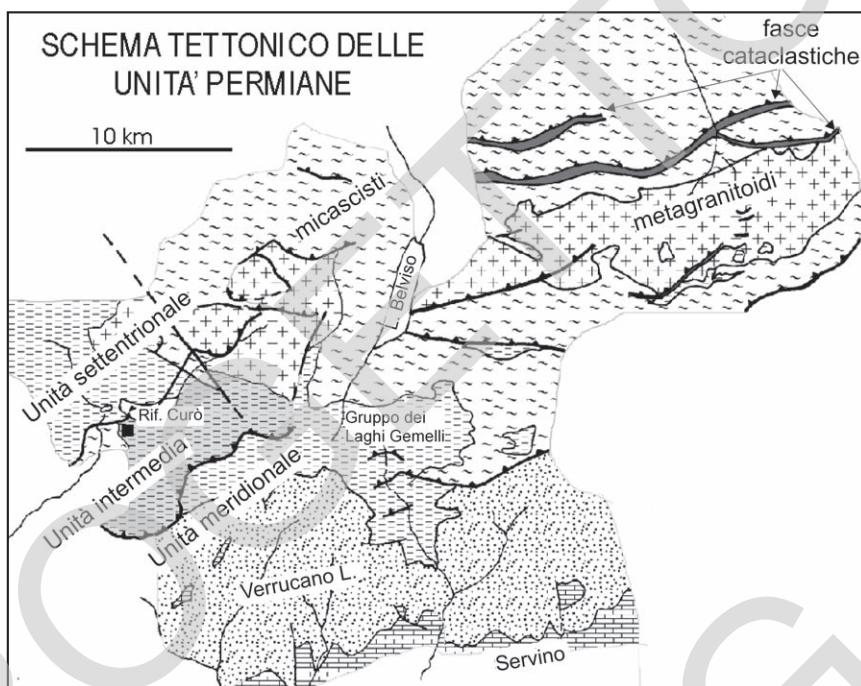


Fig. 13 - Schema tettonico semplificato delle unità in cui è suddivisa la successione permiana al margine Sud Ovest del Foglio Malonno (da FORCELLA & SILETTO, 2001).

en-échelon destro e direzione prevalente degli assi OSO-ENE. Nei dettagli sono rappresentate da una serie di embrici vergenti a SSE, inclinati verso Nord con angolo medio-elevato, lateralmente persistenti per alcuni chilometri, a causa di vicarianza, trasferimento da parte di faglie di svincolo con varia orientazione (NO-SE e NNE-SSO).

La formazione delle anticlinali avviene in fasi più tardive rispetto a quella dell'unità della Gallinera e delle unità carbonatiche alloctone (*pro parte*). Le superfici di sovrascorrimento sono evidenziate, talora anche nei panorami, da fasce di cataclasi, da diverse litozone/formazioni poste a contatto e da sistemi di pieghe localizzate.

Le pieghe vergono verso i quadranti meridionali e, entro i vari embrici, l'involuppo del motivo plicativo evidenzia fianchi settentrionali a polarità stratigrafica normale, suborizzontali o blandamente immergenti verso Nord (p. es.: versante settentrionale del Pizzo Recastello), e fianchi meridionali con polarità rivolta verso Sud in genere troncati dalla superficie di scorrimento (p. es.: versante meridionale del Pizzo di Coca - Valle di Coca). Localmente sono conservate successioni più continue di fianchi normali e inversi che, nel complesso, indicano un

ringiovanimento della serie stratigrafica verso Sud (es.: Cima Trobe - M. Gleno). Alle pieghe è associato un clivaggio di piano assiale, immergente verso NNO, regionalmente persistente, che si esplica in tutti i litotipi, particolarmente nelle rocce a grana più fine, e costituisce la più antica foliazione nelle coperture permiane, che corrisponde alla terza fase deformativa regionale (D_3), se si considera l'insieme basamento cristallino - coperture. I sovrascorrimenti sono più addensati nel gruppo dei Laghi Gemelli, mentre si diradano nel Verrucano Lombardo: ad esempio tra il versante destro dell'alta Val di Vò e l'alta Valle Bondione, le superfici tettoniche che dislocano ripetutamente basamento cristallino e gruppo dei Laghi Gemelli sono progressivamente sostituite verso Ovest da sistemi di pieghe a grande scala nel Verrucano Lombardo dell'alta valle del T. Bondione di Lizzola (Fig. 14). I vari fronti di scorrimento sono intersecati e dislocati ("trasferiti") da faglie di svincolo o da rampe laterali (p. es.: margine Est del sovrascorrimento del Pizzo Recastello).

Una successiva fase di deformazione (D_4), si localizza in fasce non continue entro l'anticlinale di Cedegolo, sotto forma di piani di taglio ravvicinati a scala decimetrica-metrica immersi verso NNE con inclinazioni comprese tra 30° - 50° lungo i quali si realizza una traslazione sistematica verso SSE dei *lithon* via via più elevati, evidenziata dall'orientazione di fibre di quarzo che si rinvencono sui piani di taglio. Lungo i singoli piani di taglio la traslazione è da centimetrica a metrica in funzione della loro spaziatura e del litotipo; essi inducono una distor-



Fig. 14 - Pieghe ettometriche nei conglomerati del Verrucano Lombardo (Alta Val Bondione da SO; foto F. Forcella): corrispondono alla deformazione interna acquisita durante la traslazione dell'unità della Gallinera.

sione sigmoide del clivaggio della precedente fase D_3 o generano essi stessi un clivaggio (S_4) localizzato di tipo "s/c" nelle litozone terrigene più fini, immerso a basso angolo verso il quadrante SE. Nel settore del M. Demignone - Passo di Venano la fase D_4 diventa più pervasiva e la relazione con D_3 è ben evidenziata dalla dislocazione millimetrica dei margini dei clasti appiattiti di vulcaniti nei livelli conglomeratici della f. di Pizzo del Diavolo (Fig. 15) o dalla distorsione del clivaggio S_3 . Appare anche verosimile che D_4 possa costituire l'evoluzione più tardiva della precedente deformazione D_3 .

L'intera struttura anticlinale è inoltre solcata da faglie con varia orientazione, la cui cinematica è raramente precisabile od univoca. Una parte di esse, con prevalente direzione NNO-SSE, è di età tardo-alpina e mostra una cinematica distensiva. Le faglie possono dislocare i limiti tra basamento e coperture permiane (es.: fianco sinistro della Val Morta), o esaurirsi nell'ambito di queste ultime con rigetti dell'ordine di decine-centinaia di metri (es.: crinali M. Sasna - Pizzo Tre Confini e M. Toazzo - M. Pomnolo) fino ad evidenziare geometrie listriche pelli-colari (es.: Pizzo di Cavrel). Se si associano sistemi di giunti di rilascio spazati alla scala metrica ed immersi conformemente alla locale esposizione dei versanti, la stabilità dei rilievi ad elevata energia diviene fortemente precaria.



Fig. 15 - Clivaggio di fase D_4 che deforma clasti di vulcaniti in un livello conglomeratico nella formazione del Pizzo del Diavolo; passo di Venano, valle del Vò (Foto F. Forcella).

1.3.3.3. - Unità carbonatiche alloctone:
 unità tettoniche Vigna Vaga - Val di Scalve e
 Concarena - Presolana

Al margine meridionale del Foglio, lungo la Val di Scalve, il fianco meridionale dell'anticlinale di Cedegolo, regolarmente immergente verso SSE, determina la conformazione del versante settentrionale della valle, dove le unità più recenti sono costituite dalle formazioni del Servino e della carniola di Bovegno. Sul versante meridionale della valle (tra Pradella e I Fondi), le coperture sedimentarie carbonatico-terrigene hanno età compresa tra il Triassico medio e superiore (formazioni di Prezzo, Buchenstein, Wengen, Pratotondo, Lozio, Arano, S. Giovanni Bianco) e conservano una giacitura conforme al fianco meridionale dell'anticlinale di Cedegolo. Il loro contatto basale con le unità sottostanti è però tettonico (di sovrascorrimento e/o scollamento), da cui il nome ("Unità carbonatiche alloctone") coniato da JADOUL & ROSSI (1982) per questa zona strutturale. Il contatto tettonico tra l'anticlinale di Cedegolo e le unità carbonatiche alloctone è il proseguimento verso E della Linea Valtorta-Valcanale, inizialmente interpretata da DE SITTER & DE SITTER KOOMANS (1949) come una faglia normale immergente a Sud e, successivamente, come faglia di incuneamento del cuneo frontale del settore Ovest dell'anticlinale di Cedegolo entro le unità carbonatiche più meridionali (BRACK, 1984).

In questa zona affiora il margine settentrionale di unità triassiche, sviluppate più estesamente nei contigui Fogli meridionali ove formano sistemi di *duplex*, distinti in unità alloctone inferiori e superiori. Il livello più basso è rappresentato dall'unità tettonica Vigna Vaga - Val di Scalve (due unità separate in FORCELLA, 1988): in esso le formazioni di Angolo e di Prezzo mostrano contatti tettonici di varia natura con unità più antiche appartenenti al settore delle due grandi anticlinali. Le unità alloctone superiori sono rappresentate dall'unità tettonica Concarena - Presolana, della quale affiora una parte del margine settentrionale. La base è rappresentata dalla carniola di Bovegno - Dolomia di Elto sovrastata dalle formazioni del Calcare di Angolo, Prezzo, Buchenstein, Wengen, Esino, Breno. La successione ladinico(?) - carnica è in facies di piattaforma carbonatica distinguendosi così nettamente dall'unità tettonica sottostante i cui termini coevi sono in facies bacinale (calcare di Pratotondo e Argillite di Lozio). Posizione strutturale e ricostruzione palinspastica indicano che le coperture che formano questa unità appartenevano originariamente a un settore più settentrionale, nell'ambito dell'attuale area di affioramento del basamento cristallino. Ad Est del Passo dei Campelli la base dell'unità tettonica Presolana-Concarena ricopre per scollamento il sottostante Servino o carniola di Bovegno. Nell'ambito del Foglio le unità stratigrafiche mostrano una regolare giacitura verso i quadranti meridionali, scomposte da faglie.

1.3.4. - *Le tappe evolutive principali della storia tettonica e stratigrafica*

Con l'aiuto di immagini reali si ripercorre qui il processo analitico seguito e si riassumono i risultati principali ottenuti con l'analisi strutturale (Fig. 16).

1.3.4.1. - *Evoluzione prealpina*

- a) Il basamento cristallino conserva frammentarie prove di un'originaria litostratigrafia, ora polideformata e polimetamorfica. La tettonica polifasica è comprovata da gruppi di strutture sovrapposte; il piegamento isoclinalo (con superfici assiali Pa_2), che disgiunge e moltiplica gli orizzonti quarziticci intercalati ai micascisti, ha dimensione regionale (plurichilometrica); questa ristrutturazione accompagna la deformazione plastica granulare dell'orogenesi ercinica. Le strutture di piano assiale Pa_3 sono l'effetto del piegamento contemporaneo ai sovrascorrimenti di età alpina nelle Alpi Meridionali; le linee tratteggiate rappresentano le tracce delle foliazioni, elemento base per la correlazione regionale della scistosità S_2 . (Fig. 16-a: livelli di quarziti nei micascisti, UTM del Passo Cavalcafciche; cresta a Nord di M. Palone, cfr Fig. 4).
- b) Ricostruzione della cronologia relativa della deformazione con la sovrapposizione delle mesostrutture (Fig. 16-b: S_1 più antica di S_2 , più antica di Pa_3 ; Lago Belviso - M. Palabione, Aprica): la fase deformativa (D_1), scistogena, è associata a un'impronta metamorfica in condizioni di facies anfibolitica (nell'UTM del Passo Cavalcafciche). D_2 , anch'essa scistogena, si sviluppa durante la retrocessione in condizioni di facies scisti verdi. Le condizioni termo-bariche in cui agiscono D_1 e D_2 sono coerenti con una risalita conseguente a un ispessimento crostale che predata la deposizione delle coperture Permiane, che sono ovviamente prive di questa impronta. Le strutture di piano assiale Pa_3 hanno età alpina.
- c) Il contatto intrusivo dei granitoidi, protoliti degli gneiss del Palone del Sopressà, con i micascisti dell'UTM del Passo Cavalcafciche è coinvolto nell'ultimo episodio deformativo prealpino (S_2) e nel piegamento alpino (Pa_3). Un forte effetto di differenziazione tettonometamorfica a scala granulare si accompagna alla scistosità S_2 . Non altrettanto accade nella deformazione successiva (Pa_3 , piegamento D_3), raramente associato a una foliazione differenziata. (Fig. 16-c: le strutture S_2 attraversano il contatto intrusivo, il tutto è poi deformato dalle strutture Pa_3 ; Campello di Nazio, M. Palone del Sopressà).
- d) Faglie sin-sedimentarie, responsabili dell'apertura dei bacini Permiani, sono conservate all'interno di strutture alpine di inversione (Fig. 16-d: il sovrascorrimento, con direzione di raccorciamento N-S, è probabilmente impostato lungo una precedente faglia distensiva contemporanea alla deposizione della successione permiana; (pareti a lato delle cascate del Serio, sotto il rifugio

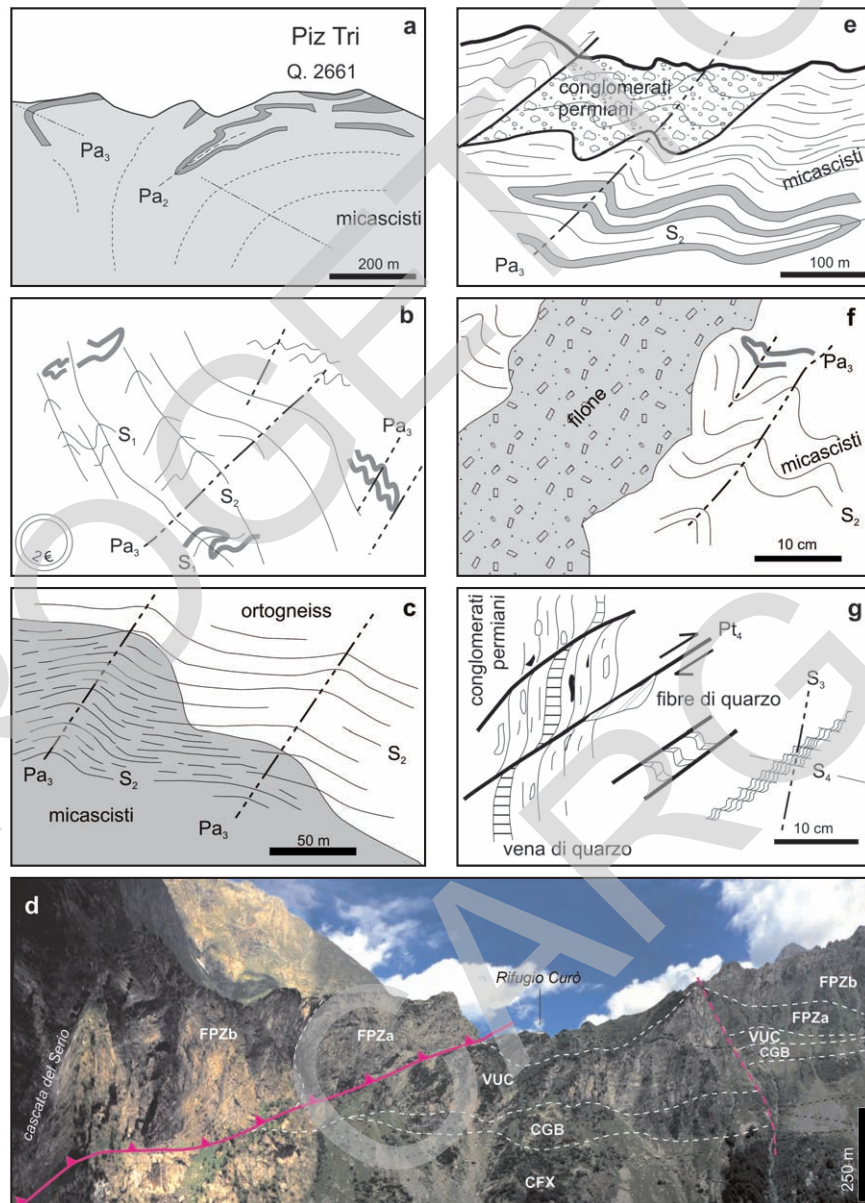


Fig. 16 - Schema dei principali eventi geologici che hanno agito nelle Alpi Meridionali. S_1 , S_2 : scistosità di prima e seconda fase deformativa, di età ercinica; S_3 , S_4 : clivaggi di terza e quarta fase deformativa, di età alpina; Pa_2 , Pa_3 : piani assiali delle pieghe di prima e seconda fase; Pt_4 : piani di taglio di età alpina (ridisegnato da SILETTO & GOSSO, 1997; d- foto G.SILETTO).

Curò, val Seriana, dalla funivia di servizio AEM che sale al Lago del Barbellino, verso NE).

1.3.4.2. - Evoluzione alpina

- e) La deposizione del gruppo dei Laghi Gemelli (Permiano inferiore, continentale), in discordanza sul basamento varisco dell'unità tettonometamorfica del Passo Cavalcafciche, è successiva alla fase deformativa D_2 (S_2) e precedente a D_3 (Pa_3); solo con la deposizione del Servino l'ambiente passa da continentale a marino. Le fasi deformative post-Permiane, e quindi alpine (D_3 , Pa_3 , S_3 e D_4 , Pt_4 , S_4) coinvolgono sia il basamento che le sue coperture. Le fasi convergenti eo-alpine (D_3) determinano i piegamenti S-vergenti e le scaglie sovrapposte, lungo bande cataclastiche (Fig. 16-e; D_2 : pre-Permiano, D_3 : post-Permiano; M. Demignone, cfr Fig. 4).
- f) Una generazione di filoni andesitici (di età presumibilmente cretacea) interseca le strutture D_3 (Fig. 16-f; alta val Seriana, Lago Barbellino).
- g) Il clivaggio di fase D_3 e alcuni sistemi antichi di vene sono deformati da piani di taglio e da un nuovo clivaggio (fase D_4). Un nuovo sistema di vene si forma durante la fase deformativa D_4 (Fig. 16-g; circo a N del Passo del Venerocolo).

2. - ANALISI MICROSTRUTTURALE E SEQUENZA DELLE PARAGENESI METAMORFICHE

(A CURA DI M. I. SPALLA)

L'analisi microstrutturale è stata eseguita per migliorare l'affidabilità della correlazione strutturale alla scala della carta e per collegare le traiettorie delle foliazioni, tracciate sulla carta, ad associazioni mineralogiche caratteristiche. In questo secondo aspetto è stata cioè rivolta principalmente all'individuazione delle condizioni di pressione e temperatura (P-T) nelle quali si sono sviluppate le foliazioni successive. Le osservazioni microstrutturali mirano a correlare i successivi stadi di crescita dei minerali rispetto ai progressivi stadi di sviluppo delle foliazioni (VERNON, 1976; BELL *et alii*, 1986; VERNON, 1989; BELL & HAYWARD, 1991; SHELLEY, 1993; JOHNSON & VERNON, 1995; BLENKINSOP, 2000; PASSCHIER & TROUW, 2005), ovviamente dopo che queste ultime sono state riconosciute e ordinate cronologicamente con l'analisi mesostrutturale. Le abbreviazioni dei minerali utilizzate nel testo, sulle illustrazioni e nelle tabelle seguono KRETZ (1983, si veda Appendice 1). La complessa architettura strutturale che si osserva alla scala meso- e megascopica mostra spesso una controparte alla scala microscopica, registrata nel modo più completo e continuo nelle metapeliti.

2.1. - AUSTRALPINO

La sequenza di strutture alpine e pre-alpine dedotta dalla sovrapposizione di pieghe, lineazioni e foliazioni alla scala meso- e megascopica mostra un'evoluzione dei *fabric* coerente e correlabile con continuità a partire dalle strutture D₂ in tutte le rocce del dominio Austroalpino. Gli elementi del *fabric* che predatano le strutture D₂ sono difficilmente correlabili alla scala meso- e megascopica, a causa dell'intensa trasposizione. Tutte le strutture da D₁ a D₄ sono associate alla crescita di minerali metamorfici. Dove i *fabric* alpini sono meno pervasivi, nei volumi in cui il *fabric* dominante è la foliazione pervasiva S₂, le paragenesi alpine sostituiscono parzialmente quelle prealpine, sviluppando una tessitura coronitica.

Le immagini più significative delle microstrutture sono raccolte nella Tavola 1 e nella Tavola 2. Il quadro di evoluzione strutturale e metamorfica alpina e prealpina è coerente con quello già descritto più a Est nelle rocce del basamento Austroalpino immediatamente a Nord della Linea Insubrica (SPALLA *et alii*, 1995; GAZZOLA *et alii*, 2000; ZUCALI, 2001; SPALLA *et alii*, 2003).

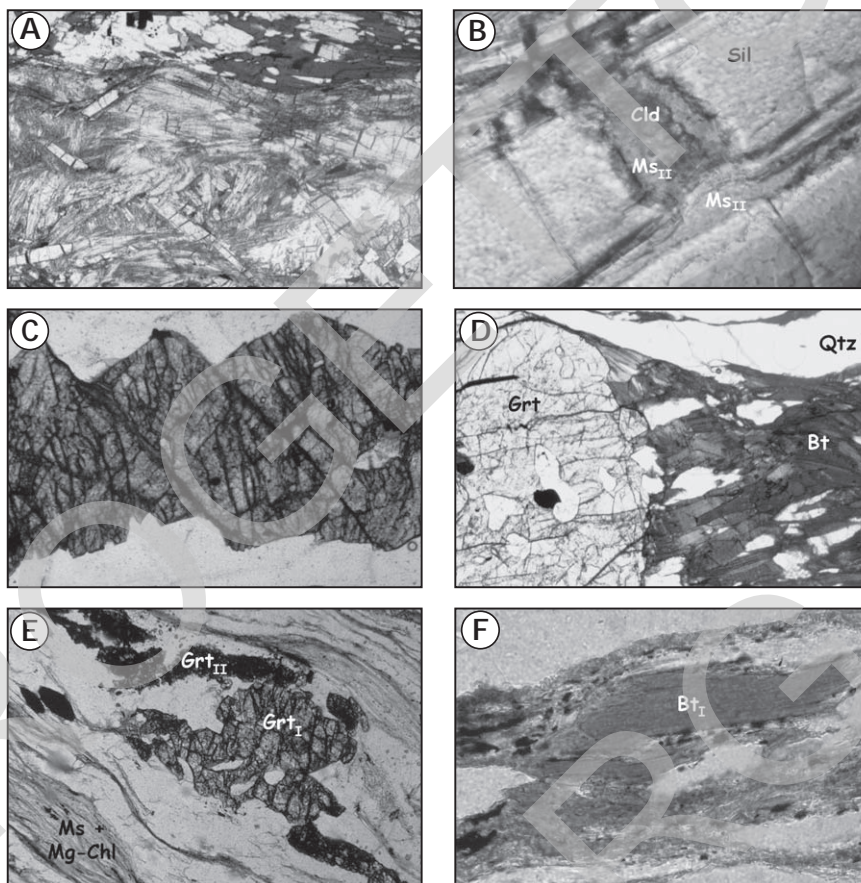
2.1.1. - Unità tettonometamorfica Languard-Tonale

2.1.1.1. - Paragneiss a sillimanite, biotite e granato (LTN)

La foliazione S₁ è preservata in rari relitti nei *microlithon* di S₂, mentre S₂ è generalmente una foliazione continua (stadi 5 e 6 di BELL & RUBENACH, 1983) e nei domini meno deformati è un clivaggio di crenulazione discreto (stadio 4); localmente S₂ ha i caratteri di una foliazione milonitica, e geometrie di tipo “s-c”. Le strutture D₃ e D₄ non sono sempre associate allo sviluppo di una foliazione differenziata e quando questo avviene, si tratta di piani di taglio a basso angolo rispetto a S₂; talora a D₃ è associato lo sviluppo di vene a mica chiara. Spesso le foliazioni alpine sono concentrate in zone milonitiche di spessore millimetrico. La foliazione S₂, dominante in queste rocce è spesso intersecata da bande di cataclasi di spessore fino a 5 millimetri, in cui clasti mono- o polimineralici, a spigoli generalmente vivi, sono avvolti da una matrice scura, irrisolvibile al microscopio ottico.

I costituenti principali di queste rocce sono quarzo, plagioclasio, biotite, granato, sillimanite, opachi, mica chiara, clorite, talora cloritoide o anfibolo “verde-azzurro” ed alcuni minerali accessori come: rutilo, ilmenite, titanite, tormalina.

Si riconoscono due gruppi di miche chiare, I e II, che hanno generalmente orientazione dimensionale preferenziale parallela rispettivamente a S₁ ed S₃, oppure crescono ai bordi o lungo le sfaldature della biotite, o come riempimenti di vene D₃, insieme a cloritoide. Quando l'orientazione dimensionale preferenziale è parallela a S₁, le miche hanno bordi dissolti e nei *microlithon* S₂ sono inflesse. Nei domini in cui la deformazione alpina è debole o assente la mica chiara II



Tav. 1 *Paragneiss a sillimanite*:

- (A) foliazione S_2 marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale della sillimanite fibrosa (fibrolite) e della biotite. La sillimanite prismatica ha orientazione casuale. Solo polarizzatore, 10 X;
 (B) microboudinage della sillimanite durante D_3 ; il collo del boudin è riempito da cloritoide e mica chiara. Solo polarizzatore, 40 X;

(C) granato I parzialmente dissolto ed intersecato dai piani di taglio post- D_3 . Solo polarizzatore, 10 X.

Paragneiss a biotite:

- (D) la foliazione dominante S_2 è sottolineata dall'orientazione preferenziale della biotite II e dai nastri di quarzo; i porfiroblasti di granato includono opachi (ilmenite?), quarzo e feldspato. Solo polarizzatore, 10 X.

Paragneiss minuti:

- (E) la foliazione milonitica S_3 , sottolineata da mica chiara e Mg-clorite, avvolge il granato I porfiroclastico. Filari di granato II fluiscono nella foliazione. Solo polarizzatore, 10 X;
 (F) la biotite I è preservata in porfiroclasti nella foliazione S_3 ed è sostituita da mica chiara e opachi. Solo polarizzatore, 40 X.

forma corone attorno alla biotite, spesso associata a piccoli cristalli di granato II. Il terzo gruppo di miche chiare (mica chiara III), a grana finissima (sericite), sono solitamente associate alla Fe-Mg clorite quando si sviluppano lungo i piani di taglio S_4 , o quando sostituiscono granato I e biotite.

La biotite I e la biotite II hanno orientazione dimensionale preferenziale parallela ai *film* delle foliazioni S_1 ed S_2 rispettivamente; i *film* di S_1 sono marcati da biotite I o da biotite I e mica chiara I, mentre la biotite II è parallela ai film S_2 con la sillimanite. I porfiroclasti di biotite I, riorientati nei *lithon* S_2 , hanno bordi dissolti, oppure sono inflessi dove la S_2 è un clivaggio di crenulazione. La biotite II insieme alla sillimanite riempie i *saddle-reef* della mica chiara I e della biotite I, nelle cerniere delle micropieghe D_2 .

La sillimanite, sia fibrosa che prismatica, è concentrata con la biotite II nei film di S_2 , con orientazione dimensionale preferenziale, mentre ha orientazione casuale nei *microlithon*. Dove si sviluppa la foliazione S_3 , spesso la sillimanite è microfratturata e le microfratture sono riempite da cloritoide e mica chiara.

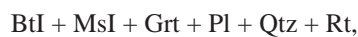
I porfiroblasti di granato I occupano i *microlithon* di S_2 con plagioclasio e quarzo; talora includono biotite, opachi, plagioclasio e più raramente mica bianca o sillimanite fibrolitica. La S_2 avvolge i porfiroblasti di granato mentre quarzo, biotite II e feldspato occupano le ombre di pressione. Il granato II si sviluppa in cristalli di piccole dimensioni ai margini di biotite o come corone attorno al granato I. Il granato è dislocato da piani di taglio alpini, marcati da mica chiara e/o clorite.

La foliazione S_2 avvolge porfiroblasti di plagioclasio e feldspato potassico che spesso includono biotite e qualche opaco, ma non contengono una foliazione interna. In alcuni campioni anche la tormalina è in porfiroblasti. Il feldspato potassico si osserva solitamente nei campioni in cui il *fabric* S_2 marcato da biotite e sillimanite è evoluto fino agli stadi 5 o 6, oppure è rappresentato da un clivaggio composito di tipo "s-c".

Il cloritoide si sviluppa con la mica chiara II nei colli dei *microboudin*, o ai margini dei granuli, alle spese di sillimanite e biotite II; talvolta tra biotite e plagioclasio si osservano sottili corone di anfibolo "verde azzurro" e mica chiara. Mg-clorite spesso sottolinea i piani S_3 con la mica chiara e gli opachi, mentre la foliazione S_4 è marcata da Fe-Mg-clorite, sericite e rara biotite a grana finissima.

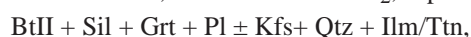
Tra gli accessori il rutilo è spesso bordato da ilmenite o titanite; talora mostra corone multiple a titanite e ilmenite.

Dalle osservazioni microstrutturali appena esposte è possibile dedurre che la paragenesi



è stabile durante lo sviluppo di S_1 .

Con la crescita della sillimanite, sincinemica con S_2 , si passa all'associazione



che segnala che durante D_2 le condizioni metamorfiche sono di alta T e P intermedia.

I *fabric* alpini S_3 ed S_4 , molto poco pervasivi in queste rocce, sono associati alla crescita di nuovi minerali. Durante D_3 si sviluppano



che indicano condizioni di bassa T e P intermedia o alta.

Lo sviluppo delle strutture D_4 è accompagnato dalla crescita di



compatibili con condizioni metamorfiche di facies scisti verdi.

2.1.1.2. - Paragneiss a due miche o a biotite (LTB)

I principali costituenti mineralogici sono quarzo, plagioclasio, biotite, granato, opachi, mica chiara, epidoto, clorite, talora cianite, cloritoide o anfibolo “verde azzurro” e alcuni minerali accessori come: rutilo, ilmenite, titanite, tormalina.

Le foliazioni S_1 ed S_2 sono continue, localmente milonitiche con lo sviluppo di piani di taglio a basso angolo. La foliazione S_1 è marcata da biotite I o da biotite I e mica chiara II, mentre la foliazione S_2 è sottolineata dall'orientazione dimensionale preferenziale della biotite II. In queste rocce non si osserva sillimanite. S_3 e S_4 non sono pervasive, e spesso si tratta di piani di taglio sottolineati da mica chiara e filari di piccoli granati II. Spesso le foliazioni alpine sono concentrate in zone milonitiche di spessore millimetrico. Eccezion fatta per l'assenza di sillimanite, le relazioni microstrutturali sono molto simili a quelle descritte per le rocce precedenti. Altra differenza è che in queste rocce nei porfiroblasti di granato I, avvolti dalla S_2 , si sono ritrovati inclusi di cianite.

Frequentemente la foliazione S_2 è sottolineata da un'alternanza di composizione centimetrica di livelli ricchi in quarzo e feldspati, alternati a livelli ricchi in granato, biotite e quarzo. Nei livelli quarzoso-feldspatici la tessitura è granoblastica e i bordi tra i granuli sono lobati o poligonali.

L'analisi microstrutturale ha permesso di dedurre che prima dello sviluppo di S_2 fosse stabile la paragenesi:



Durante lo sviluppo di S_2 , si passa all'associazione:



Durante le deformazioni sin-metamorfiche alpine si sviluppano:



seguiti dalla crescita di:



compatibilmente con quanto osservato nei paragneiss a sillimanite.

2.1.1.3. - Micascisti a granato e staurolite (LTX)

Nei micascisti a granato e staurolite il *fabric* dominante è la foliazione S_1 ; durante D_2 si sviluppa una crenulazione (priva di differenziazione), oppure piani di taglio discreti. I *fabric* alpini sono pervasivi negli orizzonti di gneiss minuti, dove sono alternativamente dominanti S_3 ed S_4 , foliazioni generalmente milonitiche associate ad una forte riduzione di grana.

I minerali costituenti sono quarzo, mica chiara, biotite, plagioclasio, granato, opachi, epidoto, clorite, talora cianite, cloritoide o anfibolo “verde azzurro” ed alcuni minerali accessori come: rutilo, ilmenite, titanite, tormalina.

La foliazione S_1 è marcata da biotite I e mica bianca I, che sono inflesse durante la crenulazione D_2 . La biotite II marca i piani di taglio $\sin-D_2$ e cresce ai bordi della mica chiara I o nei colli dei *microboudin*. La mica bianca II è generalmente a grana fine, concentrata lungo la foliazione S_3 , talvolta con Mg-clorite, e sostituisce i porfiroclasti di biotite prealpina, ruotati in S_3 , con ilmenite o granato II.

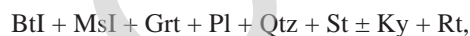
Il granato I è in porfiroblasti parzialmente avvolti dalla foliazione S_1 o, dove il *fabric* dominante è S_3 , in porfiroclasti sovraccresciuti ai margini da piccoli cristalli di granato II che sottolineano le ali di estensione. Relitti di granato I sono preservati all'interno della foliazione S_4 , marcata da mica chiara, clorite e rara biotite verde; hanno bordi arrotondati, sono microfratturati e parzialmente cloritizzati.

La staurolite ha orientazione dimensionale parallela a S_1 ed estinzione debolmente ondulata; se si osserva una foliazione interna essa è continua con la S_1 della matrice e mostra lo stesso grado di evoluzione. Questi caratteri indicano una crescita della staurolite sincinemica con gli stadi finali di sviluppo di S_1 . Durante lo sviluppo della foliazione S_3 la staurolite viene ruotata e parzialmente sostituita da cloritoide.

In un campione con S_3 milonitica si osservano porfiroclasti di cianite, insieme con quelli di staurolite e granato I, con grande deformazione interna e bordi arrotondati.

Durante D_3 un anfibolo “verde azzurro” si sviluppa ai bordi della biotite, al contatto con il plagioclasio e talvolta marca, con la clinozoisite, la foliazione S_3 .

Riassumendo, in queste rocce durante lo sviluppo di S_1 è stabile l'associazione:

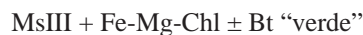


mentre durante D_2 , si osserva la crescita di nuova biotite bruna (II).

S_3 , generalmente milonitica, è contemporanea alla crescita di



seguiti dalla crescita di



contemporanea con D_4 .

2.1.1.4. - Anfiboliti (LTA)

Il *fabric* prealpino dominante in queste rocce è la foliazione S_2 , marcata da un'alternanza di composizione di spessore sino a millimetrico, o consistente in una foliazione continua. La deformazione alpina, estremamente localizzata, si manifesta con micropieghe, fasce milonitiche o piani di taglio.

Le anfiboliti sono costituite da anfibolo "bruno", anfibolo "verde azzurro" \pm anfibolo "incolore", plagioclasio, quarzo, \pm granato, \pm biotite, clinozoisite, mica chiara, clorite, rutilo, titanite, ilmenite.

La foliazione S_2 è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di un anfibolo di tipo orneblenda (Amp I) e biotite o dall'alternanza di livelli ricchi in plagioclasio e quarzo e livelli ricchi in anfibolo. La foliazione alpina S_3 non è pervasiva come la foliazione prealpina S_2 ; localmente S_3 ha carattere milonitico, e nei domini meno deformati da D_3 le trasformazioni alpine sono coronitiche sui minerali che marcano il *fabric* S_2 .

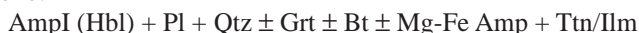
L'anfibolo I, di colore bruno o verde scuro, con i caratteri ottici di un'orneblenda, è in cristalli allungati di grandi dimensioni, mentre l'anfibolo II, di colore verde-azzurro, ha grana più fine e spesso forma corone intorno ai granuli di anfibolo I. In alcuni casi con l'anfibolo I cresce un Mg-Fe-anfibolo con orientazione dimensionale preferenziale (ODP) parallela a S_2 . Dove ai margini dell'anfibolo "bruno" si osserva un bordo di anfibolo "verde azzurro", generalmente si osservano piccoli inclusi di rutilo o opachi (ilmenite?). L'anfibolo II si sviluppa alle spese dell'orneblenda bruna in corrispondenza delle micropieghe D_3 della foliazione S_2 , o lungo la foliazione milonitica S_3 , nella quale sono preservati porfiroclasti di anfibolo I.

La biotite, non ubiquitaria, ha generalmente la stessa grana dell'anfibolo I con il quale sottolinea la S_2 ; è parzialmente sostituita da mica chiara e clorite durante le trasformazioni alpine coronitiche o associate allo sviluppo di S_3 .

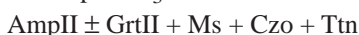
I porfiroblasti di granato I, talora di dimensioni sino a centimetriche, sono avvolti da S_2 , mentre piccoli granuli di granato II, dai bordi del granato I fluiscono lungo la foliazione milonitica S_3 . Il plagioclasio occupa i livelli leucocrati dove S_2 è una foliazione discontinua, o la sottolinea con ODP, insieme all'anfibolo I. Talvolta è parzialmente sostituito da un aggregato di epidoto (Czo) e mica chiara. La titanite ha corone di opachi (Ilm?); gli opachi che marcano S_2 (Ilm?) mostrano spesso corone di titanite.

In alcune metabasiti piani di taglio (D_4) a clorite, titanite, feldspato (albite?), mica chiara e opachi intersecano le micropieghe D_3 .

Riassumendo, in queste rocce i minerali sincroni con lo sviluppo della foliazione S_2 sono:



Durante la deformazione alpina D_3 i minerali stabili sono:



compatibili con le paragenesi nei paragneiss e nei micascisti, che indicano condizioni di alta P e T intermedia (facies anfibolitica a epidoto).

L'ultima riequilibrio metamorfica sin-tettonica (D₄) alpina, in facies scisti verdi, è testimoniata dalla crescita di:



2.1.1.5. - Metagranitoidi (LTG)

I metagranitoidi osservati al microscopio hanno generalmente tessitura milonitica, grana finissima con porfiroclasti di K-feldspato avvolti dalla foliazione S₄ sottolineata dalla mica chiara II a grana molto fine e dall'ODP dei porfiroclasti di mica chiara I. I minerali che li costituiscono sono quarzo, feldspato, mica chiara, clorite, titanite, opachi e biotite. Il quarzo forma nastri paralleli alla foliazione, spesso ricristallizzati in aggregati a grana fine, da interlobati a poligonali; i porfiroclasti di feldspato e mica chiara I sono lenticolari ed hanno estinzione ondulata. Talvolta la foliazione è marcata anche da biotite a grana molto fine. Localmente si sviluppano vene, ad elevato angolo dalla foliazione, riempite da clorite, calcite e quarzo. Le vene di calcite possono essere in sistemi coniugati.

Nei rari campioni indeformati i minerali ignei sono biotite, feldspato potassico, plagioclasio e opachi. Gli individui di feldspato sono subidiomorfi ed il quarzo è generalmente interstiziale. Plagioclasio, K-feldspato e quarzo rappresentano sino al 90% della roccia, con il quarzo superiore al 30%. Gli accessori sono apatite, titanite, allanite e minerali opachi. Il plagioclasio è parzialmente sostituito da mica chiara ed epidoto, mentre talora granato e mica chiara si sviluppano ai margini della biotite.

Le metadioriti (affioranti in lenti poche centinaia di metri oltre il limite settentrionale del Foglio, a Nord-Ovest di Bianzone), registrano esclusivamente le deformazioni alpine D₃ e D₄, che sono estremamente eterogenee, responsabili della giustapposizione di domini pressochè indeformati a domini con tessitura sino a milonitica.

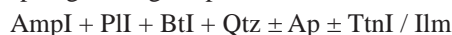
Le metadioriti indeformate sono rocce a grana medio-fine con tessitura granulare. I costituenti ignei sono plagioclasio, orneblenda bruna, biotite, quarzo e apatite; titanite, monazite, ± zirconio, ilmenite e magnetite sono accessori. Il contenuto di quarzo generalmente varia tra il 10 e il 20% e il plagioclasio è Olg-Ads. In questi domini le trasformazioni alpine successive si sviluppano come corone o sostituzioni pseudomorfe. Il plagioclasio igneo (I) è generalmente sostituito da zoisite o clinozoisite e plagioclasio ricco in albite (II), ± mica chiara I. L'anfibolo I (Hbl bruna) ha generalmente nuclei ricchi in aghi di ilmenite ed è generalmente bordato da anfibolo II verde-azzurro. Granato euedrale cresce ai bordi tra anfibolo I e plagioclasio I, o localmente con la mica bianca I, alle spese di biotite I; ai margini dell'anfibolo I talvolta si osserva Mg-clorite.

La foliazione S_3 nelle tettoniti è una foliazione continua definita dall'ODP dell'anfibolo II verde-azzurro, dalla mica bianca I e aggregati di granato; il granato e l'anfibolo II hanno bordi di granulo razionali. I porfiroclasti di anfibolo I avvolti nella S_3 , mostrano estinzione ondulata, subgranuli e nuovi granuli. I granuli di biotite I sono sostituiti da granato e mica chiara I. Il quarzo forma aggregati granoblastici di granuli liberi da deformazione, allungati parallelamente a S_3 .

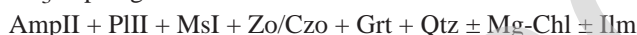
Il plagioclasio I, appiattito lungo S_4 , è completamente sostituito da zoisite e clinozoisite, mica chiara I e plagioclasio albitico (II), localmente con piccoli granati idiomorfi. Mg-clorite sottolinea la S_3 con mica bianca I e anfibolo II. Dove questa foliazione è milonitica, è sottolineata da livelli ricchi in quarzo alternati a livelli ricchi in anfibolo II, epidoto e mica chiara I. I porfiroblasti di granato sono avvolti dalla foliazione S_3 , ma possono anche troncarla.

Le microstrutture D_4 sono costituite da una crenulazione e una foliazione differenziata, localmente con carattere milonitico. La foliazione S_4 è sottolineata da Fe-clorite, mica bianca II a grana fine, \pm biotite II "verde-marrone", \pm epidoto, \pm anfibolo III attinolitico e titanite. Microaggregati di Fe-clorite e mica chiara II occupano le cerniere delle micropieghe D_2 e sostituiscono granato, anfibolo I e II e biotite I. L'anfibolo attinolitico costituisce il bordo esterno degli anfiboli zonati; treni di titanite bordano l'ilmenite.

Riassumendo, la paragenesi ignea preservata nelle metadioriti è:



Durante D_3 la paragenesi:



è in equilibrio e indica condizioni di alta P e T intermedia, compatibilmente con quanto dedotto nelle rocce incassanti.

La retrocessione in facies scisti verdi sincrona con D_4 è testimoniata dall'associazione:

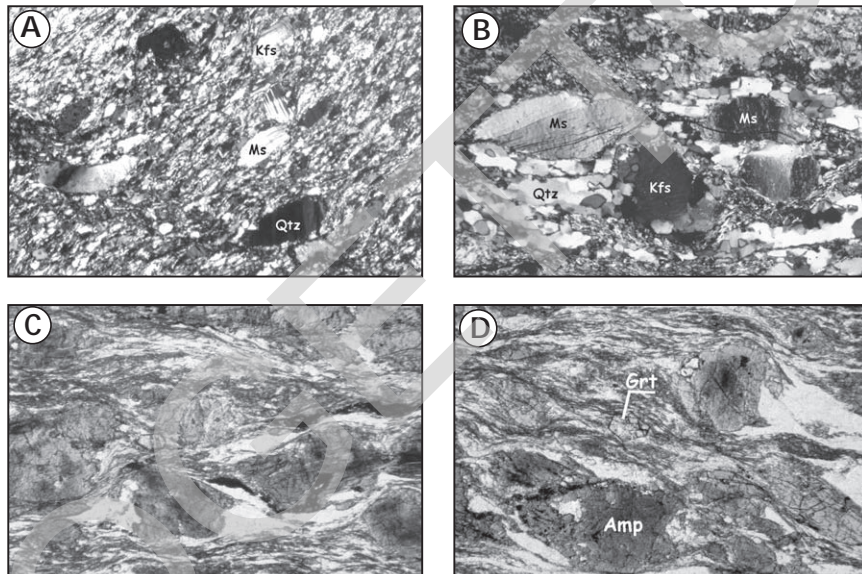


2.2. - ALPI MERIDIONALI

2.2.1. - *Strutture prealpine*

2.2.1.1. - Unità tettonometamorfica del Passo Cavalcafciche

Compresa tra Castello dell'Acqua-Edolo a Nord e la Linea del Sellero a Sud, corrisponde all'unità NEOB-A o Basamento Orobico Nord-Est tipo II di SPALLA & Gosso (1999).



Tav. 2 - *Metagranitoidi*:

- (A) *metagranitoidi milonitico* in cui i porfiroclasti di mica chiara, quarzo e feldspato sono avvolti da una matrice foliata a grana molto fine, hanno contorni dissolti e deformazione interna manifestata da estinzioni ondulate, geminazioni da deformazione e bande di deformazione. Polarizzatore e analizzatore, 10 X;
- (B) *metagranitoidi milonitico* con la foliazione marcata da epidoto e mica chiara a grana molto fine; i domini lenticolari di quarzo sono totalmente o parzialmente ricristallizzati. Polarizzatore e analizzatore, 40 X.

Metadioriti:

- (C) porfiroclasti di anfibolo I riorientati nella foliazione S_3 , associata allo sviluppo di piani di taglio e marcata da nuovo anfibolo, epidoto, mica chiara, opachi e nastri di quarzo. Solo polarizzatore, 10 X;
- (D) il granato alpino cresce in porfiroclasti durante lo sviluppo del fabric "s-c" D_3 . Solo polarizzatore, 40 X.

2.2.1.1.1. - *Micascisti a biotite, granato, cloritoide e/o staurolite*
(Scisti di Edolo *Auct. p.p.*) (CFX)

La foliazione S_1 generalmente è continua, e ciò suggerisce uno stadio di evoluzione del *fabric* confrontabile con gli stadi 5 e 6 di BELL & RUBENACH (1983), oppure più raramente consiste in un clivaggio di crenulazione discreto (PASSCHIER & TROUW, 2005). La S_1 è preservata in relitti al massimo decametrici; in alcuni di questi volumi "protetti" dalle deformazioni successive, nei *microlithon* di S_1 è stata riconosciuta una foliazione pre- S_1 (S_{1a}), che ha suggerito un'evoluzione polifasica prima dello sviluppo della foliazione regionale S_2 . Purtroppo, l'impos-

sibilità di seguire con continuità i *fabric* pre-D₂, ha impedito una buona confidenza nella correlazione a scala regionale. Alla scala microscopica questo *fabric* composito verrà pertanto descritto distinguendo S_{1a} ed S_{1b}. La foliazione S₂ è generalmente continua (stadi 5 e 6 di BELL & RUBENACH, 1983) e nei domini meno deformati è un clivaggio di crenulazione discreto, spaziato di 5-10 mm (stadi 3 e 4 di BELL & RUBENACH, 1983); localmente ha i caratteri di una foliazione milonitica. Le strutture D₃ non sono sempre associate allo sviluppo di una foliazione differenziata e quando questo avviene, essenzialmente nelle metapeliti, si tratta di un clivaggio di crenulazione con una spaziatura di 1-10 m.

I costituenti principali di queste rocce sono quarzo, plagioclasio, mica chiara, biotite, granato, clorite, più raramente cloritoide e staurolite, solo localmente andalusite, talora epidoto ed alcuni minerali accessori come: rutilo, ilmenite, titanite, tormalina, apatite e zirconio (Tavola 3 e Tavola 4).

Si riconoscono due gruppi di miche chiare, I e II, che hanno generalmente ODP parallela rispettivamente a S_{1a} ed S_{1b}. Quando l'ODP è parallela a S₂, le miche hanno bordi dissolti e le sfaldature (001) ad alto angolo con S₂, mentre nei *microlithon* S₂ esse sono inflesse, e in zone di cerniera le *kink band* saturate indicano che sono state soggette a ricristallizzazione dinamica; inoltre, i porfiroclasti di mica bianca mostrano estinzione ondulata, subgranuli e nuovi granuli. Il terzo gruppo di miche chiare (mica chiara III), a grana finissima (sericite), sono solitamente associate all'epidoto quando si sviluppano alle spese del plagioclasio, o con clorite e quarzo in quantità minore quando sostituiscono granato e staurolite.

L'ODP della biotite I e della biotite II sottolinea i *film* micacei rispettivamente delle foliazioni S_{1a} ed S_{1b}; quando sottolinea la foliazione S_{1a} la biotite è in mutuo contatto con il cloritoide, mentre dove è parallela alla S_{1b} è associata a staurolite. Entrambe sono inflesse e parzialmente cloritizzate nei *microlithon* della S₂; i porfiroclasti di biotite riorientati nei *film* S₂ hanno bordi dissolti, margini lobati ed estinzione ondulata. Lungo le sfaldature (001), disposte generalmente ad alto angolo con la ODP, crescono clorite e nuova mica bianca III; generalmente la clorite, dove sostituisce la biotite, include aghi di rutilo. Occasionalmente i *saddle-reef* nelle cerniere D₂ sono riempiti da biotite "verde" (III), che talora si osserva lungo i *film* S₂.

I porfiroblasti di granato occupano i *microlithon* di S₁ con plagioclasio e quarzo; dove S₂ è la foliazione dominante il granato è porfiroclastico e preserva relitti di quarzo, opachi e plagioclasio allineati secondo una foliazione interna ad alto angolo con la S₂ della matrice. Nel granato possono essere comunemente inclusi mica bianca, biotite, rutilo (spesso bordato da ilmenite), plagioclasio e più raramente tormalina e cloritoide. In alcuni campioni le inclusioni sono concentrate al nucleo dei porfiroblasti. Solo localmente i granati contengono una foliazione interna, marcata da opachi, continua con la S₂ della matrice e talora piccoli granuli di granato si trovano nei *microlithon* di S₂. Questi ultimi caratteri indicano

che la crescita di granato prosegue sino agli stadi iniziali di sviluppo di D_2 , anche se generalmente dove S_2 avvolge i porfiroblasti di granato, la clorite sostituisce il granato ai margini e clorite, mica bianca, quarzo e biotite III occupano le ombre di pressione. Dove S_2 diviene una foliazione continua (stadio 5 di BELL & RUBENACH, 1983) i porfiroblasti di granato sono tagliati da microfratture riempite da fibre di clorite e mica bianca allungate parallelamente a S_2 .

Il cloritoide è allineato in S_{1a} parallelamente a biotite I e mica bianca I, mentre è micropiegato nei *microlithon* di S_2 , oppure microboudinato e dissolto nei *film* di S_2 ; in questi casi nei colli dei *microboudin* si sviluppano clorite, mica bianca fine e raramente nuova biotite. Spesso il cloritoide è preservato solo in inclusioni nel granato, specialmente dove nella matrice domina la S_{1b} , sottolineata da staurolite. Occasionalmente la S_{1a} è preservata nei *microlithon* di S_{1b} ed in questi casi il cloritoide è micropiegato, o passivamente riorientato parallelamente ai *film* S_{1b} .

La staurolite si trova sia nei *lithon* sia nei *film* di S_{1b} , ed i bordi dei cristalli possono troncare S_{1b} . Non mostra una foliazione interna e generalmente è intensamente deformata e microfratturata durante D_2 ; qui viene anche sostituita da clorite e sericite.

L'andalusite, rinvenuta occasionalmente nelle metapeliti del basamento a Sud della Linea del Sellero, sovraccresce la foliazione S_{1b} e i peciloblasti includono i minerali che definiscono questa foliazione (dando luogo a una foliazione interna al peciloblasto, S_i). La S_i (= S_{1b}) è continua con la superficie di foliazione della roccia (S esterna, S_e), ma i cristalli di andalusite sono allungati parallelamente alla foliazione e sono caratterizzati da una discreta deformazione interna. I caratteri di continuità e coerenza geometrica tra S_i ed S_e sono mantenuti anche dove la S_{1b} è crenulata durante gli stadi iniziali di D_2 , quando non si è ancora differenziata una foliazione di piano assiale (stadi 2 e 3 di BELL & RUBENACH, 1983). Al contrario l'andalusite è porfiroclastica nella foliazione S_2 , sottolineata da mica bianca e clorite, quando questa ha carattere milonitico. Questi caratteri microstrutturali suggeriscono che la crescita di andalusite avvenga durante gli stadi finali di sviluppo di S_{1b} e le fasi iniziali di formazione di S_2 .

Il plagioclasio è comunemente allungato parallelamente a S_1 e spesso include quarzo e minerali opachi. Dove la foliazione S_2 è più pervasiva il plagioclasio è riorientato, boudinato e parzialmente sovraccresciuto da epidoto e sericite. Alcuni porfiroblasti sono zonati e i bordi sono otticamente continui con ombre di pressione asimmetriche di plagioclasio albitico, allungate in S_2 . Peciloblasti di albite, con estinzione debolmente ondulata, occupano le zone di cerniera delle micropieghe D_2 . Spesso la foliazione interna, costituita da opachi e miche bianche, è continua con la foliazione della matrice e mostra lo stesso grado di evoluzione; queste caratteristiche suggeriscono che l'albite cresca durante gli ultimi stadi di sviluppo di D_2 (BELL & RUBENACH, 1983; BELL *et alii*, 1986).

Il rutilo si osserva incluso nel granato o nella foliazione S_{1a} degli scisti a clori-

toide; generalmente è bordato da ilmenite. Quest'ultima, molto diffusa negli scisti a staurolite, ha corone di titanite dove la D_2 è più pervasiva. Tormalina, apatite e zirconio sono accessori, e inclusi in granato, plagioclasio e quarzo.

Da queste osservazioni è possibile dedurre che la paragenesi:



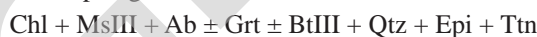
è stabile durante lo sviluppo di S_{1a} ; ciò indica che le metapeliti registrano la deformazione D_{1a} nelle condizioni metamorfiche di facies anfibolitica a epidoto.

Con la crescita della staurolite, sincinemica con S_{1b} , si passa all'associazione:



che segnala che durante D_{1b} le condizioni metamorfiche sono quelle della facies anfibolitica.

La formazione della paragenesi:



suggerisce che D_2 avviene durante una riequilibrio in facies scisti verdi e che durante lo sviluppo di S_2 si è verificato un sensibile decremento di temperatura.

Le relazioni blastesi-deformazione qui descritte e la sequenza delle paragenesi stabili sono riassunte nella Fig. 17 e Fig. 18.

2.2.1.1.2. - *Metagranitoidi*

(Gneiss del M. Palone di Sopressà e Gneiss di Cima Fraitina *Auct.*)
(CFP e CFG)

In queste rocce, a causa dell'intensa rielaborazione tessiturale che avviene durante D_2 , sono preservati nei *microlithon* di S_2 alcuni rari relitti dei *fabric* più antichi. Non ci sono evidenze di un *fabric* pre- D_2 composito, come si è osservato nei micascisti. La foliazione dominante è la S_2 , che è continua (stadio 5-6 di BELL & RUBENACH, 1983) e talora milonitica.

I principali costituenti mineralogici sono quarzo, K-feldspato, plagioclasio, mica chiara, biotite, granato, epidoti, clorite, carbonati e alcuni minerali accessori come: rutilo, ilmenite, titanite, tormalina, apatite e zirconio (Tavola 4, Fig. 18).

Grandi porfiroclasti di mica chiara (Ms I), kinkati, sono riorientati parallelamente alla S_2 , con sfaldature (001) ad alto angolo con S_2 e bordi di granulo dissolti. Ai nuclei delle cerniere delle micropieghe D_2 le miche hanno struttura fino a decussata, mentre si osservano archi poligonali nella parte esterna delle micropieghe. Le aperture che si dilatano durante il micropiegamento lungo le (001) delle miche bianche sono riempite da clorite e nuova mica chiara (Ms II). Nuova mica chiara (Ms II) sottolinea i *film* micacei della S_2 con clorite, nuova biotite e poco epidoto, oppure si trova nelle ombre di pressione dei porfiroclasti di plagioclasio e K-feldspato, avvolti dalla S_2 .

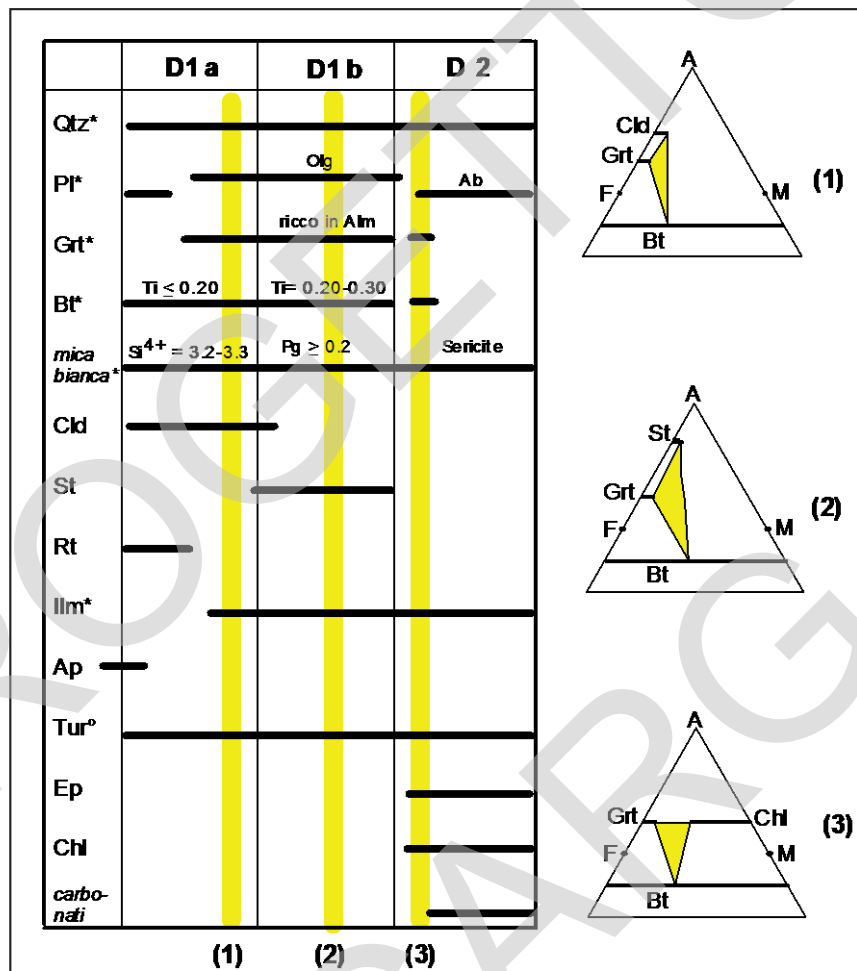


Fig. 17 - Successione delle associazioni di minerali stabili durante la storia deformativa (rapporti blastesi-deformazione) nei micascisti a Bt, Grt, Cld e St dell'UTM del Passo Cavalcafciche (da Spalla et alii, 1999, ridisegnato); (*) minerali che si trovano in paragenesi differenti durante lo sviluppo delle foliazioni; (°) generazioni di tormalina differenti che crescono durante lo sviluppo della deformazione polifasica. L'andalusite, che non compare in Tabella, è contenuta occasionalmente nelle metapeliti a Sud della Linea del Sello e cresce durante gli stadi tardivi di S_{1b} e gli stadi iniziali di crenulazione D_2 . Sono mostrate anche le topologie delle paragenesi stabili, corrispondenti agli stadi 1-3 collocati con una striscia ombreggiata sulla Tabella. Il sistema è saturato in quarzo, plagioclasio, mica bianca e una fase di Ti.

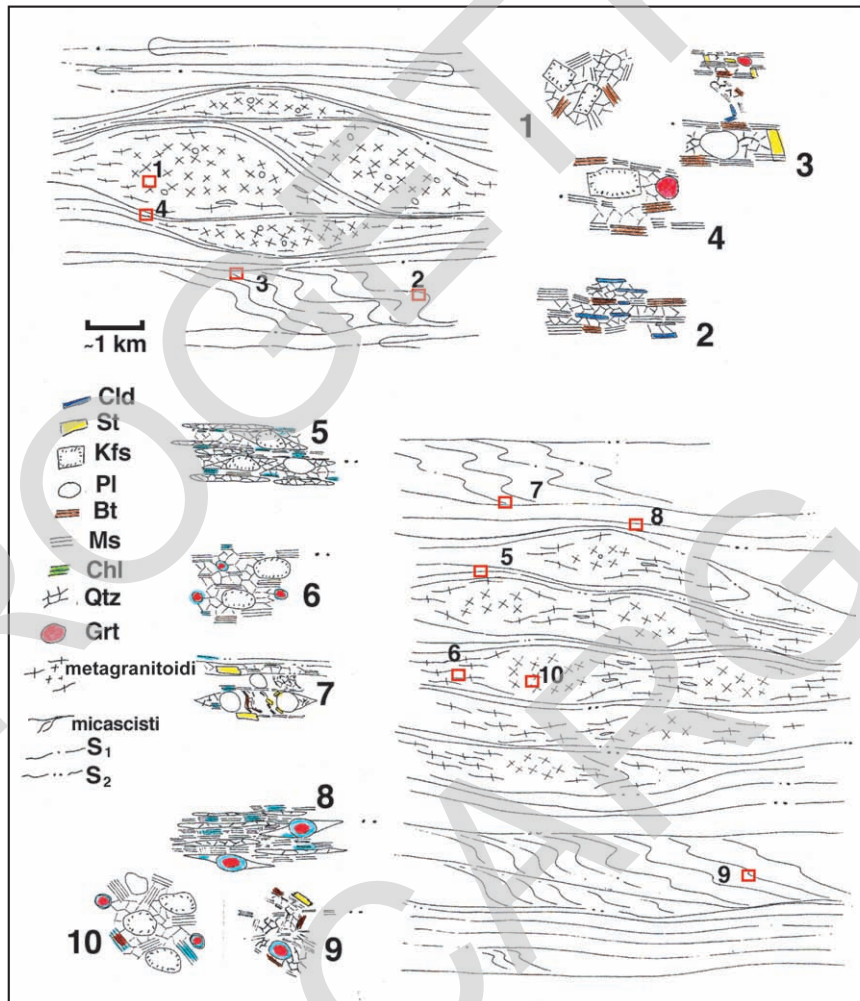


Fig. 18 - Schema semplificato delle relazioni tra ripartizione della deformazione, durante la storia deformativa polifasica, e microstrutture nei micaschisti e metagranitoidi della UTM del Passo di Cavalcafciche (da CERIANI, 1994, ridisegnato).

La biotite “rosso-bruna” (Bt I) è in grandi cristalli, riorientati in S_2 , con margini dissolti e orientazione cristallografica preferenziale non coincidente con l'orientazione di forma. Questi individui hanno estinzione ondulata, clorite e nuova mica bianca lungo le (001) o come microaggregato ai bordi dei cristalli. Talora sia Bt I che Ms I sono allineate secondo una foliazione precoce, preservata nei *microlithon* di S_2 , nei rari volumi in cui questa foliazione è discontinua. Attorno ai porfiroclasti di biotite spesso si sviluppano ombre di pressione a mica chiara, albite, quarzo e clorite. Una nuova biotite (Bt II) si osserva nei *film* mica-cei di S_2 insieme ad epidoto e Ms II, oppure, insieme al quarzo, nelle ombre di pressione del granato.

Il quarzo, che occupa i *microlithon* S_2 , ha contorni di granulo molto irregolari, e ai bordi dei granuli che mostrano una forte deformazione interna sviluppa subgranuli e nuovi granuli. Dove il *fabric* è milonitico vi sono nastri di quarzo paralleli a S_1 e S_2 , e microboudinati plasticamente in S_2 .

I porfiroclasti di K-feldspato hanno forma arrotondata, geminazione “*tartan*” e generalmente sono avvolti da S_2 ; sono spesso caratterizzati da estinzione ondulata e da un fitto reticolo di microfrazture. Le microfrazture sincrone con D_2 sono riempite da quarzo, clorite ed albite. Solo occasionalmente i porfiroclasti di K-feldspato non mostrano segni di deformazione interna e ai loro margini vi sono nuovi granuli con contorni irregolari. Quest'ultima caratteristica tessiturale potrebbe essere prodotta dalla migrazione dei bordi di granulo, efficace in questo minerale in condizioni metamorfiche di grado medio ed alto (e.g. PASSCHIER & TROUW, 2005).

Il plagioclasio è microboudinato, saussuritizzato e passivamente riorientato parallelamente a S_2 ; quando si sviluppano ombre di pressione, queste sono costituite da albite. Dove sono preservati relitti della foliazione S_1 si osservano raramente nastri di plagioclasio ad essa paralleli. I porfiroclasti di plagioclasio generalmente contengono geminazioni da deformazione.

Il granato è in due classi di grana, più o meno pervasivamente sostituito da mica chiara e clorite; quando la sostituzione è solo incipiente, è localizzata ai bordi dei cristalli in corrispondenza delle zone di dissoluzione sincrone con S_2 . Generalmente le ombre di pressione sono costituite da albite o, più raramente, quarzo e biotite. Biotite e rutilo sono spesso inclusi nel granato, che contiene treni di inclusioni di quarzo e opachi, troncati e orientati trasversalmente alla foliazione S_2 della matrice. I granati possono essere microfratturati e le fratture sono riempite da clorite in fibre, orientate parallelamente a S_2 .

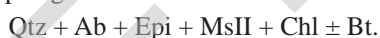
Allanite relitta è sostituita ai bordi da clinozoisite; la clinozoisite può essere sia allineata in S_2 o microboudinata e ruotata nella foliazione. L'ilmenite può essere bordata da titanite prismatica, mentre zircone, apatite e tormalina sono gli accessori più comuni. I carbonati costituiscono blasti che si addensano sulla foliazione S_2 , oppure sigillano vene discordanti.

Dal quadro microstrutturale appena illustrato si deduce che la foliazione S_2 si sviluppa su un *fabric* pre-esistente, marcato dall'associazione



che suggerisce che la deformazione pre- D_2 si è sviluppata nelle condizioni metamorfiche di facies anfibolitica (LE GOFF, 1989; LE GOFF & BALLÈVRE, 1990), simili a quelle in cui si sviluppa la S_{1b} nelle metapeliti.

Durante D_2 si manifesta una pervasiva riequilibrio in facies scisti verdi, come testimoniato dalla paragenesi



Quest'ultima suggerisce che durante lo sviluppo di S_2 si è verificato un sensibile decremento di temperatura.

Le relazioni blastesi-deformazione descritte per i metagranitoidi e la sequenza delle paragenesi stabili sono riassunte nelle Fig. 18 e Fig. 19.

2.2.1.1.3. - *Anfiboliti (CFA)*

Queste metabasiti, sono generalmente caratterizzate da grana fine e da una foliazione dominante, geometricamente compatibile con la S_2 riconosciuta nelle metapeliti. Essa è una foliazione continua, generalmente sottolineata dall'orientazione preferenziale di clorite ed epidoto. La tessitura di alcune metabasiti è *flaser* o milonitica. In alcuni ridotti volumi D_2 si manifesta come una semplice crenulazione, oppure è preservata una foliazione pre- D_2 pressochè indeformata. I minerali principali costituenti di queste rocce sono anfibolo, plagioclasio, quarzo, epidoto, biotite, raro granato, clorite, calcite, rutilo, opachi e titanite (Tavola 5).

La foliazione più pervasiva è la S_2 e non sono preservate tracce di un *fabric* precedente, essa è definita da un'alternanza di composizione mineralogica, con livelli più ricchi in plagioclasio e quarzo e livelli ricchi in anfibolo, clorite e talora biotite, oppure è sottolineata dall'ODP di epidoto, clorite ed anfibolo di tipo attinolitico con grana solitamente molto fine. La S_2 può essere milonitica; in questo caso i porfiroclasti di anfibolo (AmpI) sono passivamente ruotati parallelamente alla S_2 e frequentemente microboudinati; nel collo dei *micro-boudin* crescono nuovi anfiboli (AmpII), clorite e Fe-epidoto. Dove S_2 è discontinua, nei *microlithon* è spesso preservata la foliazione S_1 , marcata da anfibolo "verde" o "verde-bruno" (AmpI), tipo orneblenda, e biotite. Localmente D_2 si manifesta come una crenulazione, non associata alla differenziazione di una foliazione; in questi casi gli anfiboli (AmpI) allineati in S_1 mostrano estinzione ondulata, subgranuli e nuovi granuli ai margini dei porfiroblasti; talora, vi sono porfiroblasti di granato concentrati nei livelli ricchi in plagioclasio e quarzo. Gli accessori sono rutilo, ilmenite, titanite e apatite. Il rutilo generalmente è incluso nei porfiroblasti di Amp I e bordato da ilmenite. La

	relitti ignei	pre-D 2	D 2
Qtz*	—	—	—
Kfs*	—	—	—
Pl*	—	Olg	Ab
Grt*	—	Grs-rich	Alm-rich
Bt*	—	—	—
mica* chiara	—	Si ⁴⁺ = 3.2-3.3	Si ⁴⁺ ≤ 3.1
Rt	—	—	—
minerali opachi	?	—	—
Ap/Zrn	—	—	—
Tur ^o	—	—	—
Ttn	—	—	—
Chl	—	—	—
carbonati	—	—	Cal
Ep*	Aln	Czo	pistacite

Fig. 19 - Successione delle associazioni di minerali stabili durante la storia deformativa (rapporti blastesi-deformazione) negli gneiss granitoidi dell'UTM del Passo Cavalcafighe (da SPALLA et alii, 1999, ridisegnato); (*) minerali che si trovano in paragenesi differenti durante lo sviluppo delle foliazioni; (°) generazioni di tormalina differenti che crescono durante lo sviluppo della deformazione polifasica.

titanite forma corone intorno all'ilmenite o sottolinea la foliazione S₂.

Dal quadro microstrutturale descritto emerge che nelle anfiboliti vi sono due foliazioni pervasive sovrapposte. La più antica, S₁, è associata allo sviluppo della paragenesi:



che indica condizioni di facies anfibolitica di pressione intermedia. La foliazione regionale S₂ è marcata dalla paragenesi:



che suggerisce anche in queste rocce una pervasiva riequilibrio in facies scisti verdi.

2.2.1.1.4. - *Quarziti (CFQ)*

Nelle quarziti i relitti tessiturali dei *fabric* più antichi sono preservati in proporzioni maggiori rispetto ai metagranitoidi e ai micascisti: è infatti preservato un clivaggio di crenulazione discreto pre-D₁, con una spaziatura di 1-2 mm. Alla microscala le relazioni blastesi-deformazione risultano monotone, poiché non si manifestano paragenesi diagnostiche per la discriminazione dell'ambiente metamorfico in cui le foliazioni si sviluppano. Le miche chiare che marcano i *film* di S_{1a}, S_{1b} e S₂, sono il fillosilicato più abbondante; in minore quantità vi sono granato e biotite, precinematici rispetto ad S₂. Questa foliazione, che può essere milonitica, è definita, oltre che da mica chiara, anche da clorite. Quest'ultima sostituisce la biotite, ai margini e lungo le sfaldature (001), ed il granato durante lo sviluppo di S₂. Talora in S₂ sono concentrati sottili *film* di opachi. Durante D₂ si sviluppa localmente plagioclasio, che sostituisce prevalentemente le miche chiare. Tormalina e apatite sono gli accessori più comuni.

2.2.1.2. - Unità tettonometamorfica dell'Aprica

Affiora in due settori, il primo tra la linea tettonica Insubrica-Tonale e Castello dell'Acqua-Edolo e il secondo immediatamente a N della linea tettonica del Sellero. Corrisponde alle unità NEOB-B e NEOB-C, tipo III, di SPALLA & GOSSO (1999) e agli Scisti di Edolo *Auct. p.p.*

2.2.1.2.1. - *Micascisti a granato, biotite e clorite* (Scisti di Edolo *Auct. p.p.*) (APX)

Le metapeliti che affiorano tra L. Insubrica e Castello dell'Acqua-Edolo e a N della L. del Sellero (a Sud dei metagranitoidi del Palone di Sopressà dell'UTM del Passo Cavalcafciche), hanno registrato una differente evoluzione strutturale e metamorfica, poiché la foliazione S₁ è ben preservata in rari relitti metrici all'interno di una foliazione S₂, che è solitamente continua e marcata da fillosilicati a grana finissima, spesso milonitica. Quest'ultima, contrariamente a quanto avviene nelle altre metapeliti, è seguita da una fase deformativa sin-metamorfica (D_{2b}) che predata il primo gruppo di strutture alpine (D₃). Anche le relazioni tra stadi di crescita dei minerali e sviluppo delle foliazioni sono molto differenti rispetto a quelle registrate nella UTM del Passo Cavalcafciche.

Le miche chiare sottolineano la foliazione S₁, nei rari domini relitti in cui è preservata, o si conservano come porfiroclasti (mica bianca I) nella finissima

foliazione continua S_2 . Le miche bianche con orientazione dimensionale parallela a S_2 hanno grana finissima e mostrano estinzione ondulata o tessitura decussata nelle zone di cerniera delle micropieghe D_{2b} . Grandi porfiroblasti di mica bianca III sovraccrescono la foliazione S_2 e hanno spesso una S_1 parallela e continua con la S_0 , che ne suggerisce la crescita sincinemica con la crenulazione D_{2b} .

La biotite si ritrova in un solo campione in cui è ben preservata la foliazione S_1 , marcata prevalentemente dall'ODP di questo minerale.

Il granato si rinviene in due classi di grana e due posizioni microstrutturali ben distinte. I granati I sono porfiroblasti contenuti nei *lithon* relitti di S_1 mentre i granati S_2 sono di piccole dimensioni. La loro foliazione interna è continua con la S_2 e talvolta debolmente inflessa ai margini dei cristalli. La crescita si considera sincinemica con gli stadi finali di sviluppo di S_2 , ma pare continuare durante le fasi iniziali di D_{2b} . Successivamente vengono sostituiti prevalentemente da clorite.

Il plagioclasio si trova nei *microlithon* di S_1 ed S_2 , in quantità subordinata rispetto al quarzo (plagioclasio I), o come porfiroblasti sincinematici con la crenulazione D_{2b} (plagioclasio II - generalmente albitico).

La clorite sottolinea con la mica bianca la foliazione S_2 e ricristallizza nelle zone di cerniera delle micropieghe D_{2b} . Dove la clorite è scarsa o assente, la foliazione S_2 è marcata da opachi che in alcuni casi sottolineano una foliazione incipiente S_{2b} . Localmente grandi cristalli di opachi sono riorientati nella foliazione S_2 .

Da questi caratteri microstrutturali è possibile dedurre che la paragenesi stabile durante lo sviluppo di S_1 è:



Durante lo sviluppo della foliazione pervasiva S_2 si passa all'associazione:



Durante il micropiegamento D_{2b} cresce nuova mica bianca, il granato viene cloritizzato e si sviluppano grandi porfiroblasti di albite.

Le relazioni blastesi-deformazione qui descritte (Fig. 20) suggeriscono che, contrariamente a quanto osservato per le metapeliti a biotite, granato, cloritoide e/o staurolite dell'UTM del Passo Cavalcafciche, le tre fasi deformative D_1 , D_2 e D_{2b} si sviluppano, nelle rocce a granato \pm biotite dell'UTM dell'Aprica, in condizioni metamorfiche di facies scisti verdi; queste rocce si foliano durante D_1 a temperature sensibilmente inferiori, e registrano una fase deformativa sinmetamorfica in più. Questi argomenti fanno ragionevolmente concludere che esse appartengano ad un'unità con una storia diversa da quella avvenuta nell'UTM del Passo Cavalcafciche. L'accoppiamento tettonico tra le due UTM dev'essere avvenuto durante le fasi deformative prealpine più tardive, caratterizzate in entrambe dallo sviluppo delle paragenesi in facies scisti verdi.

	D1	D2	D 2b
Qtz	—————		
Pl	—————		Ab —————
Grt	Grt I —————	Grt II —————	
Bt*	—————		
Ms	Ms I —————	Ms II —————	Ms III —————
Chl	—————		
opachi	—————		

Fig. 20 - Successione delle associazioni di minerali stabili durante la storia deformativa (rapporti blastesi-deformazione) nelle metapeliti a Grt e rara Bt della UTM dell'Aprica; (*) la biotite si ritrova solo localmente.

2.2.1.3. - Unità tettonometamorfica di Forno Allione (Unità NEOB-D di GOSSO & SPALLA, 1999)

2.2.1.3.1. - Paragneiss a biotite e granato (LLB)

Il *fabric* dominante in queste rocce è la foliazione S_1 , discontinua, in cui i *film* a biotite, mica chiara ed opachi alternati a *lithon* costituiti da aggregati di quarzo e plagioclasio, con bordi interlobati o rettilinei, e da granato. Questi ultimi raramente preservano relitti di una foliazione più antica (S_{pre1}), definita dall'orientazione preferenziale di biotite. La foliazione S_1 è crenulata durante D_2 , ma senza lo sviluppo di una nuova foliazione di piano assiale.

I costituenti mineralogici di queste rocce sono, in ordine di abbondanza, biotite, quarzo, plagioclasio, granato, clorite, mica chiara, epidoto, ilmenite, titanite e apatite.

La mica chiara (I) ha ODP parallela a S_1 , oppure cresce in microaggregati con la clorite, a spese della biotite, dove questa viene inflessa nelle zone di cerniera delle micropieghe D_2 (mica bianca II), o si trova come sericite sul sito del plagioclasio.

L'ODP di biotite I e biotite II sottolinea rispettivamente i *film* di S_{pre1} ed S_1 . Generalmente i cristalli di biotite II sono sottili ed allungati, parzialmente trasformati in clorite e mica chiara II, dove il *fabric* D_2 è più sviluppato.

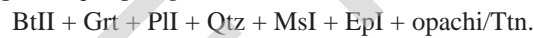
Il granato che occupa i *lithon* di S_1 , ha talvolta treni di inclusioni di titanite ed epidoto I paralleli a S_1 , e bordi netti e regolari a contatto con la biotite II; durante

D₂ viene microfratturato e le microfratture sono riempite da plagioclasio II ed epidoto II. I bordi sono talora sovraccresciuti da clorite.

Il plagioclasio, occupa i *lithon* di S₁ insieme al quarzo (plagioclasio I) e in porfiroblasti che sovraccrescono la S₁ (plagioclasio II).

Gli opachi sottolineano sia la foliazione S_{pre1} che la foliazione S₁.

Dalle relazioni microstrutturali tra minerali e *fabric* sovrapposti appena illustrate, è possibile dedurre che Bt I ed opachi marcano i *film* di S_{pre1}, mentre durante lo sviluppo di S₁ la paragenesi stabile è:



Questa associazione di minerali è compatibile con condizioni di facies scisti verdi di alta temperatura o di facies anfibolitica ad epidoto.

Durante la crenulazione D₂ si sviluppa la paragenesi:



manifestando condizioni di facies scisti verdi.

Le relazioni blastesi-deformazione qui descritte sono riassunte nella Fig. 21.

	Dpre1	D1	D 2
Qtz			
PI		PI I	PI II
Grt		Grt	
Bt	Bt I	Bt II	
Ms		Ms I	Ms II
Chl			
Ep			
Ttn			
opachi			

Fig. 21 - Successione delle associazioni di minerali stabili durante la storia deformativa (rapporti blastesi-deformazione) nei paragneiss a Bt e Grt dell'UTM Forno Allione.

2.2.1.3.2. - Metagranitoidi (LLG)

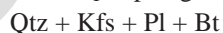
La tessitura è generalmente foliata e sono frequenti una o due foliazioni sovrapposte (S_1 ed S_2), entrambe discontinue, con quarzo, feldspato e plagioclasio nei *lithon*. I costituenti mineralogici sono quarzo, K-feldspato, plagioclasio, biotite, mica chiara, clorite, epidoto, apatite ed opachi.

Il K-feldspato ed il plagioclasio sono porfiroclasti sia in S_1 che in S_2 , talora con estinzione ondulata e subgranuli. Quando sono di piccole dimensioni costituiscono gli aggregati dei *lithon* e sono parzialmente sostituiti da sericite ed epidoto.

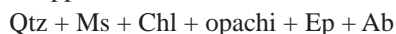
Il quarzo è talora a nastri o in domini a tessitura granoblastica, allungati parallelamente alla foliazione.

L'ODP della biotite sottolinea la foliazione S_1 , mentre la S_2 è marcata da mica chiara e clorite. La biotite è in genere parzialmente sostituita da clorite, opachi (ilmenite?) e mica chiara.

I minerali precedenti allo sviluppo di S_1 sono quarzo, feldspato, plagioclasio ed apatite. Durante la fase deformativa D_1 la paragenesi stabile è:



mentre durante D_2 si sviluppa l'associazione:



stabile in facies scisti verdi.

La sequenza di paragenesi che marcano S_1 ed S_2 nei metagranitoidi è compatibile con quelle dedotte per gli stessi *fabric* nei paragneiss a granato e biotite.

2.2.1.3.3. - Anfiboliti (LLA)

Sono rocce generalmente foliate per alternanza di composizione con livelli ricchi in anfibolo alternati a livelli ricchi in plagioclasio e/o epidoto. La foliazione litologica è deformata da due fasi di piegamento sovrapposte, in genere associate allo sviluppo di clivaggi di crenulazione. La foliazione mineralogica più antica (S_1) è marcata dall'ODP di un anfibolo di tipo orneblenda (Amp I), biotite ed epidoto I e la più recente, S_2 , è sottolineata dall'ODP di anfibolo aciculare, di tipo attinolitico (Amp II), clorite ed epidoto II. La foliazione S_2 non è pervasiva come S_1 e nei domini meno deformati da D_2 si osservano trasformazioni coronitiche sui minerali che marcano il *fabric* S_1 . Localmente S_2 ha carattere milonitico.

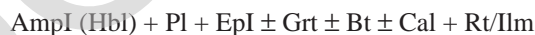
L'anfibolo I, di colore verde bottiglia, con i caratteri ottici di un'orneblenda, è in cristalli allungati di grandi dimensioni, mentre l'anfibolo II, di colore verde più chiaro, è in cristalli aciculari di piccole dimensioni. Gli anfiboli mostrano zonature complesse: in alcuni casi il nucleo mostra i caratteri ottici di un anfibolo attinolitico, con una prima corona di tipo orneblenda e un bordo esterno nuovamente di tipo attinolitico; in altri casi il nucleo è di anfibolo "verde azzurro" ed il bordo esterno di orneblenda "verde scuro".

La biotite, parzialmente cloritizzata, si osserva solo localmente, in granuli di dimensioni variabili ma con ODP sempre parallela a S_1 , oppure si trova nelle cerniere delle micropieghe D_1 .

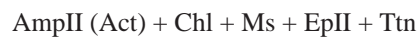
Localmente nei domini ricchi in plagioclasio ed epidoto si trovano porfiroblasti di granato, che spesso contengono una S_i , marcata da epidoto (tipo clinozoisite), parallela e continua con la $S_e (= S_1)$, che si inflette attorno ai porfiroblasti. Il plagioclasio, che occupa i *lithon* S_1 , è parzialmente sostituito da un aggregato di epidoto II e mica chiara. Rari cristalli di rutilo hanno corone di opachi (Ilm?). Gli opachi che marcano S_1 (Ilm?) sono parzialmente sostituiti da titanite dove si osserva la crenulazione D_2 .

In alcune metabasisti livelli millimetrici ricchi in carbonati di calcio, si alternano a livelli ricchi in anfibolo e livelli ricchi in quarzo. Vene di calcite intersecano ad alto angolo sia S_1 che S_2 .

Dall'analisi microstrutturale emerge che esistono relitti mineralogici di anfibolo, preservati nella foliazione S_1 , con caratteri ottici differenti che sembrano indicare composizione variabile. La foliazione di piano assiale S_1 è contemporanea alla blastesi di



che indica condizioni P-T compatibili con la facies anfibolitica ad epidoto, mentre durante D_2 i minerali stabili sono:

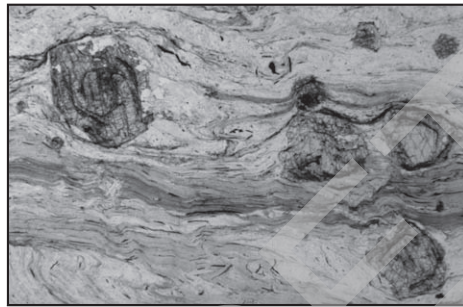


caratteristici della facies scisti verdi, coerentemente con quanto osservato nei paragneiss e nei metagranitoidi.

2.2.1.4. - Fasce cataclastiche

All'interno delle unità tettonometamorfiche del Passo Cavalcafciche e dell'Aprica, lo sviluppo di bande cataclastiche, spesso localizzate al contatto tra basamento metamorfico pre-permiano e coperture permiane (ad es. nei pressi di Foppo Alto), è posteriore alla sequenza di fasi deformative sin-metamorfiche sin qui descritte nel basamento, nella quale la S_2 rappresenta il *fabric* dominante a scala regionale, materializzato da associazioni di minerali stabili in facies scisti verdi. Queste cataclasiti sono spesso foliate e piegate durante D_3 e/o D_4 , come conferma l'analisi microstrutturale condotta in cataclasiti ed ultracataclasiti derivanti dalla deformazione di vulcaniti, arenarie/peliti o conglomerati. Nelle rocce di derivazione sedimentaria sono generalmente preservati clasti di quarzo e feldspato in una matrice fine, costituita prevalentemente da fillosilicati e con una foliazione continua S_3 . Talora i clasti sono di tormalina. Durante lo sviluppo di queste cataclasiti si formano vene di quarzo, siderite ed opachi, che vengono piegate e boudinate durante D_3 . Nelle cataclasiti che derivano da vulcaniti i clasti, spesso spigolosi, sono prevalentemente di quarzo e plagioclasio, immersi in una matrice foliata (S_3) ricca in fillosilicati a grana finissima.

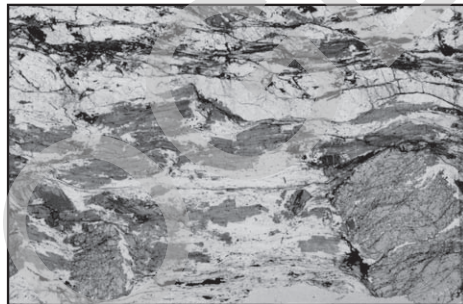
Tav. 3



*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

*Porfiroblasti di granato avvolti dalla S_2
contengono una S_1 discontinua con la S_2
(= S_2) e di configurazione complessa, che
suggerisce una crescita precinematica
rispetto a S_2 .*

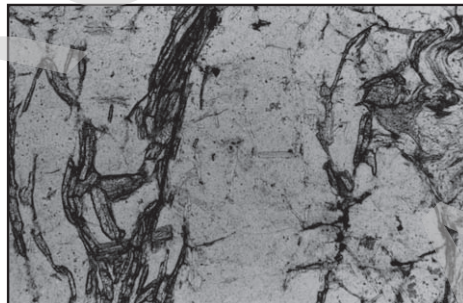
*Solo polarizzatore;
lato lungo della foto = 8 mm*



*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

*Metapelite a porfiroblasti di granato e
cloritoide, allungati parallelamente alla
foliazione S_{1a} .*

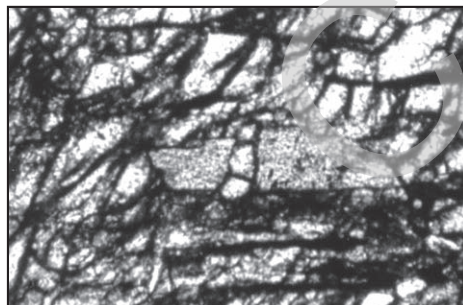
*Solo polarizzatore;
lato lungo della foto = 2 cm*



*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

*Cloritoide piegato e ricristallizzato nei
microlithon di S_{1b} .*

*Solo polarizzatore;
lato lungo della foto = 2,5 mm*

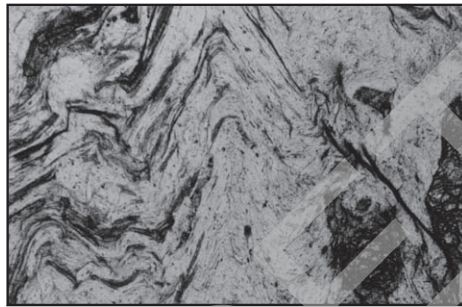


*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

*Cloritoide incluso in un porfiroblasto di
granato.*

*Solo polarizzatore;
lato lungo della foto = 0,6 mm*

Tav. 3

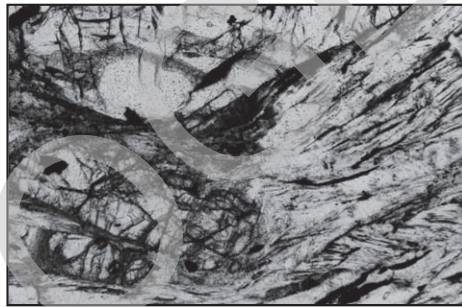


*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

Foliazione S_{1b} sottolineata da mica chiara, biotite e cloritoide microboudinato, parzialmente sovraccresciuta dai porfiroblasti di staurolite. Quest'ultima è parzialmente sostituita da clorite e mica bianca nelle cerniere delle micropieghe D_2 .

Solo polarizzatore;

lato lungo della foto = 10 mm

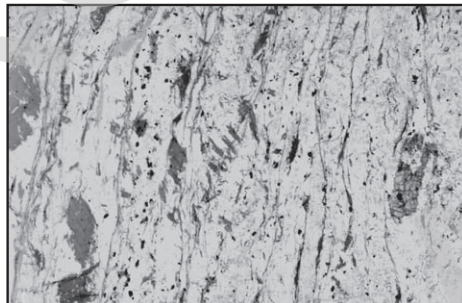


*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

Staurolite e granato parzialmente sostituiti ai bordi da clorite e mica chiara; la foliazione della matrice è la S_{1b} .

Solo polarizzatore;

lato lungo della foto = 1,5 mm

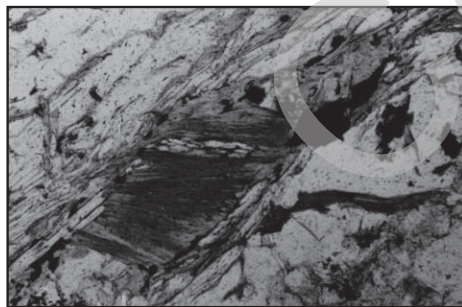


*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

Porfiroclasti di biotite e staurolite riorientati parallelamente alla S_2 , sottolineata da film ricchi in mica chiara e clorite.

Solo polarizzatore;

lato lungo della foto = 19 mm



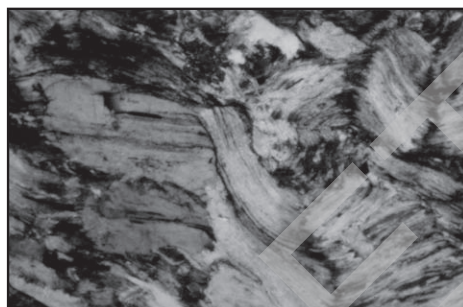
*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

Porfiroclasto di biotite, orientato dimensionalmente parallelamente a S_2 , ma con sfaldature (001) ad essa trasversali; i bordi del cristallo sono dissolti e lungo le sfaldature esso è parzialmente sostituito da clorite e subordinata mica bianca.

Solo polarizzatore;

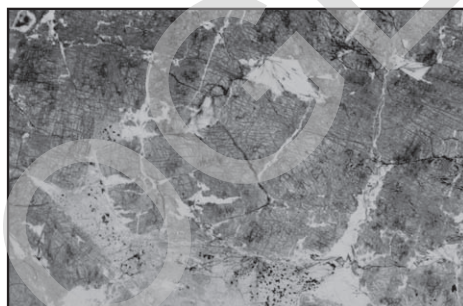
lato lungo della foto = 2 mm

Tav. 4



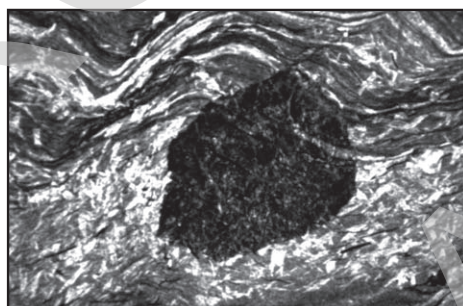
*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

*Porfiroblasto di plagioclasio albitico sin-
cinematico con il micropiegamento D₂,
come evidenziato dalla foliazione interna
(S₁), continua con quella esterna S_e (=S₁),
rettilinea al centro del cristallo e debol-
mente inflessa ai bordi. Nicol X;
lato lungo della foto = 5 mm*



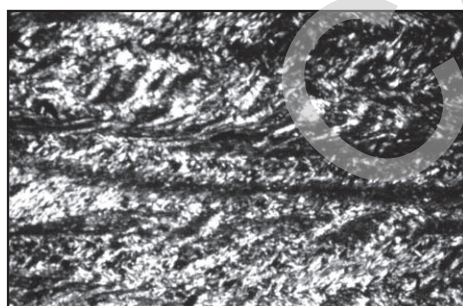
*Metapeliti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

*Peciloblasto di andalusite include mica
chiara e opachi; le vene che lo interse-
cano sono di mica chiara fine e clorite.
Solo polarizzatore;
lato lungo della foto = 3 mm*



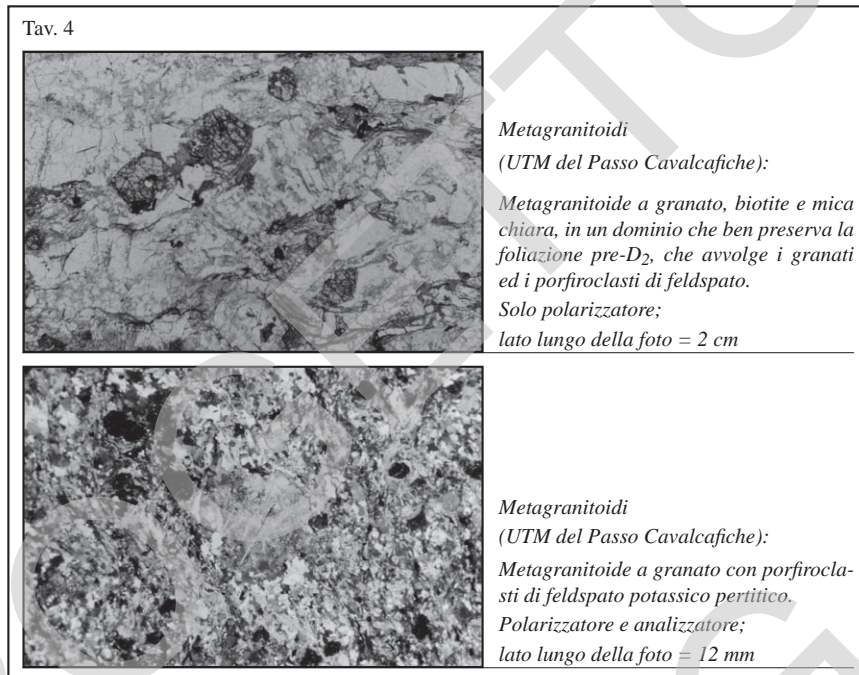
*Metapeliti a granato e rara biotite
dell'UTM dell'Aprica:*

*Porfiroblasto di granato sincinematico
con la crenulazione D_{2b}, immediatamente
a Nord della Linea del Sello. Nella
matrice vi sono mica bianca, clorite e
subordinato quarzo. Solo polarizzatore;
lato lungo della foto = 2,5 mm*



*Metapeliti a granato e rara biotite
dell'UTM dell'Aprica:*

*Figura di interferenza alla microscala,
risultato della sovrapposizione di una
crenulazione su una foliazione composita
e discontinua, del tipo clivaggio di
crenulazione. La grana dei minerali che
sottolineano il fabric più antico è molto
fine, immediatamente a Nord di Edolo.
Polarizzatore e analizzatore;
lato lungo della foto = 7 mm*



2.2.2. - Strutture alpine

La prima fase deformativa alpina, cioè che deforma sia le coperture permomesozoiche, sia il basamento metamorfico prealpino, è la D₃, responsabile di una pervasiva crenulazione nelle metapeliti del basamento o di *kink-band* o pieghe a *chevron* nei metagranitoidi e nelle rocce meno ricche in fillosilicati.

Nelle rocce della sequenza vulcano-sedimentaria permotriassica la D₃ è associata allo sviluppo di un clivaggio ardesiaco molto pervasivo nelle rocce a grana più fine, mentre nei conglomerati il clivaggio è spaziato. In alcuni casi la foliazione è così pervasiva da obliterare completamente la S₀. La S₃, nelle rocce più ricche in fillosilicati, è definita dall'isorientazione di miche chiare a grana finissima e clorite e dalla riorientazione, per rotazione passiva, delle miche detritiche più grossolane, in individui molto allungati con bordi sfrangiati. Quarzo e plagioclasio in piccoli clasti mostrano orientazione dimensionale parallela a S₃. I granuli di quarzo mostrano estinzione ondulata e bordi parzialmente dissolti (stiloliti ai margini dei cristalli). Attorno ai clasti di quarzo, plagioclasio e tormalina si trovano ombre di pressione costituite da microaggregati di quarzo, clorite e mica chiara. In alcuni casi il plagioclasio albitico ha una foliazione interna obliqua rispetto alla S₃. La sua crescita è stata interpretata come precinematica rispetto

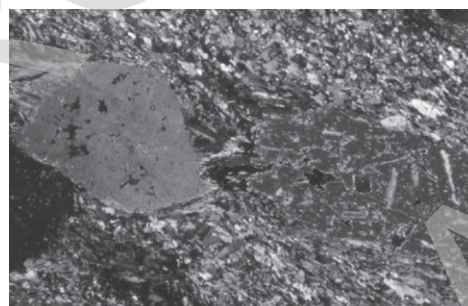
a S_3 o come sincrona con gli stadi iniziali di sviluppo del *fabric* D_3 (ALBINI *et alii*, 1994). I carbonati si osservano in aggregati nei *microlithon* o come prodotti di sostituzione del plagioclasio insieme alla sericite. Clorite, mica chiara e stilpnomelano si sviluppano lungo i piani di clivaggio S_3 . Si osservano anche come riempimento di vene, sia nelle rocce della copertura sedimentaria, sia nelle rocce del basamento metamorfico. Aggregati di clorite e stilpnomelano sovraccrescono la foliazione S_2 in alcune anfiboliti (Tavola 5).

Durante la successiva fase deformativa D_4 solo occasionalmente si differenzia un clivaggio grazie alla rotazione passiva dei fillosilicati ed alla dissoluzione per pressione, che facilita la concentrazione di miche e opachi in *film*. Dove D_4 sviluppa una semplice crenulazione le miche mostrano estinzione ondulata, talora a bande, in corrispondenza delle cerniere delle micropieghe. Non si osservano mai *kink* saturate o miche decussate. I piani di taglio D_4 sono sottolineati dalla concentrazione di sericite, carbonati e opachi.

Le vene D_5 che intersecano le strutture D_3 e D_4 sono riempite da clorite, quarzo ed opachi, nelle rocce del basamento come in quelle delle coperture.

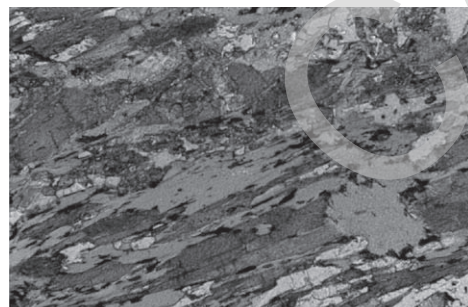
Le relazioni blastesi-deformazione descritte per le strutture alpine nelle rocce della copertura sedimentaria sono riassunte nella Fig. 22. Le associazioni di minerali coeve con D_3 suggeriscono un massimo grado metamorfico in facies scisti verdi.

Tav. 5



Metabasiti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:

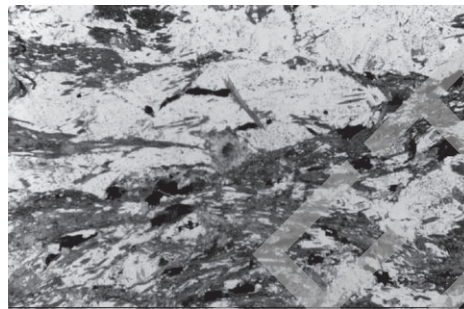
Porfiroclasti di anfibolo (Amp I) avvolti
dalla foliazione S_2 , sottolineata da anfi-
bolo (Amp II), epidoto e clorite. Nicol X;
lato lungo della foto = 14 mm



Metabasiti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:

Foliazione S_2 marcata dall'orientazione
preferenziale di anfibolo, plagioclasio e
clorite. Solo polarizzatore;
lato lungo della foto = 5 mm

Tav. 5

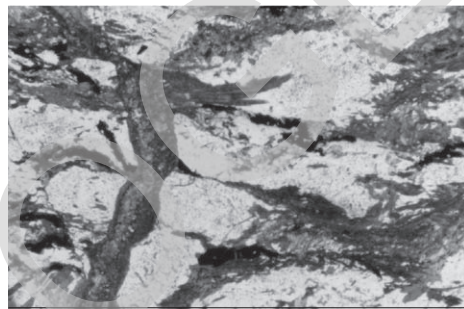


*Metabasiti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

La foliazione S_2 , evidenziata dall'orientazione preferenziale dell'anfibolo, è sovraccresciuta da aggregati radiali di stilpnomelano e clorite.

Solo polarizzatore;

lato lungo della foto = 4 mm

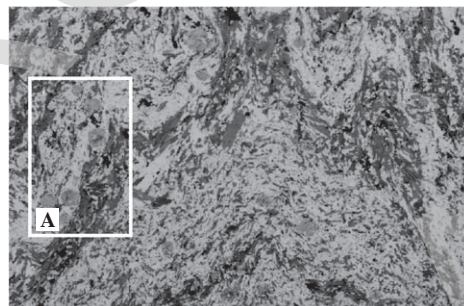


*Metabasiti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

Vena a stilpnomelano e clorite taglia la foliazione S_2 .

Solo polarizzatore;

lato lungo della foto = 4,5 mm



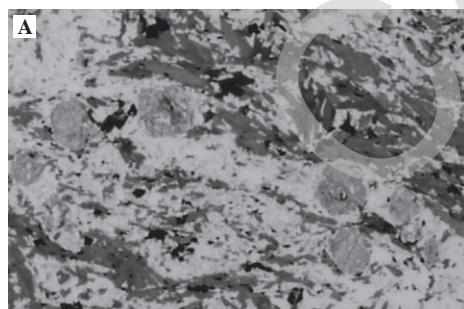
*Metabasiti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

Micropieghe D_2 a chevron deformano la foliazione S_1 , parallela al layering mineralogico. I porfiroblasti di granato sono concentrati nei livelli ricchi in plagioclasio e quarzo.

Solo polarizzatore;

lato lungo della foto = 25 mm

Il riquadro colloca il dettaglio della foto (A)



*Metabasiti dell'UTM
del Passo Cavalcafciche:*

I porfiroblasti di granato sono avvolti dalla foliazione S_1 , non hanno foliazione interna e talora includono ilmenite.

Solo polarizzatore;

lato lungo della foto = 9 mm

Particolare dell'immagine precedente (A)

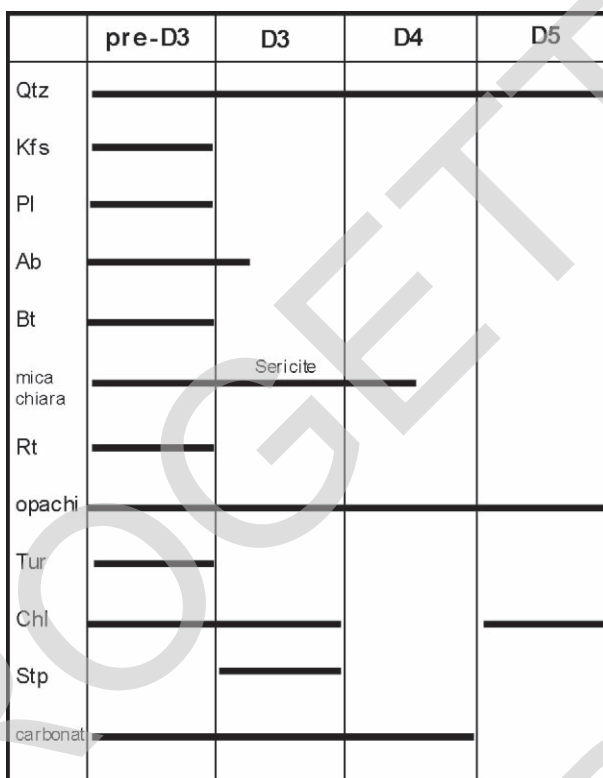


Fig. 22 - Successione delle associazioni di minerali stabili durante la storia deformativa (rapporti blastesi-deformazione) nelle rocce della copertura permo-triassica (da ALBINI et alii, 1994, ridisegnato).

2.2.3. - Composizione chimica dei minerali

Le analisi quantitative della composizione chimica dei minerali delle metapeliti, dei metagranitoidi e delle metabasiti sono state eseguite con una microsonda elettronica dotata di un sistema automatizzato WDS-EDS (ARL-SEM-Q and TRACOR NORTHERN 5600), con quattro spettrometri mobili e due fissi, in dotazione al CNR-IDPA ed operante presso il Dipartimento di Scienze della Terra "Ardito Desio" dell'Università degli Studi di Milano. Il voltaggio di accelerazione è stato di 15kV, la corrente di campione di 20nA; come standard sono stati utilizzati silicati ed ossidi naturali. I dati d'intensità dei RX secondari sono stati convertiti in percentuali in peso dell'ossido usando una procedura ZAF. La formula proporzionale dei minerali è stata calcolata usando il software MINTAB (ROCK & CARROL, 1990) eccetto che per l'anfibolo, la cui formula è stata calcolata usando il software AMPH-IMA (MOGESSIE *et alii*, 2001): il contenuto di Fe³⁺ è stato calcolato per il granato, mentre per tutti gli altri minerali contenenti ferro Fe^{tot} si è assunto come Fe²⁺, a causa della presenza di ilmenite e più raramente

grafite. Il rapporto stechiometrico degli elementi è basato su 22 O per biotite e mica chiara, su 12 O per granato e cloritoide, su 23 O per l'anfibolo, su 8 O per il plagioclasio e su 46 O per la staurolite. Le analisi rappresentative dei differenti minerali sono espone in Tabella 2.

Le miche chiare hanno rivelato un contenuto di Al^{tot} compreso tra 4,74 e 5,87 a.p.u.f. (= atomi per unità di formula) e un contenuto in $Ti \leq 0,04$ a.p.u.f. Le miche chiare con il più alto contenuto di Si^{4+} sono quelle che sottolineano la foliazione pre- D_2 nei metagranitoidi e la S_{1a} nelle metapeliti a cloritoide (Fig. 23). Le miche allineate parallelamente alla S_{1b} , nelle metapeliti a staurolite, hanno un contenuto di $Si^{4+} \leq 6,2$ a.p.u.f. a causa del controllo esercitato dall'alto contenuto in Pg ($\geq 20\%$) sullo scambio Tschermak. In tutte le miche chiare analizzate il contenuto di margarite non supera mai il 2,5%. Il contenuto di Si^{4+} varia in funzione del sito microstrutturale occupato dalle miche; sia nei metagranitoidi, sia nelle metapeliti a Clid esso decresce nelle miche sin- S_2 rispetto alle miche che sottolineano i *fabric* precedenti (Fig. 23).

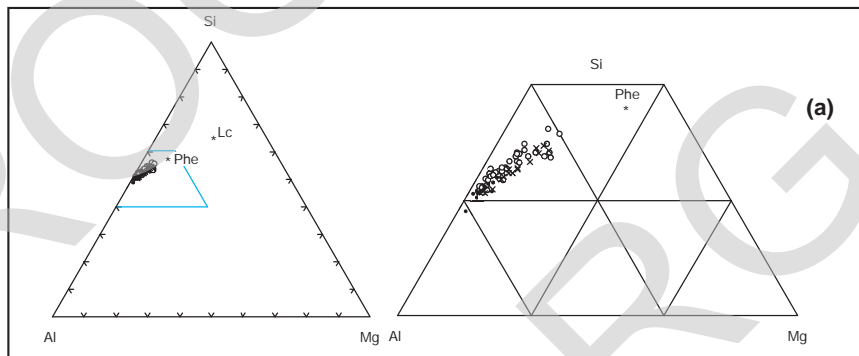


Fig. 23a - Le miche chiare sin- D_1 delle metapeliti a cloritoide (=cerchi vuoti) e dei metagranitoidi (= croci) mostrano un contenuto in Si^{4+} (a.p.u.f.) più elevato rispetto alle miche chiare sin- D_{1b} delle metapeliti a staurolite (= cerchi pieni); in quest'ultimo caso la sostituzione celadonitica è controllata dall'alto contenuto in paragonite (=Pg) della mica chiara. Gli asterischi indicano le composizioni di fengite (Phe) e leucofillite (Lc).

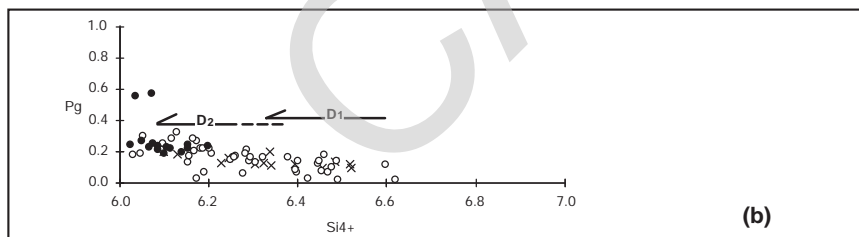


Fig. 23b - Evoluzione della composizione delle miche chiare che sottolineano i *fabric* D_1 e D_2 nelle metapeliti e nei metagranitoidi; i valori sono indicativi per i metagranitoidi e le metapeliti a cloritoide.

La biotite è Fe-biotite (FOSTER, 1960; GUIDOTTI *et alii*, 1975) e nelle metapeliti a St e nei metagranitoidi ha un più elevato contenuto di Mg rispetto alle metapeliti a Cld (Fig. 24). Il contenuto in Ti, che secondo Schreurs (1985) è un buon indicatore della temperatura nelle metapeliti, è più elevato nelle metapeliti a St (0,20-0,30 a.p.u.f.) che in quelle a Cld ($\leq 0,20$ a.p.f.u.). Ciò indica che durante lo sviluppo di S_{1b} vi è stato un incremento della temperatura, rispetto ad S_{1a}.

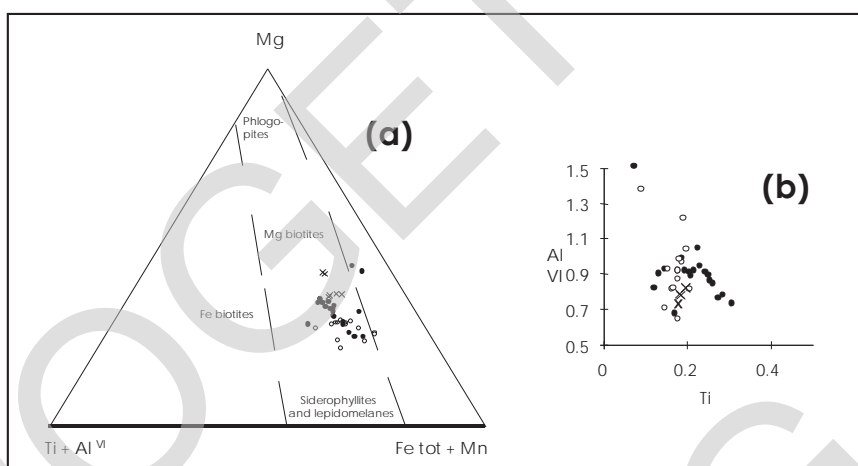


Fig. 24a - Le biotiti giacciono nel campo delle Fe-biotiti nel diagramma ternario della biotite (Foster, 1960; Guidotti *et alii*, 1975). Cerchi vuoti = Bt delle metapeliti a Cld; cerchi neri = Bt delle metapeliti a St; croci = Bt dei metagranitoidi.

Fig. 24b - Maggiore contenuto in Ti e minore contenuto in Al^{VI} nelle Bt delle metapeliti a St.

Il granato delle metapeliti a Cld mostra una zonatura asimmetrica (Fig. 25). I contenuti più bassi in Mn e più alti in Ca ed Mg caratterizzano i granati delle metapeliti a St. La diminuzione del rapporto Fe/Mg nei granati delle metapeliti a St rispetto a quelli delle metapeliti a Cld suggerisce un aumento di T di più di 100°C, partendo da valori di ~525°C in accordo con SPEAR & CHENEY (1989). Questa indicazione ben si accorda con quella fornita dalla variazione del contenuto in Ti delle biotiti. Nei metagranitoidi il granato è più ricco in Ca e Fe²⁺ che nelle metapeliti. Il nucleo di questi granati è più ricco in Ca e Mn rispetto ai bordi e l'alto contenuto in Grs è incompatibile con un'origine ignea dei granati pre-D₂ (MILLER & STODDARD, 1981), coerentemente con quanto suggerito dalla presenza di una foliazione interna troncata al nucleo dei cristalli.

La staurolite è leggermente zonata e l' $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe)$ decresce dal nucleo verso i bordi. Le stauroliti dei campioni che contengono anche cloritoide sono meno ricche in Al (Fig. 26). Il contenuto di Zn varia da 0,22 a 0,43 a.p.u.f. Nel cloritoide il rapporto $X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe+Mn)$ varia da 0,10 a 0,20. Il cloritoide, preservato come relitto nelle metapeliti con St, mostra un più elevato X_{Mg} (Fig. 26).

Tab. 2 - *Analisi chimiche rappresentative dei minerali delle metapeliti, dei metagranitoidi e delle metabasiti. $X_{Mg} = 100 Mg/(Mg+Fe)$.*

Minerale: rocce:	Granato			Biotite		
	metapeliti a Cld	metapeliti a St	metagranitoidi	metapeliti a Cld	metapeliti a St	metagranitoidi
MgO	1,28	1,29	0,86	2,47	0,62	1,57
C ₂ O ₃	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO ₂	37,03	37,20	37,39	37,26	37,25	37,77
TiO ₂	0,01	0,07	0,11	0,09	0,17	0,03
FeO	37,50	28,36	28,93	35,06	19,64	29,73
Al ₂ O ₃	20,42	20,76	21,21	21,24	21,13	21,42
CaO	1,85	3,56	8,58	3,62	10,56	9,29
MnO	2,44	9,50	2,98	0,32	10,20	0,23
Total	100,58	100,80	100,07	100,06	99,70	100,04
Si	3,008	2,997	2,998	2,994	2,987	3,005
AlIV	0,000	0,003	0,002	0,006	0,013	0,000
AlVI	1,955	1,968	2,003	2,005	1,984	2,009
Fe ₃	0,028	0,028	-	-	0,021	-
Fe ₂	2,520	1,883	1,940	2,356	1,297	1,978
Mg	0,155	0,155	0,103	0,296	0,074	0,186
Ca	0,161	0,307	0,737	0,312	0,907	0,792
Ti	0,001	0,004	0,007	0,005	0,010	0,002
Mn	0,168	0,648	0,202	0,022	0,693	0,016
Cr	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Alm	0,838	0,629	0,650	0,789	0,437	0,666
Pyr	0,052	0,052	0,035	0,100	0,025	0,063
Grs+Adr	0,054	0,103	0,247	0,104	0,305	0,266
Sps	0,056	0,216	0,068	0,007	0,233	0,005
MgO	6,90	7,07	8,21	8,69	8,94	10,69
SiO ₂	35,15	35,80	36,20	36,59	35,69	36,12
Na ₂ O	0,19	0,22	0,15	0,15	0,13	0,25
TiO ₂	1,78	1,63	2,68	2,46	1,73	1,59
FeO	23,09	23,62	21,33	19,96	21,09	19,20
Al ₂ O ₃	20,63	19,94	19,02	19,18	18,82	18,77
K ₂ O	8,84	8,76	9,58	9,68	9,57	8,99
CaO	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00
MnO	0,08	0,06	0,08	0,05	0,10	0,04
Total	96,66	97,11	97,25	96,77	96,07	95,65
Si	5,335	5,415	5,438	5,483	5,432	5,449
AlIV	2,665	2,585	2,562	2,517	2,568	2,551
AlVI	1,296	0,969	0,805	0,871	0,808	0,787
Fe ₂	2,931	2,988	2,680	2,501	2,685	2,423
Mg	1,561	1,594	1,839	1,941	2,029	2,404
Ca	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000
Na	0,056	0,065	0,044	0,044	0,038	0,073
K	1,712	1,690	1,836	1,851	1,858	1,730
Ti	0,203	0,185	0,303	0,277	0,198	0,180
Mn	0,010	0,008	0,010	0,006	0,013	0,005
X _{Mg}	34,755	34,793	40,693	43,697	43,041	49,812

Tab. 2 - *segue*

Minerale:	Miche chiare												
	metapeliti a Cld				metapeliti a St				metagranitoidi				
rocce:	1,90	2,51	1,23	1,00	1,11	0,50	0,58	0,50	0,20	0,30	2,22	1,61	1,00
MgO	50,83	50,39	49,29	48,70	48,14	47,17	46,71	46,55	46,81	47,27	50,00	47,70	46,11
SiO ₂	0,85	0,09	1,30	0,82	1,18	1,46	1,77	1,81	4,38	4,50	0,53	0,68	1,03
Na ₂ O	0,25	0,37	0,24	0,19	0,24	0,25	0,34	0,25	0,23	0,16	0,34	0,37	0,34
TiO ₂	3,09	3,71	2,60	3,03	2,34	1,27	0,81	0,76	0,63	0,67	2,88	1,83	1,56
FeO	31,20	30,64	32,75	36,46	33,20	35,84	37,52	38,49	38,58	38,38	32,32	34,35	36,48
Al ₂ O ₃	9,48	7,85	9,06	7,06	9,30	9,33	8,35	8,13	5,20	4,96	8,58	8,97	8,10
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,19	0,07	0,12	0,00	0,08	0,00
CaO	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,04	0,00
MnO	97,60	95,58	96,48	97,27	95,52	95,84	96,08	96,68	96,12	96,38	96,88	95,63	94,62
Total	6,598	6,620	6,459	6,248	6,379	6,204	6,086	6,022	6,035	6,070	6,495	6,280	6,104
Si	1,402	1,380	1,541	1,752	1,621	1,796	1,914	1,978	1,965	1,930	1,505	1,720	1,896
Al IV	3,371	3,364	3,517	3,761	3,564	3,760	3,848	3,891	3,897	3,879	3,443	3,610	3,796
Al VI	0,335	0,408	0,285	0,325	0,259	0,140	0,088	0,082	0,068	0,072	0,313	0,201	0,173
Fe ₂	0,368	0,492	0,240	0,191	0,219	0,098	0,113	0,096	0,038	0,057	0,430	0,316	0,197
Mg	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,026	0,010	0,017	0,000	0,011	0,000
Ca	0,214	0,023	0,330	0,204	0,303	0,372	0,447	0,454	1,095	1,120	0,133	0,174	0,264
Na	1,570	1,316	1,515	1,156	1,572	1,566	1,388	1,342	0,855	0,813	1,422	1,506	1,368
K	0,024	0,037	0,024	0,018	0,024	0,025	0,033	0,024	0,022	0,015	0,033	0,037	0,034
Ti	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001	0,004	0,000
Mn	52,292	54,669	45,750	37,040	45,817	41,239	56,072	53,976	36,139	44,388	57,879	61,064	53,330
Xmg													

Tab. 2 - *segue*

Minerale: rocce:	Plagioclasio			Anfiboli		Cloritoido		Staurolite			
	metapeliti a.Cid	metapeliti a.St	metagra- nitoidi	metabasiti							
MgO	0,00	0,01	0,02	0,03	SiO ₂	46,950	43,560	MgO	2,68	0,40	0,92
SiO ₂	63,48	60,39	62,93	67,59	TiO ₂	0,120	0,370	Cr ₂ O ₃	0,03	0,07	0,06
Na ₂ O	10,13	7,72	9,60	11,13	Al ₂ O ₃	6,740	12,300	SiO ₂	23,86	24,53	24,8
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,01	Cr ₂ O ₃	0,020	0,000	TiO ₂	0,00	0,02	0,04
FeO	0,11	0,08	0,13	0,09	MnO	0,460	0,230	FeO	25,86	25,62	24,05
Al ₂ O ₃	22,70	25,54	22,98	20,50	FeO	22,990	19,700	Al ₂ O ₃	42,08	41,65	41,86
K ₂ O	0,07	0,09	0,11	0,04	MgO	8,880	8,200	MnO	0,23	0,25	0,73
CaO	3,34	6,21	4,39	1,20	CaO	10,440	11,140	Total	93,96	94,11	94,43
MnO	0,00	0,00	0,02	0,00	Na ₂ O	1,090	1,740	Si	1,950	1,997	2,006
Total	99,83	100,04	100,18	100,64	K ₂ O	0,380	0,460	Al	4,053	3,996	3,977
Si	2,812	2,681	2,786	2,943	Total	98,080	97,700	Fe ₂	1,767	1,744	1,621
Al	1,185	1,336	1,199	1,052	Si	7,135	6,582	Mg	0,231	0,239	0,338
Fe ₂	0,004	0,003	0,005	0,003	Al	1,207	2,190	Ti	0,000	0,001	0,002
Mg	0,000	0,001	0,001	0,002	Ti	0,014	0,042	Mn	0,016	0,017	0,050
Ca	0,158	0,295	0,208	0,056	Cr	0,003	0,000	Cr	0,002	0,005	0,004
Na	0,870	0,664	0,824	0,940	Mg	2,011	1,847	Xmg	11,581	12,055	17,238
K	0,004	0,005	0,006	0,002	Fe ₂₊	2,921	2,489				
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	Mn	0,059	0,029				
Albite	84,264	68,862	79,350	94,167	Ca	1,700	1,803				
Anorthite	15,353	30,610	20,052	5,610	Na	0,321	0,509				
Orthoclase	0,383	0,528	0,598	0,223	K	0,074	0,089				

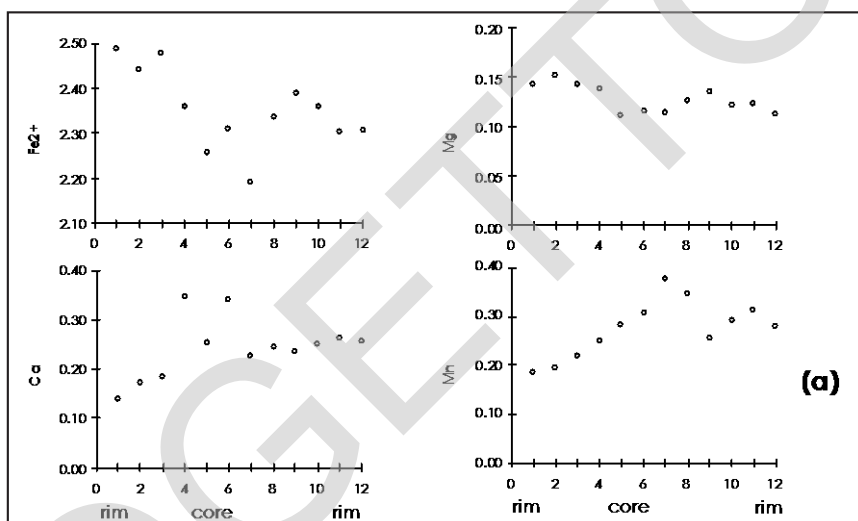


Fig. 25a - Zonatura composizionale asimmetrica da bordo a bordo nei granati compresi nei microlithon di S_{1a} nelle metapeliti a Cld (cerchi vuoti).

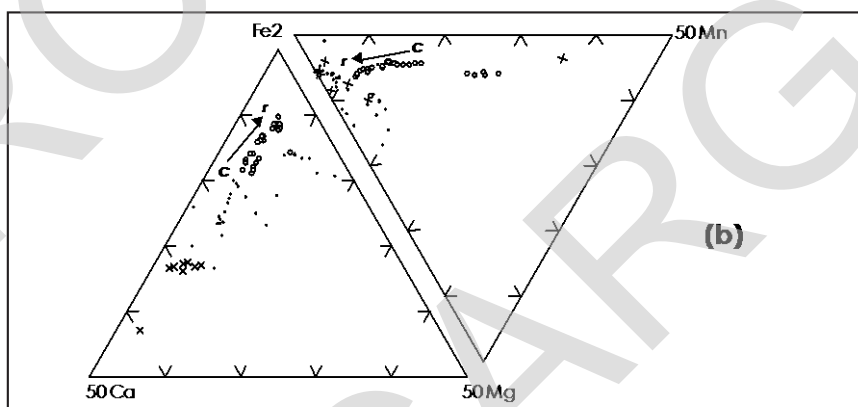


Fig. 25b - Variazioni composizionali del granato nelle metapeliti a Cld, a St (cerchi neri) e nei metagranitoidi (croci); "c" ed "r" si riferiscono rispettivamente a nucleo e bordo del granato nelle metapeliti a Cld.

Il plagioclasio mostra il più elevato contenuto di An (~0,30) nelle metapeliti a staurolite (Fig. 27), mentre il Pl sincinematico con D_2 ha un X_{An} più basso (compreso tra 0,12 e 0,05). Nelle metapeliti a Cld il contenuto di An è $\leq 0,15$, mentre nei metagranitoidi è ~0,20. Nelle anfiboliti il Pl relitto nella foliazione S_1 è Ab; va sottolineato che per le metabasiti sono state eseguite analisi solo su due campioni e quindi il risultato non è rappresentativo come per le altre rocce.

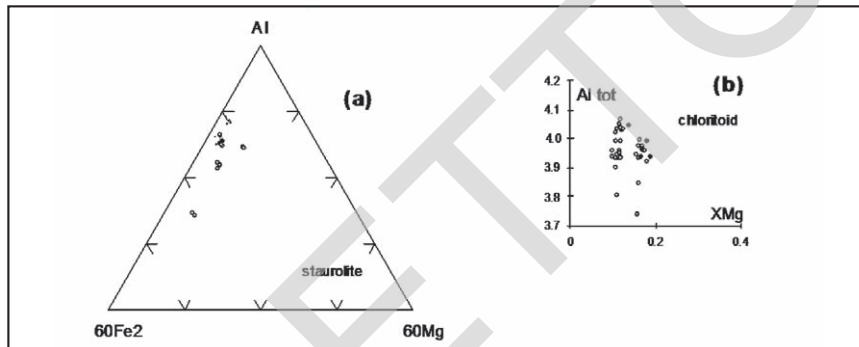


Fig. 26 - Variazioni composizionali della staurolite (a) e del cloritoide (b) nelle metapeliti. Cerchi vuoti = metapeliti a cloritoide; cerchi neri = metapeliti a staurolite.

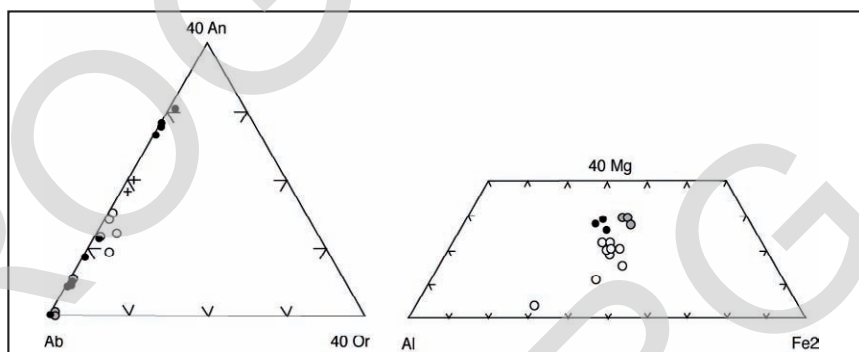


Fig. 27 - Variazioni della composizione di plagioclasio e clorite nelle metapeliti a *St* (cerchi neri) e a *Cld* (cerchi vuoti), nei metagranitoidi (croci) e nelle anfiboliti (cerchi grigi). Il plagioclasio nelle metapeliti a *St* sincinematico con D_{1b} è più ricco in An dei porfiroblasti sin- D_2 (≤ 10).

La clorite ha un X_{Mg} che varia tra 0,22 e 0,35 nelle metapeliti, mentre sale a 0,57 nelle metabasiti. Il contenuto di Si varia tra 4,80 e 5,70; i valori più elevati si sono osservati nelle anfiboliti. L'ilmenite contiene MnO (1,14-4,05) ed i valori più elevati caratterizzano le ilmeniti delle metapeliti a cloritoide. I più elevati valori di MgO (~0,35) si osservano nelle ilmeniti degli scisti a clorite.

Sono state eseguite alcune analisi su anfiboli provenienti da campioni di una sola località e su anfiboli riorientati parallelamente ad una foliazione pre- D_2 . Le analisi sono quindi state eseguite su anfiboli di prima generazione (Amp I) che mostrano una variazione di composizione dal nucleo al bordo. La composizione varia da Ferro-edenite a Ferroneblenda (LEAKE *et alii*, 1997). I bordi mostrano un più alto contenuto in Al^{tot} ed in Ti. Na (A) e Na(M4) aumentano dal nucleo al bordo dei cristalli ed il contenuto in Mg varia da 1,80 a 2,12 a.p.u.f. (Fig. 28).

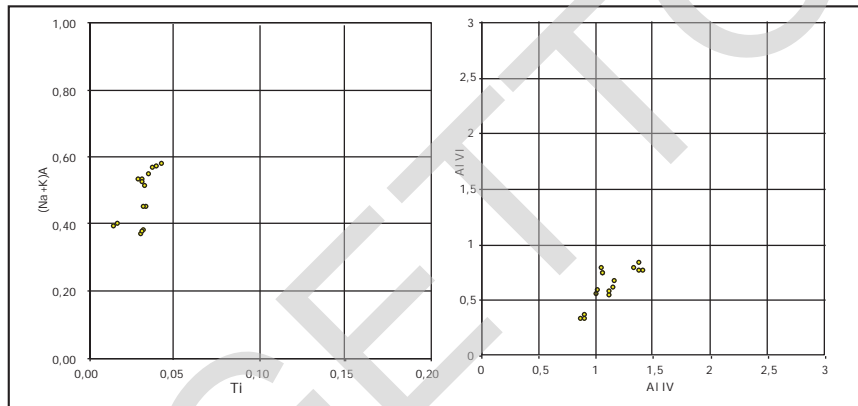


Fig. 28 - Gli anfiboli sono zonati e il contenuto di Ti e di Al cresce dal nucleo al bordo.

2.2.4. - Evoluzione tettonica e ambienti metamorfici

Come si è visto, nelle rocce sin qui descritte è possibile ricostruire una storia deformativa polifasica associata, nel basamento metamorfico pre-permiano, a un'evoluzione metamorfica disomogenea nelle metapeliti. Tale disomogeneità permette di individuare porzioni di questo basamento appartenenti a differenti tipi di unità tettono-metamorfiche all'interno della stessa unità litostratigrafica, nota in letteratura come "Scisti di Edolo", che tradizionalmente raggruppa tutte le metapeliti del basamento delle Alpi Meridionali (BELTRAMI *et alii*, 1971; CASTELLARIN, 1981; GANSSER & PANTIČ, 1988), come già suggerito da SPALLA & GOSSO (1999). La prima unità tettono-metamorfica (*UTM del Passo Cavalcafciche*) contiene prevalentemente metapeliti a granato, biotite, cloritoide e staurolite, metagranitoidi, quarziti e in misura minore metabasiti e rari marmi; ha registrato un'evoluzione metamorfica in facies anfibolitica a epidoto, facies anfibolitica e successivamente in facies scisti verdi durante lo sviluppo dei tre gruppi di geometrie sovrapposte (D_{1a} , D_{1b} e D_2) e corrisponde all'unità NEOB-A del "tipo II" del basamento Sudalpino individuato da SPALLA & GOSSO (1999). Il secondo tipo di unità tettono-metamorfica (*UTM dell'Aprica*) è costituito da metapeliti e quarziti, ha registrato un'evoluzione metamorfica interamente in facies scisti verdi durante lo sviluppo dei *fabric* sovrapposti D_1 , D_2 e D_{2b} e, come già detto, è suddivisa in due porzioni, una a Nord e una a Sud della UTM del Passo Cavalcafciche (la prima immediatamente a Sud della Linea Insubrica, NEOB-B, la seconda tra i metagranitoidi del Palone di Sopressà e la Linea del Sellero, NEOB-C, entrambe del "tipo III" del basamento Sudalpino secondo SPALLA & GOSSO, 1999). L'*unità tettono-metamorfica di Forno Allione* mostra una evoluzione strutturale e metamorfica che, seppure dedotta qualitativamente, appare differente dai due tipi precedenti e da quelli sinora descritti nel basamento orobico (SPALLA & GOSSO, 1999). Infatti

in questa unità la prima fase deformativa D_1 si sviluppa in condizioni metamorfiche di facies anfibolitica ad epidoto e la riequilibrio successiva in facies scisti verdi, avviene durante D_2 . Manca in questa unità la riequilibrio in facies anfibolitica che caratterizza le unità di “tipo I e II” delle Alpi Meridionali centrali. L'evoluzione metamorfica della UTM del Passo Cavalcafciche (NEOB-A) è stata ricostruita da SPALLA *et alii* (1999): le stime delle condizioni di pressione (P) e temperatura (T) per le paragenesi che si sono sviluppate durante D_{1a} e D_{1b} evidenziano una transizione da $T= 480-540^\circ\text{C}$ a $T= 570-660^\circ\text{C}$ associata con un debole incremento di P da 0,7-0,9 GPa a 0,8-1,1 kbar GPa. La deformazione D_2 coincide con una riequilibrio in facies scisti verdi con $T < 400-550^\circ\text{C}$ e $P < 0,3-0,4$ GPa (Fig. 29, Tabella 3). Non sono disponibili età sui minerali in questo settore del basamento cristallino orobico, ma per compatibilità termica con le altre unità allo stadio D_{1b} può essere attribuita un'età minima di ~330 Ma (SPALLA & Gosso, 1999). I depositi continentali permiani, in non-conformità sul basamento cristallino, impongono un'età minima di 295 Ma per l'esumazione delle rocce metamorfiche appartenenti a questa unità. Questa evoluzione tettonica e metamorfica può essere interpretata come la conseguenza dell'esumazione di queste rocce metamorfiche da una profondità di ~35 km, successiva alla subduzione ed alla collisione continentale paleozoiche, in armonia con quanto già descritto in altre unità della catena varisca europea (SPALLA *et alii*, 1999).

Le altre unità mostrano un'evoluzione che si compie o completamente in facies scisti verdi o in facies anfibolitica ad epidoto seguita dalla facies scisti verdi (Tabella 3) e la cui evoluzione metamorfica e deformativa è stata rappresentata qualitativamente sui diagrammi P-T di Fig. 29, sulla base delle paragenesi sincrone con i *fabric* successivi. Le due porzioni dell'UTM dell'Aprica (NEOB-B

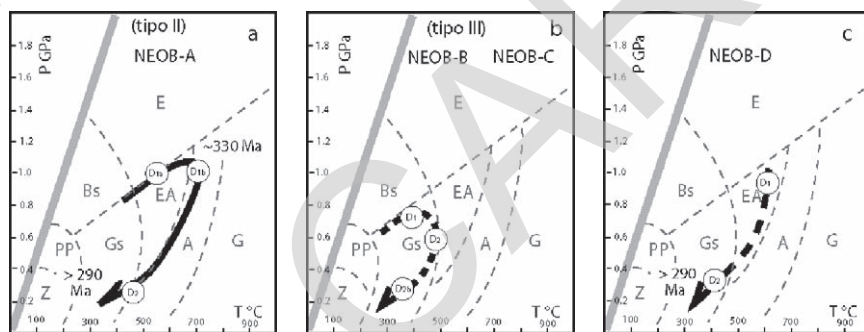


Fig. 29 - Percorso PTdt (a, tratto continuo) ed evoluzione metamorfica qualitativa (b, c, tratto discontinuo) per le unità tettono-metamorfiche di tipo II e III (da Spalla & Gosso, 1999) che costituiscono il basamento metamorfico del Foglio Malonno ed evoluzione metamorfica qualitativa che si può dedurre dall'analisi microstrutturale per l'unità Forno Allione. Sono indicate le facies metamorfiche: Z, f. delle zeoliti; PP, f. della prehnite-pumpellyite; GS, f. scisti verdi; EA, f. anfibolitica a epidoto; A, f. anfibolitica; G, f. delle granuliti; BS, f. degli scisti blu; E, f. eclogitica.

Tab. 3 - Evoluzione metamorfica e stime P-T delle unità tettonometamorfiche riconosciute nel basamento metamorfico delle Alpi Meridionali.

unità tettono-metamorfiche	unità lito-stratigrafiche	“Scisti di Edolo”	stime P-T	età
Tipo II	NEOB-A (UTM del Passo Cavalcafciche)	sin-D_{1a} = Cld, BtI, MsI, GrtI, Pl, Qtz (f. <i>amfibolitica a epidoto</i>)	T = 480-540°C P = 0,7-0,9 GPa	-
		sin-D_{1b} = St, BtII, MsII, GrtII, Pl, Qtz (f. <i>amfibolitica</i>)	T = 570-660°C P = 0,8-1,1 GPa	≥ 330 Ma
		sin-D₂ = MsIII, ChI, Ab, Qtz, ±Ep, ±BtIII, ±GrtIII (f. <i>scisti verdi</i>)	T < 400-550°C P < 0,3-0,4 GPa	≥ 295 Ma
Tipo III	NEOB-B NEOB-C (UTM dell'Aprica)	sin-D₁ = Qtz, MsI, ChII, Pl, Grt I, ± BtI (f. <i>scisti verdi</i>)	-	-
		sin-D₂ = Qtz, Ms, GrtII, ChII, Pl (f. <i>scisti verdi</i>)	-	-
		sin-D_{2b} = Qtz, Ms, ChIII, PIII, ± GrtII (f. <i>scisti verdi</i>)	-	-
	NEOB-D (UTM di Forno Allione)	sin-D₁ = BtII, Grt, PII, Qtz, MsI, EpI, opachi/Ttn (f. <i>amfibolitica a epidoto</i>) sin-D₂ = ChI, Qtz, MsII, EpII, PIII, opachi (f. <i>scisti verdi</i>)		

e NEOB-C) sono allungate in direzione NO-SE in fasce potenti al massimo 8-10 km. Le rocce che mostrano questa impronta tettono-metamorfica rappresentano unità varisiche sopracrostali accoppiatesi tettonicamente alle unità del “tipo II” in condizioni di facies scisti verdi. Le rocce dell’*UTM Forno Allione* non registrano gli effetti termici della collisione varisica (riequilibrio in facies amfibolitica), ma dopo l’impronta metamorfica in facies amfibolitica ad epidoto, interpretabile come l’effetto dell’ispessimento crostale eo-varisico, la decompressione è associata ad un decremento di temperatura.

Le cataclasiti che spesso si sviluppano al contatto tra le rocce del basamento metamorfico e le coperture permiane, testimoniano la tettonica distensiva che accompagna le fasi finali di denudamento della catena varisica, contemporanea con la formazione dei bacini continentali permiani (ALBINI *et alii*, 1994; CADEL *et alii*, 1996).

Per quanto riguarda l'evoluzione strutturale alpina si sottolinea che in quest'area, a differenza di quanto rilevato in aree adiacenti, i *fabrics* alpini sono associati allo sviluppo di nuovi minerali nelle rocce della copertura sedimentaria permo-mesozoica. Le associazioni sono di grado metamorfico molto basso e sono compatibili con l'ispessimento crostale costruito tettonicamente dai sovrascorri-menti eo- e meso-alpini, che predatano il magmatismo oligo-miocenico.

PROGETTO
CARGO

VI - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATIVA

1 - QUADRO DELLE ATTIVITÀ ESTRATTIVE

(A CURA DI F. RODEGHIERO)

1.1. - PREMESSA

Per la quasi totalità si tratta di attività pregresse, che hanno rivestito una certa importanza nel XIX e XVIII secolo, ma che attualmente, non hanno più alcuna rilevanza economica.

Viene proposta una suddivisione in:

- Minerali metallici
- Minerali industriali
- Rocce ornamentali e da costruzione

1.2. - TIPOLOGIE DEI GIACIMENTI

Si tratta di depositi sia di tipo filoniano discordante che *stratabound*, sotto forma di banchi o sacche concordanti con la stratificazione della roccia ospite.

Sono presenti concentrazioni di:

1.2.1. - Minerali metallici

FERRO: prevalente siderite, ma anche ematite e goethite, in ganga sia carbonatica che quarzoso-silicatica; corpi sia *stratabound* che filoniani.

PIRITE CON SOLFURI MISTI: associazioni sovente polimetalliche, con minerali di piombo (galena), zinco (blenda), rame (calcopirite, tetraedriti), argento, bismuto, arsenico, in ganga prevalentemente quarzosa; corpi prevalentemente di tipo filoniano.

URANIO: prevalente pechblenda in ganga silicatica idrotermale *stratabound*.

1.2.2. - Minerali industriali

FLUORITE: in ganga quarzosa e in ganga carbonatica, in associazione con solfuri misti; corpi sia filoniani che *stratabound*.

BARITE: o pura o in ganga carbonatica; corpi sia filoniani che *stratabound*.

ANIDRITE, GESSO: in corpi o ammassi stratiformi.

1.2.3. - Rocce ornamentali e per edilizia

BRECCE DOLOMITICHE, CALCARI, ARENARIE: in corpi lentiformi o stratificati.

1.3. - POSIZIONE STRATIGRAFICA E UBICAZIONE DEI DEPOSITI

Tenuto conto che soprattutto i corpi filoniani possono essere a contatto per faglia simultaneamente con vari termini della serie, in estrema sintesi vale quanto segue (Fig. 30 e Fig. 31).

1.3.1. - Minerali metallici

FERRO: basamento cristallino sudalpino, vulcanite del M. Cagianca (vulcanico), Verrucano Lombardo, Servino.

Ubicazione: Val di Scalve (Pso Manina, Barzesto, Schilpario, Cimalbosco), Val Paisco (Garzeto, Gavier, Traversagna, Medel-Val di Scala), Val Camonica (Malonno, Costa delle Blese, Presabona, Val Brandet, Valle di Campovecchio, Valtellina (Val di Arigna).

PIRITE CON SOLFURI MISTI: basamento cristallino sudalpino, plutoniti tardo-erciniche, formazione del Pizzo del Diavolo.

Ubicazione: Val Camonica (Carona, Cortenedolo - Corteno Golgi, Forno Allione, Piz Tri), Val Paisco (Loveno).

URANIO: al contatto (tettonico) tra basamento cristallino sudalpino e depositi permiani sovrastanti (vulcanite del M. Cabianca, f. del Pizzo del Diavolo, Verrucano Lombardo).

Ubicazione: segnalazioni e manifestazioni oggetto di ricerche minerarie. Val Seriana (Val Cerviera), Val Belviso-Lago Belviso, Val Paisco (Gaviera).

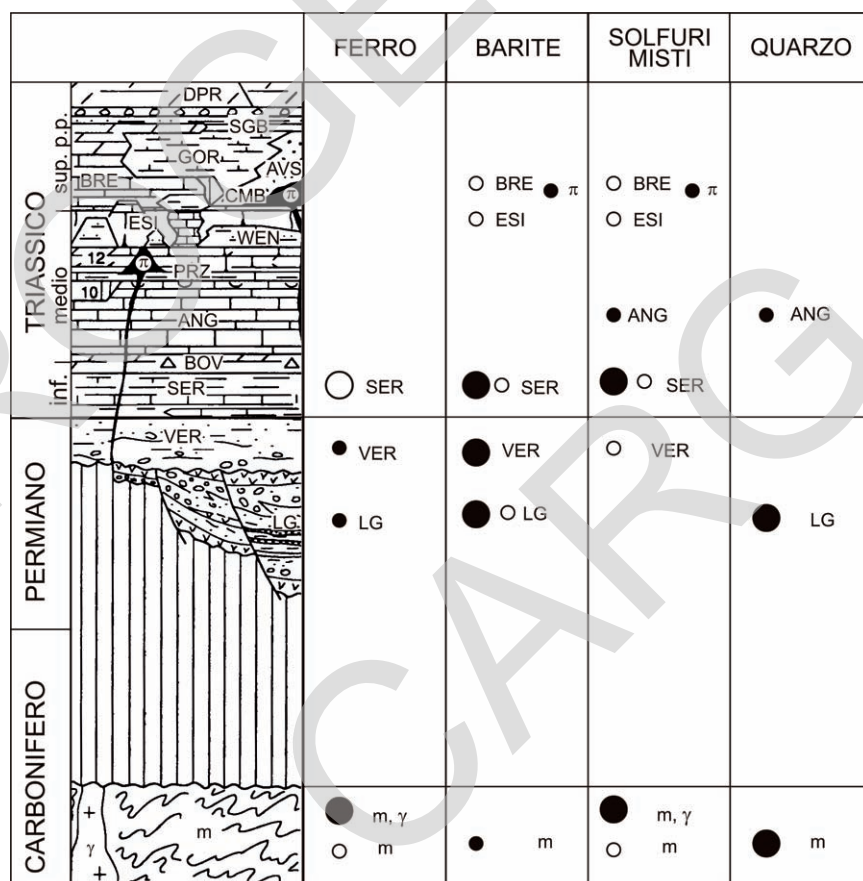


Fig. 30 - Posizione stratigrafica delle mineralizzazioni. Simboli pieni: mineralizzazioni filoniane; simboli vuoti: mineralizzazioni stratabound. Le dimensioni dei simboli sono proporzionali all'entità delle mineralizzazioni. Sigle delle unità come nel testo; m: basamento metamorfico; g: plutoniti tardo-erciniche; π: vulcaniti triassiche (da CASSINIS et alii, 1997, modificato).

1.3.2. - Minerali industriali

BARITE: Verrucano Lombardo, Servino, formazione di Breno, vulcaniti triassiche.

Ubicazione: Val di Scalve (M. Gardena, M. Giovo, Malga Giovetto), Val Paisco (M. Elto).

ANIDRITE, GESSO: carniola di Bovegno.

Ubicazione: Ono S. Pietro

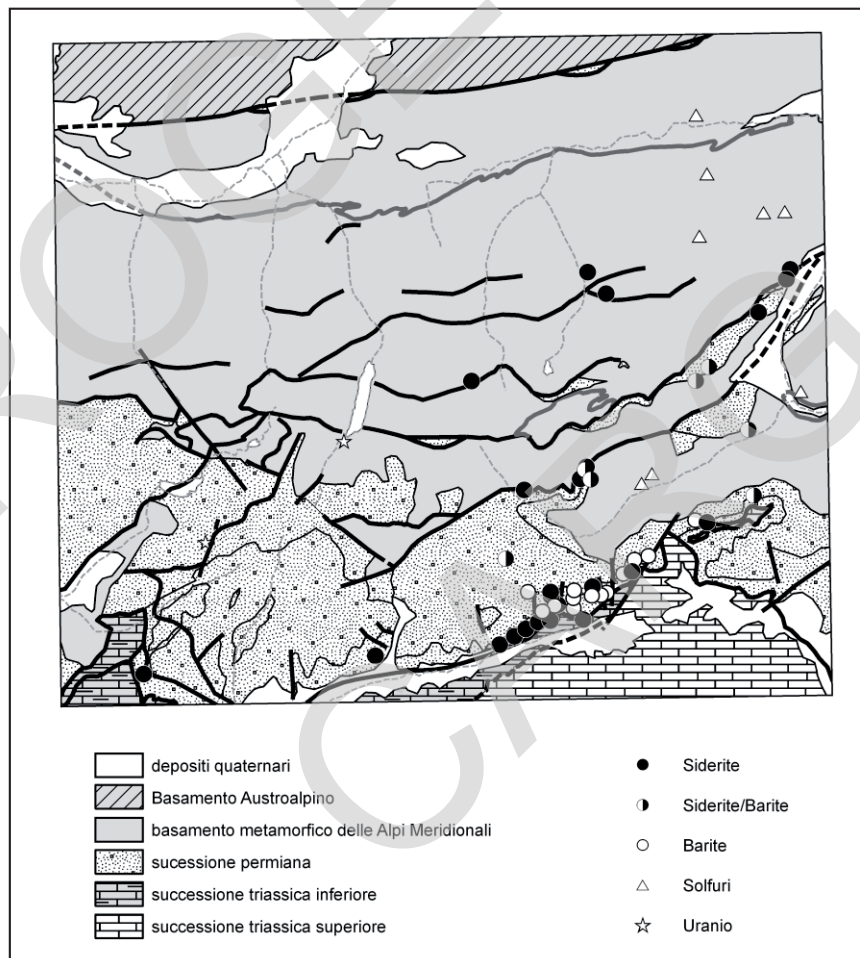


Fig. 31 - Localizzazione delle principali manifestazioni minerarie e attività estrattive.

1.3.3. - Rocce ornamentali e per edilizia

BRECCE DOLOMITICHE, CALCARI, ARENARIE: “Pietra Simona” (gruppo dei Laghi Gemelli), calcare di Prezzo, conglomerati e brecce quaternarie cementate (“ceppo”).

2. - IDROGRAFIA

Il F. Malonno interseca tre principali bacini idrografici: Adda, nella porzione settentrionale (Valtellina e valli del versante orobico valtellinese); Oglio, a Est (Val Camonica, e valli tributarie da Ovest: Valle dell’Ogliolo, Val Paisco, Valle del Dezzo); Serio nell’angolo sud-occidentale (le sorgenti del F. Serio sono situate alle pendici meridionali del M. Torena).

In Valtellina la quasi totalità della risorsa idrica è utilizzata per la produzione di energia idroelettrica, attraverso una complessa rete di impianti di derivazione e invasi. Quelli compresi nel Foglio Malonno (Belviso, Ganda, Armisa) producono circa 30000 kW trattando mediamente 5500 l/s (dati tratti dal Progetto di Piano stralcio per l’Assetto Idrogeologico dell’Autorità di Bacino del Fiume Po).

Tab. 4 - *Caratteristiche delle grandi derivazioni nel bacino dell’Adda all’interno del F. Malonno (dati tratti da Autorità di Bacino del Fiume Po).*

<i>Impianto</i>	<i>Gestione</i>	<i>Kw</i>	<i>l/s med</i>	<i>l/s max</i>
Belviso	SONDEL	14804	2800	15000
Ganda	SONDEL	11989	2245	13000
Armisa	SONDEL	3031	150-810	800-3600
Boffetto	ENEL	8960	20538	33000
Venina	SONDEL	23231	3290	15000

3. - ELEMENTI DI DISSESTO

Vengono qui di seguito riportati i principali fenomeni di dissesto reperibili nei cataloghi regionali. Per una discussione più approfondita si rimanda al capitolo III.4.

3.1. - ESONDAZIONI

I bacini idrografici dell’Oglio e del Serio sono storicamente soggetti a esondazioni, che hanno causato danni ingenti agli abitati posizionati lungo i corsi d’acqua.

Per quanto riguarda il F. Oglio, una ricerca storica (IRER, 2001) ha consentito di raccogliere circa 400 segnalazioni di danni avvenuti in seguito a piene. Si ritrovano notizie a partire dal 1204, anche se le più antiche non indicano quasi mai con precisione l'area colpita. Non si deve d'altronde dimenticare che il fondovalle del Fiume Oglio, ancora nel Rinascimento era costituito per lunghi tratti da una incolta e malsana palude. I centri abitati, per questo motivo e per evitare le frequenti inondazioni, erano sorti e si erano sviluppati per lo più sui versanti o al loro piede. Tuttavia la necessità dell'approvvigionamento idrico li aveva "obbligati" a scelte pericolose: evitavano sì le piene dell'Oglio, ma dovevano sovente subire le disastrose colate detritiche dei tributari che alimentavano il conoide su cui si erano insediati. Gli eventi di piena del Fiume Oglio che hanno provocato danni in Val Camonica risultano in totale 94 nell'arco di 500 anni. Il numero è sensibilmente aumentato con il passare degli anni (Fig. 32), principalmente per tre fattori: la perdita dei documenti antichi (trasferimenti, incendi, inondazioni, furti, ecc.) che non permette di avere una visione omogenea su un arco di cinque secoli; l'incremento delle fonti d'informazione, soprattutto nel XX secolo, e l'aumento della pressione antropica sul fondovalle, con conseguente maggiore probabilità di coinvolgimento durante le inondazioni.

Per quanto riguarda i comuni che ricadono nel F. Malonno, particolarmente colpiti sono Edolo, Malonno e Cedegolo (colpiti negli anni 1534, 1614, 1738, 1739, 1757, 1801, 1812, 1836, 1882, 1888, 1911, 1952, 1960), e Valbondione-Lizzola nel bacino del Serio (negli anni 1959, 1987, 1997).

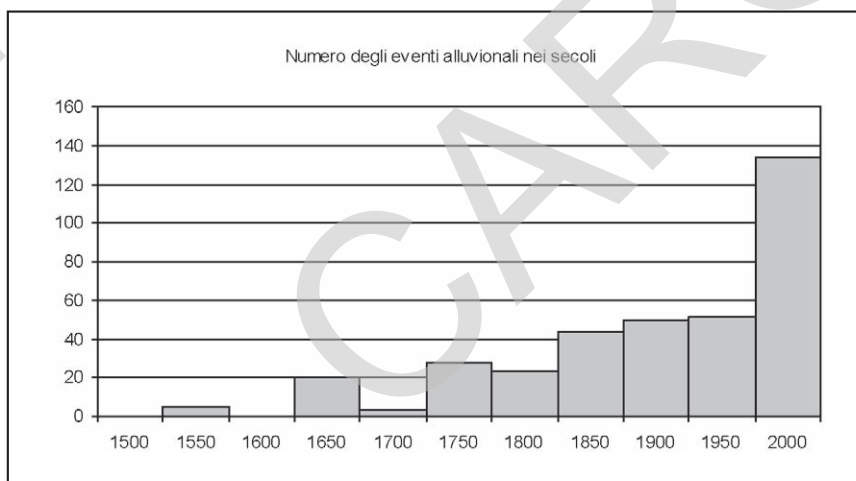


Fig. 32 - Numero di eventi alluvionali registrati nell'intero bacino del F. Oglio dal 1500, suddivisi in classi di 50 anni.

3.2. - FRANE

Nel capitolo III.4 sono riportate le principali aree soggette a deformazioni gravitative profonde, discusse nell'ambito dell'assetto geomorfologico. Qui si riportano alcuni dati sulla distribuzione del dissesto, tratti dall'Inventario delle frane e dissesti idrogeologici della Regione Lombardia, in cui risultano 291 dissesti, principalmente legati a scivolamenti e crolli (Fig. 33). Come si può vedere, sono assai diffusi i crolli, favoriti dall'azione del gelo-disgelo sulle pareti montuose costituite da micascisti e sedimenti clastici permiani, rocce che presentano una buona fissilità (foliazioni tettoniche). Molto diffusi anche gli scivolamenti e le colate che si sviluppano sulla coltre di terreno superficiale. In Fig. 34 è riportata la distribuzione areale dei fenomeni.

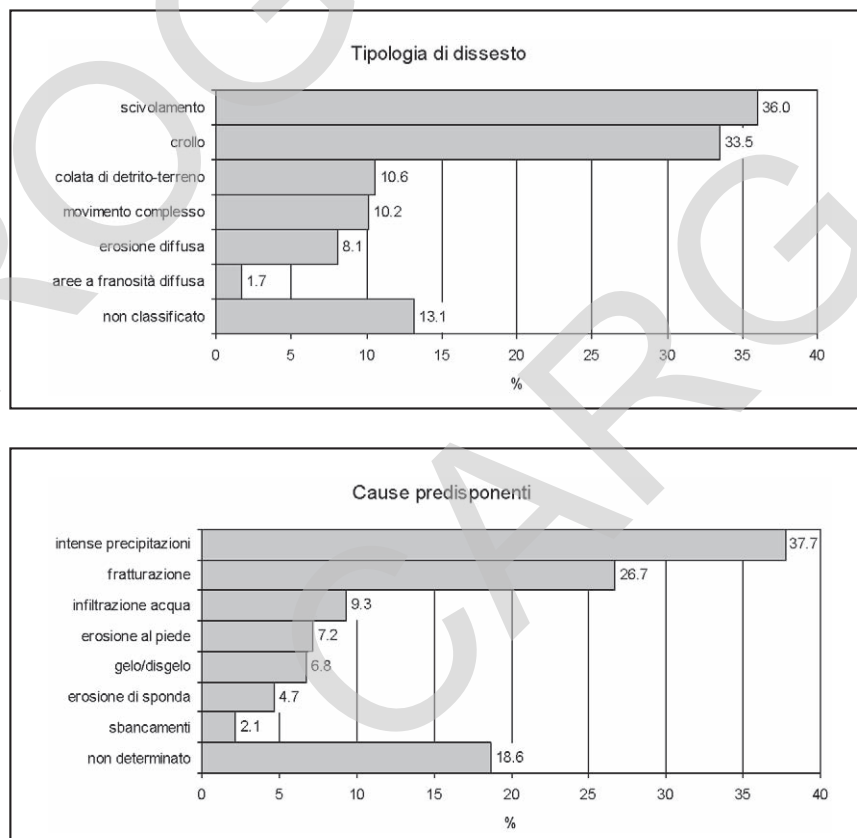


Fig. 33 - Distribuzione percentuale delle diverse tipologie di dissesto e principali fattori predisponenti.

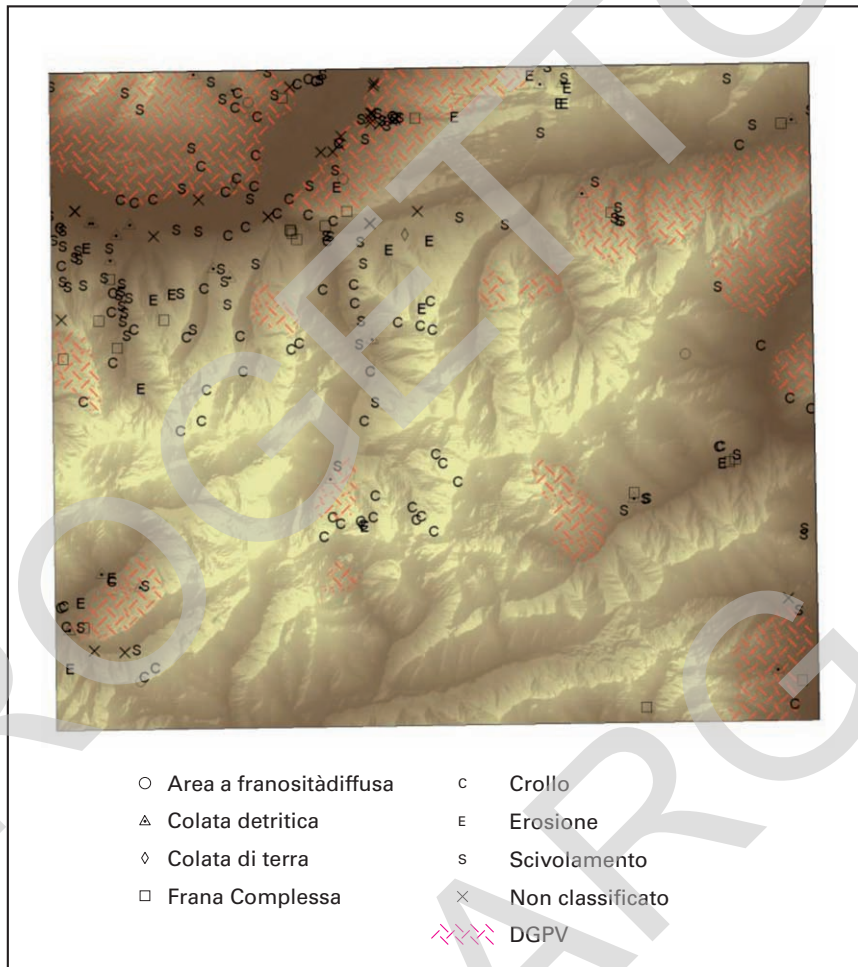


Fig. 34 - Distribuzione areale dei fenomeni franosi registrati nei cataloghi regionali.

VII - ABBREVIAZIONI DEI MINERALI

Ab	Albite	Drv	Dravite
Act	Attinolite	Dsp	Diasporo
Adr	Andradite	Ed	Edenite
Aeg	Egirina	En	Enstatite
Alm	Almandine	Ep	Epidote
Aln	Allanite	Fa	Faialite
An	Anortite	Fl	Fluorite
And	Andalusite	Fo	Forsterite
Ann	Annite	Fs	Ferrosilite
Ap	Apatite	Ged	Gedrite
Ath	Antofillite	Gln	Glaucofane
Aug	Augite	Gr	Grafite
Brc	Brucite	Grs	Grossularia
Bt	Biotite	Grt	Granato
Cal	Calcite	Gru	Grunerite
Cam	CaClino-anfibolo	Hbl	Orneblenda
Ccp	Calcopirite	Hc	Hercinite
Chl	Clorite	Hd	Hedenbergite
Chn	Chondrodite	Hem	Ematite
Chu	Clinohumite	Ill	Illite
Cld	Cloritoide	Ilm	Ilmenite
Cpx	CaClinopirosseno	Jd	Giadeite
Crd	Cordierite	Kfs	K-feldspato
Crn	Corindone	Kln	Caolinite
Cum	Cummingtonite	Krn	Kornerupine
Czo	Clinozoisite	Ky	Cianite
Di	Diopside	Lmt	Laumontite
Dol	Dolomite	Lws	Lawsonite

Mag	Magnetite	Py	Pirite
Mc	Microclino	Qtz	Quarzo
Mgs	Magnesite	Rbk	Riebeckite
Mnt	Montmorillonite	Rt	Rutilo
Mnz	Monazite	Sa	Sanidino
Mrb	Magnesioriebeckite	Scp	Scapolite
Mrg	Margarite	Sd	Siderite
Ms	Muscovite	Sil	Sillimanite
Mtc	Monticellite	Sp	Sfalerite
Ne	Nefelina	Spl	Spinello
Oam	Ortoanfibolo	Spn	Titanite
Ol	Olivina	Spr	Saffrina
Omp	Onfacite	Sps	Spessartina
Opx	Ortopirosseno	Srp	Serpentino
Or	Ortoclasio	St	Staurolite
Osm	Osumilite	Stp	Stilpnomelano
Per	Periclasio	Tlc	Talco
Pg	Paragonite	Tr	Tremolite
Pgt	Pigeonite	Ts	Tschermakite
Phl	Flogopite	Ttn	Titanite
Pl	Plagioclasio	Tur	Tormalina
Pmp	Pumpellyite	Usp	Ulvöspinello
Po	Pirrotite	Ves	Vesuvianite
Prg	Pargasite	Wo	Wollastonite
Prh	Prehnite	Zo	Zoisite
Prl	Pirofillite	Zrn	Zircone
Prp	Piropo		

VIII - ABSTRACT

New lithologic and structural mapping (foliation maps) and laboratory studies for the construction of the new geologic map of Foglio Malonno at 1:50.000 scale demonstrate that the structural setting of the Southern Alps, generated by the Alpine convergence, consists of a SSE-vergent polyphase fold-and-thrust system that involves both the basement and Permo-Mesozoic to Tertiary cover sheets, only locally accompanied by an evident low to very low grade metamorphism. Near the western border of the Adamello Tertiary intrusive stock, the eastern Orobic Alps display the northernmost alpine overthrusts; they mainly consist of metamorphic rocks affected by pre-Alpine groups of ductile structures, that took place at different crustal levels, as suggested by the associated polyphase metamorphic evolution.

In the basement, analysis of correlated structural and metamorphic histories defines three types of tectonic units carrying an internally coherent evolution in time (tectonometamorphic units, UTM):

- Passo Cavalcafciche UTM, consisting of prevailing metapelites with garnet, biotite, chloritoid and staurolite, metagranitoids, quartzites and rare metabasites; it displays a metamorphic evolution of Hercynian age from epidote - amphibolite metamorphic facies, to amphibolite facies and to greenschists facies during the development of three groups of superposed tectonic imprints (D_{1a} , D_{1b} , D_2);

- Passo Aprica UTM, consisting of metapelites and quartzites, with a metamorphic evolution of Hercynian age exclusively developed under greenschists facies, and contemporaneous to the deformation sequence D₁, D₂ e D_{2b}. In this unit relict palinomorphs and marine microplankton of Silurian-Ordovician age are preserved;
- Forno Allione UTM, consisting of biotite - garnet paragneisses, metagranitoids and amphibolites, with D₁ fabrics marked by amphibolite or epidote - amphibolite

Basement medium to high grade metamorphic rocks are unconformably overlain by a continental clastic and volcanic sequence deposited during the Upper Carboniferous(?) - Early Permian, followed by a Mesozoic mainly carbonatic marine sequence.

The fold-and-thrust belt related to the Alpine convergence originates during Cretaceous to Paleocene subduction of the Penninic (and partly Austroalpine) units from the North, and the successive Alpine collision. Permian or Mesozoic rocks are pinched within major thrust faults rooted in the crystalline basement (e.g. Sellero, Gallinera lines).

In the southern sector two tectonic units are individuated within the Mesozoic cover (lower Vigna Vaga - Val di Scalve unit, with basinal sediments; upper Concarena - Presolana unit, with carbonatic platforms), separated by the Valtorta-Valcanale detachment surface (controlled by the carniola di Bovegno stratigraphic horizon).

The southalpine tectonic domain is bounded to the North by the E-W trending Insubric-Tonale main crustal fault zone, formed by mylonitic (mostly vertical component) to cataclastic (dextral) tectonites and containing inliers of mainly Permian to Mesozoic rocks.

Further North the Austroalpine domain consists of high grade metapelites (biotite-sillimanite-garnet paragneisses and garnet-staurolite micaschists, with anatexitic pods, thin layers of amphibolites and calcsilicate marbles and pegmatites) and of metaintrusives carrying Hercynian to Alpine metamorphic and tectonic overprints down to greenschist facies (Languard - Campo UTM).

Main bodies of Holocenic deposits are related to main rivers (Adda, Oglio) and slope facies (debris and landslides), but geology of continental facies is marked by glacial deposits widespread over the whole map sheet. The main glacial body flowed westward into the Adda Valley; during the Last Glacial Maximum phase (LGM, Late Pleistocene) it was linked to lateral glaciers in each lateral valley. At same time it was merging at the Aprica Pass with the Camuno Glacier, flowing southward to the Camonica Valley. A direct correlation between the Adda and Iseo LGM phases is established. In the Camonica Valley some tills, related to the main Camuno Glacier, are preserved on both slopes. A lateral tongue of the Camuno Glacier flowed westward in the Val di Scalve; its lateral valleys hosted small

glacial bodies, well separate from the main one, marked by their small moraines. Tills older than those related to the LGM are spread in small bodies without any direct relationship and usually mark an ice level higher than that of the LGM. A stratigraphic setting for each sedimentary body can not be defined because ages from isotopic methods are lacking. Carbonatic rocks outcropping in the southern part of the map sheet allow a wider set of continental deposits, because many ancient slope facies (both debris and landslides) are cemented and preserved as conglomerates wrapping the slopes. Moreover in Val di Scalve some remnants of a complex sedimentary filling, mainly of lithified alluvial facies, are preserved. Since no dating technique has been suitable, geometrical setting related to the oldest till of the valley and the general evolution of the chain may be used to infer a Mid-Early Pliocenic age.

PROGETTO
CARGO

IX - LEGEND

NEOGENE TO QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

UNITS UNRELATED TO A SPECIFIC CATCHMENT SYSTEM

Po Synthème (POI)

Massive diamicton and gravel with heterometric angular clasts (Slope deposits *l.s.*); well bedded or lenticular-shaped gravel and sand, massive silt (alluvial deposits); laminated silt, fine sand, peat (lacustrine deposits and peat bogs). Massive, matrix-supported diamicton with sub-angular to rounded clasts (lodgement and ablation till). Upper boundary coinciding with the topographic surface, still evolving or with well preserved morphology. Unconformable lower boundary. Two sub-units are individuated within the glacial deposits: subsynthème of the Little Ice Age (**POI₇**), lodgement and ablation till, with thin B horizon, well preserved morphologies, grass cover (*Little Ice Age - LIA: 1500 - 1860 AD*) and Recent subsynthème (**POI₈**), ablation till, B horizon absent, evolving morphologies, only pioneer vegetation (*LIA - RECENT*).

Age: LATE PLEISTOCENE - HOLOCENE

Prato Grande group (GR)

Massive, matrix-supported diamicton with angular clasts; loose and displaced rock masses, blocks superposed on displaced rock mass (slope and landslide deposits). Variable weathering degree and erosional upper boundary.

Age: MIDDLE PLEISTOCENE

Colma del Piano supersynthese (CM)

Massive, matrix-supported diamicton, boulder up to metric size from sub-angular to rounded (ablation and lodgement till and tillite); conglomerates and layered gravel, sand and silt (alluvial deposits). Polygenic and polyphasic upper boundary, marked by variable weathering in each unit, from extreme (with pebble ghosts) to moderate.

Age: LATE PLEISTOCENE - MIDDLE PLEISTOCENE

Culmine group (CU)

Conglomerates and diamictites, well bedded on mountain slopes. Local clasts feeding, from well cemented to lithified (cemented slope deposits). Polygenic and polyphasic upper boundary, with truncated morphologies suspended onto the present valley bottom.

Age: EARLY PLEISTOCENE - MIDDLE PLEISTOCENE

ADDA AND OGLIO CATCHMENT BASIN

Laghi supersynthese (LA)

Massive diamicton (lodgement till, ablation till, ice contact deposits); coarse and medium, stratified gravel, sandy matrix supported or lenticular shaped with different size (alluvial deposits); diamicton, gravel, sand, silt quickly changing facies both vertically and horizontally (ice contact deposits); gravel and laminated sand, silt and shale (lake deposits); weathered gravel with angular clasts, with reddish clay matrix (slope deposits). Upper boundary with well preserved morphologies, no loessic cover and poorly evolved weathering profile.

Cantù Synthese (LCN)

Ablation and lodgement till; glacialfluvial or alluvial deposits; ice contact deposits; lake deposits; slope deposits. Upper boundary marked by poorly evolved weathering profile, with 2 m maximum depth and 7.5-10YR colour; erosional lower boundary.

Age: LATE PLEISTOCENE

OGLIO CATCHMENT BASIN

Val di Scalve supersynthem (**VS**)

Massive, clast-supported gravel, sometimes embriated pebbles (alluvial deposit); laminated silt alternating fine sand (lake and marsh deposit); massive, clast-supported diamicton (lodgement and ablation till).

Age: LATE PLEISTOCENE

Serta formation (**ETA**)

Massive or bedded conglomerates, clasts fed by overlooking slopes (alluvial deposit).

Age: MIDDLE? - LATE? PLOCIENE

Cerveno conglomerate (**CVK**)

Massive, matrix supported diamictite, angular clasts fed by local slopes (Esino Limestone), sized up to hundred meters, from well cemented to lithified (land-slide deposit).

Age: EARLY PLOCIENE ? - MIDDLE PLEISTOCENE ?

Dezzo group

Alluvial deposits consisting of conglomerates and sandstones

S. Andrea conglomerates (**DAN**)

Clast-supported, stratified to massive conglomerate, locally open work, well cemented to lithified. (alluvial deposits)

Age: EARLY?- MIDDLE? PLOCIENE.

Dezzolo sands (**DDE**)

Laminated sands alternating with massive, clast-supported conglomerates (alluvial deposit).

Age: EARLY?- MIDDLE? PLOCIENE.

Agula conglomerates (**DAG**)

Clast-supported, stratified to massive conglomerate, locally open work, well cemented to lithified (alluvial deposits).

Age: EARLY?- MIDDLE? PLOCIENE.

SERIO CATCHMENT BASIN

Selva di Clusone supersyntheme

Till; ice contact deposits, glacifluvial and slope deposits. Upper boundary with well preserved morphology, no loessic cover and poorly evolved weathering profile.

Martorasco syntheme (SUX)

Till and ice contact deposits (ablation till). Upper boundary with well preserved morphology, no loessic cover and poorly evolved weathering profile.

Age: LATE PLEISTOCENE.

Valbondione syntheme (SUY)

Massive, sandy-silty matrix supported diamicton, rounded clasts of siliceous rocks (till); weathered matrix supported diamicton with siliceous, sub-rounded clasts from centimetric to metric size (debris flow deposits); gravel with angular clasts fed by overlooking slopes (slope deposits l.s.). Upper boundary surface is poorly weathered, clasts are non-weathered and the matrix color is 7.5YR because of the high level in Fe or parent materials; well preserved morphologies.

Age: LATE PLEISTOCENE

SOUTHERN ALPS TRIASSIC SEDIMENTARY SUCCESSION

S. GIOVANNI BIANCO FORMATION (SGB)

Prevailing sandstones and pelites (green to red), with grey to ochraceous dolostones often associated, in the upper part, with vuggy dolomites. In the Scalve Valley the transition with the Lozio Shale is marked by re-sedimented bioclastic levels, often containing oolites. The unit deposited in a sabkha environment. Thickness: up to 200 m.

Age: LATE CARNIAN (TUVALIAN)

LOZIO SHALE (LOZ)

Black argillites and siltites, often rich in white mica, poorly stratified, with pyrite nodules. Marly siltites and marls prevail in the upper part. The presence of slumpings indicates deposition on low-angle slopes. Thickness: up to 200 m.

Age: EARLY CARNIAN

BRENO FORMATION (BRE)

Light-grey well stratified limestones, dolostones and calcaceous dolostones. The inter-supratidal facies, rich in cements, of Cima della Bacchetta are referred to this unit. Thickness: 130-150 m. **M. Arano Member (BRE₃)**: light to dark grey limestones and marly limestones, with intercalations of black shales (Lozio Shale) and yellowish marls and vuggy dolostones in the upper part (S.Giovanni Bianco Fm.). It represents the distal part of the Breno Fm., interfingering with the Lozio Shale. Thickness: 10-50 m.

Age: EARLY CARNIAN

SOMMAPRADA LIMESTONE (SOM)

Thin-bedded (1-10 cm) limestones and marly limestones, often rich in bioclasts (pelecypods and, less frequently, gastropods) and Fe-rich oolites. Radiolarians and sponge spiculae are abundant. Upsection the shaly fraction increases and the grain-size decreases. The unit deposited on the lower slope of the Esino Limestone and the basinal facies of the Pratotondo Limestone during a period of scarce sediment supply. Thickness: 5-15 m.

Age: EARLY CARNIAN ?

ESINO LIMESTONE

Margin and slope facies (**ESI_a**): light-grey calcarenites and calcirudites, intraformational calcareous breccias, with metre-sized clasts, massive to crudely bedded. Presence of corals and Tubiphytes in life position; cavities filled with typical concentric cements (evinosponges) are common in slope breccias. This unit represents the margin and slope facies of a rimmed carbonate platform. Thickness: up to 700 m.

Inner platform facies (**ESI_b**): light-grey limestones, dolomitic limestones and dolostones, generally crudely bedded. Bioclastic layers containing Dasycladacean algae, gastropods and bivalves occur, as well as stomatolitic and oncolitic levels. Deposition occurred in inner platform settings, mainly subtidal. Thickness: 0-200m.

Age: LADINIAN - EARLY CARNIAN ?

PRATOTONDO LIMESTONE (PRO)

Fine-grained, laminated dark grey limestones and normally-graded calcarenites, bedding up to few 20-30 cms on average. Lenses of calcareous breccia with clasts consisting of Calcare di Esino are locally present. Deposition occurred in an intraplatform through, fed by the surrounding carbonate platforms. Thickness: 0-100 m.

Age: LADINIAN - EARLY CARNIAN ?

WENGEN FORMATION (WEN)

Black laminated marls roughly bedded, with intercalations of marly shales, sandstones or locally cm-thick grey to greenish volcanoclastic siltites. Rarely coarsed beds (clasts up to 3-cm in size) are present. Graded calcarenite beds mark the transition with Calcare di Esino. The unit deposited in intraplatform basins with clastic input from volcanic areas. Thickness: up to 200 m.

Age: LATE LADINIAN - EARLY CARNIAN

BUCHENSTEIN FORMATION (BUC)

Grey to black limestones, frequently with nodular bedding (15-30 cm thickness), locally marked by thin grey to greenish pelitic layers. Typical is the presence of chert nodules and cm-sized sandstones and deeply altered greenish volcanoclastic layers, often graded and re-deposited („pietre verdi“). Deposition in a basinal setting with scarce sedimentary input. Maximum thickness: 20-50 m.

Age: ANISIAN - EARLY LADINIAN

PREZZO LIMESTONE (PRZ)

Black, nodular marly limestones with medium-sized bedding, alternating with blackish micaceous marly shales in 15-20 cm thick beds. Common presence of ammonoids. Deposition occurred in a basinal setting with scarce fine-grained clastic input. Thickness: 50-100 m.

Age: LATE ANISIAN (ILLIRIAN)

ANGOLO LIMESTONE (ANG)

Gray to black fine grained limestones, in planar or nodular beds up to 80 cm thick, often amalgamated. The nodular bedding is due to the intense burrowing. Locally, thin marly or shaly laminated layers, often micaceous, intercalate. Calcarenites and biocalcarenites (rich in crinoids) also occur. The unit deposited on a sea floor below the fair-weather wave base. Thickness: up to 300-400 m.

Age: EARLY - MIDDLE ANISIAN

LOWER SERLA DOLOSTONE (SLI)

Gray (on fracture) and yellowish (altered surface) dolostones and dolomitic limestones, deeply recrystallised, crudely bedded to bedded. Deposition occurred in a coastal setting in peridital conditions. The unit is preserved only at M. Elto. Thickness: few tens of meters.

Age: OLENEKIAN? - EARLY ANISIAN?

CARNIOLA DI BOVEGNO (BOV)

Dolostones and calcareous dolostones, from grey to yellowish, locally wuggy, roughly bedded. Presence of lenses of breccias, with carbonatic clasts (prevailing), marls and marly shales, coloured siltstones. Thick lenses of evaporites (BOV_a) locally occur (Ono S.Pietro). Deposition in sabkha setting. Thickness: up to 100 m, it is difficult to evaluate due to the intense tectonic deformations.

Age: OLENEKIAN? - EARLY ANISIAN?

SERVINO (SRV)

Pelites, sandstones and reddish to greenish laminated marls, often micaceous with intercalations of hybrid limestone and dolostones. Bed thickness ranges from 40 to 80 cm on average. The middle part of the unit is typically characterized by reddish (Fe-rich) to greyish limestones, with oolites, intraclasts and frequently Bivalves and small Gastropods ("Oolite a Gasteropodi" *Auct.*). Mineralised strata (mainly siderite) are associated. The unit deposited in a coastal plain with mixed sedimentation. Thickness: 100-150 m.

Age: EARLY TRIASSIC (INDUAN - OLENEKIAN P.P.)

UPPER PALEOZOIC SEDIMENTARY SUCCESSION**VERRUCANO LOMBARDO (VER)**

Conglomerates with quartzite and acidic volcanics pebbles, alternating with reddish sandstones, locally micaceous, crudely bedded. Common occurrence of channelized bodies, erosional bases and cross-laminations. The unit deposited in a continental setting (fluvial). Thickness: 100-700 m.

Age: LATE PERMIAN P.P.

LAGHI GEMELLI GROUP (LG)

Succession of continental deposits, comprised between the non-conformity with the Variscan continental basement at the base and the low-angle angular unconformity with the Verrucano Lombardo at the top. Undistinguished continental volcanics, volcanoclastites and terrigenous deposits outcropping along Alpine overthrusts (Passo del Serio) and the Tonale tectonic line (Stazzona) are referred to the Laghi Gemelli Group. The lower part of the Group (Mt. Cabianca Volcanics) mainly consists of volcanic rocks, whereas the upper part (Pizzo del Diavolo fm.) is mainly clastic.

Age: EARLY PERMIAN

Pizzo Del Diavolo formation (FPZ)

Continental terrigenous and volcanoclastic deposits (“Formazione di Collio superiore” *Auct.*). Different lithofacies associations have been distinguished in the map.

Prevailing grey to greenish sandstones, mainly medium to fine-grained, rich in sedimentary structures (channelised beds, basal lags rich in muddy embriated clasts, parallel and low-angle laminations, ripple marks, water-escape and load structures), in decimetre-thick beds on average, with minor intercalations of dark pelitic beds and conglomerate lenses. Medium to high energy fluvial environment. Thickness: 150-600 m (FPZ_a).

Black thinly-bedded pelites, rich in sedimentary structures (ripple marks, current and impact marks, mud cracks), with minor intercalations of light-coloured, fine grained sandstones. Deposition in low-energy continental environment (alluvial plain or shallow lacustrine basins). A marked cleavage (S₃, Alpine) is commonly recorded. Thickness: 10-100 m (FPZ_b).

Prevailing massive conglomerates with up to cm-sized pebbles, undeformed and related to proximal fans. Thickness: less than 100 m (FPZ_c).

Alternating epiclastites and volcanics: massive conglomerates with undeformed cm-sized quartz clasts in a sandy matrix, overlain by a terrigenous-epiclastic sequence with fine grained arenaceous texture in 10 cm thick beds with planar surfaces in which lenticular conglomerate intercalations occur (right slope of Valle del Corno), with porcelane-grey and violet pelites and siltites; on the base of petrographic composition these rocks are respectively interpreted as volcanic agglomerates, epiclastites and volcanic cinerites. Thickness: 150-200 m (FPZ_e).

Age: EARLY PERMIAN

Monte Cabianca volcanics (VUC)

Intermediate to acidic ignimbrites, locally with quartz and alkali feldspar phenocrysts in a microcrystalline to afiric groundmass with axiolithic to flame structures, or exclusively afiric, in m to 10m thick horizons, commonly greenish to whitish in color. At the ignimbrites top and interbedded with them epiclastites and intraformational volcanic breccias occur (VUC_a). They are commonly pervasively cleaved (S₃ Alpine cleavage). Thickness: up to 250 m.

Age: EARLY PERMIAN?

Basal Conglomerate (CGB)

Breccias and conglomerates, commonly non porphyric, consisting of lithic fragments of quartz and metamorphics in a silty- to coarse arenaceous matrix, locally bioturbated, from scarce to prevalent with respect to the coarse frac-

tion; textural maturity is very low and clasts display sharp to poorly rounded contours. Colour is generally grayish-greenish; stratification ill defined and thickness very irregular (0-100 m). Sandstones and siltites with a dark red color, bioturbated and intercalated with the Basal Conglomerate, as a few tens of metres thick levels (**CGB_a**).

Age: LATE CARBONIFEROUS ? - EARLY PERMIAN

DYKES (Alpine age)

DYKES (**fn**)

Porphyric andesites, green colored, with aphanitic- to very fine-grained groundmass and amphibole-plagioclase phenocrysts (0.2 mm - 1 cm), locally oriented; they may contain dark 2 to 10 cm-sized inclusions and are fine grained at the margins. They are intruded both in the Variscan metamorphic basement and in the sedimentary sequence, and transect Alpine structures. (Porfiriti *Auct.*)

Age: CRETACEOUS? - PALEOGENE?

MAFIC TO INTERMEDIATE DYKES (**fb**)

Holocrystalline rocks with augite phenocrysts, brown amphibole ± biotite, variably alternating (State road nr. 39 Edolo-Aprica; NW ridge of M.Forcella). They crosscut pre-Alpine structures. (Diabasi di Edolo *Auct.*).

Age: PRE-CRETACEOUS?

DYKES (pre-Alpine age?)

APHYRIC FOLIATED DYKES (**ff**)

Pervasively altered (calcite, chlorite) foliated rocks, exclusively intruding the metamorphic basement. They are deformed (at least by D3) together with their country rocks (E slope of M. Torena, E ridge of q.2804, SW of Cime di Caronella).

Age: PRE-PERMIAN?

PERMIAN-TRIASSIC TECTONIC SLIVERS WITHIN THE TONALE FAULT ZONE

DOLOSTONES, COMGLOMERATES AND BRECCIAS (LPX)

Dolostones, cataclastic breccias with marly-limy and dolomitic-limy elements, limestones and marly limestones.

Age: PERMIAN? - MESOZOIC?

VARISCAN METAMORPHIC BASEMENT OF THE SOUTHERN ALPS

CAVALCAFICHE TECTONOMETAMORPHIC UNIT (VARISCAN AGE)

Felsic Metagranitoids (CFH)

Leucochatic gneisses with K-feldspar, quartz, white mica, \pm biotite, albite and chlorite, with granoblastic to mylonitic texture (Valle del Vò). Mineral composition is similar to that of Gneiss del Corno Stella *Auct.*

Age: ORDOVICIAN?

Metagranitoids with relict igneous structures (CFP)

Gneisses, locally with augen texture, with a pervasive foliation (S_2) marked by greenschist facies minerals as chlorite and white mica and locally with linear aggregates of quartz and K-feldspar. They preserve igneous structures (mafic enclaves, Lago di Piccolo) or relict biotite, garnet, white mica and plagioclase, synchronous with the development of S_1 foliation. (Gneiss del Monte Palone del Sopressà *Auct.*)

Age: PRE-VARISCAN

Metagranitoids (CFG)

Metagranitoid gneisses with quartz, feldspars, \pm biotite, white mica, chlorite, epidotes, sphene, zircon, apatite, tourmaline, carbonates and opaques, with a foliated to mylonitic texture (S_2), marked by chlorite and white mica (greenschist facies); they are interlayered with micaschists or intervening between granitoid gneisses and micaschists, and progressively more foliated close to the micaschists boundary. (Gneiss di Cima Fraitina *Auct.*)

Age: PRE-VARISCAN

Biotite, garnet, chloritoid and/or staurolite micaschists (CFX)

Micaschists with interlayered gneisses and phyllites with a S_2 foliation marked by white mica and chlorite films (greenschist facies), alternating with quartz and plagioclase domains. Albite porphyroblasts (up to mm-sized) form bands aligned parallel to S_2 foliation. They contain structural relics of earlier deformations (D_{1a} , D_{1b}). A composite S_1 foliation is marked by biotite, white mica, garnet, plagioclase and chloritoid (S_{1a} , epidote-amphibolite facies), staurolite (S_{1b} , amphibolite facies), quartz, rutile, \pm ilmenite, \pm epidote, \pm tourmaline. South of the Sellero tectonic line, andalusite overgrows the S_{1b} foliation, which is crenulated during early D_2 stages; andalusite is porphyroclastic where S_2 is mylonitic. (Scisti di Edolo fm *Auct. p.p.*; EDO in the confining Adamello map sheet *p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Quartzites (CFQ)

Gray to greyish rocks with white mica and chlorite, and garnet and biotite relics, commonly foliated, occurring as 10cm? to 100m thick layers. They are interlayered with micaschists and grade into them by enrichment in white mica and chlorite. (Scisti di Edolo fm, Membro delle Quarziti del Dosso Pasò *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Carbonatic schists (CFI)

Carbonatic rocks with dark grey to greenish color, with white mica, chlorite and quartz, weakly foliated and interlayered as thin levels in the micaschists (Frigeri di Teglio, Pizzo di Faila, Cime di Caronella). (Scisti di Edolo fm. of *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Amphibolites (CFA)

Layered or lensoidal dark greenish rocks (m to 10m thick) associated to micaschists, and containing amphibole, albite blasts, quartz, chlorite, epidote, \pm carbonates, with biotite relics, garnet, rutile and sphene; they may contain stilpnomelane in veins or rosettas (Val Malgina); texture varies from granular to mylonitic. Locally they may be rich in chlorite, minor actinolitic amphibole and albite (Dosso Pasò - Cima Cadin ridge) and display a large grain size (prasinities), or a flaser (lensoidal mineral layering) structure (Passo di Caronella). (Scisti di Edolo fm. *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

APRICA TECTONOMETAMORPHIC UNIT (Variscan age)

Garnet, biotite and chlorite micaschists (APX)

Fine grained schists containing the assemblage white micaI, garnetI, plagioclase, quartz, opaques, \pm biotite, \pm chlorite, contemporaneous with development of S_1 foliation (greenschist facies). The mineral assemblage stable during development of the pervasive foliation S_2 (greenschist facies) contains locally garnetII and abundant opaques. They occur South of the granitoid gneisses with igneous structural relics, and North of the quartzites, between Santicolo and Pisogneto. (Scisti di Edolo fm. *Auct. p.p.*; EDO in the confining Adamello map sheet *p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Quartzites (APQ)

Commonly foliated pinkish grey rocks, with white mica and chlorite, occurring as 10 cm to 100 m levels, interlayered in micaschists, locally very rich in quartz. (Scisti di Edolo fm., Quarziti del Dosso Pasò member *Auct. p.p.*; EDO_a in the confining Adamello map sheet *p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Carbonatic schists (APD)

Dark grey to greenish carbonatic rocks, with white mica, chlorite and quartz, weakly foliated and interlayered within the micaschists as thin levels; they may locally contain white colored marbles (Ponte del Baghetto, near Castello dell'Acqua - Stazzona). (Scisti di Edolo fm. *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Metabasics (APY)

Chlorite schists and prasinities with chlorite, amphibole, porphyroblastic albite, epidote, \pm white mica, \pm carbonates, with planar texture (M. Padrio, Trivigno). (Scisti di Edolo fm. *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

FORNO ALLIONE TECTONOMETAMORPHIC UNIT (Variscan age)

Metagranitoids (LLG)

Rocks with a planar fabric and relics of igneous textures, containing quartz, plagioclase, feldspars, biotite, white mica, chlorite, epidote, sphene and opaques. Foliation S_1 is marked by biotite and foliation S_2 by white mica and chlorite (greenschist facies). (Forno d'Allione fm. *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Biotite and garnet metasedimentary gneisses (LLB)

Biotite, garnet and plagioclase metasedimentary gneiss with a dominant foliation (S_1) marked by biotite and white mica films alternating with garnet, plagioclase, clinozoisite, sphene and quartz domains. Locally a pre- S_1 foliation, marked by biotite, is preserved. During D_2 crenulation chlorite, albitic plagioclase, epidote and new white mica grow (greenschist facies). (Forno d'Allione fm. *Auct. p.p.*; EDO in the confining Adamello map sheet *p.p.*).

Age: *PRE-VARISCAN*

Amphibolites (LLA)

Biotite-epidote amphibolites, with S_1 foliation contemporaneous to development of a hornblende, clinozoisite, garnet, biotite, rutile/ilmenite, plagioclase, \pm calcite assemblage, or with a S_2 foliation, contemporaneous with the growth of actinolitic amphibole, chlorite, white mica, epidote, ilmenite/sphene (greenschist facies). (Forno d'Allione fm. *Auct. p.p.*; EDO₂ in the confining Adamello map sheet *p.p.*).

Age: *PRE-VARISCAN*

AUSTROALPINE METAMORPHIC BASEMENT**LANGUARD-TONALE TECTONOMETAMORPHIC UNIT (Alpine age)****Metagranitoids (LTG)**

Augen gneisses with K-feldspar porphyroclasts, plagioclase, white mica, chlorite, biotite, epidote, sphene, apatite, allanite and opaques, \pm garnet, \pm carbonates; K-feldspars represent cm-sized relics in the S_4 foliation, marked by white micaII, quartz and rare biotite. In coronitic textures plagioclase is replaced by white mica and epidote; garnet and white mica develop as biotite rims. Locally S_4 foliation is mylonitic (N of Teglio and in Val Fontana). Mylonitic textures dominate N of the Insubric tectonic line (Monte Padrio). (Diorite del Monte Serottini, *Auct. p.p.*).

Age: *PERMIAN*

Metapegmatites (LTP)

White mica, quartz, plagioclase, k-feldspar, \pm biotite, \pm tourmaline, \pm amphibole rocks, mainly associated to metasedimentary gneisses, in which they form cm- to m-thick pods or dike-like bodies, which are folded, boudinaged or foliated conformably with the country rocks.

Age: *CARBONIFEROUS? - PERMIAN*

Two mica- or biotite- metasedimentary gneisses (LTB)

Metasedimentary gneiss with quartz, plagioclase, biotite, ± garnet, opaques, white mica, epidote, chlorite, ± kyanite, ± chloritoid, ± blue-green amphibole, rutile, ilmenite, sphene and tourmaline. Texture ranges from tectonic to mylonitic (Val Fontana). S₁ is marked by biotiteI ± white micaI; S₂ is marked by biotiteII. Kyanite is included in garnetI, which is wrapped by S₂; white mica porphyroblasts overgrow S₂. During Alpine deformations white micaII, garnetII, Mg-chlorite, ± chloritoid, ± amphibole and ilmenite grow (D₃; epidote amphibolite facies) and successively white micaIII, Fe-Mg chlorite, ± biotite grow (D₄, greenschist facies). Metapegmatites are included in the metasedimentary gneisses. (Micascisti della Cima Rovaia *Auct. p.p.*, Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Sillimanite, biotite and garnet metasedimentary gneisses (LTN)

Metasedimentary gneiss with quartz, plagioclase, biotite, garnet, sillimanite, ± K-feldspar, opaques, white mica, chlorite, ± chloritoid, ± blue-green amphibole, rutile, ilmenite, sphene and tourmaline, with granoblastic to mylonitic texture. The S₁ relict foliation is marked by white micaI and biotiteI, S₂ foliation is marked by biotiteII and sillimanite, both wrapping garnet. Alpine foliations, poorly pervasive, are associated to growth of: white micaII, garnetII, Mg-chlorite, ± chloritoid, ± amphibole and ilmenite (S₃ foliation, epidote amphibolite facies) and white micaIII, Fe-Mg-chlorite, ± biotite (S₄, greenschist facies). These metasedimentary gneisses may contain granitic-granodioritic leucosomes in biotite, garnet, Al-silicates melanosomes (Val di Guspessa), or metapegmatites. (Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Garnet - staurolite micaschists (LTX)

Foliated rocks, containing quartz, white mica, biotite, plagioclase, garnet, opaques, epidote, chlorite, ± kyanite, ± chloritoid, ± blue-green amphibole, rutile, ilmenite, sphene and tourmaline. S₁ foliation is marked by biotite and white mica; S₁ wraps garnet, staurolite and rare kyanite (amphibolite facies) and is often crenulated; S₂ overprints locally S₁ and is marked by biotiteII ± sillimanite (amphibolite facies/granulite facies). Chlorite and white mica replace garnet, staurolite or biotite; garnet displays overgrowth rims (Prato Valentino, N di Teglio, near Trivigno village, just N of the Insubric tectonic line). S₃, generally mylonitic, is contemporaneous to white micaII, garnetII, Mg-chlorite, plagioclaseII, clinozoisite, ± chloritoid, ± amphibole and ilmenite (epidote amphibolite facies). White micaIII, Fe-Mg chlorite, ± green

biotite are synkinematic with S_4 (greenschist facies); S_4 is mylonitic side of the Insubric tectonic line. (Micascisti della Cima Rovaia *Auct.*).

Age: PRE-VARISCAN

Marbles (LTC)

Marbles with an ochre, white or grey color, mainly composed of carbonates, white mica, epidote and amphibole, \pm phlogopite, \pm Ca-pyroxene (Val di Guspessa); frequently banded and more rarely with a granular structure. They contain amphibole rich levels (lower Val Boalzo) or levels with dark green amphibole, epidote, diopside, plagioclase, \pm garnet (N of Trivigno). (Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Amphibolites (LTA)

Banded, green colored amphibolites, with a fine grained foliated texture, composed of hornblende, \pm epidote, \pm biotite, plagioclase, \pm carbonates, \pm garnet. S_2 is marked by amphiboleI and contains rootless isoclinal intrafolial folds. Alpine foliation (S_3), poorly pervasive, is locally mylonitic. During D_3 the stable minerals are amphiboleII, \pm garnetII, white mica, clinozoisite, sphene; D_4 , Alpine in age, is contemporaneous with chlorite, sphene, albite, sericite and opaques. These rocks are associated with marbles and metasedimentary gneisses (in the valley E of Teglio); when in contact with the sillimanite metasedimentary gneisses (Lago Lagazuolo, N of Trivigno) contain garnet, and new amphibole rims hornblende; they may contain up to 80% of amphibole, and cm-sized pegmatoid pods with plagioclase, epidote \pm green amphibole \pm pyroxene (Guspessa Valley). (Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

Serpentinites (LTI)

Serpentinites, very fine grained and dark green colored, composed of serpentine, chlorite, \pm amphibole, opaques and relict olivine (S.Maria di Teglio). (Gneiss del Monte Tonale *Auct. p.p.*).

Age: PRE-VARISCAN

PROGETTO
CARGO

BIBLIOGRAFIA

- ALBINI S., BATTAGLIA D., BELLINI G., BIGONI E., CARMINATI E., CERIANI S., FORCELLA F., GOSSO G., GUIZZETTI D., OLIVA A., REBAY G., SILETTO G.B. & SPALLA M.I. (1994) - *Alpine deformations and pre-Alpine remnants in the north-eastern Orobic Alps, Southalpine basement*. In: MONTRASIO A. & SCIESA E. (ed.), Proc. Symp. "Crop - Alpi Centrali, Sondrio 1993, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **2**: 25-39.
- ANDREATTA C. (1954) - *La Val di Pejo e la catena Vioz-Cevedale*. Acta Geol. Alp.: 1-331.
- ARGAND E. (1911) - *Les Nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte Géol. Suisse(n.s.): 1-26.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1965) - *Revisione della stratigrafia permo-triassica della Val Camonica meridionale (Lombardia)*. Riv. It. Paleont. Strat., **71**: 999-1097.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968a) - *Argillite di Lozio*. Studi Ill. Carta Geol. It. Form.Geol., **3**: 7, Roma. Nuova Tecnica Grafica.
- ASSERETO R. & CASATI P. (1968b) - *Calcarea di Angolo*. Studi Ill. Carta Geol. It. Form.Geol., **3**: 8, Roma. Nuova Tecnica Grafica.
- ASSERETO R., BOSELLINI A., FANTINI SESTINI N. & SWEET W. (1973) - *The Permian Triassic boundary in Southern Alps (Italy)* Alberta Soc. Petr. Geol., **2**: 176-196, Calgary.
- ASSERETO R., BRUSCA C., GAETANI M. & JADOU F. (1977) - *The Pb-Zn mineralisation in the Triassic of the Dolomites. Geological history and genetic interpretations*. Ind. Min., **28**: 1-34, Roma.
- ASSERETO R., JADOU F. & OMENETTO P. (1977) - *Stratigrafia e metallogenesi del settore occidentale del distretto a Pb, Zn, fluorite e barite di Gorno (Alpi Bergamasche)*. Riv. It. Paleont., **83**(3): 352-395.
- AUTORITÀ DI BACINO DEL FIUME PO (1999) - *Progetto di Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico (PAI). Interventi sulla rete idrografica e sui versanti. 3. Linee generali di assetto idraulico e idrogeologico 3.6 Adda sopralacuale (Valtellina e Valchiavenna) Parte 2 - Bilancio idrico*. PARMA
- AZZAROLI A., CITA M.B. & SELLI R. (1969) - *Codice Italiano di Nomenclatura Stratigrafica*. Boll. Serv. Geol. Ital., **89**: 3-22.
- BALIN M., GERMANI D., NICORA A. & RIZZI E. (2000) - *Ladinian/Carnian ammonoids and conodonts from the classic Schilpario-Pizzo Camino area (Lombardy): reevaluation of the biostratigraphic support to chronostratigraphy and paleogeography*. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **106**(1): 19-58.
- BALLING N. & BANDA E. (1992) - *Europe's lithosphere. Recent activity*. In: D. BLUNDELL, R. FREEMAN & S. MUELLER «A Continent Revealed: The European Geotraverse», Cambridge University Press, 111-135. New York
- BELL T.H. & HAYWARD N. (1991) - *Episodic metamorphic reactions during orogenesis: the control of deformation partitioning on reaction sites and reaction duration*. J. metamorphic Geol., **9**: 619-640.
- BELL T.H. & RUBENACH M.J. (1983) - *Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation*. Tectonophysics, **92**: 171-194.
- BELL T.H., RUBENACH M.J. & FLEMING P.D. (1986) - *Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a function of deformation partitioning during foliation development*. Journ. Metam. Geol., **4**: 37-67.
- BELTRAMI G., BIANCHI A., BONSIGNORE G., CALLEGARI E., CASATI P., CRESPI R., DIENI I., GNACCOLINI M., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G. & ZANETTIN B. (1971) - *Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 19: Tirano*. Serv. Geol. d'It.
- BERNOULLI D. & W. WINKLER (1990) - *Heavy mineral assemblages from Upper Cretaceous South- and Austroalpine Flysch sequences (Northern Italy and Southern Switzerland): source terrains and palaeotectonic implications*. Eclogae geol. Helv., **83**: 287-310.

- BERRA F. (2007) - *Sedimentation in shallow to deep water carbonate environments across a sequence boundary: effects of a fall in sea-level on the evolution of a carbonate system (Ladinian-Carnian, eastern Lombardy, Italy)*. *Sedimentology*, **54**(4): 721-735.
- BERRA F. & JADOUL F. (2002) *Evidence of a "mid-Carnian" transgression in the western Southern Alps (Lombardy, Italy): stratigraphic and paleogeographic implications*. *Riv. Ital. Paleontol. Stratigr.*, **108**(1): 119-131.
- 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.
- BIELLA G., DE FRANCO R., CAIELLI G., VIGNOLA P., LOZEJ A., BINI A., GUGLIELMIN M., CARBONARA S. & TEREZONI M. (2001) - *Imaging the deposits that fill Valtellina (NW Italy) by seismic reflection investigation*. 5th Workshop Alpine Geological Studies. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* **25**: 33-34.
- BINI A. (1983) - *I depositi glaciali della Valle del Nosé (Piano del Tivano)*. *Geogr. Fis. Dinam. Quater.*, **6**: 175-177.
- BINI A. (1987) - *L'Apparato Glaciale würmiano di Como*. Università di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra, Tesi di Dottorato di Ricerca: 569 pp., Milano.
- BINI A. (1994) - *Problems and methods of geologic survey of Quaternary continental deposits: examples from glacial deposits*. Abstract 1st European Congress on Regional Geological Cartography and Information Systems, Bologna, June 1994.
- BINI A. (1997) - *Problems and methodologies in the study of Quaternary deposits of the Southern side of the Alps*. *Geol. Insubrica*, **2**(2): 11-20.
- BINI A., BIELLA G., DE FRANCO R., GUGLIELMIN M. & TOGNINI P. (2001b) - *Deep-seated gravitational slope deformations as origin of the terraces on the Northern slope of Valtellina (Italian Central Alps)*. 5th Workshop Alpine Geological Studies. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **25**: 37 - 38.
- BINI A., FELBER M., POMICINO N. & ZUCCOLI L. (1996) - *La massima estensione dei ghiacciai (MEG) nel territorio compreso tra il Lago di Como, il Lago Maggiore e le rispettive zone di anfiteatro*. *Geol. Insubr.* **1**(1/2): 65 - 77.
- BINI A., FELBER M. & GUGLIELMIN M. (2001a) - *Deep-seated gravitational slope deformation under the sediment fill of Insubric valleys (Italy - Switzerland)*. 5th Workshop Alpine Geological Studies. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **25**: 35 - 36.
- BINI A., QUINIF Y., SULES O. & UGGERI A. (1992) - *Les mouvements tectoniques récents dans les grottes du Monte Campo dei Fiore (Lombardie, Italie)*. *Karstologia*, **19**: 23-30.
- BINI A., RIGAMONTI I. & UGGERI A. (1993) - *Evidenze di tettonica recente nell'area Monte Campo dei Fiori - Lago di Varese*. *Il Quaternario*, **6**(1): 3-14.
- BLENKINSOP T. (2000) - *Deformation microstructures and mechanisms in minerals and rocks*. Kluwer Academic Publishers-London, 124 pp.
- BLOM J.C. & PASSCHIER J.C. (1997) - *Structures along the Orobic thrust, Central Orobic Alps, Italy*. *Geol. Rundsch.*, **86**: 627-636.
- BOCCHIO R., DE CAPITANI L., LIBORIO G., MOTTANA A., NICOLETTI M. & PETRUCCIANI C. (1981) - *K-Ar radiometric age determinations of the Southalpine metamorphic complex, western Orobic Alps (Italy)*. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, **7**:289-307.
- BOCKEMUHL C. & PFISTER H. (1985) - *Geologie der Serottini-Intrusion (Campo-Kristallin, Val Camonica, Italien)*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, **65**(1): 79-94.
- BONSIGNORE G., CASATI P., CRESPI R., FAGNANI G., LIBORIO G., MONTRASIO A., MOTTANA A., RAGNI U., SCHIAVINATO G. & VENZO S. (1971) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 7 e 18: Pizzo Bernina e Sondrio*. *Serv. Geol. d'It.*
- BONSIGNORE G. & RAGNI U. (1966) - *Carta geologica dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica*. alla scala 1:50.000. *Ist. Min. Petr. Univ. Milano*.

- BONSIGNORE G. & RAGNI U. (1968) - *Contributo alla conoscenza del cristallino dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica (Alpi Retiche) - Nota prima: la Formazione della P.ta di Pietra Rossa*. *Fond. Probl. Mont. R. Alp., CNR*, **73**:1-39.
- BORIANI A., COLOMBO A. & MACERA P. (1985) - *Radiometric geochronology of Central Alps*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **40**: 139-186, Milano.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMERIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. Roma, I.N.G.
- BRACK P. (1981) - *Structures in the southwestern border of the Adamello intrusion (Alpi Bresciane)*. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* **61**: 37-50.
- BRACK P. (1983) - *Multiple intrusions; examples from the Adamello Batholith (Italy) and their significance on the mechanisms of intrusion*. In: DAL-PIAZ-G.V. (editor) -Atti del convegno "Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi". *Mem. Soc. Geol. It.*, **26**: 145-157.
- BRACK P. (1984) - *Geologie der Intrusiva und Rahmengesteine des Sudwest Adamello*. Tesi di dottorato, E.T.H. Zürich, Nr. 7612: 253 pp.
- BRACK P. & RIEBER H. (1993) - *Towards a better definition of the Anisian/Ladinian boundary; New biostratigraphic data and correlation of boundary from the Southern Alps*. *Eclogae geol. Helv.* **86**(2): 415-527.
- BRACK P., RIEBER H. & URLICHS M. (1998) - *Pelagic successions in the Southern Alps and their correlation with the Muschelkalk*. In: G.H. BACHMANN *et alii* (Eds.): *Epicontinental Triassic International Symposium*, Abstract Book, Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, suppl. **5**: 22-23, Halle.
- BRACK P. & SCHALTEGGER U. (1999) - *Magmatism and extension in the Lower Permian of the Southern Alps: new age constraints from high resolution U-Pb dating of zircons*. International Congress on "The continental permian of the Southern Alps and Sardinia, Italy", 15-19 settembre 1999, Brescia, volume degli abstracts, 107.
- BROCCHI G.B. (1808) - *Trattato mineralogico e chimico sulle miniere di ferro del dipartimento del Mella con l'esposizione della costituzione fisica delle montagne metallifere della Val Trompia*. Tip. Bettoni, Brescia, vol. **1**: 296pp.; vol. **2**: 352 pp.
- CACCIANIGA M., RAVAZZI C. & ZUBIANI P. (1994) - *Storia del ghiacciaio del Trobio (Alpi Orobie, Bergamo) e colonizzazione della vegetazione nelle aree liberate dopo la Piccola Età Glaciale*. *Natura Bresciana*, **29**.
- CADEL G., COSI M., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I. (1996) - *A new map of the Permo-Carboniferous cover and Variscan metamorphic basement in the Central Southern Alps - Italy. Structural and stratigraphic data*. *Mem. Sci. Geol.*, **48**: 1-53.
- CADEL G. *et alii* (1996) - *Carta geologico strutturale delle Alpi Orobiche centrali (tra le Valli Armisa e Venina) alla scala 1:25.000*.
- CALLEGARI E. & BRACK P. (2002) - *Geological map of the Tertiary Adamello batholith (northern Italy). Explanatory notes and legend*. *Mem. Sci. Geol.* **54**: 19-49.
- CALLEGARI E., DAL PIAZ G.B. & GATTO G.O. (1998) - *Carta Geologica del Gruppo Adamello - Presanella alla scala 1:50.000*.
- CARMINATI E. & SILETTO G.B. (1997) - *The effects of brittle-plastic transitions in basement-involved foreland belts: the Central Southern Alps case (N Italy)*. *Tectonophysics* **280** (1-2): 107-123, Amsterdam.
- CARMINATI E., SILETTO G.B. & BATTAGLIA D. (1997) - *Thrust kinematics and internal deformation in basement-involved fold and thrust belts; the eastern Orobie Alps case (central Southern Alps, northern Italy)*. *Tectonics* **16**(2): 259-271, Washington, D.C.
- CASATI P. & GNACCOLINI M. (1967) - *Geologia delle Alpi Orobie occidentali*. *Riv. It. Paleont.*, **73**: 25-162.

- CASSANO E., ANELLI L., FICHERA R. & CAPPELLI V. (1986) - *Pianura Padana, interpretazione integrata di dati geofisici e geologici*. AGIP, 73° Congr. Soc. Geol. It., Roma, 1986. Agip, S. Donato Mil., 27 pp.
- CASSINIS G. (1966) - *Rassegna delle formazioni permiane dell'alta Val Trompia (Brescia)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**: 51-66, Pavia.
- CASSINIS G. (1968) - *Sezione stratigrafica delle "Arenarie rosse" permiane presso il Passo di Croce Domini*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia **19**: 3-14.
- CASSINIS G. (1988) - *Carta geologica dei depositi continentali permiani a Sud dell'Adamello*. Atti Ticin. Sci. Terra, **31** (1987-88), Tav. 1, Pavia.
- CASSINIS G. & CASTELLARIN A. (1988) - *Il significato delle linee della Gallinera e delle Giudicarie Sud nella geologia dell'Adamello e zone circostanti*. Atti Tic. Sc. Terra **31**: 446-462.
- CASSINIS G., DAL PIAZ G.V., EUSEBIO A., GOSSO G., MARTINOTTI G., MASSARI M., MILANO P.F., PENNACCHIONI G., PERELLO M., PESSINA C.M., ROMAN E., SPALLA M.I., TOSETTO S. & ZERBATO M. (1986) - *Report on a structural and sedimentological analysis in the Uranium province of the Orobic Alps, Italy*. Uranium, **2**: 241-260.
- CASSINIS G., FRIZZO P., MORONI M. & RODEGHIERO F. (1997) - *Le mineralizzazioni delle Alpi Bresciane: aspetti geologico-minerari e metallogeni*. Atti della Giornata di Studio Le vene delle montagne, Brescia, 24 novembre 1995: 97-119.
- CASSINIS G., MASSARI F., NERI C. & VENTURINI C. (1988) - *The continental permian of the Southern Alps. A review*. Z. Geol. Wiss **16**(11/12): 117 - 1126.
- CASTELLARIN A. (1979) - *Il problema dei raccorciamenti crostali nel Sudalpino*. Rend. Soc. Geol. It., **1**: 21-23.
- CASTELLARIN A. (1981) - *Carta tettonica delle Alpi Meridionali alla scala 1:200.000*. C.N.R.-Pubbl. n. 441 del Prog. Finalizzato Geodinamica, 220 pp.
- 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-Appennines*. Annales Tectonicae, **6**: 62-94.
- CITA M.B., ABBATE E., ALIGHIERI B., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007a) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni. Unità tradizionali (1)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, 7(VI): 318 pp., Roma.
- CITA M.B., ABBATE E., BALINI M., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007b) - *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni. Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. D'It., serie III, 7(VII): 382 pp., Roma.
- CORNELIUS M.P. (1928) - *Zur Altesbestimmung der Adamello und Bergeller intrusion*. S. B. Osterr. Akad. Wiss. mat. nat. cl. I **137**: 541-562.
- CORNELIUS H.P. & CORNELIUS FURLANI M. (1930) - *Die Insubrische Linie vom Tessin bis zum Tonalepass*. Denkschr. Akad. Wissensch., **102**.
- COZZAGLIO A. (1894) - *Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Val Camonica*. Giorn. Miner. Cristallogr. Petrogr. **5**: 21-43.
- CURIONI G. (1855) - *Sulla successione normale dei diversi membri del terreno triassico nella Lombardia*. Giorn. I. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., **6**: 204-236, Milano.
- DAHLEN F.A. (1990) - *Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci. **18**: 55-99.
- DA ROLD O. (1990) - *L'apparato glaciale del Lago Maggiore, settore orientale*. Università di Milano, Dipartimento di Scienze della Terra, Tesi di Dottorato di Ricerca, 177 pp. Milano.
- DAL PIAZ G.B. (1936) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota III. Il sistema austroalpino nelle Alpi Breonie e Venoste e nel Massiccio dell'Ortles. Nuovo sistema tettonico delle Austridi della Venezia Tridentina e del Tirolo orientale*. Atti R. Acc. Sc. Torino **71**: 1-29.

- DAL PIAZ G.B. (1937) - *La struttura geologica delle Austridi. Nota V. Ancora sul sistema austroalpino delle Alpi Orientali*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei **25**: 392-398.
- DAL PIAZ G.B. (1938) - *Recensione critica sul lavoro di Kappeler "Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie"*. St. Trent. Sc. Nat., **19**(2).
- DAL PIAZ G.B. (1942) - *Geologia della bassa Val d'Ultimo e del Massiccio granitico di Monte Croce*. Mem. Mus. St. Nat. Ven. Trid. **10**: 177-360.
- DAL PIAZ G.B. (1945) - *La genesi delle Alpi*. Atti R. Ist. Ven. Sc. Lett. Arti **104**: 467-498.
- DAL PIAZ G.B. (1965) - *Meditazioni geologiche sul "Cristallino Antico" delle Alpi*. Atti e Rass. Soc. Ing. Arch. Torino **19** (22): 573-576.
- DE JONG K.A. (1967) - *Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali*. Boll. S. G. I., **86**: 749-776.
- DE JONG K.A. (1979) - *Overthrusts in the Central Bergamasc Alps, Italy*. Geol. en Mijnb., **58**: 277-288.
- DE SITTER L.U. & DE SITTER-KOOMANS C.M. (1949) - *Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leidse Geol. Meded. **14**: 1-257.
- DEL MORO A., DAL PIAZ G.V., MARTIN S. & VENTURELLI G. (1981) - *Dati radiometrici e geochimici preliminari su magmatiti oligoceniche del settore meridionale del massiccio Ortles-Cevedale*. Rend. Soc. Geol. It., **4**(3): 265-266, Roma.
- DEL MORO A., PARDINI G., QUERCIOLO C., VILLA I.M. & CALLEGARI E. (1983) - *Rb/Sr and K/Ar chronology of Adamello granitoids, Southern Alps*. Mem. Soc. Geol. It., **26**: 285-299, Roma.
- DIELLA V., SPALLA M.I. & TUNESI A. (1992) - *Contrasted thermomechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy)*. J. Metam. Geol., **10**: 203-219, Oxford.
- DOGLIONI C. & BOSELLINI A. (1987) - *Eoalpine and Mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., **76**: 735-754.
- DOZY J.J. (1935) - *Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda*. Leidse Geol. Meded., **7**(1): 133-230, Leiden.
- ENGI M., BERGER A. & ROSELLE G.T. (2001) - *Role of the tectonic accretion channel in collisional orogeny*. Geology, **29**: 1143-1146.
- FANTONI R., BERSEZIO R., FORCELLA F., GORLA L., MOSCONI A. & RICOTTI V. (1999) - *New dating of the Tertiary magmatic products of the central Southern Alps, bearings on the interpretation of the Alpine tectonic history*. Mem. Sci. Geol. Padova, **51**(1): 47-61.
- FELBER M. (1993) - *La storia geologica del tardo-Terziario e del Quaternario nel Mendrisiotto (Ticino meridionale, Svizzera)*. Tesi di dottorato ETH, 617 pp., Zurigo.
- FELBER M. & BINI A. (1997) - *Seismic survey in alpine and prealpine valleys of Ticino (Switzerland): evidences of a Late-Tertiary fluvial origin*. Southern Alps Quaternary Geology, IGCP 378 Meeting, Lugano ottobre 1995. Geologia Insubrica, **2**(2): 46 - 67.
- FELBER M., BINI A., HEITZMANN P. & FREI W. (1994) - *Evidenze sismiche di valli sepolte nel Mendrisiotto e nel Piano di Magadino (Ticino, Svizzera)*. In: MONTRASIO A. & SCIESA E. (ed.), Proc. Symp. "Crop - Alpi Centrali, Sondrio 1993, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria, **2**: 103 - 133.
- FELBER M., FREI W. & HEITZMANN P. (1991) - *Seismic evidence of pre-Pliocene valley formation and filling in the region of Novazzano (Southern Ticino, Switzerland)*. Ecl. Geol. Helv., **84**(3): 753-761.
- FORCELLA F. (1983) - *Un eccezionale esempio di tettonica gravitativa di versante: il sackung sviluppato tra il M. Padrio e il Varadega, Alpi Centrali, Italia*. Riv. Mus.Sc.Nat. Bergamo, **5**: 11-23.
- FORCELLA F. (1984) - *Brevi note sulla tettonica gravitativa di versante nelle Alpi Centrali* - Boll. Soc. Geol. It., **103**(4): 689-696.

- FORCELLA F. (1988) - *Assetto strutturale delle Orobic orientali tra la Val Seriana e la Val Camonica*. Rend. Soc. Geol. It., **11**: 269 - 278.
- FORCELLA F., JADOUF F., BINI A. & FERLIGA C. (a cura di) (2000) - *Carta geologica della Provincia di Bergamo alla scala 1:50.000 con relativa nota illustrativa. 3 fogli geologici e vol. di 300 pp.* Assessorato all'Ambiente della Provincia di Bergamo. Monti ed., Bergamo.
- FORCELLA F. & ROSSI P.M. (1980) - *Considerazioni geologiche e strutturali nell'area compresa tra l'alta Val di Scalve e la Val Clegna, Lombardia, Italia*. Riv. Mus. Civ. Sc. Nat. Bergamo, **2**: 3-45, Bergamo.
- FORCELLA F., SCIUNNACH D. & SILETTO G.B. (2001) - *The Lower Permian in the Orobic Anticlines (Lombardy Southern Alps): criteria for field mapping towards a stratigraphic revision of the Collio Formation*. Natura Bresciana, **25**: 51-57.
- FORCELLA F. & SILETTO G.B. (2001) - *Structure and stratigraphy of the Permo-Carboniferous cover and Variscan metamorphic basement in the northern Serio Valley (Orobic Southern Alps - Italy): recognition of Permian faults*. Natura Bresciana, **25**: 59-64.
- FOSTER M.D. (1960) - *Interpretation of the composition of trioctahedral micas*. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **575(C)**, C17-C22.
- FRANK W. (1987) - *Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous*. In: H. W. FLUGEL & P. FAUPL (ed.) *Geodynamics of the Eastern Alps*. Deuticke, Wien, 379-403.
- FRISIA-BRUNI S., JADOUF F. & WEISSERT H. (1989) - *Evinosponges in the Triassic Esino Limestone (Southern Alps): documentation of early lithification and late diagenetic overprint*. Sedimentology, **36**: 685-699.
- FRIZZO P. (1984) - *Le mineralizzazioni a barite e siderite nel Permiano superiore e nello Scitico della Val Camonica (Lombardia)*. L'Ind. Min., **4**: 21-43.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & CONTI P. (1994) - *Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubunden*. Ecl. Geol. Helv., **87(2)**: 559-612, Basel.
- GAETANI M., GIANOTTI R., JADOUF F., CIARAPICA G., CIRILLI S., LUALDI A., PASSERI L., PELLEGRINI M. & TANNOIA G. (1987) - *Carbonifero superiore, Permiano e Triassico nell'area lariana*. Mem. Soc. Geol. It., **32** (1986): 5-48.
- GAETANI M., GNACCOLINI M., POLIANI G., GRIGNANI D., GORZA M. & MARTELLINI L. (1991) - *An anoxic intraplateau basin in the Middle Triassic of Lombardy (Southern Alps, Italy): anatomy of a hydrocarbon source*. Riv. It. Paleont. Strat., **97(3-4)**: 329-354.
- GAETANI M. & JADOUF F. (1979) - *The structure of the Bergamasc Alps*. Rend. Atti Acc. Naz. Lincei Serie VIII(5): 411 - 416.
- GALLUCCIO A. & CATASTA G. (1992) - *Ghiacciai di Lombardia. Nuovo Catasto dei ghiacciai lombardi*. Ed. Bolis, Bergamo, 367 pp.
- GANSSEER A. & PANTIĆ N. (1988) - *Prealpine events along the Eastern Insubric Line (Tonale Line, northern Italy)*. Eclogae Geol. Helv., **81**: 567 - 577.
- GAZZOLA D., GOSSO G., PULCRANO E. & SPALLA M.I. (2000) - *Eo-alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the steep belt of the central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale serie)*. Geodin. Acta **13**: 149-167.
- GHISELLI A., BINI A. & ZUCALI M. (2005) - *Structural analysis of roches moutonnées in Western Orobic Alps (Lombardia)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., Suppl VII: 163 - 177.
- GOSSO G., MOROSINI M., SPALLA M.I. & ZUCALI M. (2001a) - *Deformation-metamorphism relationship during the emplacement of Permian intrusives in Languard-Campo nappe (Southern Steep Belt - Central Alps)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **25(I-242)**: 99-100.
- GOSSO G., SALVI F., SPALLA M.I. & ZUCALI M. (2004) - *Map of deformation partitioning in the polydeformed and polymetamorphic Austroalpine basement in Valtellina and Val Camonica, (Central Alps)*. In: Mapping Geology in Italy. A.P.A.T., 295-304.

- GOSSO G., SPALLA M.I., ZUCALI M., GAZZOLA D. & SALVI F. (2001b) - *Alpine evolution of the Languard-Campo and Serie del Tonale: strain partitioning vs. reaction rate (Austroalpine Domain -Italian Central Alps)*. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **25**(I-242): 103-104.
- GORLA L. & POTENZA R. (1975) - *La "Formazione della Punta di Pietra Rossa" Auct.; revisione del suo significato nel contesto geologico delle Alpi Centrali*. Boll. Soc. Geol. It. **94**(1-2): 177-183, Roma.
- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the western italian Tyrol*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **36**(1): 49-64.
- GRUPPO ITALIANO IGCP 203 (Ed.) (1986) - *Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys*. Field guidebok. Field Conf. SGI-IGCP Project 203, July 1986, Brescia.
- GUIDOTTI C.V., CHENEY J.T. & CONATORE P.D. (1975) - *Interrelationships between Mg/Fe and octahedral Al content in biotite*. Amer. Miner., **60**: 849-853.
- HAMMER W. (1908) - *Die Ortlergruppe und der Ciavalschkamm*. Jahrb. K. K. Geol. R. - Anst., **58**(1): 79 - 196.
- HAUER F.R. (1958) - *Erläuterungen zu einer geologischen Uebersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei*. Jahrb. K. K. Geol. R. - Anst., **9**: 445 - 496.
- HOINKES G., KOLLER F., RANTISCH G., DACHS E. HOECK V., NEUBAUER F. & SCHUSTER R. (1999) - *Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. In: The new metamorphic map of the Alps. FREY, M., DESMONS, J. & NEUBAUER, F. (ed.). Schweiz. Min. Petr. Mitt. **79**(1): 155-181, Zurich.
- HOINKES G. & THOENI M. (Ed.) (1993) - *Evolution of the Oetzal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten basement units. Pre-Alpine basement in the Alps*. Springer-Verlag, Heildelberg, 485-494 pp.
- IRER (2001) - *Individuazione a fini urbanistici delle zone potenzialmente inondabili. Ricerca storica e analisi geomorfologia Fiume Oglio - Valcamonica*. Quaderni Regionali di Ricerca, **22**: 80 pp.
- JADOUL F. & FRISIA S. (1988) - *Le Evinosponge: ipotesi genetiche di cementi calcitici nella piattaforma ladinica delle Prealpi lombarde (Alpi Meridionali)*. Riv. It. Paleont. Strat., **94**(1): 81-104, Milano.
- JADOUL F., GERVASUTTI M. & FANTINI SESTINI N. (1992) *The Middle Triassic of the Brembana Valley: preliminary study of the Esino platform (Bergamasc alps)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98**(3): 299-324, Milano.
- JADOUL F. & ROSSI P.M. (1982) - *Evoluzione paleogeografico-strutturale e vulcanismo triassico nella Lombardia centro-occidentale*. In: A. CASTELLARIN & G. B. VAI «Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale.», Guide Geol. Reg. Soc. Geol. It., 143-155, Roma.
- JEANBOURQUIN P. & LUALDI A. (1994) - *Telogenesis and thrust-related fluid flow, the example of the Rocca Grande Rauhawacke (Ligurian Alps, Italy)*. Annales Tectonicae, **8**(1): 70-84, Firenze.
- JOHNSON S.E. & VERNON R.H. (1995) - *Inferring the timing of porphyroblast growth in the absence of continuity between inclusion trails and matrix foliations: can it reliably done?* J. Struct. Geol., **17**(8): 1203-1206.
- KEIM L. & SCHLAGER W. (1999) - *Automicrite facies on steep slopes (Triassic, Dolomites, Italy)*. Facies, **41**: 15-26.
- KÖNIG M.A. (1964) - *Geologisch-petrographische untersuchungen im oberen Veltlin*. Tesi di dottorato, ETH, Zürich.
- KRETZ R. (1983) - *Symbols for rock-forming minerals*. Amer. Miner., **68**: 277-279.
- LAUBSCHER H.P. (1985) - *Large-scale, thin-skinned thrusting in the Sothern Alps: kinematic models*. G.S.A. Bull. **96**: 710-718, Boulder.
- LAUBSCHER H.P. (1990) - *The problem of the deep structure of the Southern Alps: 3-D material balance considerations and regional consequences*. Tectonophysics **176**: 103-121.
- LE GOFF E. (1989) - *Condition pression-température de la déformation dans les orthogneiss: Modèle thermodynamique et exemples naturels*. PhD, Rennes I.

- LE GOFF E. & BALLÈVRE M. (1990) - *Méthodes d'estimation des conditions pression-température dans les orthogneiss: analyse des relations de phases*. *Compte Rendu Academie des Sciences Paris*, **311**(II): 119-125.
- LEAKE B.E., WOOLLEY A.R., ARPS C.E.S., BIRCH W.D., GILBERT M.C., GRICE J.D., HAWTORNE F.C., KATO A., KISH H.J., KRIVOVICEV V.G., LINTHOUT K., LAIRD J., MANDARINO J.A., MARESC W.V., NICKEL E.H., ROCK N.M.S., SCHUMACHER J.C., SMITH D.C., STEPHENSON N.C.N., UNGARETTI L., WHITTAKER E.J.W. & YOUZHI G. (1997) - *Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names*. *Amer. Miner.*, **82**: 1019-1037.
- LIBORIO G. & MOTTANA A. (1969) - *Lineamenti geologico - petrografici del complesso metamorfico - sudalpino nelle Alpi Orobie orientali*. *Rend. S.I.M.P.*, **25**: 475-519.
- MAYER A., CORTIANA G., DAL PIAZ G.V., DELOULE E., DE PIERI R. & JOBSTRAIBIZER P. (2003) - *U-Pb single zircon ages of the Adamello batholith, Southern Alps*. *Mem. Sci. Geol.*, **55**: 151-167.
- MARONI M., REBAY G. & SPALLA M.I. (1995) - *Foliation mapping at the eastern border of the Orobie Alps, Central Southern Alps, Italy: a method of regional-scale correlation in polydeformed metamorphic terrains*. *Mem. Sci. Geol.*, **47**: 275-285.
- MEYER A. (2003) - *The periadriatic fault system in Valtellina (N-Italy) and the evolution of the southwestern segment of the eastern Alps*. DISS. ETH N°. 15008, 190 pp., Zurigo.
- MERLA G. (1933) - *Geologia della Valsassina da Introbbio a Bellano*. *Mem. Geol. e Geogr. di Giotto Dainelli*, **4**, 44 p., Firenze.
- METZELTIN S. & VEZZOLI L. (1977) - *Le carnirole della "Sinclinale dello Spluga" (Val Chiavenna)*. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **83**(3): 533-560, Milano.
- MILANO P.F., PENNACCHIONI G. & SPALLA M.I. (1988) - *Alpine and pre-Alpine tectonics in the Central Orobie Alps (Southern Alps)*. *Eclogae Geol. Helv.*, **81**: 273-293.
- MILLER C.F. & STODDARD E.F. (1981) - *The role of Mn in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the old woman-pute range, California*. *Journal of Geology*, **89**: 233-246.
- MOGESSIE A., ETTINGER K., LEAKE B.E. & TESSADRI R. (2000) - *AMPH-IMA97: a hypercard program to determine the name of an amphibole from electron microprobe and wet chemical analyses*. *Computers & Geosciences*, **27**(10): 1169 - 1178.
- MONTRASIO A., BERSEZIO R., FORCELLA F., JADOUL F. & SCIESA E. (1994) - *Geological interpretation of the profile CROP - Central Alps (Passo Spluga - Bergamo)*. In: MONTRASIO A. & SCIESA E. (ed.), *Proc. Symp. "Crop - Alpi Centrali, Sondrio 1993*, Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria **2**: 171-186, Milano.
- MOTTANA A. & SCHIAVINATO G. (1973) - *Metamorfismo regionale e di contatto nel settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello*. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, **29**: 1-71.
- MOTTANA A. & SCHIAVINATO G. (1973) - *Carta Geologica del gruppo del Baitone alla scala 1:50.000*.
- MUSACCHIO G., DE FRANCO R., CASSINIS R. & GOSSO G. (1993) - *Reinterpretation of a wide angle reflection "fan" across the Central Alps*. *Journ. Appl. Geophys.*, **30**: 43-53.
- NANGERONI G. & GIACOMINI V. (1960) - *Ambiente fisico e paesaggio vegetale della provincia di Sondrio*. Camera di Commercio di Sondrio, 193 pp.
- NEUBAUER F., HOINKES G., SASSI F.P., HANDLER R., HOECK V., KOLLER F. & FRANK W. (1999) - *Pre-Alpine metamorphism of the Eastern Alps*. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **79**(1): 41-62.
- NOTARPIETRO A. & GORLA L. (1981) - *Contributo alla conoscenza delle Formazioni Austridiche nell'alta e media Valtellina; Variazioni petrochimiche nella Formazione di Valle Grosina*. *Rend. S.I.M.P.* **37**(2): 755-791, Pavia.
- ORIGONI-GIOBBI E., PEYRONEL PAGLIANI G. & ZANCHINI CAMERINI R. (1979) - *Contributo alla conoscenza chimico-petrografica delle vulcaniti permiane affioranti tra la Val Trompia e le Valli Giudicarie*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **35**: 277-298.

- PASSCHIER C.W. & TROUW R.A.J. (2005) - *Microtectonics*. Springer Verlag-Berlin, 366 pp.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. Bd. 3: 772-789, Leipzig.
- PHILIPPE S., VILLEMAIRE C., LANCELOT J.R., GIROD M. & MERCADIER H. (1987) - *Données minéralogiques et isotopiques sur des gîtes hydrothermaux uranifères du bassin volcano-sédimentaire permien de Collio Orobico (Alpes Bergamasques): mise en évidence d'une phase de remobilisation crétacée*. Bull. Minéral. **110**: 283-303.
- PIA J. (1937) - *Stratigraphie und Tektonik der Pragser Dolomiten in Südtirol*. 248 pp., Wien.
- PIERI M. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po plain, Italy*. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica **414**: 13 pp.
- PORRO C. (1897) - *Cenni preliminari ad un rilevamento geologico dalla Valsassina al Monte Venerocolo*. Rend. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., s.2, **30**: 408-419, Milano.
- PORRO C. (1903) - *Alpi Bergamasche. Carta geologica rilevata dal 1895 al 1901, scala 1:100.000 e Note illustrative della Carta Geologica e delle Sezioni*. Tip. degli Operai: 30 pp., Milano.
- PORRO C. (1911) - *Note geologiche sulle Alpi Bergamasche e Bresciane*. Rend. R. Ist. Lomb. Sci. e Lett., **44**: 863-883.
- RAGNI U. & BONSIGNORE G. (1966) - *Carta Geologica dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica*. Ist. Miner. Petr. Geoch. e Giac. Min., Univ. Studi Milano, 176.
- RAMSAY J.G. (1967) - *Folding and Fracturing of Rocks*. New York, McGraw-Hill, 568 pp.
- RING U. (1992) - *The alpine geodynamic evolution of Penninic nappes in the Eastern Central Alps: geothermobarometric and kinematic data*. J. Metam. Geol., **10**: 33-53.
- ROCK N.M.S. & CAROLL G. (1990) - *MINTAB; a general-purpose mineral recalculation and tabulation program for Macintosh microcomputers*. American Mineralogist, **75**(3-4): 424-430.
- ROEDER D. (1985) - *Geodynamics of Southern Alps*. Seminar paper given at University of Milano, 28 novembre 1985, 22 pp.
- ROEDER D. (1992) - *Thrusting and wedge growth, Southern Alps of Lombardia (Italy)*. Tectonophysics **207**: 199-243, Amsterdam.
- ROSSETTI R. (1966) - *Rapporti strutturali tra il pizzo Camino e la Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. Atti. Ist. Geol. Univ. Pavia **17**: 143-154.
- ROSSETTI R. (1967) - *Considerazioni sui rapporti tra le diverse facies ladiniche nella zona del Pizzo Camino e la Concarena (Bresciano nord-occidentale)*. Atti. Ist. Geol. Univ. Pavia **17**: 124-142.
- 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. Natur., **79**: 25-47, Pavia.
- SALOMON W. (1899) - *La Valle Camonica nelle sue condizioni geologiche*. Estr. dalla Guida della Valcamonica di V. GIOVANETTI. Tip. La Sentinella Bresciana, 7 pp.
- SALOMON W. (1901) - *Ueber neue geologische Aufnahmen der oestlichen Haelfte der Adamellogruppe*. Sitz. k. preuss. Akad. Wiss., **1**: 170-185.
- SCESI L. & DALLA TORRE P. (1979) - *Osservazioni geologiche sulla zona di spartiacque Valtellina-Val Camonica tra Trivigno e il Monte Varadega (Lombardia-Italia)*. Le Strade, **81**.
- SCHIAVINATO G. (1948) - *Studi geologico-petrografici nella regione compresa tra Ponte di Legno, Passo del Tonale e Passo di Gavia in Alta Val Camonica - Scisti del Tonale*. Rend. Acc. Naz. Lincei, **4**: 735-746.
- SCHIAVINATO G. (1954) - *Sulle rocce diabasiche comprese negli Scisti di Edolo in Val Camonica (Lombardia)*. Rend. Soc. Min. It., **11**: 233-261.
- SCHÖNBORN G. (1992) - *Alpine tectonics and kinematic models of the Central Southern Alps*. Mem. Sci. Geol. **44**: 390, Padova.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989) - *The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps*. In: *Alpine Tectonics*. COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (ed.). Geol. Soc. London, Spec. Publ. **45**: 113-134.

- SCHMID S.M., BERGER A., DAVIDSON C., GIERÉ R., HERMANN J., NIEVERGELT P., PUSCHING A.R. & ROSENBERG C. (1996) - *The Bergell Pluton (Southern Switzerland-Northern Italy): overview accompanying a geological-tectonic map of the intrusion and surrounding country rocks*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. **76**: 329-355.
- SCHREURS J. (1985) - *Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde changes of biotite chemistry in high grade rocks of West Uusimaa, southwest Finland*. Lithos. **18**: 69-80.
- SCHUSTER R., SCHARBERT S., ABART R. & FRANK W. (2001) - *Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine-Southalpine realm*. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Oesterr. **45**: 111-141.
- SCIUNNACH D. (2001) - *Benthic foraminifera from the upper Collio Formation (Lower Permian, Lombardy Southern Alps): implications for the palaeogeography of the peri-Tethyan area*. Terra Nova, **13**: 150-155.
- SCIUNNACH D., GARZANTI E. & GONFALONIERI P. (1996) - *Stratigraphy and petrography of Upper Permian to Anisian terrigenous wedges (Verrucano Lombardo, Servino and Bellano Formations; western Southern Alps)*. Riv. It. Pal. Strat. **102**(1): 27-48.
- SEELING M., EMMERICH A., BECHSTÄDT T. & ZÜHLKE R. (2005) - *Accommodation/sedimentation development and massive early marine cementation: Latemar vs. Concarena (Middle/Upper Triassic, Southern Alps)*. Sedimentary Geology, **175**: 439-457.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Foglio 19: Tirano*. E.I.R.A. Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1970) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Fogli 7 e 18: Pizzo Bernina e Sondrio*. E.I.R.A. Firenze.
- SHELLEY D. (1993) - *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. London, Chapman & Hall, 445 pp.
- SILETTO G.B. & GOSSO G. (1997) - *Applicazione dell'analisi strutturale al nuovo rilevamento del Foglio geologico Malonno alla scala 1:50.000 negli anni 1990-1995*. Atti della Giornata di Studio Le vene delle montagne, Brescia, 24 novembre 1995: 125-130.
- SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., LARDEAUX J.M. & COLOMBO A. (1993) - *Pre-Alpine structural and metamorphic histories in the Orobic Southern Alps, Italy*. in J. F. VON RAUMER, AND F. NEUBAUER, eds., *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, Heidelberg, Springer-Verlag, p. 585-598.
- SLEJKO D. (1989) - *Sismicità attuale dell'area benacense*. In: Fondazione bresciana per la ricerca scientifica: «Il rischio sismico nel Bresciano. Elementi per una valutazione.», Ed. Ramperto, 31-39. Brescia
- SPALLA M.I., ZUCALI M., SALVI F., GOSSO G. & GAZZOLA D. (2003) - *Necrono-metamorphic map of the Languard-Campo - Serie del Tonale nappes between upper Val Camonica and Valtellina (Central Italian Alps, Austroalpine domain)*. Mem. Sci. Geol. **55**: 105-118, Padova.
- SPALLA M.I., MESSIGA B. & GOSSO G. (1995) - *LT-alpine overprint on the HT rifting-related metamorphism in the steep belt of the Languard-Campo nappe. The Cima Rovaia and Scisti del Tonale units represent two different extents of alpine re-equilibration*. IOS International Ophiolite Symposium, Pavia.
- SPALLA M.I., GOSSO G., SILETTO G.B., DI PAOLA S. & MAGISTRONI C. (1998) - *Strumenti per individuare unità tettono-metamorfiche nel rilevamento geologico del basamento cristallino*. Mem. Sci. Geol., **50**: 155-164.
- SPALLA M.I., CARMINATI E., CERIANI S., OLIVA A. & BATTAGLIA D. (1999) - *Influence of deformation partitioning and metamorphic re-equilibration on P-T path reconstruction in the pre-Alpine basement of central Southern Alps (Northern Italy)*. Journ. Metam. Geol., **17**(3): 319-336.

- SPALLA M.I. & GOSSO G. (1999) - *Pre-Alpine tectono-metamorphic units in the central Southern Alps: structural and metamorphic memory*. Mem. Sc. Geol., Volume speciale: 3rd Workshop on Alpine Geological studies: **53**: 221-229.
- SPALLA M.I., ZUCALI M., DI PAOLA S. & GOSSO G. (2005) - *A critical assessment of the tectono-thermal memory of rocks and definition of tectono-metamorphic units: evidence from fabric and degree of metamorphic transformation*. In: D. GAPAIS, J. P. BRUN & P. R. COBBOLD "Deformation mechanism, rheology and tectonics: from minerals to the lithosphere.", The Geological Society of London, **243**: 227-247. London
- SPEAR F.S. & CHENEY J.T. (1989) - *A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O*. Contrib. Mineral. Petrol., **101**: 149-164.
- SPITZ A. (1915) - *Zur Altersbestimmung der Adamellointrusion*. Mitt. Geol. Ges. Wien, **8**: 227-245.
- STAUB R. (1919) - *Zur Tektonik der sudostlichen Schweizer Alpen*. Mitt. Geol. Ges., 151-165.
- STAUB R. (1920) - *Zur nomenklature der ostalpinen Decken*. Ecl. Geol. Helv. **16**(1): 35-38. Lausanne.
- STAUB R. (1920) - *Zur tektonischen Deutung der Catena Orobica*. Ecl. Geol. Helv. **16**: 28-34.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Geol. Karte Schweiz, (N.F.) **52**: 272 pp.
- STAUB R. (1937) - *Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler*. Denkschr. Schweiz. Naturf. Ges. **72**: 1-115.
- STAUB R. (1964) - *Neuere geologische Studien zwischen Bunden und dem Oberem Veltlin-teil*. Jahresh. Naturf. Ges. Graubundens (N.F.) **90**: 110-216.
- STELLA A. (1894) - *Contributo alla conoscenza delle formazioni pretriassiche nel versante meridionale delle Alpi Centrali*. Boll. Reg. Comit. Geol. Ital., **74**: 433-443.
- TERMIER P. (1905) - *Les Alpes entre le Brenner et la Valtellina*. Bull. Soc. Geol. France, **5**(4): 209-289.
- TOLLMANN A. (1963) - *Resultats nouveaux sur la position, la subdivision et le style structural des zones helvétiques, penniques et austro-alpines des Alpes orientales*. Vol. in memoria di P.Fallot, Soc. Geol. France **2**: 477-490.
- TOMASCHEK F. & BLÜMEL P. (1998) - *Eoalpine medium grade metamorphism in the Austroalpine Campo basement at Passo di Gavia (northern Italian Alps)*. Terra Nostra, **98**(1): 78-79.
- TRIBUZIO R., THIRLWALL M.F. & MESSIGA B. (1999) - *Petrology, mineral and isotope geochemistry of the Sondalo gabbroic complex (Central Alps, northern Italy); implications for the origin of post-Variscan magmatism*. Contrib. Min. Petr. **136**(1-2): 48-62.
- VARISCO A. (1881) - *Note illustrative della carta geologica della provincia di Bergamo*. Tipografia Garuffi & Gatti: pp.130, Bergamo.
- VENZO S. (1971) - *Gli stadi tardo-wurmiani e post-wurmiani nelle Alpi insubriche valtellinesi. La valtellina da Chiuro a Delebio, la Val Malenco e la Val Masino*. Atti Soc. Sc. Nat. Mus. Civ. St. Nat. Milano, **112**(2): 161-276.
- VENZO S. & MAGLIA F. (1947) - *Lembi Carboniferi trasgressivi alla "fronte sedimentaria sudalpina" del Comasco (Acquaseria di Menaggio - Bocchetta di S. Bernardo) e del Varesotto*. Atti Soc. It. Sc. Nat., **6**: 33-71.
- VENZO S., CRESPI R., SCHIAVINATO G. & FAGNANI G. (1971) - *Carta geologico-petrografica delle Alpi Insubriche Valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (Sondrio)*. Mem. Soc. It. Sci. Nat., **19**: Milano.
- VERNON R.H. (1976) - *Metamorphic processes*. Wiley - New York, 247 pp.
- VERNON R.H. (1989) - *Porphyroblast-matrix microstructural relationships: recent approaches and problems*. In: Evolution of Metamorphic Belts, Ed. by DALY, CLIFF AND YARDLEY. Blackwell-London, **43**: 83-102.
- VIEL G. (1979) - *Litostratigrafia Ladinica: una revisione. Ricostruzione palaeogeografica e palaeostrutturale dell'area Dolomitico-Cadorina (Alpi Meridionali)*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **85**: 85-125.

- WARD S.N. (1994) - *Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from Very Long Baseline Interferometry*. Geophys. J. Int. **117**: 441-452.
- WENNEKERS J.H.L. (1932) - *The structure of the Bergamo Alps compared with that of the North-West Highlands of Scotland*. Leidse Geol. Meded. **4**: 83-93.
- WERLING E. (1992) - *Tonale-, Pejo- und Judicarien-Linie: Kinematic, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden, aber verschiedenartigen Verwerfungszonen*. Diss. 9923, ETH-Zürich.
- ZANCHI A., CHIESA S. & GILLOT P.Y. (1990) - *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.
- ZUCALI M. (2001) - *La correlazione nei terreni metamorfici: due esempi dall'Austroalpino occidentale (Zona Sesia-Lanzo) e centrale (Falda Languard-Campo / Serie del Tonale)*. Tesi di dottorato, Università di Milano, Milano.