

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTA' DI SCIENZE MM. FF. NN.

DIPARTIMENTO DI GEOLOGIA, PALEONTOLOGIA E GEOFISICA

SOTTOTESI DI RILEVAMENTO GEOLOGICO

**CARTA GEOLOGICA DEL SETTORE NORD-ORIENTALE
DEL MONT MARY**

(AUSTROALPINO, ALPI NORD-OCCIDENTALI, VALLE D'AOSTA)

Laureando: *Giulio di Toro*

Relatore: *Dott. Giorgio Pennacchioni*

Correlatori: *Dott. Bruno Monopoli*

Dott. Alessio Schiavo

Anno accademico 1998-1999

CARTA GEOLOGICA DEL SETTORE NORD ORIENTALE DEL MONT MARY (AUSTRALPINO, ALPI NORD-OCCIDENTALI)



Giulio Di Toro

A.A.1998-99

Relatore
Correlatori

Prof. Giorgio Pennacchioni
Dott. Bruno Monopoli
Dott. Alessio Schiavo

alla mia fantastica moglie

Indice

1	Premessa e ringraziamenti	1
2	Sommario	3
3	Inquadramento geologico	5
3.1	L'Austroalpino	5
3.2	Evoluzione tettono-metamorfica	8
3.2.1	Storia metamorfica pre-alpina	8
3.2.2	Storia metamorfica alpina	11
3.2.3	Eventi tardivi post-metamorfici	13
3.3	Descrizione delle litologie affioranti nell'area rilevata in letteratura	13
3.3.1	Falda del Dent Blanche s.s.	13
3.3.1.1	Serie di Arolla	13
3.3.2	Zona di Roisan	14
3.3.3	Lembo del Mont Mary	16
3.3.3.1	Unità Superiore	16
3.3.3.2	Unità inferiore	17
4	Geologia dell'area rilevata	19
4.1	Falda del Dent Blanche s.s.	19
4.1.1	Serie di Arolla	19
4.2	Zona di Roisan	21
4.3	Lembo del Mont Mary	30
4.3.1	Unità Superiore	30
4.3.2	Unità inferiore	42
5	Geologia strutturale dell'area	47
5.1	Storia prealpina	47
5.2	Storia alpina	50
5.3	Profili geologici	60
6	Depositi quaternari e geomorfologia	63
6.1	Forme di versante dovute alla gravità	64
6.2	Forme glaciali e crionivali	67
6.2.1	Forme crionivali	67
6.2.2	Forme glaciali	71
6.3	Forme carsiche	72
7	Conclusioni	75
8	Bibliografia	77
	Appendice	81
	Tabella delle sigle mineralogiche	81

1. Premessa e ringraziamenti

L'area rilevata è localizzata ad una decina di chilometri a Nord-Est di Aosta e comprende una superficie di circa 16 km² (*Fig. 1*). E' limitata a nord dalla dorsale Point de Verdonaz-Monte Faroma (testata della Comba Deche), ad est dalla linea Col de Leche-Mont Grand Pays-Collet, a sud dall'imbocco della Comba Deche e dal versante meridionale del Mont Mary e ad ovest dalla dorsale Col de Saint Barthelemy-Becca Conge-Chateleysine-Pointe de Geneve-Tete D'Arpisson.

E' una regione di media ed alta montagna, dalla morfologia aspra ma dalla straordinaria bellezza, con quote che vanno dai 1700 ai 3000 metri circa. La maggior parte dell'area, a causa delle quote elevate, è priva di una copertura vegetale e consente una buona esposizione delle litologie e delle strutture geologiche. Inoltre, lo sviluppo diffuso di grosse conoidi detritiche permette la raccolta di campioni scarsamente alterati, anche in quei casi in cui gli affioramenti non sono direttamente accessibili.

Le rocce della zona sono metamorfiche. Il carattere eterogeneo della deformazione ha consentito di preservare comunque, accanto ai litotipi prevalenti caratterizzati da un fabric scistoso, scistoso-lineato o spesso milonitico, i relitti strutturali di fabric magmatici (come ad esempio tessiture gabbriche, granitoidi e pegmatitiche) e sedimentarie (e.g. breccie liassiche nella Zona del Roisan).

Il rilevamento è stato eseguito nell'estate del 1998, in parte sotto la sicura e attenta guida di Giorgio Pennacchioni cui sarò sempre riconoscente non solo per il tempo dedicatomi e per la pazienza dimostrata durante il mio lento apprendimento, ma soprattutto per il metodo e l'approccio al problema geologico sul terreno.

Utilissimi si sono rilevati i consigli e l'aiuto di Bruno e Alessio, non solo nella stesura della carta dei depositi quaternari ma anche nell'apprendimento del software Arc view 3.1 che ha permesso di informatizzare la carta geologica e i dati geologici di terreno. Approfitto per ringraziare il Dipartimento di Geologia dell'Università di Padova che mi ha consentito di alloggiare ad Aosta e di utilizzare i programmi di georeferenziazione e il Dott. Franco Bonetto del servizio geologico della Valle D'Aosta che mi ha consegnato i permessi per la circolazione sulle strade forestali.

Fig. 1, pagina seguente. Localizzazione ed estensione dell'area rilevata. Scala 1 : 50 000

2 Sommario

Le unità rilevate appartengono al dominio Austroalpino e in gran parte al lembo del Mont Mary. Le rocce registrano eventi sia monometamorfici polifasici alpini che polimetamorfici varisici e alpini e quindi una complessa storia metamorfica e deformativa.

All'interno della pila di falde affioranti nella regione si distinguono dall'alto in basso le seguenti unità strutturali:

- 1) Falda del Dent Blanche s.s. (Serie di Arolla)
- 2) Zona di Roisan
- 3) Lembo del Mont Mary (Unità Superiore e Unità inferiore).

Le diverse unità tettoniche sono separate da importanti orizzonti milonitici in facies scisti verdi e la stessa Zona di Roisan è una fascia di mega shear milonitico.

La pila di falde, con pieghe di terza fase e quarta fase è tagliata in discordanza da un set di filoni idrotermali e brecce da idrofratturazione.

Di particolare interesse per la freschezza e l'eccezionalità delle litologie è l'Unità superiore del Lembo del M.Mary. In questa Unità si riscontrano:

- 1) basamento cristallino pre-alpino con alto grado di preservazione
- 2) corpi basici probabilmente di origine cumulitica in prossimità dei Becs de Fana
- 3) grande estensione laterale dei marmi pre-alpini
- 4) miloniti in facies anfibolitica e pseudotachiliti di età pre-alpina di eccezionale freschezza
- 5) relitti granulitici basici
- 6) relitti gabbrici (gabbro eufotide) in anfiboliti pre-alpine (età varisica? Permiana?)

L'appilamento delle falde è di età alpina, come testimoniato dall'assenza di metamorfismo pre-alpino nelle coperture della Zona di Roisan.

Di particolare interesse è lo studio del quaternario, per la presenza di forme glaciali ben sviluppate (rock-glacier), crionivali (thufur, lobi di geliflusso), carsiche (doline impostate su calcescisti), e per l'imponente dissesto idrogeologico della regione, con imponenti

accumuli di frana, anche complesse, frane di crollo e scoscendimento, ventagli di debris flow, profondi canali di debris flow, e fenomeni vistosi di tettonica gravitativa.

L'uomo ha occupato il fondovalle con attività pastorizia e di pascolo estivo. L'unica risorsa sfruttata è quindi l'acqua con una serie di prese in prossimità delle sorgenti, in genere al tetto delle filloniti o alla base di imponenti conoidi di detrito o di depositi detritici di origine gravitativa.

Alla base della Comba Deche si sono osservate tracce di ricerche minerarie abbandonate.

3 Inquadramento geologico

3.1 L'Austroalpino

L'area rilevata comprende unità tettoniche appartenenti alle unità del Mont Mary (MM), Zona del Roisan (ZR) e alla falda della Dent Blanche (DBL), appartenenti al sistema Austroalpino. (Compagnoni et al., 1977; Ballevre et al., 1986).

L'Austroalpino comprende tutte le unità ad affinità adriatica a nord del lineamento insubrico, con caratteristica vergenza europea delle falde. Tale elemento costituisce l'unità strutturale più elevata della catena a falde alpina ed è sovrapposta alle sequenze ofiolitiche piemontesi ("Zona Piemontese" auct.) (Fig. 2, pagina successiva).

Il sistema Austroalpino delle Alpi occidentali viene suddiviso (Dal Piaz et al., 1972; Ballevre et al., 1986; Dal Piaz, 1993) in interno (Sesia-Lanzo) ed esterno (Dent Blanche s.l.). Il sistema del DBL s.l. comprende i klippe settentrionali (DBL s.s., Mont Mary, Etirol Levaz e Pillonet) e i klippe meridionali (Mont Emilius, Glacier Refray, TourPonton, Santanel, Chatillon-St.Vincent, Grun), separati dalla faglia Oligocenica dell'Aosta-Ranzola (Fig. 3).

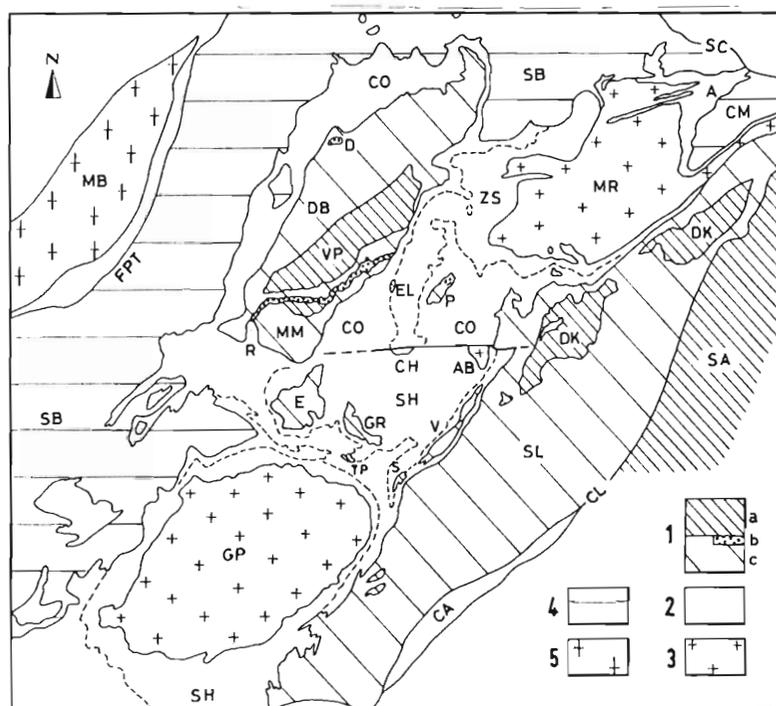


Fig.3. Map of northwestern Alps indicating main tectonic units. *1a* Lower continental crust of Upper Austro-Alpine Valpelline (VP) and 2nd diorite-kinzigitic (DK) units and South-Alpine Ivrea zone (SA); *1b* Lower Austro-Alpine Roisan (R) and Dolin (D) zones, including ophiolite-free Mesozoic cover and basement mylonites; *1c* Lower Austro-Alpine eclogitic (SL Sesia-Lanzo; S Santanel; TP Tour Ponton; GR Glacier-Rafray; E M. Emilius; CH Chatillon; EL Etirol-Levaz) and greenschist facies, locally Na-amphibole-bearing (DB Dent Blanche s.s.; MM M. Mary; P Pillonet; V Verres) basement nappes; 2 Piedmont ophiolitic nappe system (A-ZS Antrona and Zermatt-Saas eclogitic units; SH eclogitic southern homologues; CO greenschist, locally Na-amphibole-bearing Combin zone, and undifferentiated basal décollement sheets including ophiolite-free Permian-Cretaceous cover sequences; 3 Upper Penninic Monte Rosa (MR), Areesa-Brusson (AB) and Gran Paradiso (GP) nappes; 4 Middle and Lower Pennine basement and cover nappes, including Grand St. Bernard/Briançonnais nappe system (SB); 5 Helvetic zone (MB M. Blanc massif); FPI frontal Penninic thrust; SC Simplon-Centovalli fault; CL Canavese fault system; CA Canavese zone

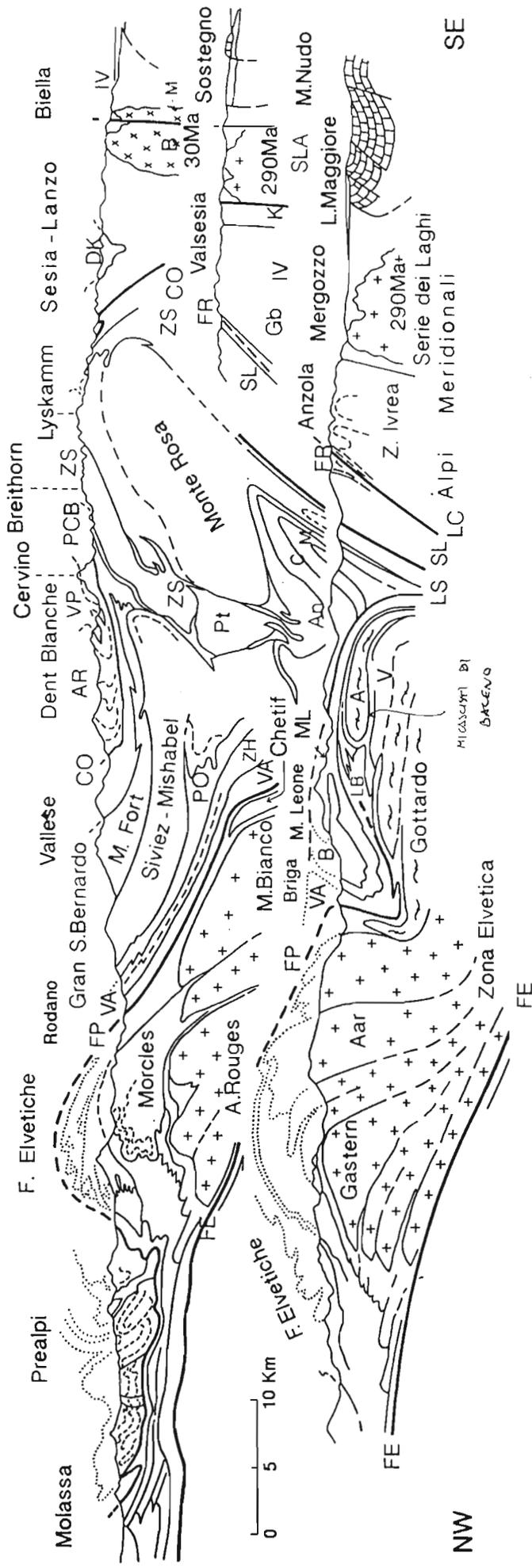


fig. 2 - Struttura attuale delle Alpi nord-occidentali, costruita sovrapponendo la sezione della Valle d'Aosta-Vallée de la Suisse a quella esposta nel Verbano-Val d'Ossola (da Escher et al. 1987, con alcune modifiche). Per confronto con la fig. 22 notare quanto l'assetto tettonico sia in realtà complicato da molteplici ripiegamenti posteriori alla genesi e all'appiattimento delle falde. 1) Alpi Meridionali: SLA: Serie dei Laghi, IV: Zona Ivrea-Verbano; 2) Austroalpino: DK: 2a Zona diorito-kinzigitica, VP: Serie di Valpelline, SL: Zona Sesia-Lanzo, AR: Serie di Arolla; 3) Zona Piemontese: CO: Zona del Combin, ZS: unità di Zermatt-Saas; Zona Pennidica s.l.: Pt: lembo del Portengrat, An: ofioliti di Antrona, C-M: Camughera-Moncucco, PO: falda di Pontis, ZH: Zone houillière, B: lembo di Berisai, ML: Monte Leone, LB: Lebedun, A: Antigorio, V: Verampio (intraelvetico), VA: unità vallesane; 4) Sistema Elvetico-Ultraelvetico: indicazioni nel disegno. FP e FE: thrust basale/frontale Pennidico ed Elvetico. La figura è riprodotta a colori nel vol. II.

Le unità meridionali e settentrionali del DBL unitamente al loro corrispettivo substrato tettonico ofiolitico si distinguono per il diverso grado di metamorfismo eo-alpino. I klippe meridionali insieme al substrato ofiolitico (Zermatt-Saas) e alle più profonde unità pennidiche del Monte Rosa e Gran Paradiso, presentano tutti metamorfismo eclogitico di età eo-alpina. I klippe settentrionali sono privi di imprinting eclogitico, e insieme alla zona composta del Combin presentano un pervasivo metamorfismo in facies scisti verdi di età meso-alpina, con l'eccezione dell'elemento dell'Etirolo Levaz, dal metamorfismo eclogitico di età eoalpin. Sono però presenti relitti di dibattuta età eoalpin in facies scisti blu (Dal Piaz, 1976; Ayrton et al., 1982).

La falda della DBL s.s. e il lembo del MM, come la Zona Sesia-Lanzo, sono unità composite e vengono classicamente suddivise in due elementi di derivazione crostale diversa (Argand, 1909; Stutz & Masson, 1938; Balleuvre et al., 1986):

- a) Unità superiore
- b) Unità inferiore

L'unità superiore è caratterizzata da crosta continentale profonda priva di coperture mesozoiche e di intrusioni di plutoni acidi. La deformazione alpina tende a concentrarsi nelle zone di shear milonitiche in facies scisti verdi che delimitano questi imponenti corpi rigidi, che così spesso preservano le associazioni e il fabric di alto grado pre-alpino.

L'unità inferiore mostra protoliti prealpini di crosta intermedia e profonda, e in generale condizioni metamorfiche pre-alpine meno spinte. I parascisti e i paragneiss prealpini sono intrusi da plutoni acidi e pegmatiti e spessi orizzonti milonitici segnano il contatto con corpi basici permiani di natura ensialica. La deformazione alpina è molto intensa e pervasiva, come testimoniato dalla presenza di un fabric eclogitico di età eoalpin (p.e. Monte Mucrone nella Sesia-Lanzo; Dal Piaz et al., 1991) e dall'associazione di facies scisti verdi di età mesoalpin. Non mancano però locali relitti pre-alpini, come testimoniato dal ritrovamento di porfiroblasti di andalusite nell'unità inferiore del Mont Mary (Canepa et al., 1990). Ne consegue che nelle rocce di basamento dell'unità inferiore dell'Austroalpino si hanno i seguenti derivati alpini:

- 1) orto- e parascisti eclogitici, metabasiti e marmi, noti come "micascisti eclogitici" (Stella, 1894; Compagnoni et al, 1977);

- 2) metagranitoidi massivi in facies scisti verdi, da ortogneiss a grana fine a miloniti (Serie di Arolla, complesso degli "Gneiss Minuti") e parascisti retrocessi ad albite (MM) (Dal Piaz, 1976; Canepa et al, 1990);
- 3) metagabbri e miloniti di metagabbri ensialici in facies eclogitica e scisti verdi.

L'unità inferiore e superiore sono separate da vaste zone di shear milonitico in facies scisti verdi in cui possono essere inseriti alcuni lembi di copertura mesozoica ad affinità brianzonese (Zona di Roisan, serie del Mt.Dolin, Mt. Blanc du Creton) spesso fortemente deformati e trasposti.

In prossimità di queste importanti zone di shear la retrocessione alpina coinvolge volumi di roccia molto estesi e l'intensa circolazione di fluidi metamorfici associata alla deformazione impedisce una preservazione dei protoliti pre-alpini.

3.2 Evoluzione tettono-metamorfica

L'Austroalpino è composto da rocce di tipo continentale dall'evoluzione complessa.

Si tratta di unità che hanno conosciuto almeno due eventi orogenici, alpino e varisico, con evoluzione metamorfica di natura polifasica (Dal Piaz, 1992). Inoltre sono stati sottoposti al generale regime distensivo contemporaneo all'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese e preceduto dall'underplating magmatico Permiano (Dal Piaz, 1993).

Tale diversità di condizioni chimicofisiche, unitamente alla presenza di protoliti dal chimismo assai vario (dalle rocce ignee acide e basiche alle coperture terrigene e carbonatiche), ha consentito la formazione di un campione estremamente vario di litologie.

3.2.1 Storia metamorfica pre-alpina

I più antichi protoliti del sistema Austroalpino delle Alpi Occidentali consistono in una associazione di metapeliti, marmi, metabasiti tholeiitiche in una associazione tipica di cuneo di accrezione tardo cambriana (Sills & Tarney, 1984; Zingg, 1990). Questa ipotesi si fonda sul rinvenimento di quarziti a Mn (Bertolani, 1969) e sull'affinità oceanica delle metabasiti (Mazzucchelli & Siena, 1986).

L'intima associazione e il mescolamento di litologie di alto grado metamorfiche a tutte le scale prende il nome di complesso "dioritico-kinzigitico". Si osserva una stretta analogia litologica tra i protoliti di crosta inferiore dell'Austroalpino e con le litologie del sud-alpino, e

in particolare con la crosta profonda dell'Ivrea-Verbanò (chiamata "prima dioritico-kinzigitico" o DK I) (Novarese, 1931, Carraro et al., 1970). Ne consegue che l'età dei protoliti e del metamorfismo di alto grado dell'Austroalpino possono essere ricostruite attraverso un confronto con l'età delle paragenesi del sud-alpino grazie alla presenza di associazioni meglio preservate per l'assenza dell'imprinting alpino, assente a oriente della linea del Canavese (o comunque di basso grado e non pervasivo).

Le associazioni più comuni granulitiche e anfibolitiche di alto grado nella Zona Sesia-Lanzo, attestano condizioni di equilibrio di 700-750 °C e 0.6 GPa per la DK II (Vuichard, 1987). Le paragenesi di alto grado della Serie della Valpelline registrano una storia polifasica pre-alpina con metamorfismo da granulitico ad anfibolitico di alto grado (Gardien et alii, 1994):

- 1) stadio granulitico di pressione intermedia (700-750 °C; 0.9-1 GPa)
- 2) stadio di decompressione anfibolitico di alto grado (750-800 °C; 0.4-0.6 GPa)
- 3) stadio di ulteriore decompressione e raffreddamento (650-700 °C; 0.35-0.4 GPa).

Si tratta di una evoluzione decompressionale correlabile (Gardien et al., 1995) con il regime estensionale che ha portato all'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese (Lardeaux & Spalla, 1991; Dal Piaz, 1993)

Complessivamente si tratta di stime consistenti con i valori trovati per la Zona di Ivrea-Verbanò (Zingg, 1983).

Se è presente un analogo storia metamorfica nell'unità superiore dell' Austroalpino e nel basamento di alto grado del Sudalpino, l'età stessa del metamorfismo di alto grado della DK I è incerta: il fabric kinzigitico predata le intrusioni profonde basiche permiane, che si sono parzialmente riequilibrate in condizioni granulitiche raffreddandosi lentamente (Voshage, 1990) o, altrimenti, si ritiene che l'underplating della crosta profonda della Zona di Ivrea Verbanò può essere responsabile di una riequilibratura granulitica di età tardo Paleozoica (Pin & Vielzeuf, 1983).

Nel secondo caso si hanno le granuliti di Gruppo II secondo Pin & Vielzeuf (1983), caratterizzate da facies granulitiche di pressione intermedia e dall'assenza di eclogiti (che si rinvencono nelle granuliti di Gruppo I, interne alle catene erciniche e databili a 400-450 Ma). Le granuliti di Gruppo II sono databili alla fine dell'evento ercinico (300 Ma ca.) e sono tipicamente impoverite in granitofili e appaiono come restititi degranitizzate. La presenza di

complessi ultrabasici coevi, l'alto gradiente T/P, unitamente al contesto post-collisionale suggeriscono come l'evento granulitico sia dovuto a questa importante anomalia termica. Altri studi nell'Ivrea-Verbano (Rutter et al., 1993) confermano la paragenesi granulitica come coeva alla formazione del complesso basico (280 Ma ca.) che è quindi sovrimposta ad associazioni anfibolitiche di alto grado successive al picco ercinico.

Il generale regime distensivo tardo Paleozoico che precede l'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese determina la decompressione adiabatca del mantello superiore continentale adriatico (Dal Piaz, 1993). Il risultato è la fusione parziale del mantello subcontinentale sottostante e la risalita di fusi basaltici. I fusi si insediano nella discontinuità di prim'ordine della Moho determinando il meccanismo di underplating magmatico. Risultato di questo processo sono le serie cumulitiche della Zona Ivrea-Verbano ("corpo basico principale", Rivalenti et al, 1984).

L'insediamento dei fusi e al distensione crostale viene accomodata da una serie di shear zone di alta temperatura a basso angolo (Zingg et al., 1990). Nel contempo si instaurano alti gradienti geotermici responsabili del metamorfismo di alto grado che investe la regione, e si sviluppano dicchi e filoni pegmatoidi anatectici (Voshage et al., 1990; Zingg, 1990).

Miche metamorfiche da paragneiss e pegmatoidi anatectici registrano età di raffreddamento Rb/Sr e K/Ar di 240-180 Ma (Hunziker, 1974), per le unità della Serie di Valpelline, registrando così gli ultimi stadi del sollevamento della crosta profonda Austroalpina.

Il meccanismo di sollevamento, accomodato da shear zone di alta temperatura, avviene probabilmente attraverso un rifting asimmetrico (De Graciansky et al., 1989).

Fig. 4. Questo particolare meccanismo distensivo consente la formazione di scaglie di crosta continentale, extensional allochthons (Wernicke & Burchfiel, 1982), dalle dimensioni delle falde che verranno coinvolte nella successiva orogenesi alpina. Il meccanismo di rottura della crosta continentale avviene attraverso delle faglie listriche che in profondità divengono delle fasce milonitiche. Si rinvencono shear zone di alto grado nella zona di Ivrea-Verbano (Zingg, 1990) e in facies anfibolitica nel M.Mary (Pennacchioni & Cesare, 1997) che controllano la distensione pre-alpina.

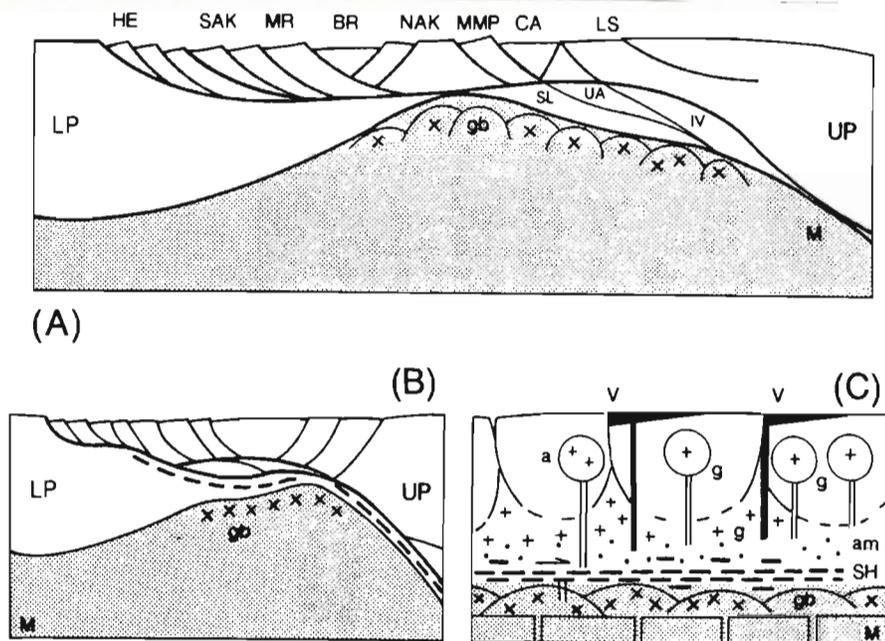


Fig 4 A, B. Tentative Permian allocation of discussed crustal blocks as discrete allochthon segments and underlying metamorphic core complexes within an attenuating lithosphere through deep-seated low-angle shear zones; not to scale. For details, see in text. *UP, LP* Upper- and lower extensional plates; *HE* Helvetic; *SAK* southern Austro-Alpine klippen; *MR* Monte Rosa; *BR* Grand St. Bernard/Briançonnois; *NAK, MMP* Dent Blanche/Mt. Mary/Pillonet northern Austro-Alpine klippen; *CA* Canavese; *LS* Laghi Series; possibly incised and excised deep-seated lower crustal units; *SL* Sesia-Lanzo ± northern Austro-Alpine klippen (alternative location); *UA* Upper Austro-Alpine; *IV* Ivrea-Verbanò; *gb* layered gabbro/ultramafic bodies; *M* upper mantle. **C** Summarizing sketch of Late Palaeozoic processes of melting and magma emplacement. Mantle-derived gabbro magma chambers (*gb*) located at mantle (*M*)/thinning crust transition may supply fractionated melts and fast transfer of heat, facilitating partial melting of overlying dismembered crust. *SH* Deep-seated shear zones; *am* crustal anatectic melting; *v* volcanics; *g* granites; *a* appinitic precursors

3.2.2 Storia metamorfica alpina

Durante l'orogenesi alpina le falde del Mont Mary e del Dent Blanche hanno conosciuto un'evoluzione polifasica metamorfica distinta nella fase Eo-alpina e Meso-alpina (Dal Piaz et al., 1972; Hunzicker, 1974).

La fase Eo-alpina si distingue per delle associazioni mineralogiche di alta pressione e bassa temperatura che sono espressione delle condizioni che troviamo nelle parti più profonde del cuneo di accrezione (Ernest, 1971; Yardley, 1989).

Per raggiungere queste condizioni geodinamiche occorre che l'oceano Ligure-Piemontese sia in fase di chiusura. Questa fase compressionale è registrata dall'età delle paragenesi di HP/LT eclogitiche e in facies scisti blu, dalla deposizione dei flysch ad *Helmintoides*, da depositi clastici di glaucofane, dal disaccoppiamento di coperture sedimentarie dal basamento subdotto e dalla discontinuità del Gosau. Questi fattori suggeriscono un'età compresa tra i 44-90 Ma (Dal Piaz & Polino, 1989).

Come abbiamo visto mancano tracce di associazioni di alta pressione nel Dent Blanche s.s. e nel lembo del Mont Mary, il che fa pensare che si trattava di unità più superficiali all'interno del cuneo di accrezione.

Subdotto il tratto oceanico compreso tra la placca Adria e il margine Elvetico europeo ha inizio la fase collisionale continentale (*Fig. 5*).

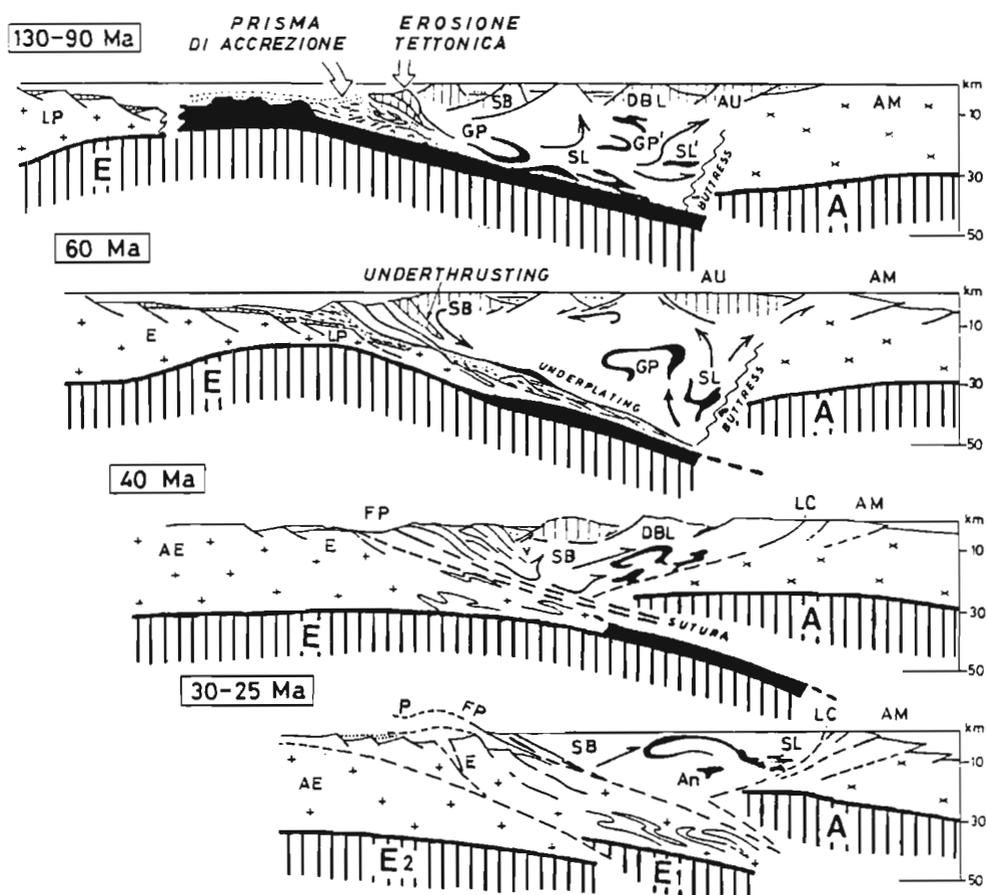


fig. 5. Accrezione ed erosione tettonica nell'evoluzione cinematica della catena alpina (Polino et al. 1990). AM: Alpi Meridionali; (LC: linea del Canavese); AU: Austroalpino superiore; DBL: Dent Blanche; SB: Gran San Bernardo; SL-SL' e GP-GP': stadi successivi dell'evoluzione della Zona Sesia-Lanzo e del Gran Paradiso; nero: unità ofiolitiche (An: Antrona); P: Prealpi; FP: fronte Pennidico; LP: Ultraelvetico e Pennidico inf. ad affinità elvetica (europea); E: Elvetico, AE: avanzaese elvetico; frecce: traiettorie cinematiche nel prisma orogenico; A: Moho adriatica; E-E1-E2: Moho europea e sue rotture. Dettagli nel testo.

Il risultato è un ispessimento crostale dell'arco alpino in formazione che consente la risalita e l'addensamento delle isoterme con cambio del gradiente geotermico. Queste nuove condizioni favoriscono lo sviluppo del metamorfismo regionale mesoalpino (Eocene inf.-Oligocene) e di nuove deformazioni duttili. Il nuovo regime termico consente una nuova riequilibratura delle fasi in condizioni scisti verdi (Dal Piaz, 1992).

L'appilamento eoalpino delle falde all'interno del cuneo di accrezione è seguito da deformazioni duttili in facies scisti verdi dell'evento mesoalpino.

3.2.3 Eventi tardivi post-metamorfici

La pila di falde costruita durante l'evento eo-alpino e meso-alpino risulta piegata e quindi tagliata in discordanza da filoni idrotermali a quarzo. Siamo passati dal regime duttile che ha caratterizzato le fasi eo- e meso-alpina ad un regime fragile accompagnato da una intensa circolazione di fluidi che accompagnano mineralizzazioni filoniane in vena e brecce di esplosione. L'attività idrotermale è supposta di età tardo-oligocenica (33 Ma in Diamond & Wiedenbeck, 1986) e coeva all'attività lungo la linea Aosta-Ranzola, lineamento tettonico che ha svolto un importante ruolo di collettore di fluidi tardomagmatici. Avvicinandoci al lineamento insubrico abbiamo l'insediamento di numerosi plutoni di serie calcicalina unitamente ad attività vulcanica effusiva registrata nei filoni andesitici della Zona del Canavese (Dal Piaz Ed., 1985).

L'insediamento di plutoni acidi e il loro lento raffreddamento hanno alimentano celle convettive di fluidi idrotermali con attività compresa tra i 33 e i 25 Ma, responsabili tra l'altro di importanti processi di alterazione idrotermale, quali la serpentizzazione, la cloritizzazione e la listvenitizzazione che consentono la lisciviazione di elementi utili da rocce cristalline e la loro concentrazione filoniana.

3.3 Descrizione delle litologie affioranti nell'area rilevata in letteratura

L'area è stata soggetta di studi sistematici ad opera di Stutz & Masson (1938), Diehl (1952) e Canepa et al, (1990).

3.3.1 Falda della DBL s.s.

L'Unità superiore e l'Unità inferiore prendono il nome rispettivamente di Serie di Valpelline e Serie di Arolla all'interno della falda della DBL s.s.(Argand, 1906, 1908).

La Serie di Valpelline non affiora nell'area rilevata.

3.3.1.1 Serie di Arolla

La Serie di Arolla è costituita da prodotti alpini derivati dalla rielaborazione metamorfica di corpi intrusivi tardo-paleozoici sia acidi che basici intrusi in una crosta medio-profonda (Argand, 1908; Stutz & Masson, 1938; Mazurek, 1986). I corpi basici, dei

metagabbri, sono di natura ensialica e sono stati trasposti durante l'orogenesi alpina da importanti zone di shear milonitico in facies scisti verdi.

I plutoni granitici si sono intrusi in parascisti e paragneiss varisici di alto grado e i contatti intrusivi sono localmente ben preservati in Valpelline (pochi km più a nord dell'area di nostro interesse).

La Serie di Arolla mostra un diffuso overprint alpino in facies scisti verdi, accompagnato da una intensa deformazione duttile nella quale si riconoscono tre fasi deformative e localmente quattro (Pennacchioni & Guermani, 1993).

Le litologie più comuni sono gneiss occhiadini e Gneiss Minuti auct. da protoliti intrusivi acidi (graniti porfirici, quarzodioriti e granodioriti), apliti, e quindi parascisti, dioriti e metagabbri.

Metagabbri e ortogneiss risultano inclusi e trasposti nella zona di megashear del Roisan, spesso preservando in pods un fabric identico a quello tipico della Serie di Arolla.

3.3.2 Zona di Roisan

Le unità del Mont Mary e della Dent Blanche s.s. sono lembi di crosta continentale prealpina separate dalla Zona di Roisan (ZR) che comprende in prevalenza sequenze mesozoiche non-ofiolitiche ad affinità Brianzonese fortemente deformate e derivati di basamento delle unità adiacenti (Canepa et al., 1990). Si tratta di una importante zona di shear in facies scisti verdi. La ZR era stata interpretata in un primo tempo come la copertura dell'elemento superiore del MM (Stutz & Masson, 1938), e considerata successivamente unità alloctona e ridenominata unità superiore della falda del MM (Canepa et al., 1990).

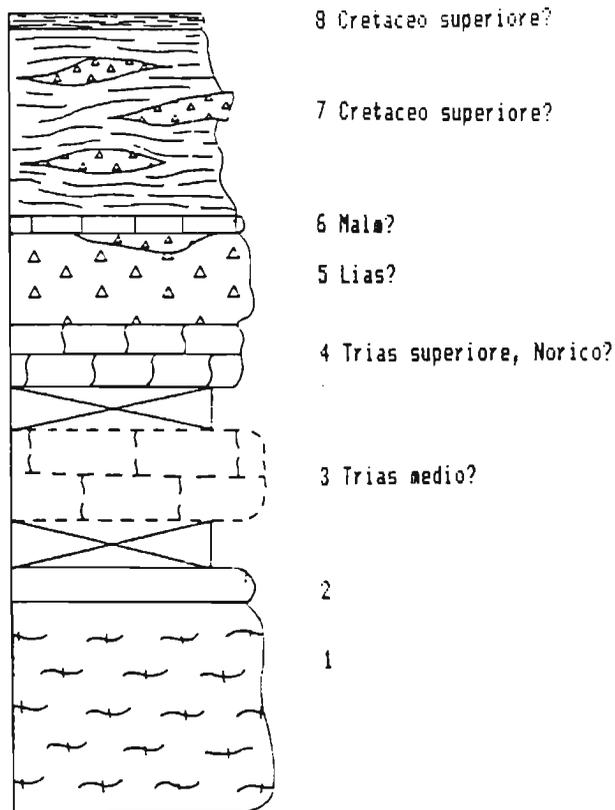
La sequenza sedimentaria precinematica è stata ricostruita negli affioramenti meno deformati in prossimità di Cima Bianca, Valtournanche. (Polino, 1986 in Zaggia, 1987); dal basso verso l'alto stratigrafico distinguiamo (**Fig. 6**):

- a) substrato cristallino composto da ortogneiss del tutto simili a quelli della serie di Arolla
- b) quarziti
- c) dolomie massicce (Trias medio?)
- d) dolomie stratificate (Trias sup.?)
- e) brecce a clasti quarziticci e di dolomia (Lias ?)
- f) marmi chiari venati (Malm?)

- g) calcescisti (Cret.sup.?)
- h) filladi nerastre (Cret.sup.?)

Fig. 6

Ricostruzione della serie stratigrafica della Zona di Roisan nel tratto di Cima Bianca. (1) Ortogneiss (Serie di Arolla) +/- parascisti. (2) Quarziti. (3) Dolomie. (4) Dolomie stratificate. (5) Breccie a clasti quarziticci e/o dolomitici con corpi a maggior percentuale di materiale fillitico (a). (6) Marmi chiari venati. (7) Calcescisti piu' o meno ricchi in materiale fillitico



con lenti e livelli a materiale cristallino ricostituito. (8) Filladi nerastre (miloniti?). I riferimenti cronostatigrafici sono stabiliti in analogia con altre serie di significato analogo datate paleontologicamente, e che comunque mostrano sequenze litostratigrafiche comparabili.

Nelle serie sedimentarie non sono stati rinvenuti fossili, e quindi nella ricostruzione della serie ci si è basati sul contenuto litologico (p.e. breccie con clasti appartenenti ad unità sedimentarie più antiche) e sulle forti analogie con le serie Brianzoni.

Gli orto-derivati, metagabbri e gneiss milonitici, hanno aspetto tipico dei litotipi della Serie di Arolla.

3.3.3 Lembo del Mont Mary

Come descritto nella parte introduttiva, il lembo del Mont Mary viene diviso in due unità: l'unità superiore che consiste di un basamento prealpino di alto grado più o meno preservato, del tutto simile alla Serie della Valpelline, e l'unità inferiore, che consiste di parascisti e minori corpi granitoidi più retrocessi e con fabric relitto prealpino di più basso grado e che quindi si differenzia dalle Unità inferiori del DBL s.s.

3.3.3.1 Unità Superiore del Mont Mary

Questa unità è stata chiamata "unità intermedia" nel lavoro di Canepa et al. (1990).

E' un elemento di crosta profonda e intermedia prealpina, separata al tetto dalla Zona di Roisan e al letto dall'unità inferiore da orizzonti anastomizzanti di miloniti nere in facies scisti verdi. La retrocessione alpina in facies scisti verdi si è concentrata nelle zone di shear, preservando estesamente il fabric pre-alpino. Lo sviluppo limitato di miloniti alpine è legato alla scarsa disponibilità di acqua alla scala della falda, che inibisce la deformazione duttile e la riequilibratura metamorfica (Pennacchioni & Cesare, 1997).

L'associazione litologica pre-alpina (Canepa et al, 1990) è a micascisti di alto grado a $\text{Grt}+\text{Sill}+\text{Bt}$, paragneiss a grana grossa a $\text{Pl}+\text{Grt}+\text{Kfs}+\text{Hbl}+\text{Sill}^1$ e associati pegmatoidi a $\text{Qtz}+\text{Pl}+\text{Kfs}+\text{Bt}\pm\text{Grt}\pm\text{Amph}$. Ai paragneiss sono intercalate anfiboliti composte da $\text{Brown-Ho}+\text{Ca-Pl}+\text{Bt}+\text{Spn}\pm\text{Grt}$ raro Cpx relitto e Qtz accessorio. Sono state rinvenute alcune granuliti mafiche a $\text{Cpx}+\text{Opx}+\text{Ho}+\text{Pl}+\text{Grt}$. L'unità comprende layers di marmo a silicati a $\text{Cal}+\text{Cpx}+\text{Pl}+\text{Spn}+\text{Wm}+\text{Qtz}+\text{Trm}+\text{Chl}+\text{Py}+\text{Grf}$ con spessori che raggiungono i dieci metri. Infine è stato rinvenuto un pod di Harzburgite a spinello e anfibolo, composto da $\text{Ol}+\text{Opx}+\text{Mg-Ho}+\text{Al-Spl}$ interpretato come frammento di mantello subcontinentale adriatico (Cesare et al., 1989), riequilibrato a bassi livelli crostali in facies granulitica e successivamente trasposto ed esumato durante l'orogenesi alpina.

Inoltre si osservano fasce milonitiche di età pre-alpina. La presenza di microzone di shear milonitico che riattivano fasce pseudotachilitiche indicano la formazione di queste miloniti a cavallo del limite duttile-fragile in condizioni fortemente controllate dalla disponibilità di fluidi e dalla grana della matrice (Pennacchioni & Cesare, 1997).

Le stime geotermobarometriche stabiliscono condizioni anfibolitiche (510-580 °C; 0.25-0.45 Gpa) di equilibrio delle fasce milonitiche. Sono condizioni che possiamo ritrovare

¹ Per il significato delle sigle, vedi Appendice.

in regimi estensionali contemporanei alla apertura dell'oceano Ligure-Piemontese e quindi testimoniano le fasi più tardive di una esumazione di crosta profonda prealpina (*vedi fig. 4*).

L'overprint alpino ha come prodotti principali: nelle kinzigiti micascisti a $Ep+Ab+Ser+Chl\pm Rt\pm Spn$, nelle anfiboliti Green-Ho+ $Act\pm Chl+Ab+Ser\pm Spn+Ep$, nei marmi a silicati $Act+Wm+Chl$ (Canepa et al.,1990).

3.3.3.2 Unità inferiore del Mont Mary

In Canepa et al. (1990), l'unità inferiore comprende due complessi di litologie prealpine:

- 1) metagranitoidi simili a quelli della Serie di Arolla;
- 2) parascisti, "Gneiss Minuti" e minori anfiboliti.

A differenza della Serie di Arolla, il volume degli ortogneiss risulta ridotto rispetto all'incassante (Elter, 1960; Cesare, 1987). Gli ortogneiss, presenti in pods ettometrici, risultano incassati nei parascisti, che contengono rare lenti di relitti prealpini di alto grado.

I protoliti dei metagranitoidi vengono descritti nei rari relitti come un granito a $Kfs+Ab\pm Bt$ per il microaugen-gneiss e un granito leucocratico a $Qtz+Pl+Mc+Wm\pm Bt$ per gli ortogneiss a grana fine.

L'overprint alpino determina un'associazione ubiquitaria a: $Qtz+Ab+Fe-Ep+Phe\pm Fe-Chl\pm Czo\pm Amp$.

I protoliti dei parascisti consistono in un'associazione di $Qtz+Pl(Labradorite)+Ms\pm Grt\pm Hbl\pm Kfs\pm Sill\pm And$. L'andalusite è in porfiroblasti postcinematici. Quando retrocessi presentano un'associazione a $Qtz+Ab+Phe+Chl\pm Rt\pm Ep\pm Amp\pm Stp$.

Per "Gneiss Minuti" gli autori intendono un'associazione a grana fine in facies scisti verdi di $Ab+Qtz+Wm+Chl$ con Fe-Glaucofane, crossite² e stilpnomelano accessorio, dal protolite incognito.

² Fe-Glaucofane e Crossite sono anfiboli sodici con Fe^{+3} nei siti ottaedrici. Si possono sviluppare in metabasiti a più alto contenuto di ossigeno e a più basse pressioni di quelle richieste per la stabilità del Glaucofane (Yardley, 1989); non siamo quindi necessariamente nelle facies scisti blu.

Le anfiboliti sono a Brown-Hbl+Ca-Pl+Bt+Qtz±Grt±Cpx, mentre le forme retrocesse sono a Green-Hbl+Ep+Ab+Chl+Ser.

4 Geologia dell'area rilevata

Nell'area rilevata affiorano rocce attribuibili a diverse unità strutturali della falda della Dent Blanche *s.l.*. Dall'alto verso il basso (e da nord a sud) affiorano in successione:

- 1) La "Serie di Arolla" della falda Dent Blanche *s.s.*;
- 2) La Zona di Roisan;
- 3) L'unità superiore del lembo del Mont Mary;
- 4) L'unità inferiore del lembo del Mont Mary.

Procediamo alla descrizione delle litologie trovate sul terreno.

4.1 Falda del Dent Blanche *s.s.*

4.1.1 La Serie di Arolla

I litotipi della Serie di Arolla affiorano lungo le pendici della dorsale Pointe de Verdonaz-M.te Faroma. Si tratta in generale di litotipi a prevalente o pervasiva sovrimpronta metamorfico-strutturale alpina costituiti da ortogneiss a struttura occhiadina sino a tipi milonitici. Litotipi relativamente preservati di granitoidi, caratterizzati da una tessitura massiccia, si rinvencono unicamente nel detrito alla base delle pareti e non sono stati rinvenuti in affioramento.

I vari tipi litologici della serie di Arolla non sono stati differenziati in carta a causa della loro intima associazione sul terreno dove compaiono in alternanze spesso di spessore inferiore al metro non rappresentabili alla scala del rilevamento.

Gneiss Occhiadini (Fig. 7)

Si tratta di rocce caratterizzate dalla presenza di porfiroclasti millimetrico-centimetrici di Kfs immersi in una matrice scistosa spesso caratterizzata da un fine layering compositivo (alla scala millimetrica) dovuto all'alternanza di livelli quarzoso-feldspatici e letti a prevalente componente micacea. La matrice foliata anastomosa attorno ai porfiroclasti di Kfs conferendo alla roccia il tipico aspetto occhiadino. Il fabric occhiadino appare comunemente asimmetrico e i sistemi porfiroclastici hanno geometrie del tipo σ e ϕ . In

affioramento queste rocce sono in genere di colore verde. Nella zona rilevata gli gneiss occhiadini appaiono relativamente omogenei salvo la presenza di intercalazioni cm-decimetriche leucocratiche (generalmente a grana fine, metaaplitiche) trasposte nella scistosità regionale. Sono molto frequenti cristalli idiomorfi di ematite dalla grana millimetrica.



Fig. 7. Gneiss occhiadino della Serie di Arolla con strutture di pinch and swell su metaaplitici concordanti con la scistosità regionale. Giacitura a reggipoggio, parete di sud-est Point de Verdonaz.

Al microscopio (sezione mmS158) queste rocce sono costituite da $Kfs+Qtz+Wm+Ab\pm Stp\pm Chl\pm Ep\pm Amp$, opachi, e zircone e apatite accessori. Il Kfs presenta fitta geminazione polisintetica e i porfiroclasti risultano microboudinati e fratturati. I letti micacei sono individuati dall'orientazione preferenziale di Wm e Chl. Il Qtz si presenta in nastri policristallini con forte sviluppo di LPO (*Lattice Preferred Orientation*) e SPO (*Shape*

Preferred Orientation). Relitti dell'originario quarzo magmatico sono talora presenti in forma di nastri monocristallini alternati agli aggregati di ricristallizzazione. Sia Stp che Amp sono presenti in aggregati post-cinematici in covoni.

Ortogneiss milonitici

All'aumentare della deformazione alpina gli ortoderivati vengono trasformati in prodotti milonitici caratterizzati da un colore verdastro scuro, una foliazione penetrativa di tipo planare e dall'assenza di relitti macroscopici dell'associazione magmatica primaria. Tali litotipi prevalgono verso il contatto con la sottostante Zona di Roisan.

Al microscopio (mmS157) mostrano una composizione mineralogica analoga a quella degli gneiss occhiadini, ma sono scomparsi i grossi relitti di Kfs. Si rinvencono comunque ancora minuti (pochi millimetri o meno) frammenti di Kfs albitizzati. Il quarzo, inoltre, è completamente trasformato in aggregati di ricristallizzazione dinamica di Qtz_{II}. Nel confronto con la sezione analizzata di gneiss occhiadini, la milonite mostra un notevole arricchimento in stilpnomelano che compare in queste rocce come minerale fondamentale in aggregati post-cinematici dall'aspetto fibroso-raggiato.

4.2 Zona di Roisan

Questa unità, interposta tra le due unità di basamento della Dent Blanche e del Mont Mary, ha uno spessore dell'ordine dei 200 metri ed è composta dall'associazione di:

- 1) sedimenti permo(?)mesozoici
- 2) ortoderivati milonitici simili a quelli della serie di Arolla
- 3) corpi di metagabbri

Va sottolineato come, in tutta l'area rilevata, i tipi metasedimentari non risultino mai in diretto contatto con i litotipi dell'unità superiore del MM, ma che si interponga tra essi sempre uno spesso orizzonte costituito da ortoderivati milonitici o (alla Becca di Aவில்) da gabbri.

Le rocce, nell'area in esame, appaiono in genere profondamente deformate o a fabric milonitico e sono assenti sezioni metasedimentarie ben preservate che caratterizzano invece la Zona del Roisan più a E nell'area della Cima Bianca e dove sono preservati localmente i rapporti stratigrafici tra le varie litologie (*vedi fig. 6*).

I litotipi metasedimentari che compongono la zona del Roisan sono, secondo una ipotetica successione:

- 1) Calcescisti e filloniti probabilmente attribuibili a originari depositi di flysch cretacici;
- 2) Breccie dolomitiche (Lias ?)
- 3) Marmi dolomitici e dolomie triassiche.

Non sono stati rinvenuti fossili.

Calcescisti (*Fig. 8*)

Sono caratterizzati da letti cm-decimetrici carbonatici spesso policromi (con colore variabile dal grigio chiaro-azzurrognolo all'aranciato, (*Fig. 9*) a grana saccaroide, millimetrica, suddivisi da sottili interstrati di films micacei (mica bianca) a grana fine.

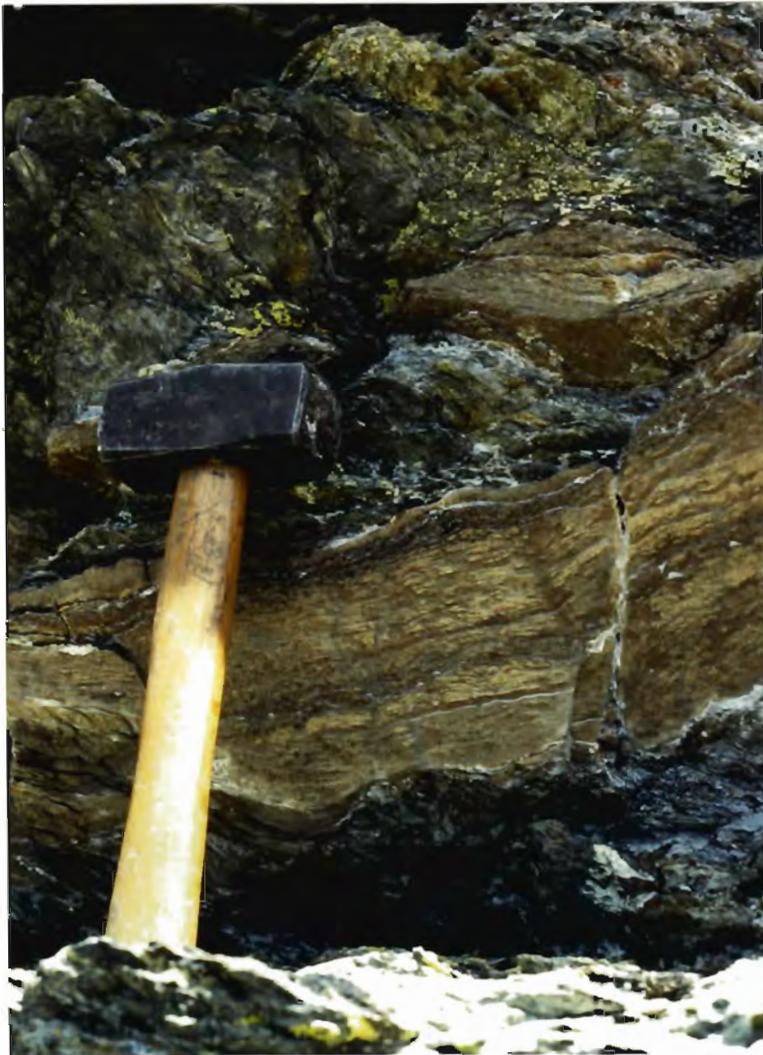


Fig. 8, pagina precedente. Affioramento di calcescisti, versante occidentale del Mont Grand Pays.

Frequente la pirite idiomorfa millimetrica spesso alterata. Solo raramente (come ad est della malga Valchourda) si rinvencono dei letti di marmi relativamente puri di colore grigiastro.

Lo spessore dei calcescisti raggiunge i 140 metri, queste rocce appaiono talora intercalate e finemente “interstratificate” con le filloniti o includono boudins metrici di dolomia. Gli affioramenti più estesi si osservano in prossimità del Mont Grand Pays.

Fig. 9. Calcescisti dal colore aranciato intercalati a filloniti grigio plumbee. Prossimità Col de Leche.



Filloniti (*Fig. 10*)

Sono rocce di colore grigio-plumbeo, di aspetto filladico e presentano una lucentezza metallica. Sono delle miloniti micacee con scistosità fortemente penetrativa, laminate e retrocesse, e prive di calcite. Comune in tali rocce è la presenza caratteristica di un fine layering compositivo millimetrico dato dall'alternanza di letti granoblastici e letti micacei nerastri. Particolarmente comune inoltre è la presenza di lenti concordanti di quarzo di spessore centimetrico e talora di lunghezza metrica che sovente disegnano strutture plicative. Lo spessore raggiunge i 40 metri.

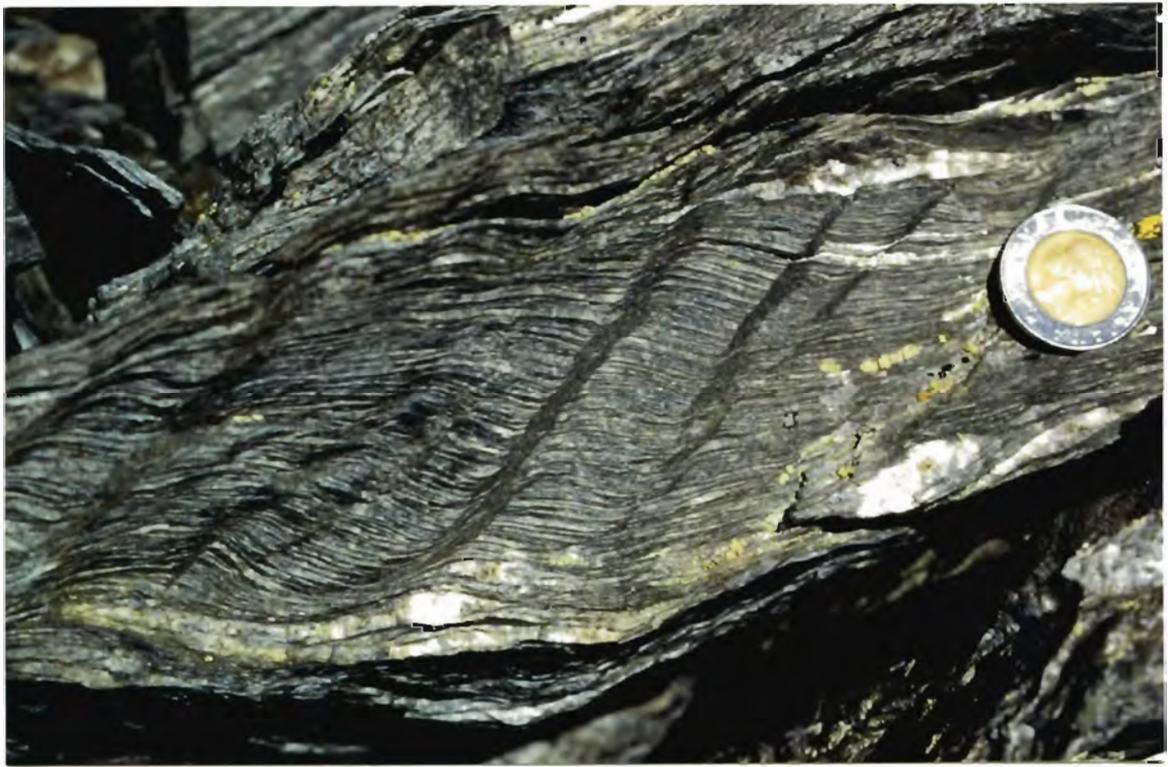


Fig. 10. Fillonite, con fine layering compositivo millimetrico deformato da ECC (Extensional Crenulation Cleavage) o shear bands tipo C' (senso di shear sinistro). Presso Col de Saint Barthelemy.

Al microscopio (mmS156) hanno un tipico aspetto dato dall'alternanza ritmica di sottili livelli micacei (Wm) cui si associano films e fini lamine grafitose e letti granoblastici di quarzo minuto con subordinata albite. Relativamente frequente la clorite in aggregati allungati nella foliazione.

Dolomie e marmi dolomitici

Presentano un colore giallo biancastro in affioramento e grigio scuro alla frattura. Si presentano massicce o finemente laminare nei tipi milonitici. La foliazione penetrativa delle miloniti è visibile soprattutto grazie all'erosione. Molto comune è una intensa fratturazione (*Fig. 11*), risanata da vene fibrose di dolomite o dolomite + quarzo, che conferisce alla roccia un aspetto brecciato. Le vene composite presentano dolomite verso le salbande e il quarzo al nucleo della vena.

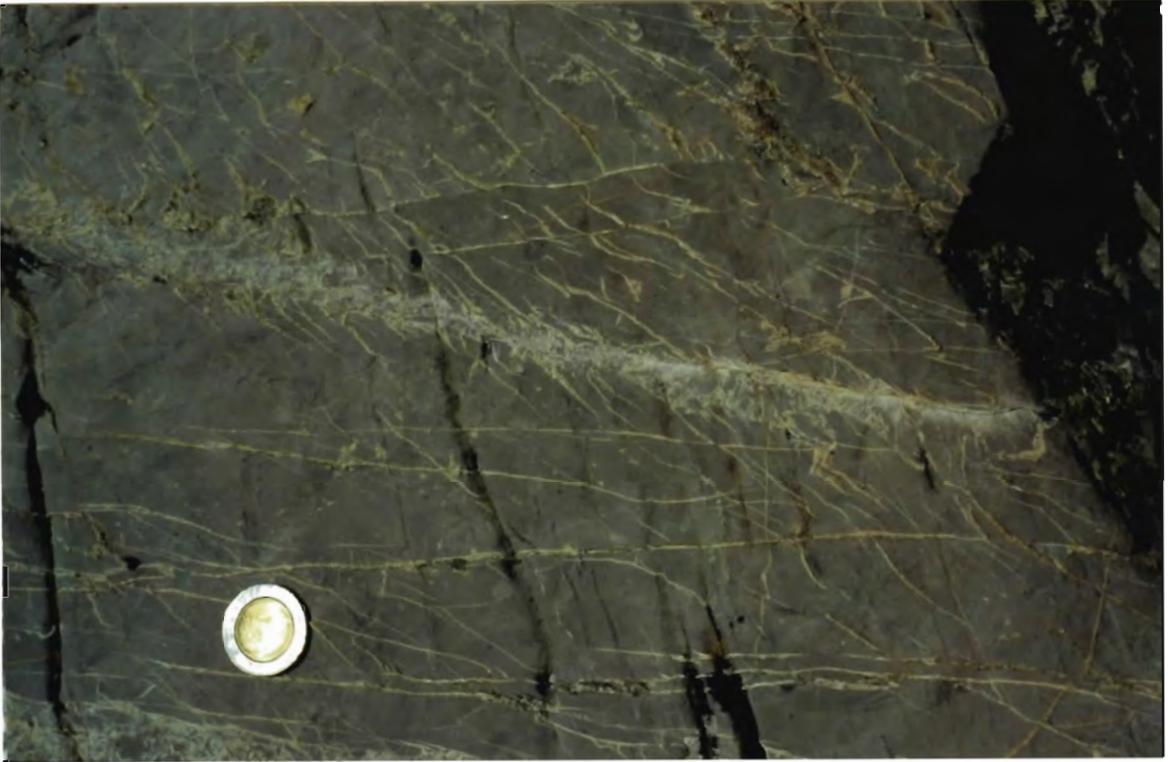


Fig. 11. Dolomie massicce attraversate da vene di dolomite concentrate, al centro della foto, lungo una zona di shear fragile caratterizzata da vene sigmoidali. Senso di shear destro. Sul sentiero che porta dalla malga Valchourda al Col de Saint Barthelemy.

Fig. 12, pagina seguente. Visione panoramica della serie di boudins decametrici di dolomie affioranti in prossimità del Col de Saint Barthelemy. I prati e i pendii erbosi corrispondono agli affioramenti di scisti fillonitici e calcescisti che inglobano le dolomie. Le pareti rocciose in alto a sinistra corrispondono agli ortogneiss della serie di Arolla.



Le masse di dolomia sono in genere discontinue e formano dei boudins metrici o plurimetrici immersi in una matrice fillonitica (*Fig. 12*) composta da calcescisti, filloniti e metagranitoidi milonitici. La loro discontinuità può essere originaria (si tratterebbe cioè di olistoliti formati durante la frammentazione di piattaforme carbonatiche in una tettonica sin-rift Ligure-Piemontese, oppure blocchi franati all'interno di depositi neritici durante lo sviluppo delle piattaforme carbonatiche) o più semplicemente generata da processi di boudinage durante deformazione alpina.

Brecce dolomitiche

Si tratta di brecce a clasti angolari dolomitici biancastri, di dimensioni centimetriche, immersi in una matrice dolomitica più scura (*Fig. 13*). Gli affioramenti più belli sono ad sul versante orientale del Mont Grand Pays. La deformazione milonitica di tali rocce da origine a tipiche strutture porfiroclastiche, derivate dall'arrotondamento degli originari clasti, all'interno di una matrice foliata comunemente a tonalità giallognola.



Fig. 13. Breccia carbonatica a clasti angolari dolomitici. Blocco nel versante occidentale del Mont Grand Pays

Ortogneiss milonitici (Fig. 14)

Tali litotipi sono del tutto analoghe a quelli appartenenti alla Serie di Arolla, ma affiorano all'interno delle sequenze metasedimentarie della ZR. Gli ortoderivati, compaiono principalmente in una spessa fascia (che raggiunge anche 80-100 metri di potenza) alla base dell'unità di Roisan in diretto contatto con le miloniti alpine nerastre paraderivate che segnano il limite con la sottostante unità del Mont Mary. Lenti minori di poche metri di lunghezza compaiono localmente all'interno delle rocce metasedimentarie.

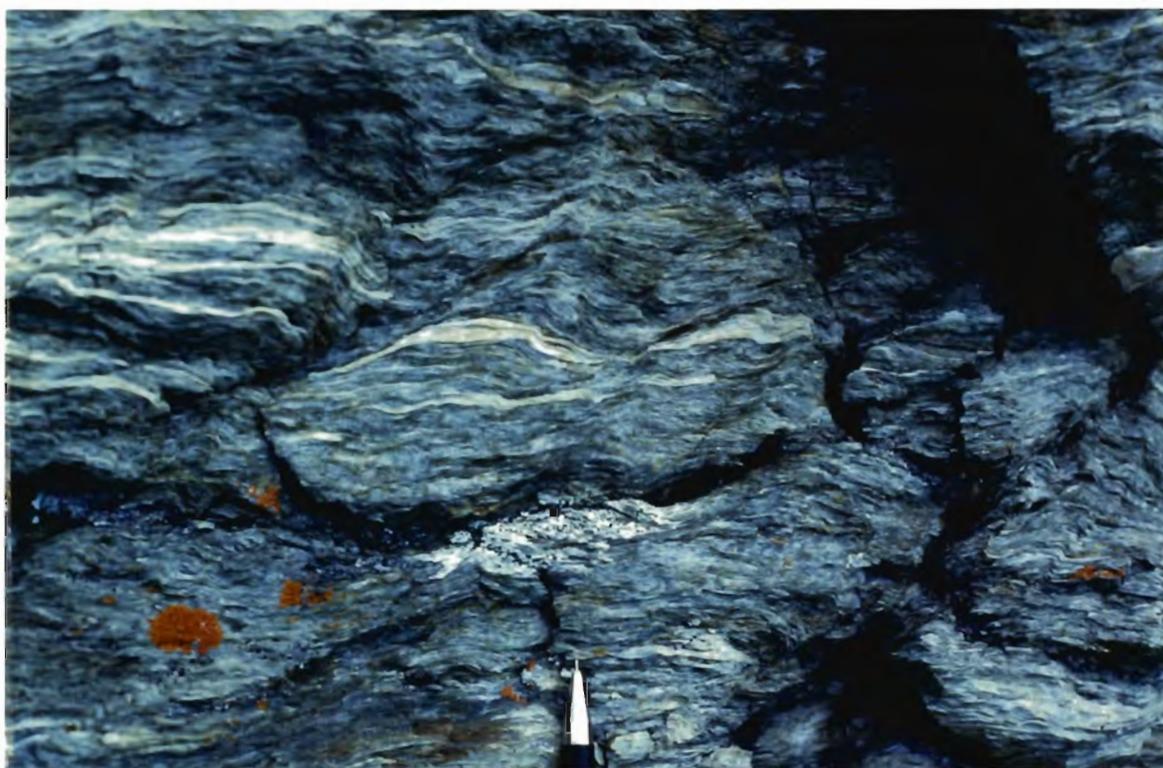


Fig. 14. Ortogneiss milonitici "Arolla" inclusi nella Zona di Roisan, ad ovest della malga Valchourda. Si osservino le strutture tipo S/C che indicano un movimento sinistro

Metagabbri

Sono caratterizzati da colore bianco a verde scuro, struttura gneissica (flaser gabbros) sino a milonitica, e spesso, nelle facies più deformate, da un banding compositazionale alla scala cm-decimetrica dovuta all'alternanza di letti leucocratici biancastri e letti verde scuro (*Fig. 15*). In assenza di relitti della struttura gabbrica o flaser i tipi milonitici possono facilmente essere confusi sul terreno con le miloniti Arolla.

Si riconoscono due corpi di metagabbri:

- a) una piccola (spessa alcuni metri e lunga alcune decine) massa lentiforme presente a sud del Col de Saint Barthelemy all'interno delle miloniti di ortogneiss; tale massa comprende gabbri a struttura flaser e milonitici cui si associano layers di differenziati femici a grana grossolana;
- b) un corpo voluminoso che si estende dalle pendici meridionali del Mont Grand Pays sino alla Becca D'Aveille, quest'ultima quasi interamente formata da questo litotipo.

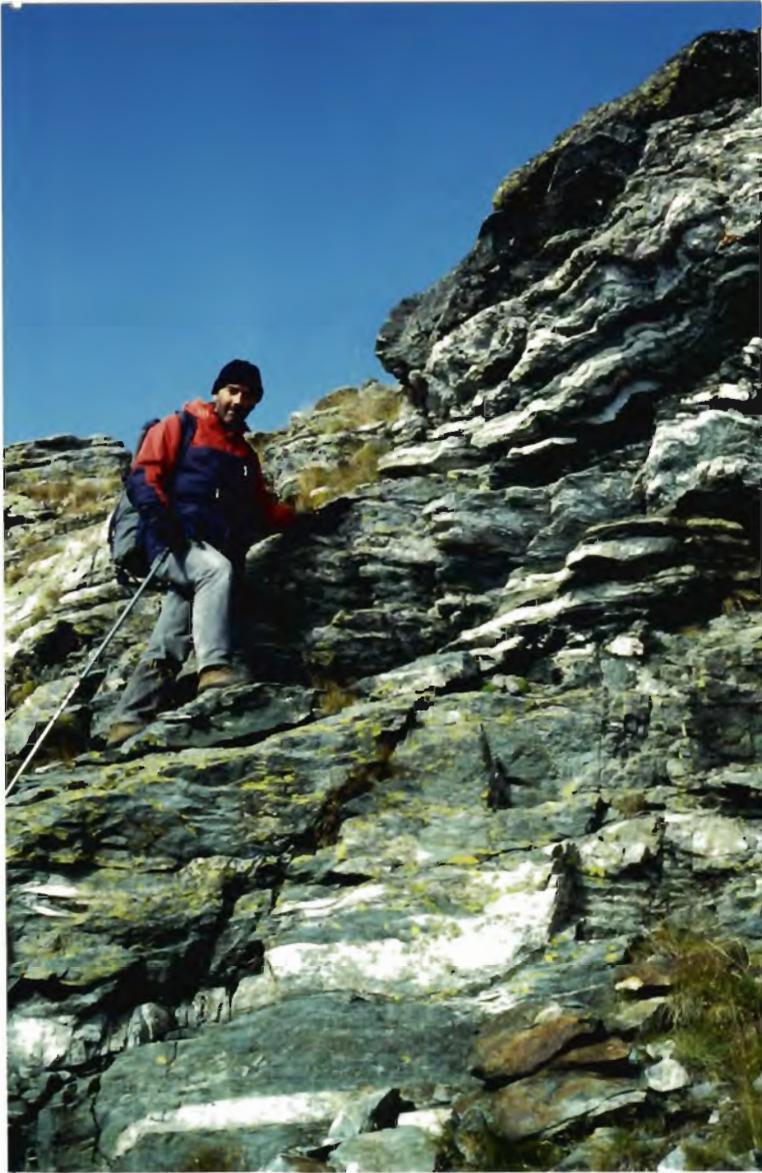


Fig. 15. Metagabbri milonitici inclusi nella Zona di Roisan. Si osservi il caratteristico banding composizionale. Giorgio Pennacchioni con sprezzo del pericolo si ponea come scala. Affioramento presso il Collett.

Al microscopio i gabbri flaser (rz1) sono caratterizzati da porfiroclasti di anfibolo magmatico, sostituito da anfibolo verde (attinoto) coassiale e/o in aggregati disorientati che tendono a fluire in domini lenticolari, immersi in una matrice fine foliata composta da prevalente albite ed epidoto. La matrice deriva principalmente dalla ricristallizzazione e trasposizione degli originari siti del plagioclasio magmatico. In tali rocce sono comuni gli opachi in grosse plaghe circondate da corone di titanite. L'apatite è un importante accessorio, a grana millimetrica, e dall'insolito colore viola.

Le facies milonitiche analizzate dell'affioramento b) (mmS161) mostrano una struttura a bande con alternanza di letti plurimillimetrici quarzoso-feldspatici e letti a dominante anfibolo e subordinati albite, quarzo, epidoto, mica bianca e titanite.

4.3 Lembo del Mont Mary

4.3.1 Unità Superiore del Mont Mary

L'unità superiore, analoga alla Serie di Valpelline della Dent Blanche s.s., è composta da rocce riferibili a una sezione di crosta continentale prealpina profonda, in genere ben preservata, e dai litotipi di derivazione alpina. Nell'area rilevata si riconoscono i seguenti litotipi prealpini:

- 1) paragneiss
- 2) anfiboliti
- 3) marmi
- 4) pegmatiti
- 5) complesso gabbrico ed ultramafiti
- 6) "dioriti"
- 7) miloniti in facies anfibolitica
- 8) miloniti in facies scisti verdi

La deformazione e il metamorfismo alpino in facies scisti verdi si sono concentrati nelle zone di shear discrete di tipo milonitico, presenti soprattutto nei contatti superiore ed inferiore dell'unità, che hanno però risparmiato ampie porzioni dell'originario protolite prealpino. L'unità superiore ha uno spessore massimo intorno agli 800 metri nella Comba Deche.

Paragneiss di alto grado

Rappresentano il litotipo più comune dell'unità. Si tratta in genere di rocce a Bt+Sill+Qz+Grt+Pl+Kfs note con il termine di "Kinzigiti" (Artini & Melzi, 1900, Novarese, 1931). Si tratta di rocce magnifiche, con tipica patina di alterazione brunastra, a grana grossolana. Tra i minerali si riconoscono, nel campione a mano: sillimanite aciculare vitreobiancastra (visibile soprattutto con l'aiuto di una lente), granato rosa in individui millimetrici, biotite brunonerastra dalla caratteristica lucentezza metallica, feldspati biancastri e quarzo scuro. Alle kinzigiti si associano con relativa frequenza dei litotipi massicci, praticamente privi di biotite, costituiti in prevalenza da granato millimetrico e quarzo-

feldspato. Localmente (est della Becs de Fana a quota 2200) si riconoscono facies estremamente ricche in biotite caratterizzate da minuto granato e dall'assenza di aggregati quarzosi o quarzoso-feldspatici.

Nelle kinzigiti la foliazione, penetrativa, è definita da un layering compositivo che include livelli quarzo-feldspatici alternati a layers a biotite e sillimanite, anastomizzanti attorno a porfiroblasti di granato, e dalla orientazione preferenziale della biotite.

Non mancano facies più retrocesse, con clorite pseudomorfa su granato, biotite sostituita da clorite e rutilo, comparsa di epidoto sericite e albite su plagioclasio, e mica bianca su sillimanite. Il fenomeno di retrocessione è particolarmente intenso approssimando la parte meridionale della carta sia nel settore occidentale a contatto con gli gneiss a bande dell'unità inferiore e nel settore meridionale della Comba Deche, dove nel versante sinistro, in prossimità della malga abbandonata a quota 2087 si trova un livello a parascisti con letti a biotite sostituita in parte da mica chiara, quarzo, abbondante grafite lungo i piani di scistosità, limonite da solfuri di ferro, ilmenite e magnetite. All'interno di questi corpi più retrocessi in facies scisti verdi locali troviamo lenti di paragneiss preservato e fels a granato e plagioclasio.

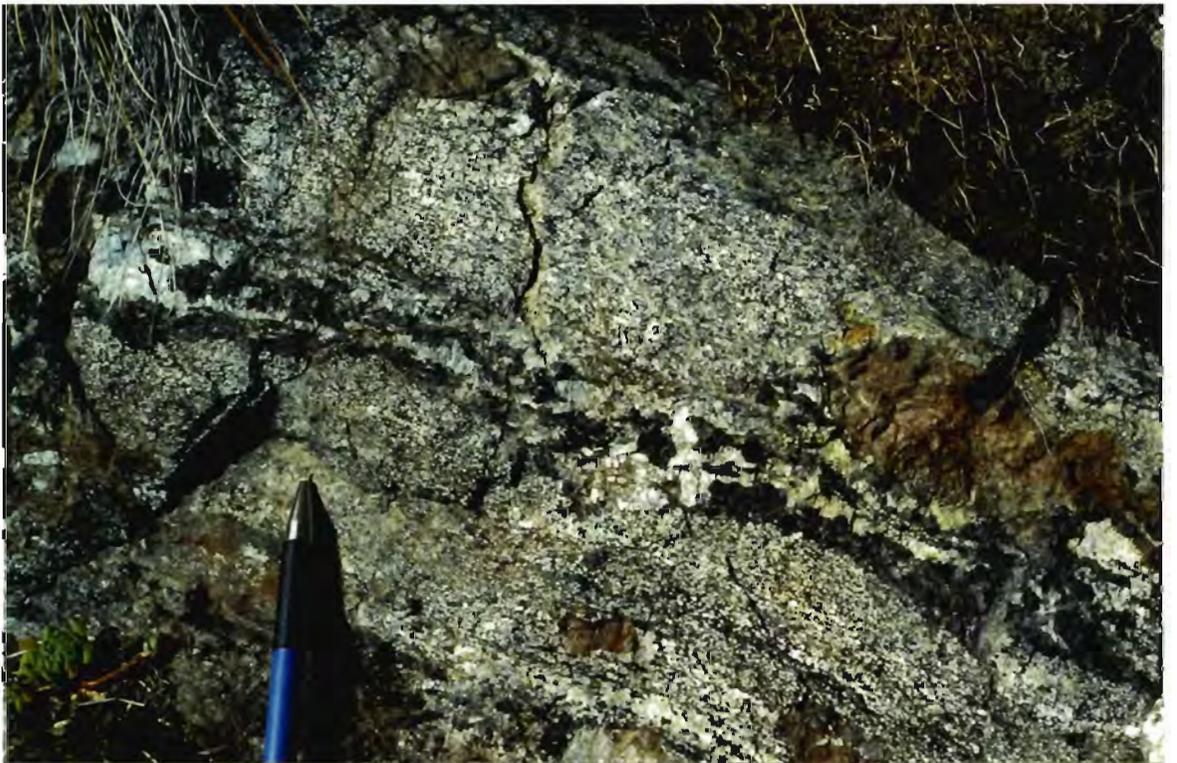
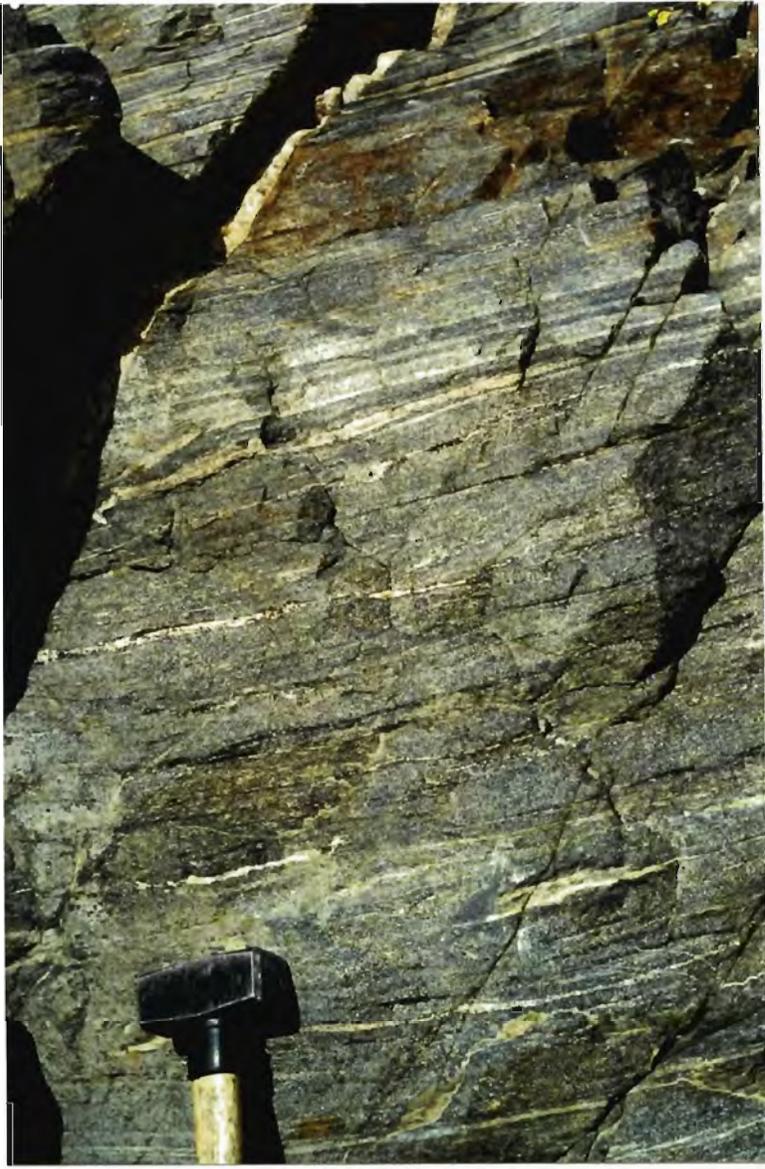
Anfiboliti a plagioclasio

Sono presenti in piccoli pods sino a corpi dalle dimensioni da decametriche ad ettometriche (destra idrografica della Comba Deche) all'interno dei paragneiss. Spesso risultano interstratificate con i paragneiss in livelli spessi solo alcune decine di centimetri. L'associazione con i paragneiss è spesso intima e non cartografabile, tanto che i vecchi autori (Artini & Melzi, 1900; Novarese, 1931), indicavano come "Dioritico-Kinzigitica" questa facies particolare, dove le dioriti erano proprio le anfiboliti (Compagnoni et al., 1977).

Le anfiboliti presentano tipicamente una zonatura cm-decimetrica dovuta all'alternanza di bande chiare e scure ricche rispettivamente in plagioclasio ed anfibolo (**Fig. 16**). Il granato è in genere assente, ma dove compare forma concentrazioni di individui millimetrico-centimetrici localizzate in layers a plagioclasio. Il layering delle anfiboliti comprende anche locali livelli \pm boudinati di gabbri a grana media sino a grossolana comunemente circondati da corone mm-centimetriche arricchite in anfibolo (**Fig. 17**).

Fig. 16, pagina seguente in alto. Anfiboliti a bande. Versante sud Pointe de Geneve.

Fig. 17, pagina seguente in basso. Livello di metagabbri nelle anfiboliti a granato. Si osservi il bordo di reazione in anfibolo. Versante sud Pointe de Geneve.



Parallelamente al layering è comunemente presente una foliazione.

Al microscopio appaiono composte da orneblenda bruna, plagioclasio calcico (anortitico o bytownitico) e subordinati o scarsi biotite e quarzo. Tra gli accessori compare la titanite. Raro il clinopirosseno incolore. La retrocessione alpina da origine allo sviluppo di anfibolo verde pallido e clorite a spese dell'orneblenda e di aggregati fini di epidoto, albite e \pm Wm da plagioclasio.

Sono state rinvenute nel detrito all'interno della Comba Deche delle facies a plagioclasio e anfibolo a grana centimetrica con bordi di reazione sempre ad anfibolo verde con l'incassante anfibolitico.

Pegmatiti acide

Nell'unità superiore troviamo diversi tipi di pegmatiti:

- 1) pegmatiti quarzo-feldspatiche
- 2) pegmatiti quarzo-feldspatiche e a granato
- 3) pegmatiti quarzo-feldspatiche e a biotite.

Le pegmatiti del tipo 1) sono in genere a grana vistosa, centimetrica, e sono decisamente le più frequenti. Hanno colore chiaro con feldspato bianco e quarzo vitreo bluastrò a nero. Si rinvengono in dicchi, pods e layers sia concordanti con la scistosità regionale che discordanti. Possono formare anche corpi molto sviluppati di spessore metrico e lunghi parecchie decine di metri, come ad esempio il corpo cartografato in Comba Deche sulla destra idrografica del torrente Comba.

Più rare le pegmatiti a granato, a grana centimetrica. Il granato è rosa e abbondante.

Spettacolari risultano le pegmatiti di tipo 3), con pacchetti di biotite freschissima a grana pluricentimetrica, come nei campioni raccolti nelle detrito alla base della Becs de Fana.

Dioriti

Costituiscono filoni che intrudono le anfiboliti nei versanti sopra la malga Geneve originando in alcuni casi brecce intrusive a zolle di anfibolite (*Fig. 18*).



Fig. 18. Facies pegmatitiche delle dioriti con inclusi di anfiboliti. Attorno agli inclusi si osserva un sottile orlo di reazione ad anfibolo. Blocco nelle conoidi di detrito a nord-est della malga Geneve.

Le dioriti sono caratterizzate da una grana variabile che raggiunge taglie vistose (pegmatitiche) dell'anfibolo nelle masse intrusive maggiori o verso il centro delle apofisi intrusive. L'anfibolo è idiomorfico ad abito prismatico allungato o aciculare in individui sino a centimetrici (oltre i 6-7 cm) in una matrice di plagioclasio. Zone di reazione (anfibolitizzate) sono comunemente presenti ai bordi delle anfiboliti intruse dalle dioriti.

Le dioriti possono essere osservate facilmente nei blocchi della conoide detritica alimentata dal canale ad ovest della Pointe de Geneve. Si è trovata una sola massa in affioramento di dioriti a sud della Pointe de Geneve.

Marmi a silicati

Dal colore chiaro all'affioramento, si presentano di colore grigio scuro quando la superficie è fresca. Hanno grana in genere vistosa saccaroide con individui di carbonato di parecchi millimetri. Sono marmi a silicati per la presenza di clinopirosseno, plagioclasio, tremolite, pirite e quarzo. Al microscopio si osservano anche clorite, grafite e mica bianca. I silicati si rinvencono spesso in noduli centimetrici immersi assieme a boudins o elementi porfiroclastici di varie dimensione delle varie litologie incassanti (pegmatiti, anfiboliti,

paragneiss e un raro pod di pirossenite) nella matrice carbonatica a struttura “fluidale” dovuta alla deformazione milonitica dei marmi (**Fig. 19**). La presenza di abbondanti inclusi, nelle matrice carbonatica, determina strutture plicative complesse talora apparentemente caotiche che deformano la foliazione nei marmi.



Fig. 19. Marmi milonitici prealpini con tipiche strutture fluidali. Si osservino i porfiroclasti mono e polimineralici evidenziati dall'erosione. Canalone a nord-est della Becca Conge.

I livelli di marmi mostrano una notevole continuità laterale.

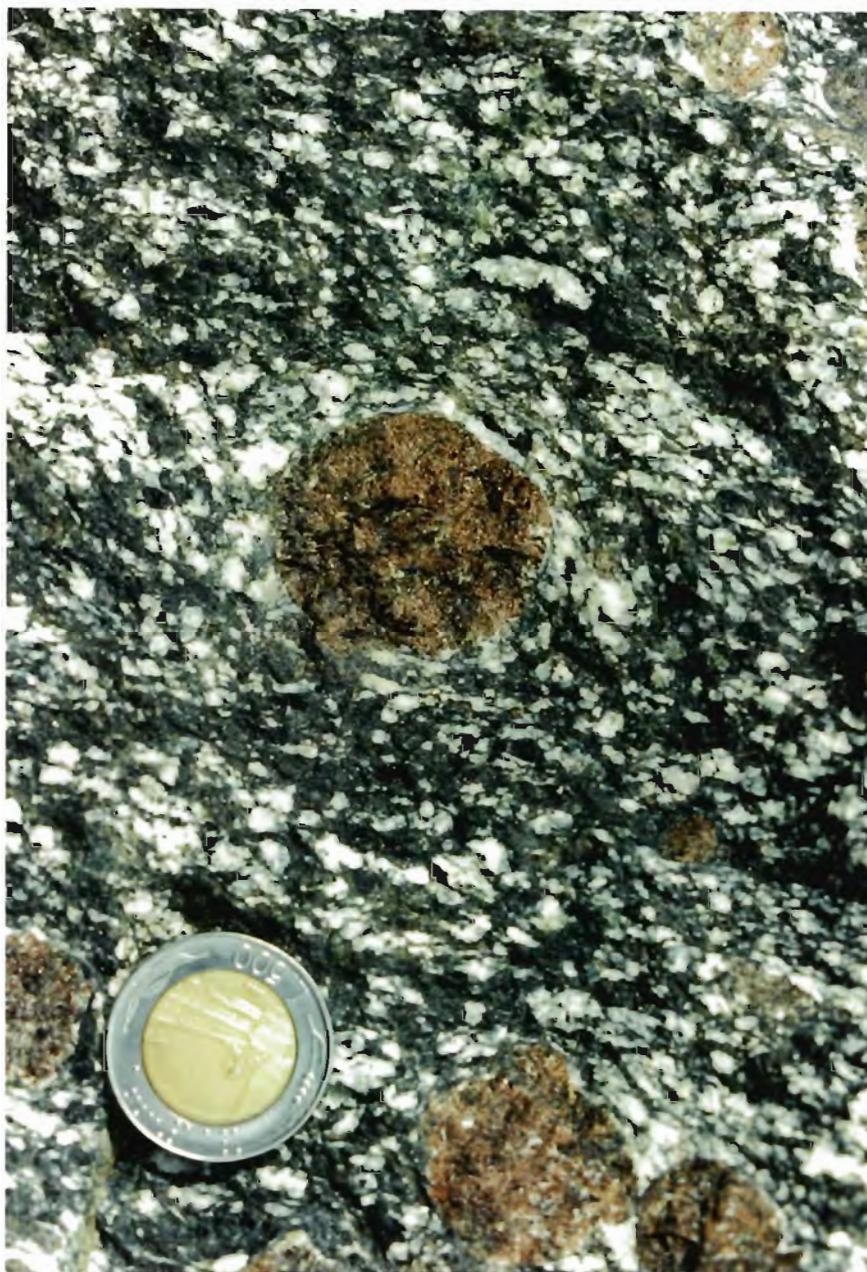
La retrocessione alpina che accompagna la ricristallizzazione, oltre a favorire processi di ricristallizzazione dinamica consente lo sviluppo di attinoto, mica bianca epidoto e albite a scacchiera su plagioclasio.

Metagabbri

Sulle conoidi detritiche che si dipartono verso nord e sud-est dalla Becca de Fana il detrito è formato in larga parte da blocchi di metagabbro a struttura eufotide ben preservata cui si associano, più frequenti metagabbri foliati con porfiroblasti di granato a taglia gigantesca (anche con diametri maggiori di dieci centimetri) (**Figg. 20-21**). Spesso, all'interno di questi ultimi, si osservano concentrazioni di solo granato e plagioclasio, in sacche anche di un metro di diametro (**Fig. 22**).

I gabbri a granato risultano sempre deformati mentre nei metagabbri indeformati il granato non è mai stato osservato. Attorno ai granati sono comuni le corone o le ombre di pressione quarzoso-feldspatiche.

Fig. 20. Grossi porfiroblasti di granato nei metagabbri ad anfibolo. Detrito alla base della parete nord dei Becs de Fana.



Al microscopio i gabbri sono formati da orneblenda bruno-verde (Amp_I), che mostra comunemente al nucleo aggregati scheletrici di ilmenite, e plagioclasio (Pl_I) in genere profondamente trasformato in aggregati torbidi di Ep e $Wm \pm Ab$. La foliazione nei tipi a granato è definita dagli aggregati a grana fine composti da Pl_{II} e da $Amp_{II} + Bt$ in genere sviluppati dalla trasformazione delle periferie di plagioclasio ed anfibolo.

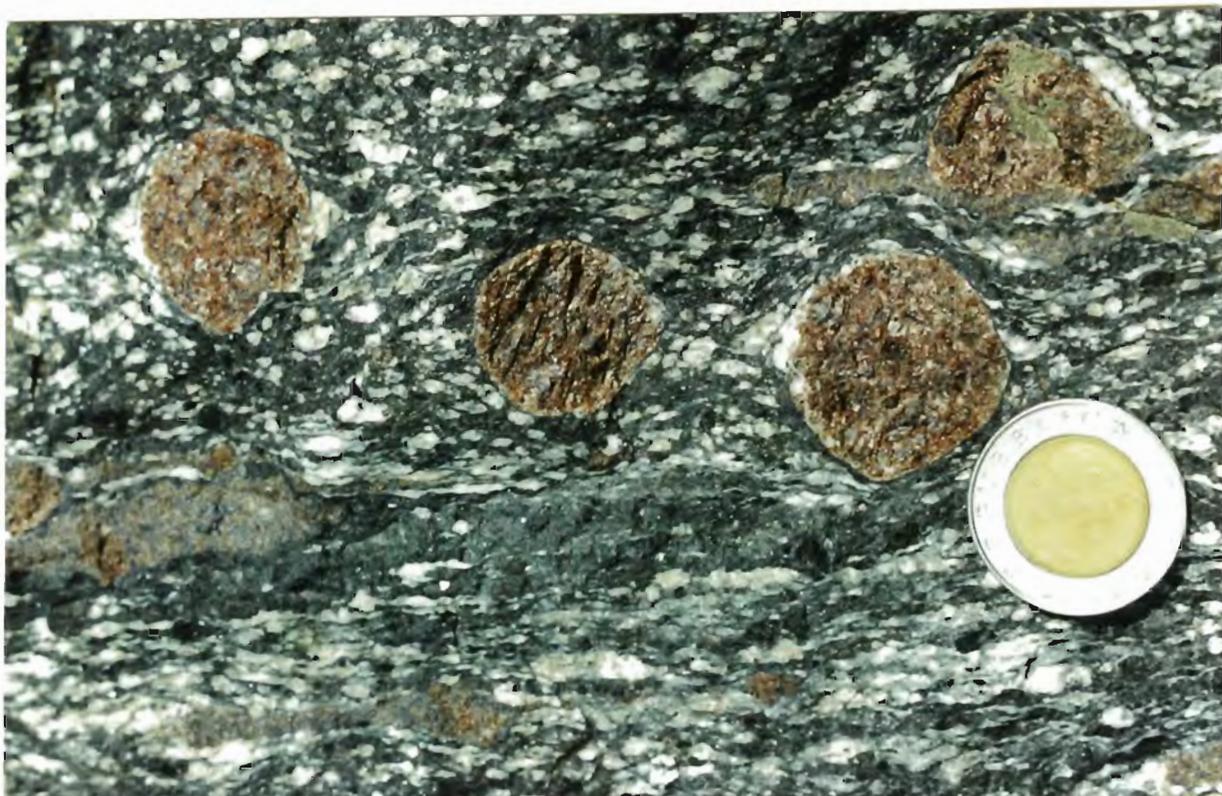


Fig. 21, in alto. Granati centimetrici con le ombre di pressione ad anfibolo nei metagabbri foliati dei Becs de Fana..

Fig. 22, in basso. Concentrazioni decimetriche di granato gigante e feldspato all'interno dei metagabbri. Tutte le foto sono state scattate su campioni nel detrito a nord della Becs de Fana, intorno q.2650.



La Bt forma inoltre ombre di pressione attorno all'Amp₁. Rari i relitti di ortopirosseno incolore. Accessori molto abbondanti sono apatite, ilmenite e zirconio.

Poiché nello stesso detrito si rinvencono blocchi di ultramafiti, appare verosimile che gabbri ed ultramafiti siano associati in un complesso stratificato che forma un grosso corpo sulla cima della Becs De Fana. L'asperità del rilievo non ha consentito di raggiungere la vetta e al momento non sono stati rinvenuti massi che attestino un contatto magmatico piuttosto che tettonico.

Il metamorfismo è di tipo anfibolitico di alto grado prealpino.

Ultrabasiti

Sono rocce scure spesso nere, a grana da medio-grossolana a finissima. Macroscopicamente, nei campioni a grana maggiore si riconoscono anfibolo (magnesiaco) nero-lucente in individui scheletrici pecilitici, ortopirosseno, olivina, opachi e spinello spesso visibile solo al microscopio. L'olivina che talora compare in individui centimetrici (**Fig. 22**) risulta spesso alterata estesamente in serpentino e magnetite.

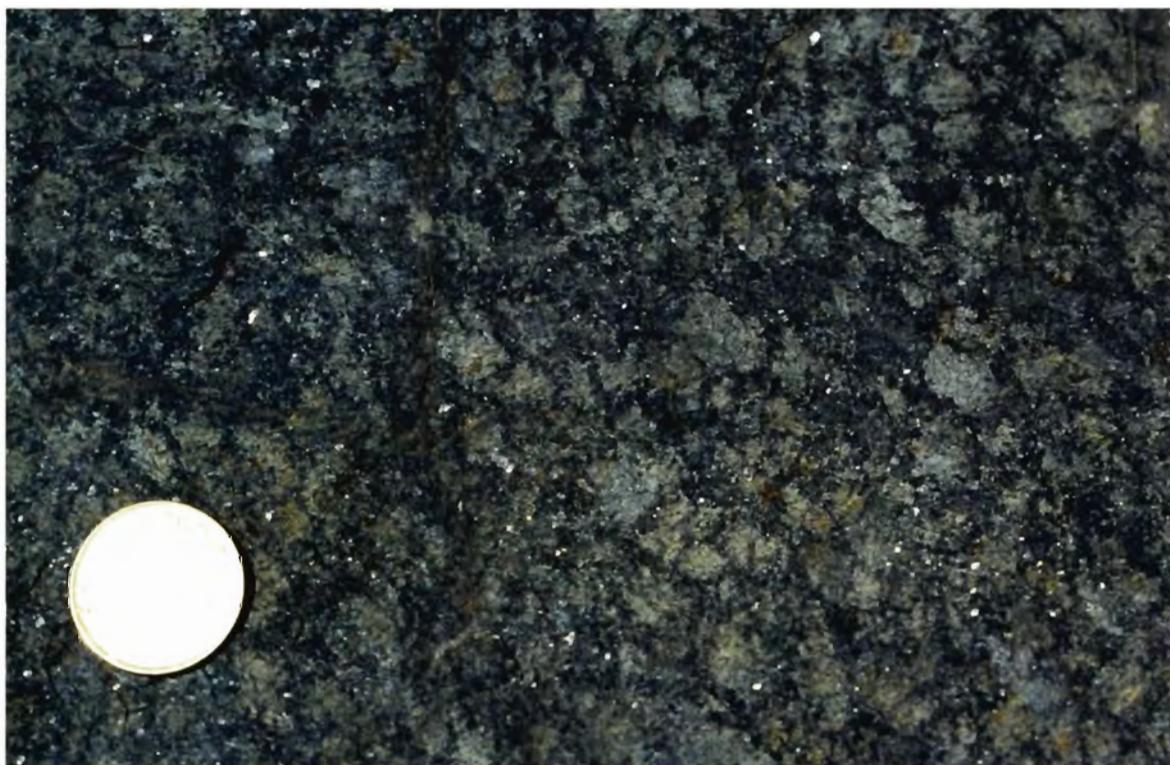


Fig. 22. Ultrabasite con pseudomorfi di serpentino (siti grigiastri) su olivina centimetrica. Blocco nel detrito a nord della Becs de Fana, intorno q.2650.

Al microscopio le fasi più abbondanti sono olivina spesso completamente trasformata in serpentino-magnetite, spinello verde o verde brunastro, anfibolo a debole tonalità bruna e

ortopirosseno incolore. Anfibolo ed ortopirosseno spesso formano concrescimenti vermiformi simplectitici.

Analisi alla microsonda hanno consentito di determinare che si tratta di uno spinello molto ricco in ferro e alluminio (varietà ercinite). Geotermometri a olivina-spinello danno temperature di riequilibrio metamorfica dell'ordine di 750-900 °C.

Miloniti in facies anfibolitica

All'interno del paragneiss di alto grado si sviluppano importanti zone di shear prealpino, che coinvolgono anche pegmatiti e anfiboliti. Tra le miloniti più spettacolari abbiamo quelle impostate su kinzigiti e pegmatiti (*Fig. 23*).

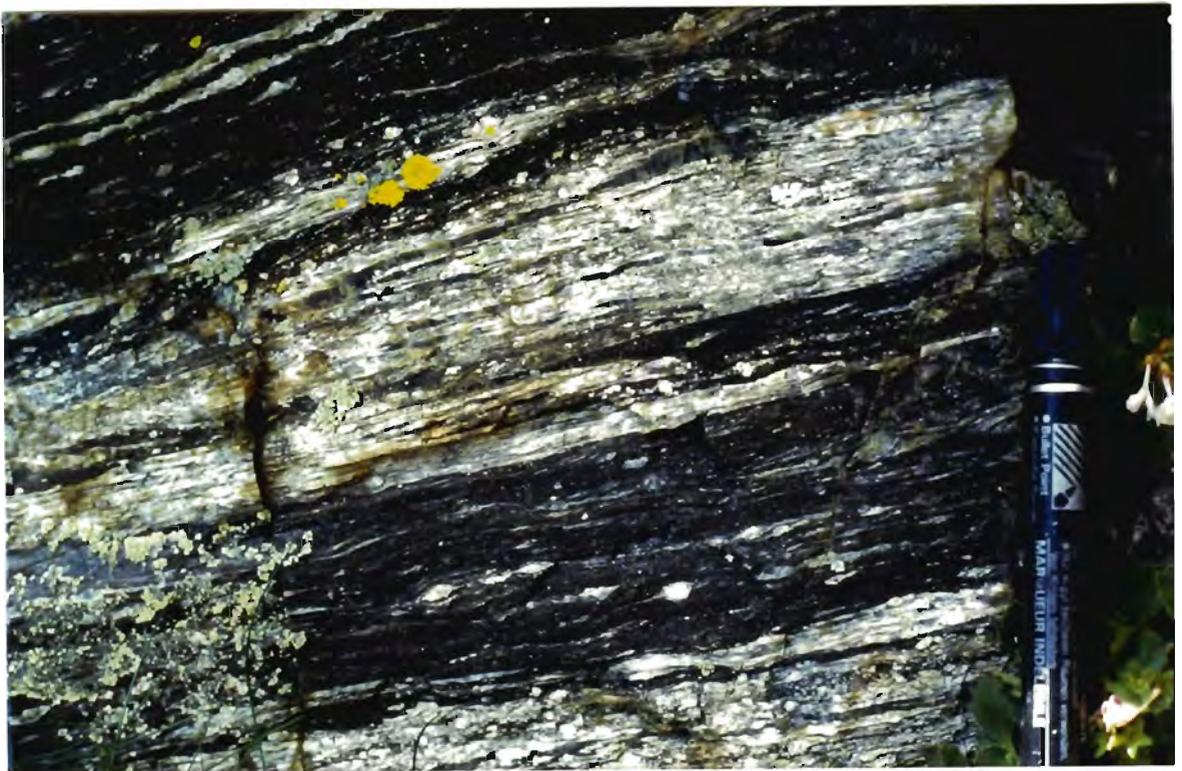


Fig. 23. Miloniti prealpine in facies anfibolitica derivate da kinzigiti (bande scure) e da pegmatiti (bande chiare). Si osservino al centro e sulla destra una serie di sistemi porfiroclastici bianchi, in feldspato, la cui geometria indica un movimento destro. Comba Deche, a nord est della Becca Conge.

Le miloniti su paragneiss hanno una matrice a grana finissima di colore bruno scuro, sino a nero (ultramiloniti), che include frequenti piccoli (millimetrici) porfiroclasti ovoidali o sferici di granato e di plagioclasio. Questi ultimi spesso formano spettacolari sistemi porfiroclastici che permettono già sul terreno di essere utilizzati come indicatori cinematici.

Durante la deformazione milonitica le pegmatiti sono trasformate in layers chiari caratterizzati da un fine layering millimetrico dato dall'alternanza di ribbons allungati di quarzo azzurrognolo e di letti biancastri di plagioclasio. Locali frammenti cataclastici nerastri rappresentano relitti di Kfs. Le rocce sono caratterizzate da una foliazione penetrativa e da una forte lineazione di stretching minerale visibile sul piano di foliazione (**Fig. 24**).

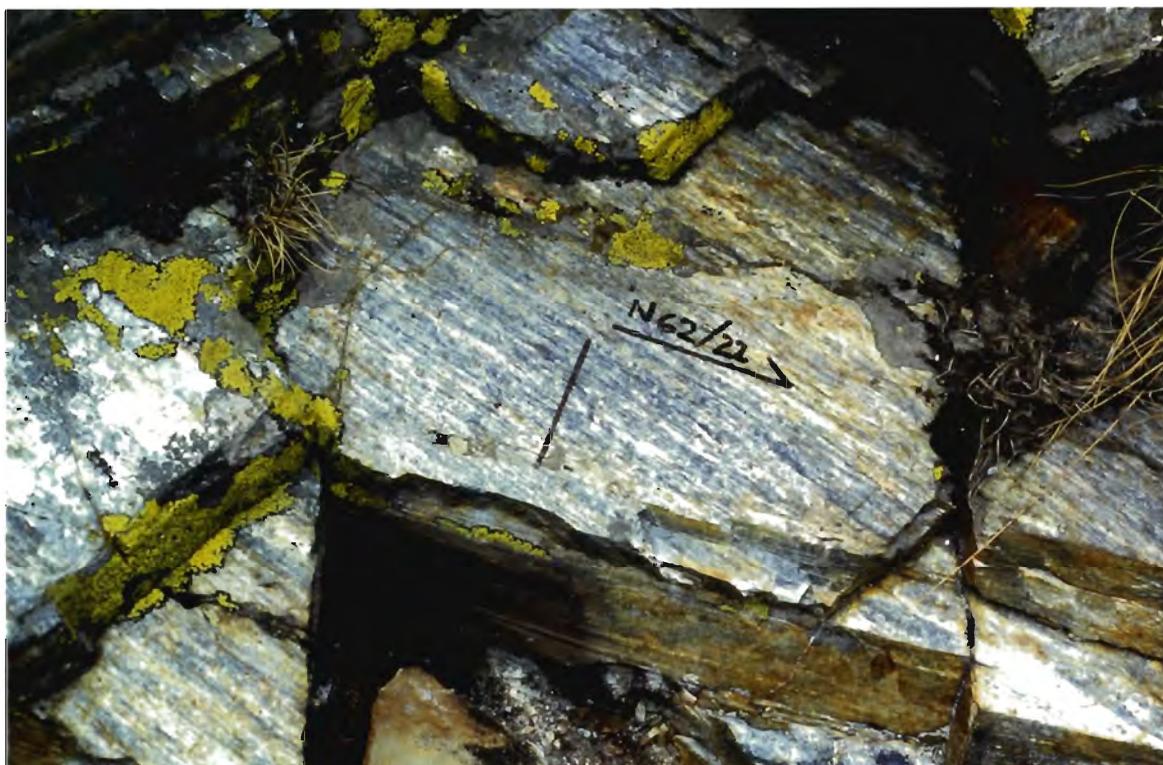


Fig. 24. Milonite su pegmatite con evidente lineazione di stretching minerale sulla superficie di foliazione. Destra idrografica della Comba Deche.

Al microscopio la matrice delle miloniti nere è costituita da un aggregato di quarzo II, biotite II, muscovite, sillimanite, granato, ilmenite, grafite delle dimensioni di pochi micron. Una descrizione dettagliata della microstruttura e petrografia di queste miloniti si trova in Pennacchioni & Cesare (1997).

Sul terreno le miloniti prealpine si distinguono da quelle alpine oltre che per il colore e la facies metamorfica di appartenenza, anche per la diversa orientazione della lineazione di stretching.

Miloniti in facies scisti verdi

Tra questi litotipi si possono distinguere due facies principali

- a) miloniti nere fillonitiche

b) miloniti verdi

a) Si tratta di rocce nere di tipo fillonitico (**Fig. 25**) che formano livelli discontinui di spessore fino a metrico, fortemente anastomizzate presenti in una larga fascia alla base e al tetto dell'unità. Le rocce associate a queste miloniti sono tipicamente difficili da osservare su frattura fresca e presentano una tipica patina rosso ruggine. Alla percussione tendono a suddividersi lungo superfici di frattura alterate. La fascia "a miloniti nere" forma uno spessore di parecchie decine di metri alla base dell'unità.



Fig. 25. Miloniti nere alpine in facies scisti verdi. Si osservi il caratteristico aspetto all'affioramento con la suddivisione in lithons pluricentimetrici. Nord della Malga Geneve.

Al microscopio sono composte da letti-lenti di quarzo in aggregati fini a struttura a mosaico alternati-fasciati da letti discontinui di mica bianca fine sericitica e/o domini

anastomizzati torbidi grafitoso-micacei. Frequente l'epidoto in porfiroclasti irregolari o tondeggianti spesso policristallini.

b) Si tratta di tipiche miloniti in facies scisti verdi omogenee o zonate di colore verde, ben foliate talora verde-argenteo composte da una matrice di mica bianca sericitica, clorite, epidoto, quarzo, albite \pm anfibolo. La zonatura è dovuta all'alternanza di livelli a prevalente sericite-clorite-epidoto a letti granoblastici quarzoso-albitici o a lenti di quarzo. Le miloniti derivate da metabasiti si caratterizzano per il colore in genere più scuro e, al microscopio, per la scarsità di quarzo e l'abbondanza di anfibolo e titanite assieme a Ep-Ab-Chl.

4.3.2 Unità inferiore del Mont Mary

Nella letteratura esistente questa unità è stata spesso assimilata alla Serie di Arolla dell'adiacente Falda della Dent Blanche s.s.. Tale attribuzione appare giustificata dal fatto che essa è presente, analogamente alla Serie di Arolla, alla base di una unità composta in prevalenza da metamorfiti prealpine di alto grado (Serie di Valpelline auct). Era già stata comunque rilevata da diversi autori una certa differenza dell'unità inferiore del Mont Mary rispetto alla Serie di Arolla (e.g. Elter, 1960; Canepa et al., 1990). Infatti, mentre la Serie di Arolla appare formata in maniera quasi esclusiva da granitoidi o da litologie intrusive (dai loro prodotti di derivazione metamorfico-strutturale alpina), nella unità inferiore del MM erano segnalati abbondanti o prevalenti parascisti associati a granitoidi o gneiss minuti ortoderivati. Il rilevamento eseguito ha evidenziato la totale assenza di granitoidi tipo Arolla nell'unità inferiore del Mont Mary che risulta composta da un complesso prealpino di paragneiss, con metamorfismo in facies anfibolitica, e da masse cospicue di pegmatiti, cui si associano i prodotti di derivazione alpina (micascisti \pm milonitici, gneiss leucocratici) in facies scisti verdi. Di incerta attribuzione sono le rocce a bande affioranti al di sotto del livello principale di miloniti nere fillonitiche che è stato considerato come limite tra unità superiore ed inferiore del Mont Mary.

Vediamo di seguito la descrizione delle principali litologie affioranti nell'area rilevata ed attribuite all'unità inferiore del Mont Mary.

Paragneiss di alto grado

I parascisti meglio preservati hanno colore rossastro e generalmente una tessitura a bande discontinua con alternanza di domini e/o lenti pegmatitiche a grana media e con letti biotitici. La roccia presenta una tessitura scistosa, talora scistoso-lineata e più raramente solo lineata con la presenza di strutture a rods di pegmatite. Alcuni filoncelli pegmatitici attraversano in discordanza il fabric di alta temperatura. Macroscopicamente, il granato si osserva solo raramente in individui isolati anche centimetrici. Queste facies dominanti sono associate a paragneiss a grana medio-minuta che generalmente non presentano layering, sono più massicci e caratterizzati da una foliazione discontinua data dall'orientazione preferenziale della biotite e dalla presenza tipica di plagioclasio in individui ocellari millimetrici. Un'ulteriore facies è rappresentata da micascisti a mica bianca di taglia grossolana che, lungo la dorsale a nord della Croix di Fana, contengono numerosi porfiroblasti di granato plurimillimetrico.

Al microscopio i parascisti dominanti sono composti da biotite, quarzo feldspati e numeroso granato minuto in aggregati cataclastici derivati da originari granati maggiori i cui siti sono fluiti nella foliazione. A differenza delle kinzigiti dell'unità superiore, queste rocce non contengono mai sillimanite, ma solo andalusite con rare inclusioni di staurolite. Accessori comuni sono l'apatite e lo zirconio.

Tali rocce mostrano comunemente una parziale retrocessione alpina e le rocce, pur preservando la tipica tessitura originaria assumono una colorazione verdastra legata essenzialmente alla cloritizzazione della biotite e del granato microcristallino.

Pegmatiti

Si tratta di rocce candide a grana grossa composte da quarzo, K-feldspato e muscovite. Le facies ben preservate sono rare e sono state rinvenute unicamente lungo l'incisione del torrente Vernier subito a NE della malga Vernier.

Gneiss leucocratici

Si tratta dei prodotti derivati dalla trasposizione e ricristallizzazione alpina delle pegmatiti. Sono rocce lastroidi bianche con una foliazione sottolineata da sottili lamelle o spalmature di mica bianca verdolina (fengite?). La scistosità appare comunemente ondulata attorno a minuti porfiroclasti di K-feldspato nella matrice quarzoso-albitica che contiene

comunemente piccoli mica-fish di flogopite. Sul piano di foliazione è visibile comunemente una lineazione.

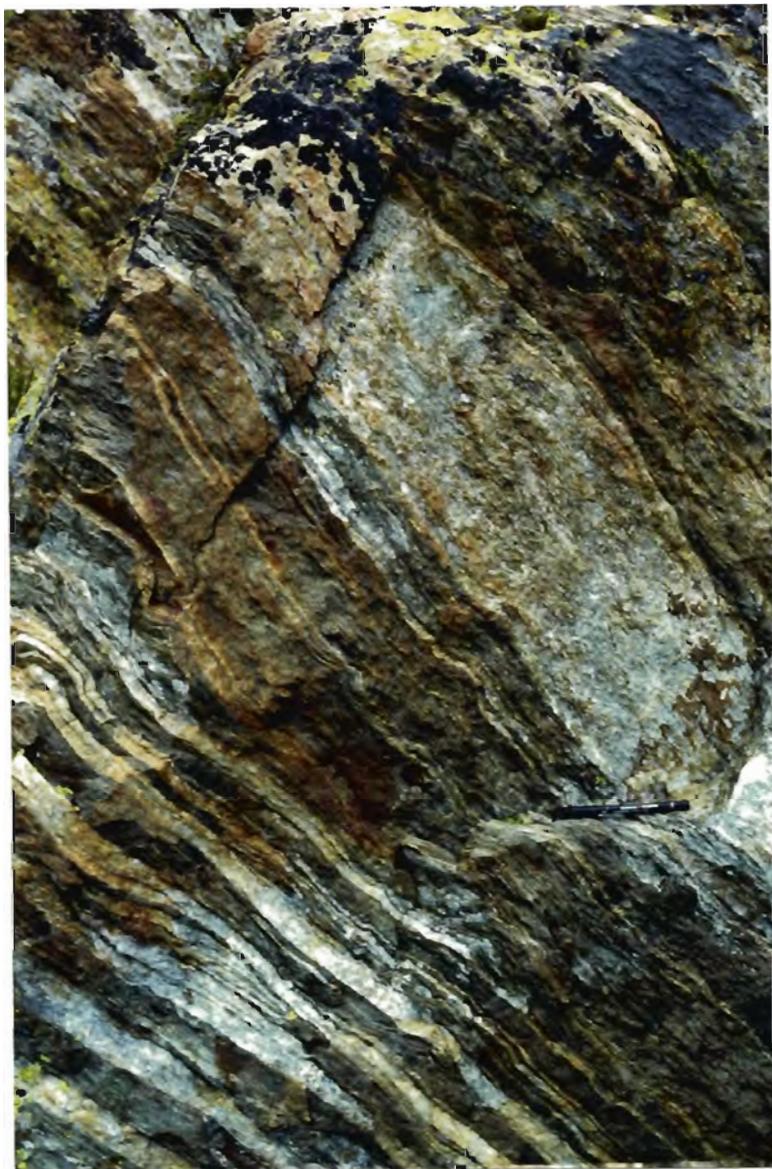


Fig. 26. Gneiss a bande, a nord-est della malga Geneve.

Gneiss a bande

Al di sotto delle miloniti nere fillonitiche che sono state considerate come il limite inferiore dell'unità superiore del Mont Mary compare una fascia dello spessore di alcune decine di metri costituita da rocce a tipica struttura a bande dovuta all'alternanza decimetrica-metrica di letti leucocratici quarzoso-feldspatici e letti più scuri in genere verdastri (*Fig. 26*). Le rocce assomigliano macroscopicamente agli gneiss a bande descritti in letteratura come

prodotto di profonda trasformazione metamorfico-strutturale di granitoidi Arolla. Il protolite di tali rocce appare comunque incerto. Va comunque segnalato che alcune intercalazioni scure degli gneiss a bande appaiono derivare da rocce basiche e verosimilmente da anfiboliti. Rocce a bande, analoghe a quelle appena descritte si rinvengono a vari livelli all'interno dell'unità inferiore; comunque, queste rocce appaiono derivare dalla trasposizione milonitica di parascisti e pegmatiti che danno origine ai livelli scuri e leucocratici rispettivamente.

In entrambi i casi la deformazione avviene durante condizioni metamorfiche della facies scisti verdi.

Miloniti alpine

Le rocce di trasformazione alpina dei paraderivati in facies anfibolitica dell'unità inferiore del MM includono rocce ad $Ab+Qtz+Ep+Ph+Chl\pm Amp.$ che nei casi di deformazione milonitica sono del tutto simili alle miloniti verdi descritte per l'unità sovrastante. L'intera deformazione, ricristallizzazione in facies scisti verdi e la trasposizione di parascisti e pegmatiti da tipicamente origine nell'unità inferiore a facies a bande date dall'alternanza di livelli cm-decimetrici di gneiss leucocratici fengitici e micascisti verdi a sericite, clorite albite \pm epidoto, anfibolo. Macroscopicamente possono assomigliare agli gneiss a bande precedentemente descritti.

5 Geologia strutturale dell'area

L'area è caratterizzata da una storia deformativa polifasica duttile attribuibile in parte all'evoluzione prealpina e in parte a quella alpina. Il carattere fortemente eterogeneo della deformazione, spesso concentrata in zone di shear discrete, milonitiche, ha permesso di preservare ampi relitti delle strutture e delle associazioni metamorfiche preesistenti, consentendo alle unità di basamento di registrare un ampio tratto della storia evolutiva prealpina-alpina. Le differenti strutture riconosciute nell'area possono essere attribuite ai seguenti eventi o fasi deformative:

- Storia prealpina

- 1) Fabric regionale prealpino in facies anfibolitica.
- 2) Tettonica estensionale e underplating dei complessi basico ultrabasici alla base della crosta continentale adriatica assottigliata

- Storia alpina

- 3) Fasi deformative D1 e D2
- 4) Piegamento di fase D3 e D4
- 5) Tettonica fragile

L'orientazione dei vari elementi del fabric mesoscopico relativo alle diverse fasi deformative sono riportati negli stereogrammi di **Figg. 27-28-29-30**.

5.1 Storia prealpina

1) Fabric regionale prealpino in facies anfibolitica.

L'unità superiore del Mont Mary è in buona parte rappresentata da litotipi prealpini che preservano perfettamente il fabric e l'associazione metamorfica di alta temperatura. Nell'area rilevata facies prealpine ben preservate sono presenti anche nell'unità inferiore del Mont Mary, ma qui sono dominanti i tipi a sovrimpronta metamorfico-strutturale alpina più o

meno accentuata o pervasiva e le facies prealpine sono ampiamente preservate solo più a sud nell'area di studio nella zona che va da Trois Villes al Castello di Quart.

Il fabric prealpino di alta temperatura appare pervasivo. Esso è definito dal layering composizionale dei vari litotipi alle varie scale associato in molti casi allo sviluppo di una scistosità o di vari tipi di foliazione orientate parallelamente al layering (**Fig. 27a**). Nelle anfiboliti si osservano talora pieghe cm-decimetriche riferibili al fabric prealpino come testimoniato dall'associazione di alto grado stabile sulla foliazione di piano assiale.

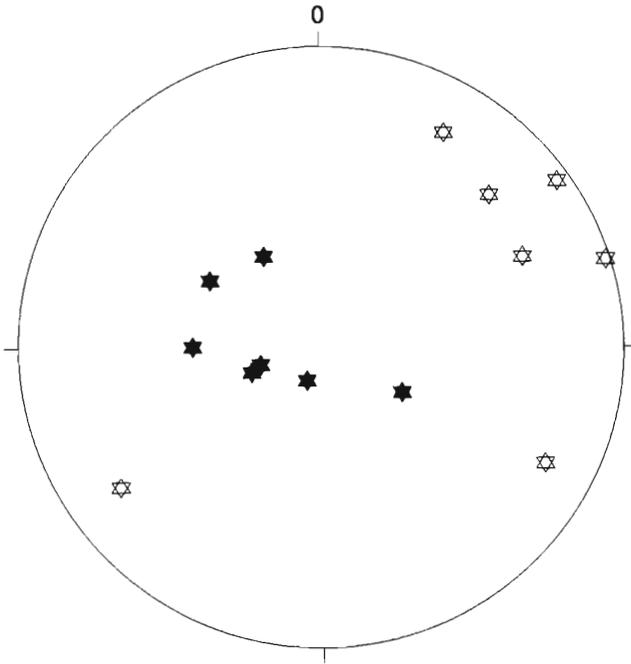


Fig. 27a. Plot delle scistosità e delle lineazioni prealpine, 14 dati; (☆) lineazioni, (★) scistosità. Stereogramma di Schmidt, proiezioni sull'emisfero inferiore

2) Tettonica estensionale e underplating.

Il fabric prealpino regionale è intruso in discordanza da dicchi di pegmatiti e, nelle anfiboliti, si osservano masse intrusive di dioriti e di pegmatiti a composizione anfibolitica. Tali fenomeni di anatessi potrebbero essere legati all'*underplating* del complesso basico-ultrabasico preservato parzialmente sulla sommità della Becs di Fana. In analogia a quanto descritto nella Zona di Ivrea tale fase potrebbe essere attribuita alle fasi di assotigliamento crostale avvenute nella crosta prealpina nel Permiano (Zingg, 1990; Rutter, 1993). Allo stesso evento deformativo si correlano verosimilmente:

- a) lo sviluppo delle miloniti in facies anfibolitica (Pennacchioni & Cesare, 1997) che si rinvengono a vari livelli all'interno del complesso dei parascisti di alto grado dell'unità superiore del Mont Mary. Tali miloniti si sviluppano a condizioni di temperatura e pressione più basse rispetto a quelle di riequilibrio metamorfica delle kinzigiti. Le condizioni metamorfiche sinmilonitiche sono state stimate con temperature comprese tra i 510-580 °C e pressioni comprese tra (0.25-0-45 GPa).
- b) l'intrusione di gabbri ensialici a livelli crostali relativamente più superficiali e documentati in varie aree della crosta Austroalpina.

Le miloniti prealpine sono facilmente distinguibili, anche sul terreno, da quelle alpine. In particolare esse mostrano una forte lineazione di stretching minerale (**Fig. 24**) sul piano di foliazione orientata approssimativamente ENE-WSW (**Fig. 27b**), cioè approssimativamente ortogonale a quella delle miloniti alpine (**Fig. 28a**). Lo studio microstrutturale di campioni orientati di miloniti prealpine ha permesso di riconoscere, congruentemente in tutte le sezioni sottili analizzate, un movimento del "tetto" verso est.

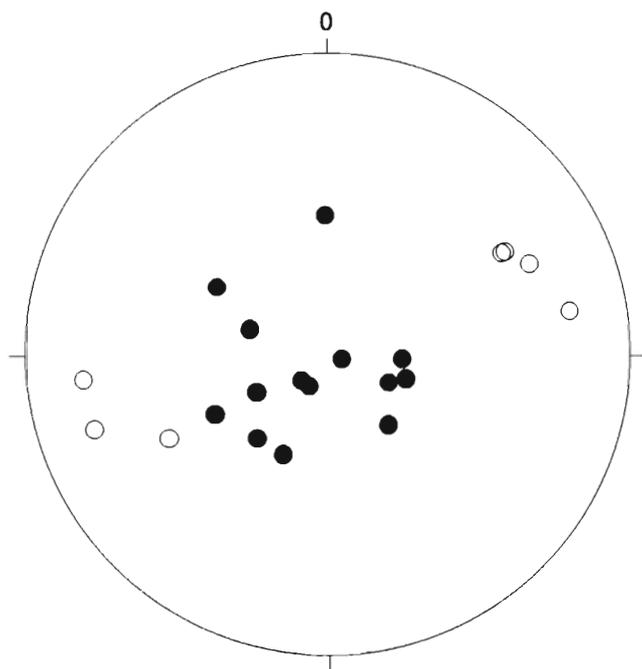


Fig. 27b. Plot delle scistosità e delle lineazioni milonitiche pre-alpine, 21 dati; (●) scistosità, (○) lineazioni. Stereogramma di Schmidt, proiezioni sull'emisfero inferiore

5.2 Storia alpina

La deformazione alpina nell'area si sviluppa durante condizioni della facies scisti verdi ed appare localizzata in zone di shear duttile di fase D1 e D2. Essa interessa in maniera differente le varie unità. Nella Falda Dent Blanche e nella Zona di Roisan la deformazione appare pervasiva; nell'unità superiore del Mont Mary è largamente preservato il fabric e la mineralogie prealpine, e la sovrimpronta alpina appare localizzata verso i contatti milonitici di tetto e di letto con le unità adiacenti. L'unità inferiore del MM mostra un prevalente sviluppo di miloniti scisti verdi e solo localmente è preservato il fabric prealpino.

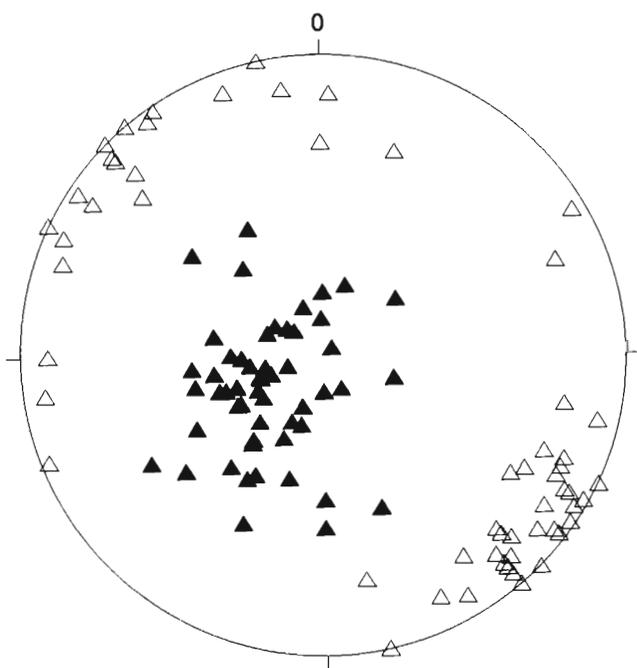


Fig. 28a. Plot delle scistosità e delle lineazioni alpine, 106 dati; (■) scistosità, (□) lineazioni. Stereogramma di Schmidt, proiezioni sull'emisfero inferiore.

3) Fase D1-D2.

Le miloniti in facies scisti verdi sviluppate in tutte e tre le unità affioranti dell'area sono attribuibili alle fasi deformative alpine D1-D2. Oltre che per l'associazione metamorfica sincinemica, queste miloniti si differenziano da quelle prealpine per lineazioni di stretching minerale orientate approssimativamente NW-SE (*Fig. 28a*), ovvero circa ortogonali a quelle delle miloniti prealpine. Il carattere composito delle miloniti alpine risulta evidente in alcune litologie, come alcuni ortoderivati milonitici della serie di Arolla e in alcune filloniti nere e

come già descritto per le miloniti della Dent Blanche (Pennacchioni e Guermani, 1993). Le miloniti D2 corrispondono a fabric penetrativi che derivano dalla evoluzione traspositiva di un *crenulation cleavage*. Sul terreno la natura D2 della foliazione è segnalata da un banding composizionale regolare millimetrico dovuto all'alternanza di letti in mica e letti ricchi granoblastici ricchi in quarzo; questi ultimi rivelano ad un attento esame la presenza di cerniere relitte della foliazione D1 crenulata (**Fig. 31**).



Fig. 31. *Compressional Crenulation Cleavage* negli ortogneiss milonitici "Arolla" inclusi nella Zona di Roisan in prossimità del Col de Saint Barthelemy. Si possono notare le cerniere relitte della foliazione S_1 crenulata all'interno dei livelli quarzosi appartenenti al banding centimetrico di foliazione dominante S_2 .

In molti casi, le miloniti in facies scisti verdi campionate hanno evidenziato, all'indagine microscopica, un fabric composito D2 di tipo *crenulation cleavage*. A stadi finali del processo milonitico è da attribuire, verosimilmente, lo sviluppo di strutture di tipo *extensional crenulation cleavage* che si riconoscono nelle filloniti della Zona del Roisan (**Fig. 10**).

4) Pieghe D3 e D4.

La maggior parte delle pieghe affioranti nell'area deformano le miloniti in facies scisti verdi. Si tratta in genere di pieghe aperte o di un kinking non caratterizzate dallo sviluppo di foliazioni di piano assiale. Quest'ultimo è ben sviluppato nelle litologie fissili milonitiche ed in particolare nelle rocce milonitiche di tipo fillonitico della Zona di Roisan. Sono state distinte 2 fasi deformative diverse in base all'orientazione del piano assiale. Le pieghe D3 hanno piano assiale suborizzontale o poco inclinato e sono analoghe alle pieghe postmilonitiche descritte altrove nella falda della Dent Blanche e nei sottostanti calcescisti con ofioliti (Pennacchioni e Guermani, 1993). Le pieghe D4 sono rappresentate da un kinking con piano assiale raddrizzato che non trova corrispondenza in letteratura (*Fig. 32*).



Fig. 32. Kinking nelle filloniti a bande con piano assiale subverticale (D-4) Mont Grand Pays..

Le orientazioni di tali pieghe sono, nel limite dei pochi dati raccolti, abbastanza disperse. Comunque le pieghe D3 hanno trends compresi nel quadrante NW-SE (*Fig. 28b*), mentre gli assi del kinking comprendono orientazioni attorno a NE-SW (*Fig. 29a*). La classificazione delle pieghe in D3-D4 non ha nessun significato di cronologico dato che non si ha nessun elemento oggettivo per datare relativamente i due eventi.

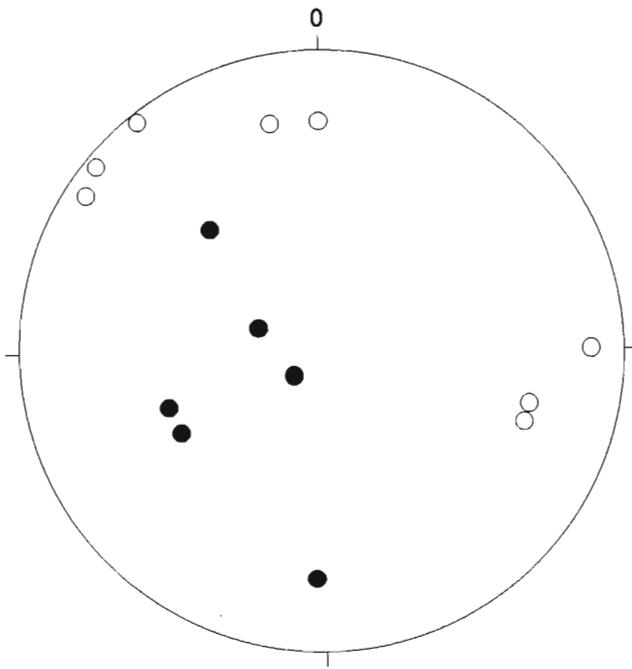


Fig. 28b. Assi di pieghe e piani assiali della fase D-3; 14 dati, (■) piani assiali, (□) assi di pieghe. Stereogramma di Schmidt, proiezioni sull'emisfero inferiore.

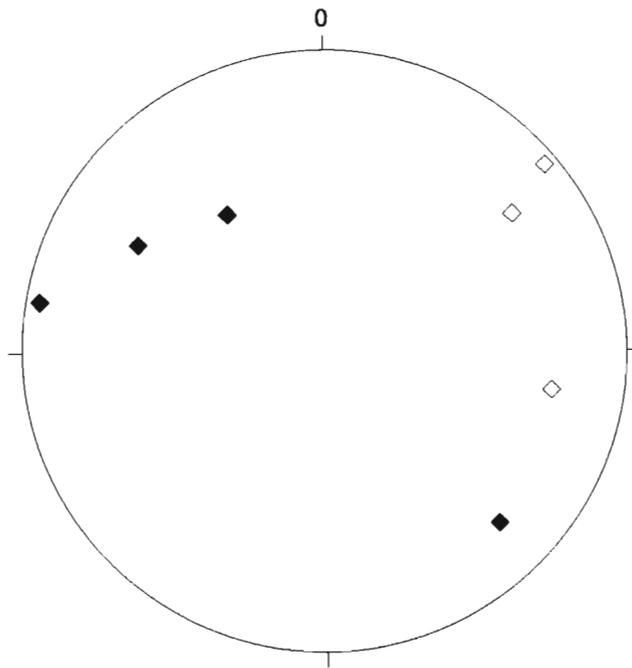


Fig. 29a. Plot di assi e piani assiali di kinking; 7 dati, (■) piani assiali di kinking, (□) assi di kinking. Stereogramma di Schmidt, proiezioni sull'emisfero inferiore.

5) Tettonica fragile

Filoni quarziferi

Si tratta di filoni e vene di spessore di alcuni centimetri sino a metrico (all'interno delle anfiboliti dell'unità superiore: Comba Deche presso malga Seyviaz) costituiti generalmente da esclusivo quarzo latteo. Si rinvencono in tutte le unità tettoniche dell'area, ma con particolare frequenza all'interno delle rocce della Zona di Roisan. Essi tagliano in discordanza tutte le strutture duttili precedentemente descritte con orientazione grossomodo meridiana e giacitura subverticale (*Fig. 29b*).

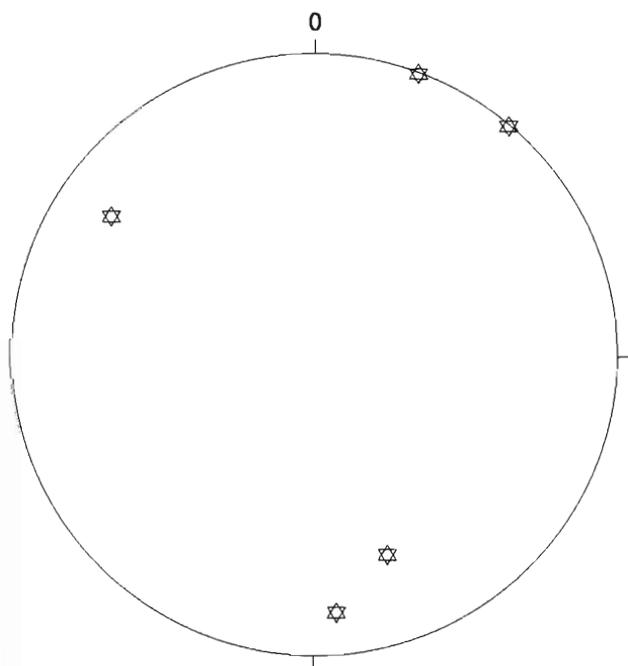


Fig. 29b. Plot delle giaciture filoniane a quarzo; (☆), 5 dati. Stereogramma di Schmidt, proiezioni sull'emisfero inferiore.

A tale fase idrotermale sono verosimilmente attribuibile le vene più tardive a nucleo quarzoso che tagliano il denso network di vene dolomitiche nelle dolomie della zona di Roisan (*Fig. 33*). Alcuni di questi filoni quarzosi nelle dolomie presentano di elementi spigolosi delle litologie incassanti (filloniti, calcescisti) ed assumono localmente l'aspetto di una breccia (*Fig. 34*).

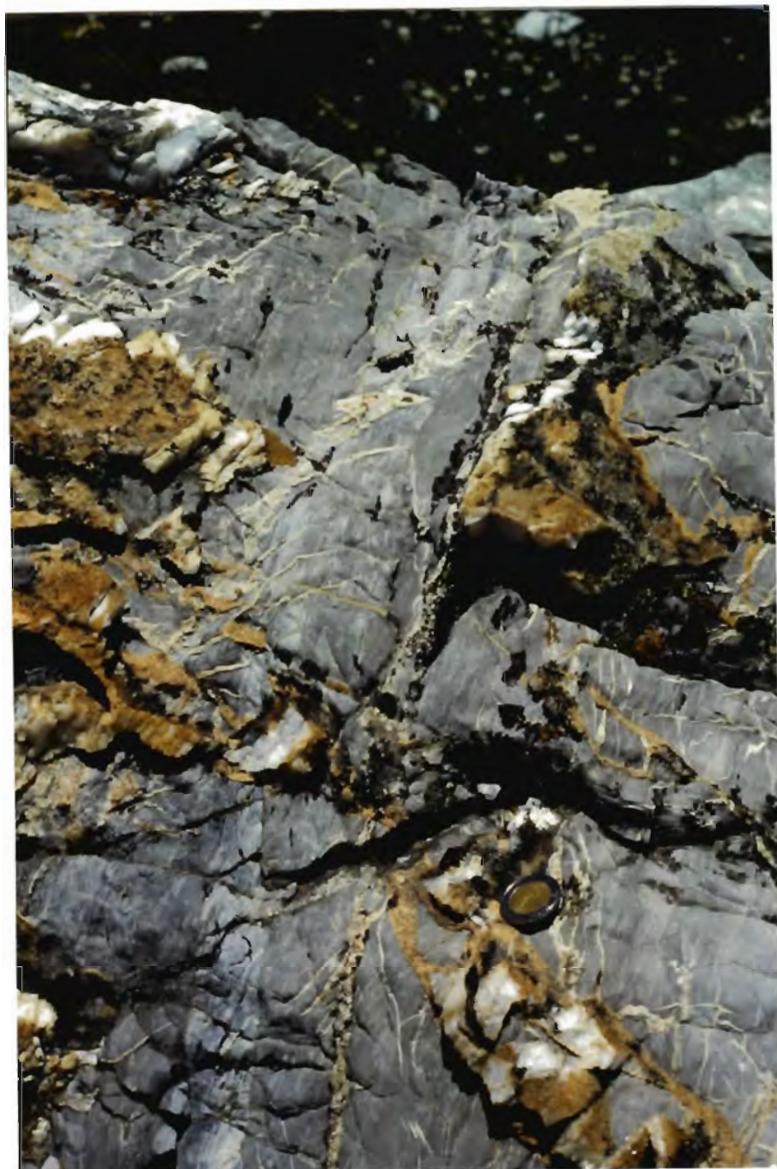


Fig. 33. Dolomia liassica milonitica attraversata da set penetrativi di vene dolomitiche e da successive vene composti di dolomite + quarzo (giallo nella foto). Col de Saint Barthelemy.

Fig. 34, nella pagina seguente. Breccia con clasti a spigoli vivi di fillonite, dolomia e calcescisto nei filoni di quarzo idrotermale. In questi casi si rileva la presenza di mica bianca nella matrice.



Quando l'incassante dei filoni è un anfibolite, i filoni presentano salbande cloritizzate e sottili vene a quarzo-clorite si rinvengono anche in set coniugati a vene maggiori a quarzo esclusivo nelle miloniti ortoderivate della Falda della Dent Blanche (**Fig. 35**).

Fig. 35, pagina seguente. Set di vene coniugate a Qtz+Chl e Qtz negli ortogneiss milonitici di Arolla in prossimità del Col de Saint Barthelemy. Si noti in basso lo sviluppo di kinking con piano assiale subverticale.



Faglie e sovrascorrimenti

Nell'area rilevata mancano faglie importanti caratterizzate da rigetti significativi, con la sola eccezione di un sovrascorrimento a basso angolo nella parte meridionale della carta. Nonostante le discontinuità fragili siano numerose spesso evidenziate morfologicamente da allineamenti di vallecole detritiche e ben rilevabili quali lineamenti fotogeologici, non si rilevano dislocazioni apprezzabili dei principali limiti litologici attraversati dalle faglie. Alla mesoscala, i piani di frattura sono spesso caratterizzati da strie di movimento molto fresche e *lunate crescent features* (Petit, 1987), ma con rigetti trascurabili. L'orientazione di alcune discontinuità fragili della zona sono riportate in **Fig. 30b**.

Il sovrascorrimento presente tra le malghe Vernier e Planes, nel settore meridionale della carta, immerge a basso angolo verso nord, e mostra un rigetto orizzontale minimo

stimabile attorno ai 200-250 metri. Data l'assenza di significativi markers cinematici, in base alla giacitura, si tratta di una faglia a bassissimo angolo, lo si considera un thrust. La presenza di questo thrust a basso angolo, unitamente alla supposta presenza di altri sfuggiti al rilevamento, potrebbe giustificare il consistente cambio delle giaciture della superficie di scistosità presente nel settore meridionale della carta all'interno dell'unità inferiore.

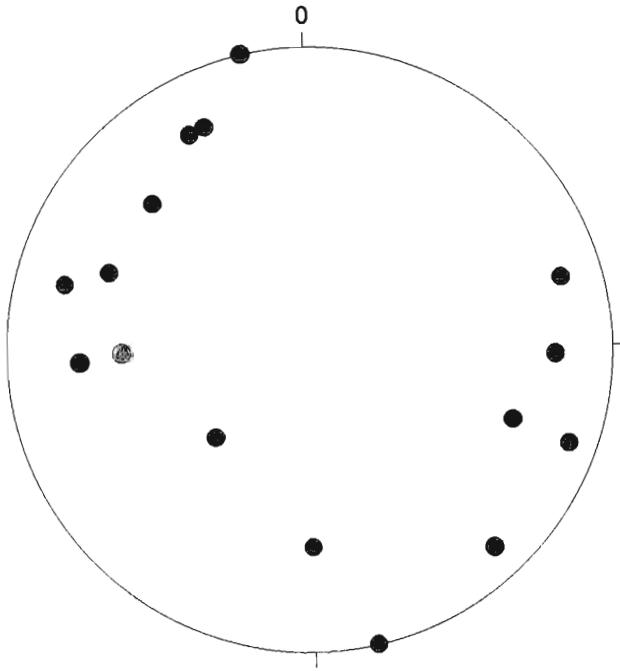


Fig. 30a. Plot delle superfici di faglia; (■), 16 dati. Stereogramma di Schmidt, proiezioni sull'emisfero inferiore

Joints

Tutta l'area rilevata è caratterizzata dalla presenza pervasiva di sistemi di joints con spaziature in affioramento dell'ordine dei decimetri e spesso in associazioni di strutture coniugate (**Fig. 36**).



Fig. 36. *Fratture coniugate nelle dolomie. Le fratture sono suturate da Qtz+Dol. Affioramento a sud del Col De Saint Barthelemy.*

Il piano di frattura del set principale di joints è orientato attorno a N25-40° (e i set coniugati attorno a N90°) ed immerge verso N295-310°, con inclinazioni intorno ai 70-90° (**Fig. 30b**). Il distacco di piccoli blocchi dalle pareti e lo stesso *quarrying* pleistocenico, l'attività di esarazione alla base del ghiacciaio sulle rocce montonate, si è impostato su queste direzioni di debolezza strutturale.

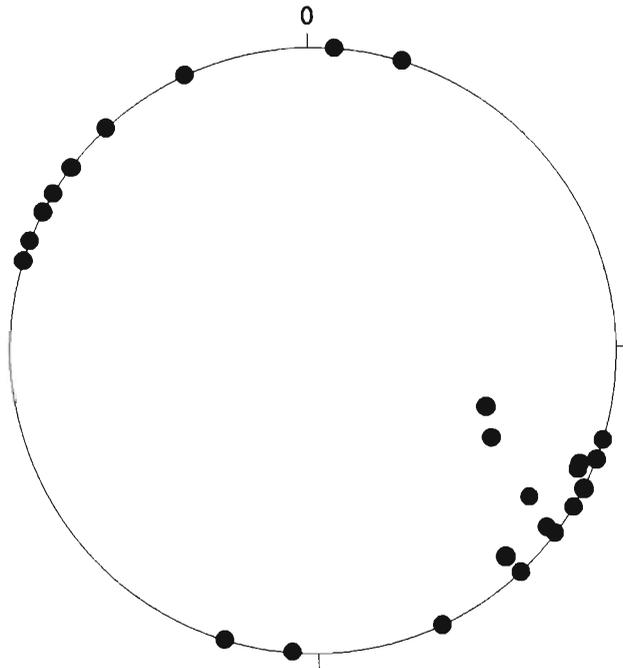


Fig. 30b. Plot delle superfici piani di frattura dei joints; (■), 25 dati. Stereogramma di Schmidt, proiezioni sull'emisfero inferiore.

5.3 Profili geologici

Sono stati realizzati due profili dell'area rilevata.

Sezione geologica AA'

Il profilo passa per la linea Pointe de Verdonaz-Col de Saint Barthelemy-Becca Conge-Becs de Fana-Croix de Fana. Si è voluto tracciare il profilo attraverso tutte le unità rilevate nell'area e quindi il profilo è segmentato con direzione generale da NE-SW a NW-SE.

Procedendo da nord verso sud e dall'alto verso il basso strutturale, incontriamo la Serie di Arolla (SA), la Zona di Roisan (ZR), l'unità superiore del Mont Mary (USMM) e infine l'unità inferiore del Mont Mary (UIMM).

La giaciture immergono complessivamente, su tutto il settore settentrionale e centrale del profilo) verso nord con inclinazioni comprese tra i 20-40°circa dal limite milonitico SA-ZR sino al contatto tra ZR-USMM. Questo tipo di struttura è la prosecuzione verso sud-est della mega-sinforme della Valpelline, con asse NE-SW, dal nucleo in kinzigiti della serie di

Valpelline, e avviluppata dalla Serie di Arolla (Argand, 1906; Cesare, 1987; Canepa et al. 1990) **Fig. 37**. I limiti tra le diverse unità sono stati rappresentati con andamento sinusoidale allo scopo di schematizzare le pieghe di terza fase riscontrate all'affioramento presso il Col de Saint Barthelemy, con calcescisti e filloniti che avviluppano i blocchi disarticolati e in parte milonitizzati di dolomia. Si osservi il contatto tra ZR-USMM segnato da una fascia continua di miloniti nere a letto di un importante fascia di ortogneiss milonitici tipo Arolla dallo spessore massimo di 100 m ca. All'interno di questa fascia sono presenti pods di metagabbro e di calcescisto. Sono assenti scaglie tettoniche dell'USMM all'interno della ZR.

Passata la Becca Conge, con contatto ZR-USMM a reggipoggio a basso angolo, le superfici di scistosità immergono sostanzialmente verso est, con piccole inclinazioni. Le giaciture risultano praticamente orizzontali, considerata l'orientazione del profilo. Si osservano i pods anfibolitici, anche voluminosi, e pegmatitici immersi nell'indifferenziato kinzigitico. La serie è tagliata da miloniti prealpine (molto continue), alpine e livelli di marmi paleozoici.

A sud della Becca de Fana affiorano gli gneiss a bande attribuiti all'UIMM, che sono debolmente a reggipoggio. Entriamo quindi nell'UIMM dove, causa le quote più basse, aumenta la copertura vegetale e la ricostruzione del profilo è estrapolata su affioramenti distanti circa 1.5 km verso oriente, nella valle di Chateau de Quart. Le inclinazioni cambiano bruscamente procedendo verso sud: si passa da immersioni a basso angolo (10-20° ca.) verso nord a giaciture sub-verticali con inclinazioni comprese tra 60° verso nord a 80° verso sud. Si osservano in quest'area numerose pieghe alla mesoscala di terza fase con assi immergenti a basso angolo verso est. Si è tracciato il sovrascorrimento affiorante ad ovest di Planes, e un'ipotetica massa pegmatitica al tetto traslata verso destra, compatibile con l'ipotesi di thrust a basso angolo. I fasci di pegmatite fortemente milonitizzate sono stati uniti alla voluminosa massa pegmatitica affiorante valle di Chateau de Quart, e quindi, dato il cambio di giaciture, piegate con asse di piega suborizzontale con direzione est-ovest e piano assiale orizzontale.

Sezione geologica BB'

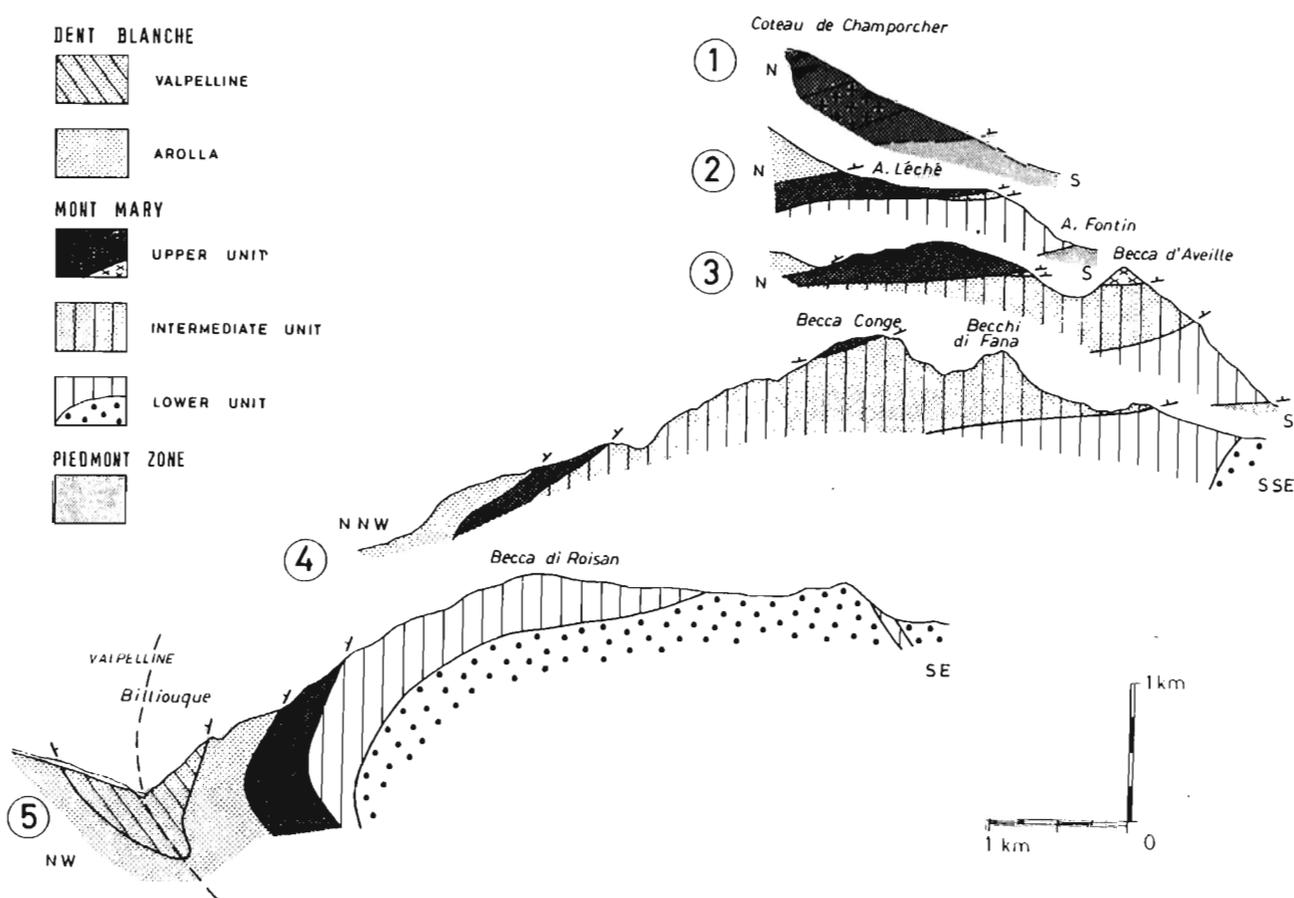
Il profilo parte da quota 2969,8, subito ad ovest del Monte Faroma, e passa per la linea Col de Leche-Mont Grand Pays-Collet.

Il versante occidentale del Mont Grand Pays è caratterizzato da un generale collasso di versante che ha probabilmente ribassato i contatti tettonici in affioramento. Infatti estrapolando il profilo dalle inclinazioni misurate sul versante dovremmo ottenere potenze per

il Roisan dell'ordine dei 500 m, difficilmente giustificabili per l'assenza di grosse strutture plicative nell'area.

Rispetto al profilo precedente le novità riguardano i volumi della massa di metagabbro del Collet segnato da orizzonti milonitici in facies scisti verdi (alpine) e di marmi paleozoici e il caratteristico andamento anastomizzante delle miloniti alpine.

Fig. 37. Sezioni geologiche attraverso il Mont Mary di Canepa et al. (1990).



6 Depositi quaternari e geomorfologia

La rigidità del clima, le forti escursioni termiche, l'abbondanza di precipitazioni, il rapido scioglimento delle nevi, il rapido sollevamento dell'orogene, l'acclività dei versanti, la diffusione pervasiva dei sistemi di frattura (*Fig. 38*), la scarsa resistenza al taglio di numerosi litotipi, il rapido scioglimento delle abbondanti masse glaciali wurmiane sono tutti fattori predisponenti a numerosi e diversificati fenomeni franosi che interessano tutta l'area.



Fig. 38. Profonda frattura beante a sud del Col de Saint Barthelemy.

In particolare il generale collasso dei versanti è imputabile al rapido rilascio delle tensioni esercitate dalle masse glaciali conseguente al loro scioglimento. I versanti hanno quindi conosciuto una rapida evoluzione durante l'Olocene per processi gravitativi.

Si riconoscono così diversi tipi di depositi gravitativi, oltre che a forme alluvionali e glaciali, queste ultime sia erosive che deposizionali.

6.1 Forme di versante dovute alla gravità

La Comba Deche risulta interessata da spettacolari forme gravitative. Nella testata della valle, si osserva un ampio sviluppo di conoidi detritiche alimentate da profondi canali incisi sulla cresta in ortogneiss di Arolla che congiunge Pointe de Verdonaz con il Mont Faroma. Una serie di canali di debris flow rimaneggia il detrito canalizzandolo verso il fondovalle (*Fig. 39*).



Fig. 39. Coni detritici e debris flow alle pendici del Pointe de Verdonaz. Testata della Comba Deche.

La sinistra idrografica, che si appoggia al versante occidentale del Mont Grand Pays, su filloniti, calcescisti e ortogneiss milonitico-fillonitici, presenta almeno tre voluminosi corpi di frana, con superficie complessiva intorno ai 300000 m². La superficie di distacco è indicata da una serie di imponenti nicchie che interessano tutto il versante del monte e sono impostate su calcescisti. Questi depositi di frana sono rielaborati dall'attività di debris flow, che ha prodotto un'ampia conoide alluvionale responsabile della deviazione verso occidente del torrente Comba. La parte più elevata del Mont Grand Pays è interessata da deformazioni profonde di versante, con trench di direzione NS responsabili del raddoppio di cresta, dello spianamento della sua sommità e del generale ribassamento del versante occidentale del monte. La vetta stessa presenta una frattura profonda circa 8 metri. Procedendo verso sud lungo l'asse Mont Grand Pays –Collet, si osservano gli stessi motivi deformativi (**Fig. 40**). In particolare, si osserva una serie di trench con direzione NS ad ovest del Collet, alcune profonde 6-8 m.



Fig. 40, nella pagina precedente. Profonda trench nei metagabbri del Collet. Si osservi sullo sfondo il Col de Saint Barthelemy, e il brusco salto morfologico che segna il passaggio dalla massa in ortogneiss sulla destra della Serie di Arolla e le filloniti e i calcescisti della Zona di Roisan al centro.

Il versante sulla destra idrografica è caratterizzato dalla presenza di un ampio circo, vette più elevate e rilievi più aspri. La Becs de Fana e la Becca Conge sono infatti impostate su rocce metamorfiche di alto grado, più resistenti al taglio rispetto ai litotipi del Mont Grand Pays. Si tratta di litologie che non possiedono frazioni argillose, ma presentano una fratturazione pervasiva che le predispone al franamento per crollo. Si riconoscono localmente piccole frane di crollo e depositi di corpi di frana, mentre profonde incisioni impostate su linee di frattura direzione E-O e NO-SE riforniscono imponenti conoidi di detrito con angoli di riposo intorno ai 30-33°. Le conoidi risultano incise da profondi canali, con levees alti sino a 5-6 m, costellati da enormi blocchi (anche 5 m di diametro). Sono le frane di crollo a modellare questi versanti (*arête*), e il detrito di origine gravitativa raccolto nelle conoidi viene rielaborato dalle acque piovane e di scioglimento delle nevi, concentrato nei canali di debris flow e depositato nelle conoidi da debris flow nel fondovalle (**Fig. 41**).



Fig. 41. Ampia conoide alluvionale di debris flow. Destra idrografica della Comba Deche. Sulla destra, appoggiata su conoidi di detrito con angolo di riposo di 35° ca., si osserva un corpo di frana che ingloba grossi blocchi.

Il versante meridionale della linea Tete D'Arpisson-Pointe de Geneve-Becs de Fana grazie alla presenza dei medesimi litotipi di cui sopra, presenta caratteristiche analoghe: imponenti conoidi di detrito, canali e depositi di debris flow, depositi di frane di crollo. Il dissesto è però più intenso ed è presente un esteso corpo di frana caotico (120000 m²), comprendente grossi ammassi di roccia disarticolati e cartografabili.

6.2 Forme glaciali e crionivali

Siamo in una regione di medio-alta montagna, che si caratterizza per l'abbondanza delle precipitazioni e per le accentuate escursioni termiche annuali e giornaliere. Inoltre l'area è stata modellata dall'intensa attività glaciale pleistocenica. Non deve quindi sorprendere l'abbondanza di forme glaciali sia di erosione che di deposito, attive e non attive.

La stretta valle della Comba Deche presenta un profilo longitudinale discontinuo per la presenza di un gradino morfologico di un centinaio di metri in prossimità della testata della valle, presso malga Seyvaz. A nord del gradino si osserva una superficie pianeggiante, e un ampio circo compreso tra il monte Faroma e il Pointe de Verdonaz. Il circo è limitato ad est e ad ovest dai passi del Col de Leche e del Col de Saint Barthelemy, impostati sulle più tenere rocce argillose del Roisan e sede di trasfluenza glaciale.

Valli sospese lungo la Comba Deche sono presenti sulla destra idrografica, rispettivamente ad Est e a Sud-Est della Becs de Fana, colmate da conoidi detritiche e da un rock glacier.

6.2.1 Forme crionivali

Intendiamo per forme crionivali quelle morfologie conseguenza di fenomeni crionivali, ovverosia tipiche di un clima freddo senza un intervento diretto dei ghiacciai (Castiglioni, 1989). Si tratta di forme dovute a processi criergici (azione del gelo-disgelo) e alla nivazione.

Crioclastismo

Diffuso in tutta l'area per l'azione disgregatrice dell'acqua, presente in abbondanza. Le forti escursioni termiche diurne e stagionali ne favoriscono i cambi di fase. La diffusa presenza di fratture consente l'introduzione e circolazione di acqua. Il passaggio dallo stato

liquido al solido comporta contrazioni e dilatazioni che esercitano stress differenziali sulle rocce e ne determinano la fratturazione. I detriti vengono presi in carico dai processi di versante (geliflusso, scivolamento su neve, ruscellamento) e trasportati alla base dei pendii a costituire accumuli ed eventualmente alimentare successivi depositi morenici, nivomorene, rock-glacier e colate di pietre.

Lobi di geliflusso (*Fig. 42*)

Interessano i versanti a più alta componente argillosa (Mont Grand Pays, Col de Leche, Col de Saint Barthelemy). Presentano una caratteristica morfologia terrazzata con gradini sovrapposti, dall'altezza di 30-50 cm. Sono espressioni di fenomeni di creep di versante che interessa gli orizzonti più superficiali per l'azione dell'acqua del suolo (da scioglimento della neve, ecc.) e dei suoi cambi di fase, fattori che controllano la resistenza al taglio dei terreni e più in generale le caratteristiche geotecniche (Williams & Smith, 1989).

Cuscinetti erbosi (thufur, hummocky soils) (*Fig. 43*)

Sono molto comuni sopra i 2400 metri nelle aree pianeggianti (testata della Comba Deche, Mont Grand Pays). Si tratta di rigonfiamenti sub-circolari del terreno ricoperti da vegetazione erbacea con diametri compresi tra i 40 e gli 80 cm. Sono associati in gruppi e impostati su sedimenti fini. Si tratta di forme attive prodotte dalla deformazione permanente della superficie del suolo in presenza di abbondante componente argillosa e siltosa e di acqua, per effetto del rimescolamento del terreno operato dai cambi di fase dell'acqua.



Fig. 42, in alto. Lobi di geliflusso con gradini alti 50-60 cm. Sullo sfondo il Col de Leche, impostato su calcescisti e filloniti.

Fig. 43, in basso. Cuscinetti erbosi; parte meridionale del Mont Grand Pays.



Rock-glaciers (Fig. 44)

Sono forme abbastanza diffuse nell'area, sopra i 2400 metri. Ne riconosciamo almeno due, a Sud Est della Becs de Fana e a Sud Ovest della Malga Valchourda. In particolare quest'ultimo, alimentato dalle abbondanti frane di crollo provenienti dalle pareti in paragneiss e anfibolite, risulta esteso (40000 m² circa) e dalle forme molto fresche. Si riconoscono la complessiva pronunciata forma a lingua, l'alto gradino del fronte con pendenza superiore ai 45° e la presenza di cordoni ed archi in superficie. Si tratta di strutture che indicano l'azione di trasporto per creep operato dal ghiaccio contenuto (adesso probabilmente non più permanente) e dall'acqua che scorre alla base.

I depositi sono costituiti da grossi blocchi a spigoli vivi, spesso di dimensioni metriche. L'origine di questi depositi può essere causata da imponenti fenomeni di crollo che hanno ricoperto nevai permanenti, o dal ritiro del ghiacciaio sino alla sua scomparsa sotto l'abbondante detrito morenico.

Fig. 44. Il rock-glacier sulla destra idrografica della Comba Deche.



Nivomorene

Sono argini detritici di nevaio dovuti allo scivolamento di detrito su campi di neve a forte pendenza e al loro accumulo ai margini del campo. Assumono così una caratteristica forma arcuata. Sono in genere di piccole dimensioni alla base di alcune conoidi nelle cengie Nord della Becs de Fana. I blocchi di detrito sono freschi.

Colate di pietre

Sono presenti accumuli di pietre di forma allungata privi o quasi di matrice (AA.VV., 1986), con asse parallelo al pendio a sud del Col de Saint Barthelemy. Le dimensioni sono di 250x50 m. Si ritiene che siano mobilizzate da fenomeni di soliflusso, con azione dilavante esercitata dalle acque di fusione glaciale.

6.2.2 Forme glaciali

Oltre alle forme glaciali erosive alla grande scala, di cui abbiamo fatto riferimento nella parte introduttiva, quali la morfologia la stessa morfologia della valle, esistono numerose forme minori.

Rocce montonate

Levigate dall'attività di esarazione glaciale, che comprende l'attività di sradicamento di blocchi (quarrying) sul lato a valle e di abrasione prodotta dallo sfregamento di detriti incastonati nella massa glaciale, sono comuni nella testata della valle della Comba Deche, nelle superfici di bassa pendenza dove maggiore doveva essere il carico della massa di ghiaccio. I versanti più acclivi della Comba non mostrano tracce di strie glaciali e montonatura, anche a causa dell'intenso rimodellamento Olocenico per fenomeni di crollo.

Numerose rocce montonate sono presenti a Sud-Ovest della Malga Valchourda, impostate su anfibolite, e presentano la caratteristica forma gibbosa sagomate secondo la direzione del movimento glaciale: arrotondate sul lato rivolto a monte e dalla superficie scabra per effetto del quarrying verso valle.

Il processo di quarrying viene agevolato dalla fratturazione pervasiva delle rocce dell'unità superiore del Mont Mary e dagli stessi fenomeni crioclastici, oltre che dall'azione dovuta al movimento del ghiacciaio.

Strie glaciali

L'azione di sfregamento del ghiacciaio produce sottili strie la cui direzione è indicatrice del movimento del ghiaccio. Le strie indicano un movimento verso sud del ghiacciaio a Nord della Malga Valchourda e verso Sud-Est a Sud-Est della stessa malga. In prossimità dei ripiani di roccia rimodellati dal ghiacciaio a Nord di malga Seyvaz confluivano quindi almeno due distinte masse glaciali provenienti dal circo a Nord (Pointe de Verdonaz-Monte Faroma), e dal Colle de Saint Barthelemy.

Morene e till

Si riconoscono diverse forme allungate dalla struttura caotica a granulometria varia (grossi blocchi frammisti a silt e argille). In particolare a sud della Bacs de Fana sono frequenti le forme inerbite.

A sud della Tete D'Arpisson si ha una estesa morena di fondo, che ricopre in maniera irregolare il rilievo alla base delle pareti. Molti di questi depositi risultano rielaborati dalla successiva attività Olocenica di versante e crionivale, alimentando colamenti e debris flow.

6.3 Forme carsiche

La presenza di rocce carbonatiche all'interno della Zona di Roisan consente lo sviluppo di limitati fenomeni carsici. La sommità pianeggiante del Mont Grand Pays, su calcescisti e dolomia, risulta costellata da una serie di doline imbutiformi di 3-4 metri di diametro (*Fig. 45*).

Fig. 45, pagina seguente. Serie di doline imbutiformi sulla sommità del Mont Grand Pays (criocarsismo). L'allineamento delle doline segue l'andamento generale dei trench responsabili del ribassamento generale del versante occidentale.



7 Conclusioni

I dati raccolti durante lo svolgimento e l'elaborazione della tesina consentono di delineare un quadro più preciso e spesso originale rispetto a quello noto in letteratura (Stutz & Masson, 1938; Diehl, 1952; Canepa et al., 1990). Le principali "novità" introdotte dal presente lavoro possono essere così riassunte.

1) *Nella cartografia presente sono state distinte le principali zone milonitiche dell'area che non compaiono nelle precedenti "edizioni" cartografiche. Si sono distinte inoltre due tipi di zone di shear milonitico: quelle alpine, in facies scisti verdi, e quelle prealpine, in facies anfibolitica.*

Le miloniti in facies anfibolitica sono riferibili verosimilmente alle fasi distensive permo-triassiche che coinvolgono la crosta continentale prima dell'apertura del bacino oceanico giurassico Ligure-Piemontese. Le miloniti alpine, in facies scisti verdi, sono legate alle fasi di thrusting delle varie unità nell'edificio a falde alpino e sono correlabili con le altre miloniti presenti nella falda della Dent Blanche lungo i principali contatti tettonici (Pennacchioni & Guermani, 1993). Le miloniti prealpine ed alpine sono differenziabili, oltre che per le diverse condizioni del metamorfismo sincinemato, per la diversa orientazione delle lineazioni di stretching minerale ad esse associate.

2) *Rinvenimento di un esteso corpo stratificato di metagabbri ed associate ultramafiti cumulitiche ai Becs di Fana. Tale corpo è assimilabile alle estese masse di metabasiti in facies anfibolitico-granulitica presenti alla base della crosta prealpina esposta nella zona Ivrea.*

La stretta associazione tra i gabbri e le ultramafiti sembra indicare una loro connessione genetica. Le ultramafiti associate ai gabbri risultano petrograficamente simili a quelle descritte da Cesare et al. (1989) ed attribuite a sezioni di mantello sottocontinentale. Il presente rilevamento sembra indicare, al contrario, l'attribuzione delle ultramafiti a cumuliti all'interno di un complesso gabbriaco. Tale interpretazione è sostenuta, tra l'altro, dai caratteri composizionali delle metabasiti e dei minerali in essa contenuti (basso contenuto in MgO, e alti tenori in Al₂O₃ e FeO) tipici di prodotti cumulitici di cristallizzazione frazionata di magmi tholeiitici o calcocalcinali (come suggerito da uno dei revisori dell'articolo di Cesare et al., 1989).

I gabbri e le cumuliti ultramafiche sono riequilibrati in condizioni anfibolitiche di alto grado. Tale riequilibrio metamorfico è verosimilmente legata all'assetto termico indotto dall'*underplating* delle masse basiche magmatiche alla base della crosta continentale.

L'incremento termico ha prodotto fenomeni di fusione parziale nei micascisti e nelle metabasiti con formazione di pegmatiti e corpi dioritici, rispettivamente.

3) *L'unità inferiore del Mont Mary appare costituita in prevalenza da paraderivati in facies anfibolitica (più o meno retrocessi in facies scisti verdi in età alpina) cui si associano masse anche cospicue di metapegmatiti a muscovite.*

Non sono stati rinvenuti, nell'area rilevata, corpi granitoidi che hanno in passato suggerito la parentela tra questa unità tettonica e la Serie di Arolla della falda della Dent Blanche.

4) *Risulta problematico tracciare con certezza un limite tra le due unità superiore ed inferiore del Mont Mary.*

In maniera approssimativa, tale limite è stato posto in corrispondenza di una zona caratterizzata da un reticolo anastomosato di miloniti nerastre fillonitiche e la sua posizione corrisponde con quella indicata da Cesare et al. (1989). In realtà, al di sotto di tale zona, per uno spessore di alcune decine di metri, compaiono facies a bande di cui è incerta l'attribuzione. Infatti tali facies, fortemente deformate, includono anfiboliti milonitizzate che sono in genere tipiche dell'unità superiore, mentre sono assenti nel resto della zona rilevata dell'unità inferiore. L'assenza negli gneiss a bande di relitti di associazioni prealpine ben perservate non consente di riferire con sicurezza tale litotipo all'unità sovrastante o sottostante. Tale problema rimane aperto e necessita di un'ulteriore indagine.

8 Bibliografia

- Argand E., 1906. Sur la tectonique du massif de la Dent Blanche. *C.R. Acad. Sci. Paris*, Parigi; **142**, 527-529.
- Argand E., 1908. Carte géologique du massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale), 1 : 50 000. *Mat. Carte géol. Suisse*, Bern; Carte sp n 52
- Argand E., 1909. L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat.*; **45**, 217pp
- Artini E. & Melzi G., 1900. Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valsesia. *Mem. R. Ist. Lomb. Sci. Lett. Arti*; **18**, pp 219-230
- Ayrton S.T., Bugnon C., Haarppainter T., Weidmann M., Frank E., 1982. Geologie du front de la nappe de la Dent Blanche dans la région des Monts-Dolins, Valais. *Eclogae geol. Helv.*, Basel; vol. **75**, pp. 269-286
- Ballevre M., Kienast J.R. & Vuichard J.P., 1986. La "nappe de la Dent Blanche" (Alpes Occidentales): Deux unités austroalpines indépendantes. *Eclogae geol. Helv.*, Basel; vol. **79**, pp. 57-74
- Ballevre M. & Merle O., 1993. The Combin Fault. Compressional reactivation of a late Cretaceous-Early Tertiary detachment fault in the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Mitt.*; **73**, pp 205-227
- Bertolani M., 1967. Rocce manganesifere tra le granuliti della valle della Strona (Novara). *Period. Mineral.*; **36**, pp. 1011-1032
- Brodie K.H., Rex D. & Rutter E.H., 1989. On the age of deep crustal extension faulting in the Ivrea zone, northern Italy. In: Alpine tectonics, a cura di Coward M.P., Dietrich D. & Park R.G.. *Geological Society Special Publication*; **45**, pp 203-210
- Canepa M., Castelletto M., Cesare B., Martin S., Zaggia L., 1990. The Austroalpine Mont Mary nappe. *Memorie di Scienze Geologiche*. Padova, **XLII**; pp 1-17
- Carraro F., Dal Piaz G.V. & Sacchi R (1970), Serie di Valpelline e II Zona diorito-kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbanò. *Mem. Soc. Geol. Ital.*; **9**, pp. 197-224
- Castiglioni G.B., 1989. Geomorfologia. *UTET*, Torino; 436 pp
- Cesare B., 1987. Lo studio geologico e strutturale del lembo del Mont Mary (settore occidentale). Tesi di laurea inedita, *Ist. Geol. Univ. di Padova*.
- Cesare B., Martin S. & Zaggia L., 1989. Mantle peridotites from the Austroalpine Mt. Mary nappe (Western Alps). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Mitt.*; **69**, pp 91-97

- Compagnoni R., Dal Piaz G.V., Hunziker J.C., Gosso G., Lombardo B. & Williams P.F., 1977. The Sesia-Lanzo Zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps. *Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, Milano; vol. **33**, pp. 281-334
- Dal Piaz G.V., 1976. Il lembo di ricoprimento del Pillonet, Falda della Dent Blanche nelle Alpi Occidentali. *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **31**, pp 1-61
- Dal Piaz G.V., 1993. Evolution of Austro-Alpine and Upper Pennic Basement in the Northwestern Alps from Variscan Convergence to Post-Variscan Extension. In: Pre-Mesozoic Geology in the Alps a cura di J.F. von Raumer & F. Neuber. *Springer – Verlag*, Berlino; pp 327-344
- Dal Piaz G.V., Hunziker J.C., Martinotti G., (1972). La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica della Alpi nord-occidentali interne. *Memorie della Società Geologica Italiana*. **11**, pp 433-466
- Dal Piaz G.V. & Polino R., 1989. Evolution of the Alpine Tethys. In: The lithosphere in Italy, a cura di Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B.. *Accademia Nazionale dei Lincei*, Roma; pp. 93-107
- Dal Piaz G.V., Gosso G., Lardeaux J.M., Pennacchioni G. & M.I. Spalla, 1991. Guide book for the excursion to the central and western Alps: Orobic Alps, Mt. Mucrone area and Aosta valley. *V Summer School Univ. Siena*, Siena; 201 pp
- Dal Piaz Ed., 1985. Il magmatismo tardo alpino nelle Alpi. Atti convegno S.G.I.; Padova 1983. *Memorie società geologica Italiana*; **26**, pp. 436
- Dal Piaz G.V. (a cura di), 1992. Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore, primo volume. *BE-MA editrice*, Milano; 310 pp
- Dal Piaz G.V. (a cura di), 1992. Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore, secondo volume. *BE-MA editrice*, Milano; 211 pp
- D'Amico C., Innocenti F., Sassi F.P., 1987. Magmatismo e metamorfismo. *UTET*, Torino; 536 pp
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J., 1992. The Rock Forming Minerals, 2nd Edition. *Longman Scientific & Technical*, Singapore; 696 pp
- De Graciansky P.C., Dardeau G., Lemoine M, Tricart P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. *Geol. Soc. Spec. Publ. London*; **44**, pp 87-104
- Diamond L.W., 1990. Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of hydrothermal solutions in late-alpine gold-quartz vein at Brusson, Val d'Ayas, Northwestern Italian Alps. *American Journal of Science*; **290**, pp 912-958
- Diamond L.W. & Wiedenbeck M., 1986. K-Ar radiometric ages of the gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, NW Italy: evidence of mid-Oligocene hydrothermal activity in

- the Northwestern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Mitt.*; **66**, pp 385-393
- Diehel E.A., Masson R. & Stutz A.H., 1952. Contributo alla conoscenza del ricoprimento del Dent Blanche. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, Padova; **17**, pp 5-52
- Elter G., 1960. La zona pennidica dell'alta e media Valle D'Aosta e le unità limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, Padova; **23**, 113 pp
- Ernst W.G., 1971. Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contr. Mineral.Petrol.*, Berlin; **34**, pp. 43-59
- Gardien V., Reusser E. & Marquer D., 1994. Pre-Alpine evolution of the gneisses from the Valpelline serie (Western Alps, Italy). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Mitt.*; **74**, pp 489-502
- Gardien V., Reusser E. & Marquer D., 1995. Compared P-T evolution between a paleo (Valpelline Series) and an actual (Galicia, Spain) continental margin. *Terra Abstracts*; **7**, 125
- Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia CNR, 1986. Ricerche geomorfologiche nell'alta Val di Peio. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, **9**; pp. 137-191
- Hunziker J.C., 1974. Rb-Sr and K-Ar determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, Padova; **31**, 54 pp
- Lardeaux J.M. & Spalla M.I., 1991. From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of opening and closure of the Piedimont ocean. *Journal of Metamorphic Geology*; **9**, pp. 35-59
- Mazurek M., 1986. Structural evolution and metamorphism of the Dent Blanche nappe and Combinzone west of Zermatt Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, Basel; vol. **79**, pp. 41-56
- Mazzucchelli M. & Siena F., 1986. Geotectonic significance of the emtabasites of the kinzigitic series, Ivrea-Verbano zone (Western Italian Alps). *Tschemark Mineral. Petrogr. Mitt*; **35**, pp. 99-116
- Novarese V., 1931. La formazione dioritico-kinzigitica in Italia. *Boll. R. Uff. Geol. Ital.*; **56** (7), pp. 1-62
- Passchier C.W. & Trouw R.A.J., 1996. Microtectonics. *Springer*, Berlino; 289 pp.
- Pennacchioni G. & Guermani A., 1993. The mylonites of the Austroalpine Dent Blanche nappe along the northwestern side of the Valpelline Valley (Italian Western Alps). *Memorie di Scienze Geologiche*. Padova, **45**; pp 37-55
- Pennacchioni G & Cesare B., 1997. Ductile-brittle transition in the pre-Alpine amphibolite facies mylonites during evolution from water-present to water-deficient conditions (Mont Mary nappe, Italian Western Alps). *Journal of metamorphic Geology*; **15**, pp. 777-791

- Petit J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, **9**; pp. 597-608
- Pin C. & Vielzeuf D., 1983. Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation. *Tectonophysics*; **93**, pp. 47-74
- Rutter E.H., Brodie K.H. & Evans P.J., 1993. Structural geometry, lower crustal magmatic underplating and lithospheric stretching in the Ivrea-Verbano zone, northern Italy. *Journal of Structural Geology*, **15**; pp. 647-662
- Sills J.D. & Tarney J., 1984. Petrogenesis and tectonic significance of amphibolites interlayered with metasedimentary gneiss in the Ivrea Zone, Southern Alps, Northwest Italy. *Tectonophysics*; **107**, pp 187-206
- Stella A., 1894. Relazione sul rilevamento eseguito nell'anno 1893 nelle Alpi Occidentali (Valli dell'Orco e della Soana). *Boll. Regio Com. Geol. Ital.*, **25**; pp. 343-371
- Stutz A.H., Masson R., 1938. Zur Tektonik der Dent Blanche Decke. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Mitt.*; **18**, pp 40-53
- Voshage H., Hoffmann A.W., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Sinigoi., Raczek I. & Demarchi G., 1990. Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid lower crust formed by magmatic underplating. *Nature*; **347/2695**, pp731-736
- Vuichard J.P., 1987. Conditions P-T du métamorphisme anté-alpin dans la "seconde zone dioritico-kinzigitique" (Zone Sesia-Lanzo, Alpes Occidentales). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Mitt.*; **67**, pp 257-271
- Wernicke B., Burchfiel B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*; **4**, pp. 105-115
- Williams P.J. & Smith M.W., 1989. The Frozen Earth. Fundamentals of Geocryology. *Cambridge University press*, Cambridge; 306 pp
- Yardley B.W.D., 1989. An introduction to Metamorphic Petrology. *Longman*, Singapore; 248 pp
- Zaggia L., 1987. Lo studio geologico e strutturale del lembo del Mont Mary (settore centrale). Tesi di laurea inedita, *Ist. Geol. Univ di Padova*.
- Zingg A., 1983. The Ivrea and Strona Ceneri Zones (Southern Alps, Ticino and North Italy). A review. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Mitt.*; **63**, pp 361-392
- Zingg A., Handy M.R., Hunziker J.C. & Schmid S.M., 1990. Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps. *Tectonophysics*; **182**, pp 169-192

Appendice

Abbreviazione delle sigle mineralogiche

Ab.....	albite
Act.....	attinoto
Al-Spl.....	spinello alluminifero
Amp.....	anfibolo
And.....	andalusite
Brown-Ho.....	orneblenda bruna
Bt.....	biotite
Cal.....	calcite
Ca-Pl.....	plagioclasio calcico
Chl.....	clorite
Cpx.....	clinopirosseno
Czo.....	clinozoisite
Dol.....	dolomia
Ep.....	epidoto
Fe-Gl.....	Fe-Glaucofane
Green-Ho.....	orneblenda verde
Grf.....	grafite
Grt.....	granato
Kfs.....	feldspato potassico
Mc.....	muscovite
Mg-Ho.....	orneblenda a magnesio
Opx.....	ortopirosseno
Phe.....	fengite
Pl.....	plagioclasio
Py.....	pirite
Qtz.....	quarzo
Rt.....	rutilo
Sill.....	sillimanite
Spn.....	sfene
Stp.....	stilpnomelano
Trm.....	tremolite
Wm.....	mica bianca