

## VI - TETTONICA E GEODINAMICA

### 1. - STRUTTURA DELLA REGIONE

La complessa architettura del Foglio Monte Cervino è sintetizzata in alcune figure a margine della carta: i) l'Inquadramento tettonico regionale alla scala 1:600.000 (fig. 52), utilizzato anche come base strutturale per lo Schema del metamorfismo (fig. 100), commentato nel Capitolo V: entrambi coprono l'area dei fogli Aosta, Chatillon, Gran San Bernardo, Monte Rosa e Verres del Progetto CARG, dei fogli Chanrion-Vélan, Grand Saint-Bernard, Matterhorn, Orsières, Randa e Zermatt dell'Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000 e del foglio francese Mont Blanc alla scala 1:50.000; ii) Schema tettonico del Foglio Monte Cervino alla scala 1:200.000 (fig. 60); iii) cinque sezioni geologiche alla scala 1:50.000 (A-B-C-D-E, estremi indicati nel foglio), estese dalla Valtournenche alla Val di Bagnes, con direzione subtrasversale rispetto alle direttrici tettoniche alpine della regione.

#### 1.1. - SCHEMI TETTONICI

##### 1.1.1. - *Inquadramento regionale*

Lo schema mostra la posizione e la struttura interna del prisma collisionale austroalpino-pennidico tra la Valle d'Aosta e il Vallese meridionale (figg. 36, 38, 53). Sono indicati e distinti con colori diversi i lembi austroalpini esterni (*Austroalpine outliers*, DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001): i) quelli superiori, non eclogitici, rappresentati dai lembi di basamento Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet e dai metasedimenti mesozoici, non ofiolitici, della Zona di Roisan e del Mont Dolin, presso Arolla; ii) quelli inferiori, con impronta eclogitica di età eocenica, situati al limite tra le unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas, o all'interno di quest'ultima, alcuni a letto/sud (M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Acque Rosse, Verres) altri a tetto/nord (Etirol-Levaz, Grun, Vollon, Chatillon, St Vincent) della linea tettonica Aosta-Ranzola, di età oligocenica (figg. 37, 61). Il lembo Mont Mary-Cervino raggruppa il lembo del Mont Mary *Auct.* e il tratto nord-orientale interno della falda Dent Blanche *s.s. Auct.*, detto lembo del Cervino: quest'ultimo si estende sino al versante sinistro del vallone di Zmutt, ad ovest di Zermatt, come proposto in DAL PIAZ (1999) e nello schema tettonico alla scala 1:200.000 a margine del Foglio Matterhorn (DAL PIAZ, in BUCHER *et alii*, 2004). Sebbene in parte diversi dal punto di vista litologico ed evolutivo, i due lembi sono stati associati nell'unità tettonica maggiore Mont Mary-Cervino perché affiorano in continuità

laterale, contengono entrambi la Zona di Roisan, occupano la stessa posizione geometrica a letto del lembo Dent Blanche e a tetto della Zona del Combin e la loro separazione è legata alle faglie del sistema di Trois Villes.

Nell'angolo sud-orientale dello schema tettonico si osserva il settore centrale della Zona Sesia-Lanzo, elemento austroalpino interno costituito dalle unità dei Micascisti eclogitici, degli Gneiss minuti e della II Zona diorito-kinzigitica; per limiti di scala non sono rappresentate le piccole scaglie di marmi di probabile età mesozoica (unità di Bonze *Auct.*) presenti nella dorsale Priäl-Crabun-Pietre Bianche (Foglio Verres, inedito) al contatto tettonico tra micascisti eclogitici e gneiss minuti, ma meno estesi di come figurano in alcuni schemi regionali (VENTURINI *et alii*, 1991, 1994; VENTURINI, 1995; BABIST *et alii*, 2006). I lembi Austroalpini superiori e la Zona Sesia-Lanzo poggiano, con contatto tettonico di primo rango, sulle unità ofiolitiche con relitti in facies scisti blu della Zona del Combin (*nappe du Tsaté* in Vallese), comprendenti anche le sottili unità di copertura ad affinità continentale di età permiana e/o mesozoica (Pancherot-Cime Bianche e Frilhorn, Fascio di Cogne) descritte nei capitoli precedenti. Il contatto Zona Sesia/Combin è una zona di taglio duttile e di mescolanza tettonica che ha prodotto le scaglie basali di Gneiss minuti milonitici affioranti sul fianco sinistro della Valle d'Ayas, tra Brusson, la valle di Mascognaz e Champoluc (CORTIANA *et alii*, 1998; DE GIUSTI *et alii*, 2004), poi deformata da pieghe coricate meso-megascopiche, come ad esempio quelle del Monte Pinter, della Punta Piure e della Punta Straling (GOSSO *et alii*, 1979; DAL PIAZ, 1992). La Zona del Combin poggia in contatto tettonico e con marcato *gap* metamorfico sui lembi austroalpini inferiori (eclogitici) situati a nord della faglia Aosta-Ranzola (Etirol-Levaz, Grun, Vollon) o sulla Zona di Zermatt-Saas. A loro volta, le unità ofiolitiche ad impronta eclogitica della Zona di Zermatt-Saas sono appilate sulle unità continentali superiori/interne della Zona Pennidica (Monte Rosa, Arcesa-Brusson e Gran Paradiso, a sud dello schema) e si immergono sotto le unità retrovergenti del sistema tettonico medio-pennidico del Gran San Bernardo (Brianzone), dal Siviez-Mischabel (ESCHER *et alii*, 1987, 2001; MARKLEY *et alii*, 1999; SARTORI *et alii*, 2006), a nord di Zermatt, al Gran Nomenon (HERMANN, 1925 b-c; DAL PIAZ, 1928; CABY *et alii*, 1978; FREEMAN *et alii*, 1997; BERTRAND *et alii*, 2000; MALUSÀ *et alii*, 2005a-b; POLINO *et alii*, 2012), a ovest di Cogne. La Zona del Combin prosegue nel settore nord-occidentale del foglio, al di sotto e all'esterno della falda Dent Blanche (GIORDANO, 1869; ARGAND, 1908, 1909, 1911), in sovrascorrimento sulla falda del Mont

Fort (GOUFFON, 1993; SARTORI *et alii*, 2006) e le altre unità continentali del Gran San Bernardo, o al loro interno ("sinclinale" di Avise; FRANCHI *et alii*, 1908; GOVI, 1966; MALUSÀ, 2004; POLINO *et alii*, 2012).

Il sistema tettonico del Gran San Bernardo è in sovrascorrimento (fronte Brianzese) sulle unità penniniche esterne/inferiori della Zona Sion-Courmayeur (vallesana), costituite in prevalenza da successioni carbonatiche e silicoclastiche di età cretacea, localmente eocenica, e da sporadiche ofioliti, entrambe con metamorfismo alpino in facies scisti blu e/o scisti verdi (CITA, 1954; TRÜMPY, 1955a-b, 1960; ELTER, 1960; ZULAUF, 1963; ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1971; BURRI & MARRO, 1993; BOUSQUET *et alii*, 2002). Queste unità sono traslate lungo il fronte penninico sulle unità del dominio elvetico-ultraelvetico, costituite da falde di scollamento e da coperture aderenti di età carbonifera sup.-cretacea, dai leucograniti e granofiri metamorfici del M. Chetif-Testa Bernarda, dal granito del Monte Bianco e da un basamento metamorfico pregranitico (ANTOINE *et alii*, 1978; DE GIUSTI *et alii*, 2004). Nel settore sud-orientale della figura si osservano il plutone della Valle del Cervo

(Biella) e i filoni postmetamorfici di andesiti e lamprofiri di età oligocenica (asterisco): essi tagliano la pila delle falde e tutte le strutture duttili come è evidente, in particolare, tra il margine meridionale della cupola di Arcesa-Brusson, la Zona del Combin al Colle Pallasina (Valle di Mascognaz, Ayas) e la Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ *et alii*, 1979d; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; DAL PIAZ, 1992; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; DE GIUSTI *et alii*, 2004).

Faglie principali presenti nell'inquadramento tettonico regionale (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005a, 2009; DAL PIAZ *et alii*, 2010; POLINO *et alii*, 2012): i) Aosta-Ranzola, linea tettonica estensionale costituita da un fascio di faglie ampio diverse centinaia di metri, immergente a nord di circa 60°, e sue diramazioni occidentali nel Foglio Aosta (fig. 102); la linea tettonica è marcata da breccie listvenitiche (BISTACCHI *et alii*, 2001), diffuse nei fogli Chatillon (versante destro della Val d'Aosta; RATTO, 1998; DAL PIAZ *et alii*, 2010), Monte Rosa (Rocca di Verra; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DAL PIAZ, 2004) e Verres (cava inattiva di Sizan; M. Ros-Col d'Arta, Rovarey-Collioud), con mica

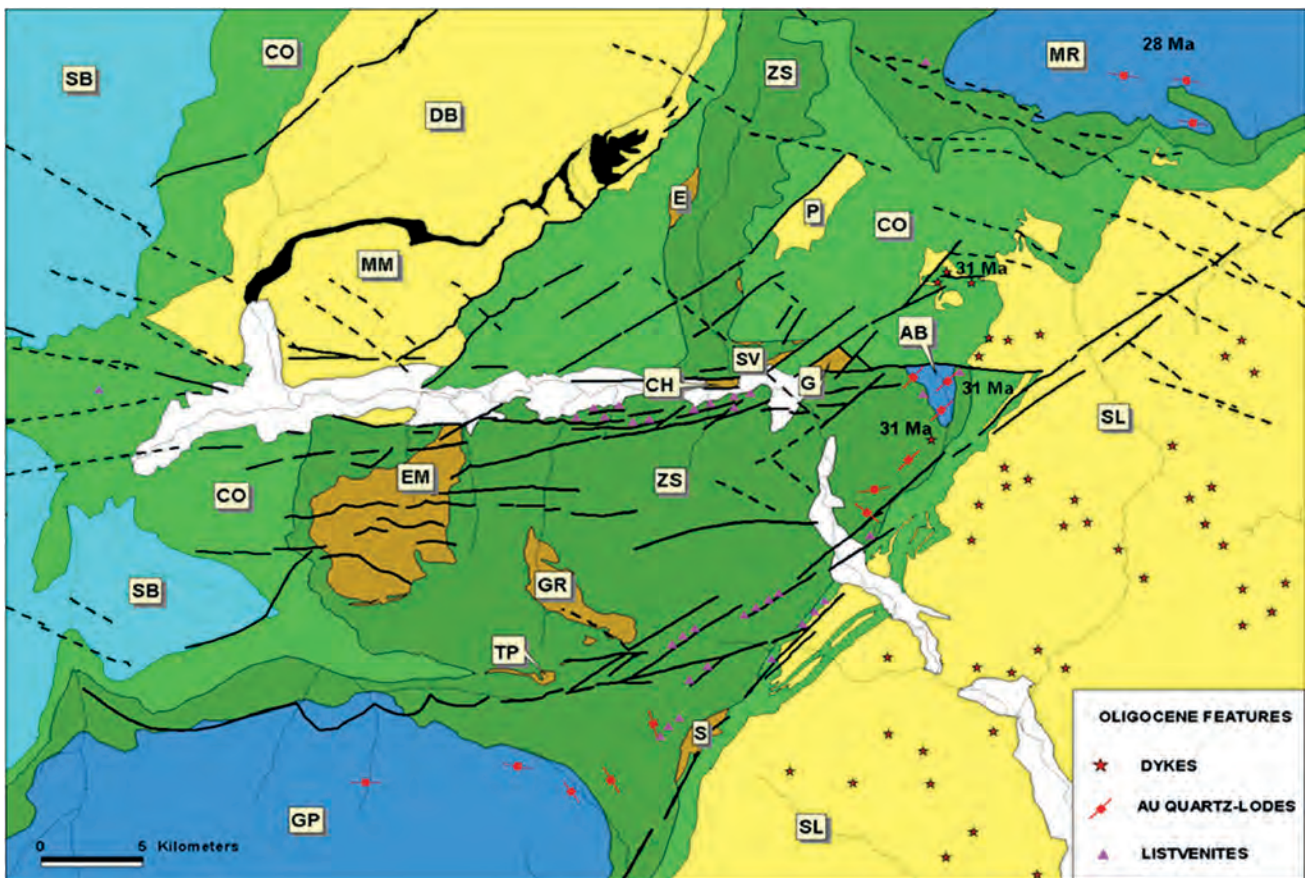


Fig. 102 - Le faglie principali, le breccie listvenitiche e i filoni di andesiti-lamprofiri di età oligocenica nella media e bassa Valle d'Aosta (BISTACCHI *et alii*, 2001).  
- Principal faults, listvenitic breccias and andesite-lamprophyre dykes of Oligocene age in the middle and lower Aosta valley (BISTACCHI *et alii*, 2001).

verde di cromo di età oligocenica (PETTKE *et alii*, 1999); ii) faglia dell'Ospizio Sottile, attiva nell'Oligocene con cinematica estensionale e, nel Neogene, in trascorrenza sinistra (BISTACCHI *et alii*, 2001); iii) faglie del sistema di Trois Villes e del Pillonet, subverticali e dirette da NE-SO a NNE-SSO (BISTACCHI *et alii*, 2001; BISTACCHI & MASSIRONI, 2010); iv) faglie del Buthier e di Praz de Dieu-Vofrede, estese dalla Valpelline alla Valtournenche, rappresentate in parte da STECK *et alii* (1999) e DE GIUSTI *et alii* (2004); v) faglie nel Foglio Aosta (POLINO *et alii*, 2012) al margine e all'interno della struttura retroflessa del Gran Nomenon, nella zona di contatto tra il basamento polimetamorfico del Rutor e la Zone houillère e tra quest'ultima e la falda del Mont Fort sul versante settentrionale della Valle d'Aosta (GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005b, 2009).

### 1.1.2. - Schema tettonico del foglio

Rispetto all'inquadramento regionale alla scala 1:600.000 lo schema tettonico del Foglio Monte Cervino alla scala 1:200.000 (fig. 60) rappresenta: i) le principali unità tettoniche e litologiche dei lembi austroalpini; ii) le unità ofiolitiche superiori e inferiori della Zona del Combin (falda del Tsaté), non distinte in carta da codici e colori specifici: corrispondono all'unità della Luette in Val di Bagnes, definita nel Foglio Chanrion-Mont Vélan (BURRI *et alii*, 1998, 1999), assieme alle unità non ofiolitiche del Pleureur e di Mauvoisin, costituite da scisti, quarziti e breccie basali, marmi fillitici e "calcescisti rossi" di possibile età giurassico-cretacea; iii) le unità litostratigrafiche del Mont Fallère e del Métailler, appartenenti alla falda del Mont Fort (GOUFFON, 1993; SARTORI *et alii*, 2006) ed esposte nella finestra tettonica di Boussine (figg. 18, 58; GOUFFON & BURRI, 1997; BURRI *et alii*, 1998). Tutti i limiti tra le varie unità rappresentate nello schema sono contatti tettonici marcati da zone di taglio duttile e semiduttile più o meno ampie, con vistoso *gap* metamorfico tra la Zona del Combin, in facies scisti verdi con rari relitti in facies scisti blu, ed il sottostante gruppo di unità eclogitiche continentali (Etirol-Levaz) ed oceaniche (Zermatt-Saas).

Faglie principali: i) faglia del Buthier: subverticale, diretta NE-SO e marcata da cataclasi e pseudotachiliti, riattiva un tratto del *thrust* milonitico tra le unità di Valpelline e di Arolla del lembo Dent Blanche, ad ovest di Oyace; da essa si dirama la faglia di Praz de Dieu, estesa per 13 km sino alla testata della comba di Cignana e al vallone di Vofrede; ii) estremità settentrionale delle faglie del sistema di Trois Ville (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001), dirette NNE-SSO e con cinematica distensiva: separano l'unità kinzi-

gitica del Mont Mary dalla Serie di Arolla del Cervino e un tratto di quest'ultima dall'unità ofiolitica del Combin, fortemente ridotta, per cause tettoniche, tra il massiccio della Cima Bianca, la comba di Cignana e il vallone di Vofrede (figg. 60, 81); vi si associano alcune faglie coniugate, dirette NE-SO, tra la Cima Bianca e il M. Saleron e tra la Punta Tzan e la comba di Cignana; iii) faglia del Pillonet: diretta NE-SO, delimita a nord-ovest il lembo austroalpino (DAL PIAZ, 1976), fortemente ribassato rispetto alle successioni ofiolitiche del Gran Tournalin e del M. Zerbion; iv) faglie con cinematica normale al margine interno del gabbro austroalpino della Sassa (Dent Blanche) e tra la comba di Faudery e la comba di Vertosan (Vert Tzan); v) faglia diretta NE-SO lungo il margine interno del corpo gabbroico del Mont Collon, indicata nel Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2004); vi) faglia negli Gneiss di Arolla in facies minuta e milonitica a nord-ovest del Bec di Epicoune e nella dorsale tra i ghiacciai di Otemma e Brenay (BURRI *et alii*, 1998); vii) paleofaglie sismogenetiche marcate da cataclasi nella Serie di Arolla ai margini del ghiacciaio del Mont Gelé, in fortissimo ritiro; in questa zona è stata omessa la faglia segnata in precedenti documenti (STECK *et alii*, 1999; DE GIUSTI *et alii*, 2004) circa al limite tra il corpo di metagranitoidi massicci del M. Morion (Rion) e gli gneiss milonitici al suo esterno, sostituita da un gruppo di faglie minori, discordanti rispetto alla scistosità regionale S<sub>2</sub> e alla foliazione milonitica. Si noti infine che tratti del contatto tettonico esterno (nord-occidentale) tra il lembo Dent Blanche e la sottostante unità ofiolitica del Combin (Luette), al margine del foglio, sono riattivati da faglie distensive (MAZUREK, 1986; WUST & SILVERBERG, 1989).

### 1.2. - SEZIONI GEOLOGICHE

Le cinque sezioni geologiche a margine della carta si estendono dalla Valtournenche alla Val di Bagnes, attraverso la Valle di St Barthélemy e la Valpelline. Hanno direzione trasversale rispetto alle principali direttrici tettoniche della regione e costituiscono un'ideale successione seriale procedendo da nord-est (sezione A) a sud-ovest (sezione E). Si noti che, nel settore italiano, i torrenti Marmore, Barthélemy e Buthier scendono verso l'osservatore, quindi destra e sinistra delle sezioni vallive nei profili corrispondono a sinistra e destra idrografica. Per evitare la moltiplicazione in legenda di caselle e codici indicativi di litotipi identici ma presenti in unità tettoniche diverse, i lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino sono distinti in carta e nei profili solo con la traccia dei loro limiti tettonici, non su base litologica, e lo stesso dicasi per le unità del Combin superiore e inferiore.

Le sezioni A, B e C sono tratte in parte, con piccole modifiche e semplificazioni, dai profili alla scala 1:25.000 dei Fogli Chanrion-Mont Vélain (BURRI *et alii*, 1998, 1999) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003). Le sezioni A e B sono orientate circa est-ovest, quelle C, D, E attorno a SE-NO. Le tracce di tutte le sezioni tendono a seguire le vette e le creste principali, con andamento a volte spezzato, con riferimenti topografici indicati nel profilo solo nel caso di significativi cambiamenti di direzione. La prosecuzione al di sopra della superficie topografica dei contatti tettonici di primo ordine tra lembi austroalpini e unità ofiolitiche e dei contatti di secondo ordine, tra unità interne, sono rappresentati con linee tratteggiate di spessore diverso e, rispettivamente, di colore blu e nero. In molti casi, per consentirne la rappresentazione alla scala delle sezioni, sono stati notevolmente ingranditi i corpi stratoidi minori di marmi e metabasiti nel complesso kinzigitico, i filoni aplitici e melanocratici negli gneiss di Arolla, i gabbri milonitici e vari litotipi nella Zona di Roisan e nella Zona Piemontese, utili per sottolineare la geometria del *bedding* litologico e/o della foliazione dominante. Per lo stesso motivo, in alcuni casi sono state riunite in un unico codice le sottili e ripetute alternanze di litotipi diversi (*e.g.*, calcescisti con intercalazioni di prasiniti e viceversa). Per una visione più chiara dell'assetto litologico e strutturale della sezione geologica molte delle piccole coltri di depositi quaternari presenti in carta sono state eliminate in favore del substrato, o semplificate se costituite da diverse facies che sono comunque presenti in banca dati e riconoscibili in carta.

*Sezione A* - È orientata circa est-ovest, segue la cresta di confine dal Monte Cervino (4477 m) alla Dent d'Hérens (4171), alla Tête de Valpelline (3799 m) e al Col de la Division (3314 m) e poi prosegue in territorio vallesano sino al Glacier d'Arolla e al Mont Collon (3636 m). Dall'alto al basso essa mostra: i) l'assetto litologico e strutturale dei lembi della Dent Blanche e del Cervino, formati entrambi dalle Serie (unità) di Valpelline e di Arolla, contenente quest'ultima i corpi di metagabbri permiani del Mont Collon, della Sassa e del Cervino (figg. 16, 41, 47); ii) la sottostante Zona Piemontese, ricostruita in prevalenza per estrapolazione degli affioramenti esposti nella conca del Breuil (fig. 1), comprendente tre unità ofiolitiche principali e l'unità Pancherot-Cime Bianche. La chiusura sinformale del complesso kinzigitico della Serie di Valpelline nel lembo Dent Blanche, con piano assiale immergente a nord-ovest, non è visibile lungo la traccia della sezione ed è stata interpretata proiettando nel sottosuolo la piega esposta alla base dell'impervia cresta nord della Tête de Valpelline (fig. 23A), in accordo con la ricostruzione di

ARGAND (1908, 1909), e ipotizzando la sua continuità laterale per due chilometri (BUCHER *et alii* (2004)). Si notino i filoni femici con metamorfismo alpino (in realtà molto più piccoli e abbondanti) entro gli gneiss occhiadini della Serie di Arolla nell'ombra di pressione prodotta dalla tozza chiusura occidentale del rigido corpo dei metagabbri del Cervino (fig. 73). L'estremità occidentale della sezione mostra la geometria del contatto milonitico tra i metagabbri del Mont Collon e gli ortogneiss sottostanti.

*Sezione B* - È circa parallela alla sezione precedente, si estende dai pianori di Plan Maison (2548 m), sopra il Breuil, alla P. Gastaldi (Cors, 3852 m), al Glacier des Grandes Murailles e alla Tête de Roeses (3216 m), sul fianco sinistro idrografico dell'alta Valpelline, e quindi al Mont Braoulè (Brulè, 3578 m), alla Vierge (3232 m) e all'Evêque (3716 m), lungo la cresta di confine, per continuare verso ovest sino al bacino del Lago di Mauvoisin (1975 m), attraverso il Petit Mont Collon (3555 m), il Glacier d'Otemma, la dorsale dei Portons (3512 m), il Glacier du Brenay e i contrafforti a nord del Col de Lire Rose (3115 m). Procedendo da est verso ovest e dal basso all'alto, il primo tratto mostra la struttura della Zona Piemontese in parte nascosta sotto depositi quaternari (in prevalenza glaciali), semplificati e ridotti, ricostruita proiettando tratti di sezioni vicine: i) la Zona di Zermatt-Saas (eclogitica) è formata da una potente scaglia basale di peridotiti serpentizzate, ricche in *boudins* rodingitici (non rappresentati), prosecuzione occidentale del massiccio Breithorn-Gobba di Rollin-Rocca di Verra, deformato da pieghe-faglie vergenti a ONO e riaffiorante in Valtournenche tra Perrière e Singlin (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2004; ZANONI *et alii*, 2012); al di sopra, eclogiti e glaucofaniti (da basalti tholeiitici integri o idrati) più o meno retrocesse in anfiboliti albitiche a relitti di HP e/o il complesso di meta-sedimenti mesozoici con micascisti granatiferi a Mg-cloritoide centimetrico, calcescisti, marmi e quarziti di probabile età giurassica (DAL PIAZ *et alii*, 1979b; RUBATTO *et alii*, 1998), in cui sono inglobati, con forti variazioni laterali, corpi lenticolari di serpentiniti e metagabbri e intercalazioni stratiformi di anfiboliti; il tratto sommitale è formato da metabasalti e calcescisti. ii) Segue, al di sopra, la Zona del Combin, di spessore ridotto rispetto alle sequenze esposte nella dorsale tra Val d'Ayas e Valtournenche e alla Conca di By: l'unità del Combin inferiore, non distinta in carta, e l'unità Pancherot-Cime Bianche, completamente mascherate lungo il profilo da depositi quaternari, sono state ricostruite estrapolando le sezioni del Colle del Teodulo-Cresta della Forca, di Château e di Vorpilles-Creton, in accordo con i citati schemi tet-

tonici di BUCHER *et alii* (2004) e di FORSTER *et alii* (2004); l'unità del Combin superiore è formata da dominanti calcescisti in facies carbonatica e terrigena, con intercalazioni stratoidi di tipiche prasiniti, matabasalti tholeiitici in facies scisti verdi. Maggiori dettagli sulla notevole varietà litologica e strutturale della Zona Piemontese tra il Breuil e la Cresta della Forca sono figurati in un profilo di CORNELIUS (1935) e nelle sezioni geologiche alla scala 1:25.000 n. 8-12 (DAL PIAZ & MARTINOTTI in BUCHER *et alii*, 2004, Tav. III), inspiegabilmente ignorate nel recente lavoro di ANGIBOUST & AGARD (2010) su questa zona. iii) Austroalpino, lembo del Cervino: inizia con la potente unità basale della piramide del Cervino (1300 m, sezione A), qui ridotta ad una sottile coda, spesso qualche decina di metri, già indicata con precisione nella carta di ARGAND (1908); essa è costituita da gneiss microocchidini (albite a scacchiera) e minuti della Serie di Arolla e minori gabbri milonitici a "fuchsite". Segue l'unità superiore, formata dal complesso kinzigitico, ricco in migmatiti, esposto lungo lo sperone orientale della Punta Gastaldi (Cors) per circa 1000 m, corrispondente alla "testa bruna" del Cervino; presso il Bivacco Balestrieri (3142 m), essa contiene un elemento esotico, costituito da una piega coricata con nucleo di gneiss di Arolla e discontinua periferia di marmi mesozoici attribuibili alla Serie di Roisan (GOSSO & MARTINOTTI in DAL PIAZ, 1976). Il contatto tettonico con la Serie di Arolla del sovrastante lembo della Dent Blanche è marcato da una vasta fascia milonitico-cataclastica, in evidenza morfologica lungo la parete orientale delle Grandes Murailles (panorami geologici in figura 103, DAL PIAZ, 1992). iv) Lembo sommitale della Dent Blanche: l'unità inferiore è formata da gneiss granitoidi, occhidini, minuti e milonitici della Serie di Arolla, con filoni di gneiss aplitici (fa) trasposti parallelamente alla scistosità regionale alpina  $S_2$ ; sono estesi sino alla sommità della bastionata delle Grandes e Petites Murailles, tranne nei tratti dove l'unità è sovrascorsa dai parascisti kinzigitici, in parte retrocessi, dell'unità superiore (Dent d'Hérens, sezione A; Punta Budden, profilo 12 in BUCHER *et alii*, 2004). Seguendo l'ipotesi di una sinforme di falde centrata lungo la Valpelline, i litotipi della Serie di Arolla passerebbero al di sotto del nucleo kinzigitico della Valpelline (unità sommitale del lembo Dent Blanche) per riapparire sul suo lato esterno, dai Bouquetins al Mont Collon (sezione A; figg. 41A, 69) e sino al *thrust* frontale sulla sottostante falda ofiolitica del Combin (Tsaté, sezioni B, C, E). Nel settore svizzero la Serie di Arolla è costituita da prevalenti gneiss granitoidi con filoni leucocratici e varietà occhidiane, minute e milonitiche, contenenti corpi poco deformati di metagra-

nitoidi massicci, sovente porfirici e con estesi relitti del *fabric* magmatico (Evêque, Les Portons), delimitati da zone con alto gradiente di deformazione alpina. L'estremità nord-occidentale del lembo della Dent Blanche è caratterizzata dalla falesia di metadioriti e metagabbri anfibolici affioranti sopra il Colle de la Lire Rose, alla base degli gneiss granodioritici con miloniti della Ruinette (BURRI *et alii*, 1998).

Nel bacino del lago di Mauvoisin la sottostante falda del Tsaté (Combin) è costituita dall'unità superiore (Luette) di calcescisti con prasiniti stratoidi e lenti di serpentiniti e dalle unità non ofiolitiche di Mauvoisin (sui due lati del lago) e del Pleureur (estremità della sezione), caratterizzate da intensi ripiegamenti di seconda e terza fase. Al di sotto si entra nella finestra tettonica di Boussine (BURRI, 1983; BURRI *et alii*, 1998, 1999) e nei parascisti del Métailler (falda del Mont Fort), unità sommitale del Sistema del Gran San Bernardo (BURRI & MARRO, 1993; GOUFFON, 1993; SARTORI *et alii*, 2006).

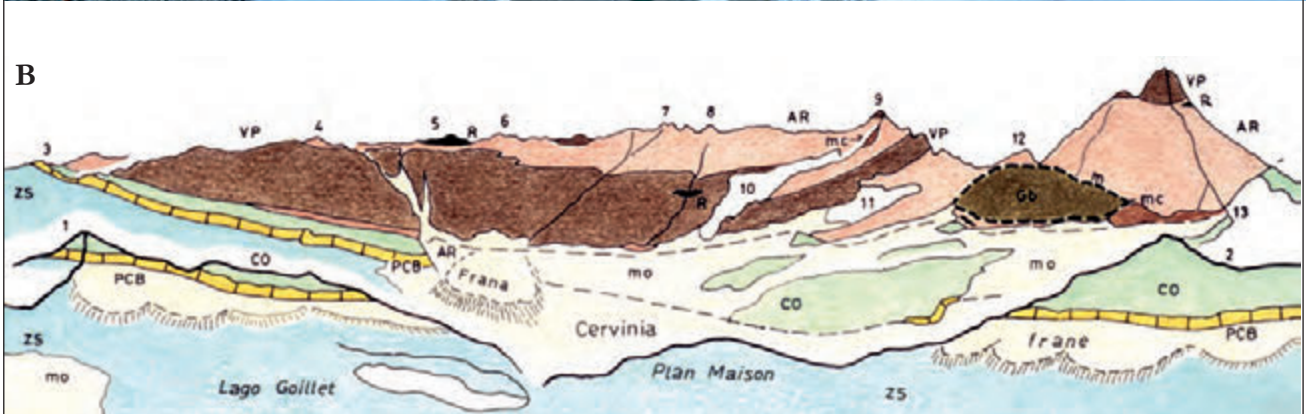
*Sezione C* - È diretta SE-NO, si sviluppa dalla cresta spartiacque tra Valtournenche e Valpelline alle Cime di Livournera (Livourneyaz, 3288 m), attraversa la Valpelline presso la frazione di Léchère (1813 m), poco a valle della diga di Place Moulin, continua sul lato opposto attraverso la Becca Chatelè (3208 m), la comba de la Sassa (fig. 7A), il Grand Epicoune (3340 m) e prosegue in Svizzera presso la fronte del Glacier d'Otemma, la Pointe d'Otemma (3403 m), il Col de Tsofeiret (2628 m), lo sbocco del vallone di Brenay e raggiunge il lago di Mauvoisin (1975 m) e il fianco sinistro del bacino (fig. 90), sotto il Tournelon Blanc (fuori foglio). Nel tratto sud-orientale la sezione ricostruisce la struttura del lembo Dent Blanche, caratterizzato da un raddoppio del contatto interno Valpelline/Arolla per piega isoclinale coricata e traspota (interferenza  $F_2$ - $F_3$ ), con geometria a S guardando verso nord-est. La struttura meso-megascopica della Serie di Valpelline, in genere prealpina o rielaborata da deformazioni alpine soprattutto nelle zone periferiche, è sottolineata da alcune intercalazioni di marmi antichi. Sul fianco sinistro (destro nel profilo) e sull'asta della Valpelline, il complesso kinzigitico con tracce più o meno evidenti di retrocessione alpina (MYS) fa passaggio a litotipi perfettamente preservati (MYSh), anche se non mancano ristretti canali di intensa deformazione milonitico-cataclastica alpina, non rappresentabili alla scala della carta e della sezione. Il ripido versante settentrionale del M. Dzalou mostra anche fenomeni di collasso gravitativo postglaciale, con trincee e fratture risanate alla fine degli anni '80 sopra la spalla sinistra della diga di Place Moulin (vedi Capitolo VII). Tra il fianco destro

idrografico della Valpelline e quello sinistro della comba de la Sassa (Becca Chatelé) la giacitura della scistosità regionale e del *bedding* litologico dell'unità kinzigitica varia progressivamente da subverticale a pendente verso sud-est di una cinquantina di gradi: la struttura è imputabile alla parziale riorganizzazione megascopica alpina con retrocessione metamorfica del *fabric* prealpino, in genere limitata. Il vistoso contatto tettonico tra l'elemento superiore (kinzigitico) e quello inferiore (gneissico) del lembo Dent Blanche è esposto sui due fianchi della comba Grand Chamen (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993), quindi corre lungo il fianco sinistro idrografico della comba de la Sassa, mascherato per lunghi tratti da una potente falda di detrito kinzigitico dal marcato colore rosso-violaceo, ben visibile da lontano (fig. 7, fotografia dal colle della Tsa, e fig. 40), ed è nuovamente esposto nella splendida conca tra il Colle de la Sassa e il Bivacco Stefano Ceresa (DAL PIAZ, 1992, vol. II, H2). Nella comba Grand Chamen il contatto tettonico tra il complesso kinzigitico, ricco di marmi antichi, e gli gneiss della Serie di Arolla, con corpo lenticolare di metagraniti massicci, è rappresentato da una zona di deformazione pluri-tettonica pendente a sud-est di 55-70°: essa è formata da una fascia di filloniti-miloniti derivate dai paragneiss kinzigitici (MYSI) e da una sottostante fascia di miloniti omogenee, alternate a livelli di ultramiloniti derivate dai granitoidi (DBAb), passanti a gneiss minuti e microocchiadini con bande di miloniti. La situazione si ripete al Colle de la Sassa con il consueto contrasto cromatico: le filloniti di parascisti sono esposte alla base della parete nord della dorsale Becca Bovet-Becca des Lacs, le miloniti di gneiss granitoidi nel gradino di valle alla base dei resti del ghiacciaio e al colle.

Procedendo verso nord-ovest, la sezione attraverso il corpo basico de la Sassa (fig. 41), esteso dal fianco destro della comba omonima alla q. 3101 del Jardin des Chamois, attraverso il Grand Epicoune (GUERMANI, 1992; BURRI *et alii*, 1998; BALETTI, 2003). Il corpo basico inizia con una fascia di dioriti e gabbri metamorfici in facies scisti verdi, da scistoso-laminati a milonitici, a testimonianza della natura tettonica del contatto con gli gneiss granitoidi incassanti, qui coperto da depositi quaternari. La fascia basica contiene lenti di metagabbri meno deformati e un corpo molto appiattito di peridotiti cumulitiche, in genere alterate (ingrandite in carta). Verso nord, il corpo basico principale è formato da varie lenti di metagabbri poco deformati, avvolti da sottili fasce di rocce mafiche scistose o milonitiche, non distinte alla scala del foglio: si tratta di metagabbri e metadioriti ad anfibolo bruno, plagioclasio in genere completamente alterato e subordinata biotite. Gli gneiss di

Arolla a tetto del corpo basico sono in parte preservati nello sperone nord del Grand Epicoune, mentre il contatto con gli gneiss minuti e milonitici di letto è esposto con continuità lungo la parete occidentale della cresta Bec d'Epicoune-Pointe du Jardin des Chamois, ove la lente basica, tozza e ad alto angolo nel versante valdostano, addolcisce la sua pendenza e tende a chiudersi a becco di flauto. Proseguendo verso nord-ovest, il basamento cristallino sottostante è formato da alternanze di metagranitoidi massicci, omogenei o porfirici (Pointe d'Otemma), e da varietà più deformate e rielaborate, con gneiss occhiadini, microocchiadini, minuti e milonitici, diffusi questi ultimi soprattutto nel tratto frontale del lembo austroalpino. Il contatto tettonico tra il lembo della Dent Blanche (elemento inferiore, Serie di Arolla *Auct.*) e l'unità piemontese della Luette, mascherato lungo la sezione da depositi detritici e glaciali, è situato a circa 2600 m di quota ed è segnalato, come di consueto, da un contrasto morfologico molto marcato. L'unità della Luette è formata da calcescisti mesozoici con intercalazioni lenticolari di serpentiniti molto deformate, subordinati metabasalti (prasiniti, ovariditi, locali *pillow*-brecce a crossite-epidoto) e quarziti impure, talora a spessartina-piemontite (dintorni della Capanna Chanrion, fig. 80C). Dai pressi del Col de Tsofeiret al lago di Mauvoisin si osserva un'ampia struttura antiformale comprendente, da tetto a letto, le unità mesozoiche della Luette e di Mauvoisin (falda del Tsaté-Combin) e, al di sotto, le unità paleozoiche Métailler-Mont Fallère della falda del Mont Fort (Gran San Bernardo); analoga successione si osserva sul versante sinistro della Val di Bagnes, complicata da una cascata di pieghe meso-megascopiche (BURRI *et alii*, 1998, 1999).

*Sezione D* - Diretta in media SE-NO, la sezione taglia la media Valtournenche, la testata della Valle di St Barthélemy e il versante sinistro della Valpelline, dal colle del Pillonet (2698 m) alla Becca de Leseney (3502 m), attraverso Suisse (1745 m, a sud di Chamois), le frazioni di Buisson (1119 m) e Levaz (1707 m), il massiccio carbonatico della Cima Bianca (Cime Blanche, 3009 m), la faglia di Praz de Dieu (2290 m) e raggiunge il torrente Buthier poco a monte della frazione di Puillayes (1602 m), toccando tutte le unità tettoniche continentali ed oceaniche presenti nel foglio, eccetto la Falda del Mont Fort. Guardando il profilo, sul lato destro della Valtournenche (sinistro idrografico) si osservano, da tetto a letto: i) il basamento cristallino del lembo del Pillonet (elemento Austroalpino superiore, non eclogitico), costituito da ortogneiss minuti e microocchiadini tipo Serie di Arolla, suborizzontali, contenenti un corpo di anfiboliti albitico-epidotiche (DBY) con anfiboli sodici e fengite di età cretacea superiore (DAL PIAZ &



SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; CORTIANA *et alii*, 1998) e ripetute intercalazioni di marmi impuri di probabile età mesozoica (DBAc). Il lembo poggia, in contatto milonitico, su calcescisti con alcune intercalazioni stratoidi di prasiniti dell'unità del Combin (versante di Ayas). Ad occidente è delimitato da una faglia subverticale diretta nord-est che lo ribassa e lo pone in contatto con successioni di dolomie e marmi triassici dell'unità Pancherot-Cime Bianche, a loro volta sovrapposte a serpentiniti, calcescisti e prasiniti, in buona parte subaffioranti e riferibili dubitativamente all'unità del Combin inferiore. Nella zona vi sono estesi depositi quaternari che mascherano il contatto tettonico Combin/Zermatt-Saas, ubicato a circa 1850 m di quota, tra l'abitato di Suisse (1745 m) e Saverou (1898 m, IGM). L'impervia parete tra Suisse e Nuarsaz (1123 m), modellata dal ghiacciaio olocenico, è formata da anfiboliti albitiche, di origine basaltica, con locali corpi relitti di eclogiti e glaucofaniti granatiferi, dislocate da sistemi di frattura ad alto angolo, diretti circa est-ovest e nord-sud. Sul fianco sinistro del torrente Suisse compare, al di sotto dei metabasalti di Pilaz-Vieillen (la Magdaleine), il grande corpo di metagabbri con varietà eclogitiche che si estende per circa 2.5 km sino ad Antey-St-André.

Il ripido versante destro della Valtournenche (sinistro per chi guarda la sezione), sopra Buisson (stazione di partenza della funivia per Chamois) e sino al paese di Levaz (1707 m), è costituito dagli stessi metabasalti tholeiitici affioranti sul versante opposto (ZSA): assieme alla fascia di metagabbri eclogitici (ZSGa), esposti poco a sud, e a sottili scaglie di serpentiniti milonitiche, queste pietre verdi appartengono con certezza all'unità di Zermatt-Saas e costituiscono il substrato tettonico del lembo austroalpino inferiore (eclogitico) di Etirol-Levaz (fig. 51; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ, *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b). Il lembo è formato da

orto e parascisti eclogitici più o meno retrocessi in facies scisti verdi, con intercalazioni di eclogiti e metagabbri eclogitici (ETLb) e con una sottile scaglia di serpentiniti. La giacitura tabulare e poco inclinata del lembo di Etirol-Levaz produce la morfologia dei pianori glaciali che si estendono dalla sommità della parete (2042 m) verso Crêt e la conca palustre di Lo Detor (1971 m) dove, come già ricordato, il lembo cristallino sparisce sotto la falesia di prasiniti e serpentiniti su cui poggia l'alpeggio di q. 2107 m. Queste pietre verdi e i sovrastanti calcescisti appartengono alla Zona del Combin, estremamente ridotta (200 m circa) per elisione tettonica in questo tratto della Valtournenche, tra il lembo di Etirol-Levaz e quello del Mont Mary-Cervino. Quest'ultimo è formato da 600 m circa di ortogneiss minuti albitico-fengitici e miloniti della Serie di Arolla, senza il consueto contrasto morfologico rispetto alla Zona del Combin, assenza dovuta allo stato di intensa deformazione tettonica e gravitativa del basamento austroalpino; vi si associano bande concordanti di gneiss leucocratici (filoni trasposti) e rari gneiss occhiadini e microocchiadini a microclino e/o albite a scacchiera. Le successioni mesozoiche della Zona di Roisan formano la parte superiore del massiccio della Cima Bianca e due intercalazioni minori di marmi a patina gialla e calcescisti entro gli gneiss minuti sottostanti (versante SSE), la prima a 2470 m, la seconda a 2750 m. Il lembo mesozoico della Cima Bianca è formato da dolomie cristalline, marmi e calcescisti (figg. 64-68), con ripetute intercalazioni tettoniche di gneiss minuti milonitici, ed è caratterizzato da un complesso quadro deformativo prodotto dall'interferenza di tre fasi plicative, due sinscistose e di tipo isoclinale ( $F_1 - F_2$ ) e una caratterizzata da pieghe aperte  $F_3$ , visibili sui versanti nord-orientale e sud-occidentale del massiccio e dislocate da faglie del sistema di Trois Villes, dirette ENE. In valle di St Barthélemy, il lembo mesozoico poggia su una potente successione di

Fig. 103 - Panorami dal Plateau Rosà, o Testa Grigia (DAL PIAZ, 1992). Guardando verso ovest (A-B): Breuil-Cervinia, il lembo del Cervino e la Zona Piemontese. Topografia: 1) Cresta Sometta-Motta di Pletè, 2) Cresta della Forca (3492), 3) Pancherot, 4) M. Rouge, 5) Mt Blanc du Creton, 6) Tour de Creton, 7) Jumeaux, 8) P. Gastaldi, 9) Dent d'Hérens, 10) Gh. di M. Tabel, 11) Gh. di Cherillon, 12) Testa del Leone, 13) Colle del Breuil. Geologia: i) Lembo del Cervino, Serie di Valpelline (VP), Serie di Arolla (AR), Zona di Roisan (R); micascisti (mc), gabbro permiano (Gb) e fascia milonitica (m); ii) Zona Piemontese: unità del Combin (CO), Pancherot-Cime Bianche (PCB), Zermatt-Saas (ZS). Depositi glaciali della PEG, non inerbiti (mo). Guardando verso il Cervino e la Svizzera (C). Topografia: 1) Cresta della Forca (3492), 2) Corno del Teodulo (3469 m), 3) Rifugio e Colle del Teodulo (3290 m), 4) Piccolo Cervino (3820 m), cresta nord, 5) Ober Gabelhorn (4062 m), 6) Zinal Rothorn (4221 m), 7) Weissborn (4505 m), 8) Dom du Mischabel (4545 m), 9) Täschhorn (4490 m), 10) Alphubel (4206 m), 11) Allalin (4027), 12) Rimpfischhorn 4198 m, 13) Pfulve, 14) Gornergrat (3089 m), 15) morena destra del gh. del Gorner, 16) Valle di Zermatt, Mattertal. Geologia: i) Lembi del Cervino e della Dent Blanche, Serie di Valpelline (VP), Serie di Arolla (AR), gabbro permiano e fascia milonitica (m); ii) Zona Piemontese: unità del Combin (CO), calcescisti con intercalazioni di prasiniti (cp); Pancherot-Cime Bianche (PCB); Zermatt-Saas (ZS), serpentiniti (s), micascisti e Fm del Garten (mc); iii) Sistema medio-penninico del Gran San Bernardo: basamento policiclico pre-westfaliano (SB), tegumento permio-carbonifero (C), Serie del Barrhorn, coperture in faciesbrianzonese scollate (BR) e piega retroflessa Zermatt-Mischabel (R); iv) Zona elvetica (E). (D-E) Idem, fotografie. - Panorama from Plateau Rosà, or Testa Grigia (DAL PIAZ, 1992). Looking west (A-B): Breuil-Cervinia, Matterhorn and Piemonte Zone. Topography: 1) Sometta-Motta di Pletè ridge, 2) Cresta della Forca (3492), 3) Pancherot, 4) Mt Rouge, 5) Mt Blanc du Creton, 6) Tour de Creton, 7) Jumeaux, 8) P. Gastaldi, 9) Dent d'Hérens, 10) Mt Tabel glacier, 11) Cherillon gl., 12) Testa del Leone, 13) Breuil Hill. Geology: i) Matterhorn tectonic element, Valpelline Series (VP), Arolla Series (AR), Roisan Zone (R); micascists (mc), Permian gabbro (Gb) and mylonitic horizon (m); ii) Piemonte Zone: Combin (CO), Pancherot-Cime Bianche (PCB) and Zermatt-Saas (ZS) units. Glacial deposits of L.G.A, without grass (mo). Looking towards the Matterhorn and the Swiss side (C). Topography, Italian and Swiss terms: 1) Cresta della Forca (3492), 2) Corno del Teodulo (3469 m), 3) Rifugio and Colle del Teodulo (3290 m), 4) Piccolo Cervino (3820 m), northern ridge, 5) Ober Gabelhorn (4062 m), 6) Zinal Rothorn (4221 m), 7) Weissborn (4505 m), 8) Dom du Mischabel (4545 m), 9) Täschhorn (4490 m), 10) Alphubel (4206 m), 11) Allalin (4027), 12) Rimpfischhorn 4198 m, 13) Pfulve, 14) Gornergrat (3089 m), 15) right moraine of Gorner Gl., 16) Zermatt valley, Mattertal. Geology: i) Matterhorn and Dent Blanche nappe s.s., Valpelline Series (VP), Arolla series (AR), Permian gabbro and mylonitic horizon (m); ii) Piemonte Zone: Combin unit (CO), calcscists and prasinite interleavings (cp); Pancherot-Cime Bianche (PCB); Zermatt-Saas (ZS), serpentinites (s), micascists and Garten Fm (mc); iii) Middle-Penninic Grand St Bernard system: polycyclic pre-westfalian basement (SB), Permian-Carboniferous units (C), Barrhorn Series, briançonais decollement cover units (BR) and Zermatt-Mischabelback-fold (R); iv) Helvetic Zone (E). (D-E) Idem, photographs.



miloniti grigio-verdognole e tettoniti nerastre (DBAd), esposte per 300-400 m, riferite al basamento cristallino e delimitate verso nord-ovest dalla faglia di St Barthélemy, diretta nord-est e appartenente al sistema di Trois Villes (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001). Il versante destro della valle (sinistro nel profilo) è formato da prevalenti gneiss minuti albitici e microocchiadini della Serie di Arolla, attribuibili all'unità inferiore del lembo Dent Blanche. Dal punto di vista morfologico il versante è suddiviso in due tratti acclivi, separati dal ripiano glaciale in cui è insediato il lago Leseney (2575 m), con il Bivacco Nebbia (indicato su I.G.M.), ora sostituito dal più ampio Bivacco Reboulaz (2585 m). Seguendo la sezione verso la Becca de Leseney, il versante è costituito da discontinui affioramenti di gneiss minuti con una banda ettometrica di gneiss occhiadini (2600 m). Il contatto tra i due elementi tettono-metamorfici del lembo Dent Blanche è segnalato dalla consueta zona di taglio duttile, situata a 2950-3000 m e comprendente una fascia di granitoidi milonitici (di Arolla) e un livello sovrastante di filloniti scure di origine kinzigitica. Il passaggio al complesso kinzigitico, formato da paragneiss e migmatiti con parziale rielaborazione alpina, in genere limitata, avviene in modo brusco per effetto dell'elevato gradiente deformativo. Presso la base, il complesso kinzigitico è caratterizzato dalla presenza di una prima intercalazione di marmi antichi (MYSd, 3050 m) e, poco sopra (3100-3170 m), di una scaglia di gneiss minuti albitico-micacei che costituiscono la chiusura di una piega coricata. Altre intercalazioni di marmi antichi compaiono sotto la vetta della Becca de Leseney, ove sottolineano una piega coricata prealpina vergente a sud-est; riappaiono più a nord, sul versante destro della Comba des Arbières, al limite con un vasto corpo di paragneiss a biotite-granato-sillimanite con *fabric* prealpino ben preservato (MYSh), esteso sino al Buthier (1600 m). Presso l'alpeggio di Praz de Dieu (2290 m) la sezione geologica attraversa la faglia omonima (figg. 60, 104), diretta ENE e connessa, come già ricordato, alla faglia ad alto angolo del Buthier situata lungo l'asse della Valpelline. Oltre la fine della sezione, il versante destro della Valpelline espone un complesso kinzigitico con rielaborazione alpina parziale e discontinua (MYS), contenente abbondanti intercalazioni di metabasiti e subordinati marmi: come indicato nella sezione E, esso si estende sino al contatto milonitico con la sovrastante unità di Arolla, in posizione rovesciata nell'ipotesi che la Serie di Valpelline costituisca il nucleo di una megapiega sinformale.

*Sezione E* - Parallela alla precedente, la sezione inizia in Valle di St Barthélemy, presso la frazione di Praz (1738 m), si estende verso nord-ovest at-

traverso il M. Rion (2710 m) e il Col du Salvè (2568 m) sino alla Becca de Fontaney (2972 m) e al M. Pisonet (3206 m), spartiacque con la Valpelline (fig. 40B), segue l'impervia dorsale tra la Comba di Montagnayes (Montagnaia) e quella di Vessonaz (Vessona), attraversa il torrente Buthier (1400 m), a est di Dzovenno, e risale il versante destro idrografico (sinistro in sezione) della Valpelline, tra la comba di Crête Sèche e quella di Faudery (figg. 43A, 78), sino alla q. 3307 del Trident, raggiunge il Mont Gelé (3518 m), la Fenêtre Durand (2797 m), tra la Conca di By e la Val di Bagnes (figg. 3A), e infine il Mont Avril (3346 m). Nel primo tratto del profilo, partendo dalla Valle di St Barthélemy, il substrato roccioso è costituito da un corpo di serpentiniti, presso Praz, e da sovrastanti calcescisti della Zona del Combin, in buona parte mascherati da depositi glaciali e detritici: essi si estendono fino a 2200 m circa, dove affiora la base degli gneiss minuti albitici, microocchiadini e milonitici (Serie di Arolla), riferiti all'unità inferiore del lembo del Cervino. Gli gneiss minuti del M. Rion contengono alcune sottili intercalazioni di marmi gialli e calcescisti della Zona di Roisan (una sola nella sezione) e, poco sotto, alla base dello sperone sud-ovest (2500-2400 m), un corpo lenticolare di micascisti, metagabbri anfibolici, miloniti e marmi antichi analoghi a quelli del lembo del Pillonet. La zona è interessata da deformazioni gravitative. Nel sottosuolo del Col Salvè (2568 m) sono proiettati in sezione, con notevoli semplificazioni, gli affioramenti esposti nei pianori tra il colle e Chavalary, costituiti da dolomie e marmi a liste di quarzo della Zona di Roisan, associati a miloniti (figg. 64-67). Lo sperone meridionale della Becca de Fontaney, sopra il Col de Chaleby, inizia con una barra decametrica di marmi e calcescisti mesozoici ed è costituito, al di sopra, da prevalenti ortogneiss minuti albitico-fengitici, attribuibili all'unità inferiore (Serie di Arolla) del lembo della Dent Blanche. Superata una faglia ad alto angolo del sistema di Trois Villes, immersa a ONO, lungo la cresta tra la Becca de Fontaney e il M. Pisonet, si incontra il contatto tettonico tra l'unità inferiore e quella superiore (marmi e parascisti della Serie di Valpelline): il contatto è deformato da una piega megascopica F<sub>3</sub> con asimmetria a S (guardando a nord-est) e piano assiale immergente a basso angolo verso la Valpelline. La dorsale Pisonet-Couloz, sino circa al colletto situato a sud della Becca d'Invergnau, è modellata nel complesso kinzigitico (MYS) con retrocessione alpina da limitata a pervasiva e grandi bancate di marmi antichi che segnalano, a distanza, l'esistenza di pieghe meso-megascopiche. Più a nord, si passa, con limite transizionale, al complesso kinzigitico con *fabric* prealpino di alto grado ben preservato (MYSh) e grana spesso vistosa.

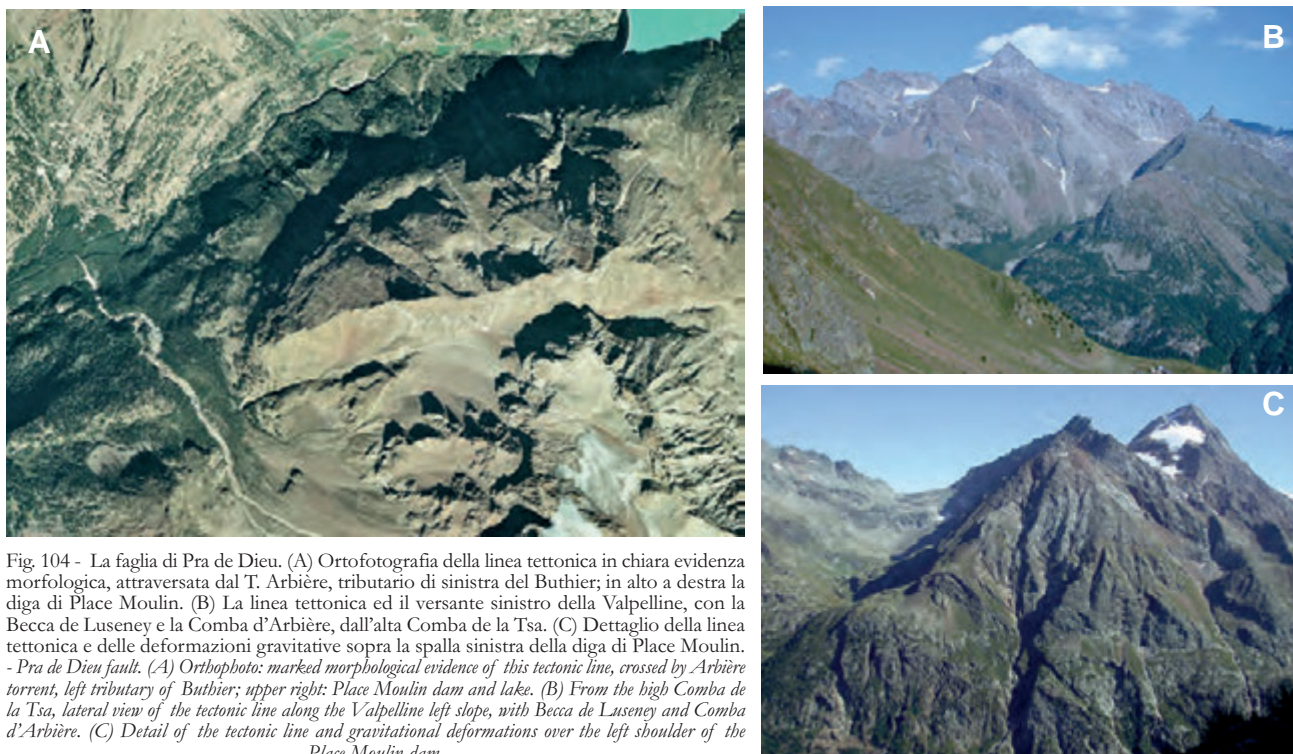


Fig. 104 - La faglia di Pra de Dieu. (A) Ortofotografia della linea tettonica in chiara evidenza morfologica, attraversata dal T. Arbière, tributario di sinistra del Buthier; in alto a destra la diga di Place Moulin. (B) La linea tettonica ed il versante sinistro della Valpelline, con la Becca de Luseny e la Comba d'Arbière, dall'alta Comba de la Tsa. (C) Dettaglio della linea tettonica e delle deformazioni gravitative sopra la spalla sinistra della diga di Place Moulin.  
- Pra de Dieu fault. (A) Orthophoto: marked morphological evidence of this tectonic line, crossed by Arbière torrent, left tributary of Buthier; upper right: Place Moulin dam and lake. (B) From the high Comba de la Tsa, lateral view of the tectonic line along the Valpelline left slope, with Becca de Luseny and Comba d'Arbière. (C) Detail of the tectonic line and gravitational deformations over the left shoulder of the Place Moulin dam.

Carta e sezione riportano le due principali intercalazioni di marmi. Il complesso raggiunge la gola del Buthier e la faglia omonima, poi risale sul versante opposto sino alla frazione di Crêtes (1671 m), a monte di Dzovenno, con fresche kinzigiti a grana grossa e numerose intercalazioni di metabasiti e subordinati marmi. Nella gola si trova la miniera abbandonata di calcopirite in ganga quarzosa di Servaz (sono visibili alcune discariche). Il contatto tettonico con la sovrastante unità inferiore (Arolla in posizione rovesciata) del lembo della Dent Blanche affiora a 1700 m circa, sopra Crêtes, e prosegue con andamento rettilineo e qualche ampia ondulazione (in carta) sino alla Comba de la Tsa (Plan Marmottin) e alla Comba de la Sassa (sezione C), marcato dalla banda di kinzigiti filonitiche e da quella di granitoidi milonitici (DIEHL *et alii*, 1952; GUERMANI, 1992; BURRI *et alii*, 1998). Questo contatto è anche caratterizzato da una parziale riattivazione fragile, attribuibile alla fase di distensione NW-SE oligocenica ( $D_1$  in BISTACCHI & MASSIRONI, 2000). Il tratto successivo della sezione, sino a quota 2000 m circa, è costituito da una potente fascia di gneiss minuti albitico-fengitici della Serie di Arolla, talora microocchiadini (albite a scacchiera) e con ripetute fasce milonitiche di tipo omogeneo e a bande (fig. 71D), in belle esposizioni lungo il torrente e i tagli artificiali della strada bianca che da Ruz (Dzovenno) sale a Berriè (DAL PIAZ, 1992; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). Analoghi litotipi della Serie di

Arolla ad alta deformazione alpina affiorano alla fronte nord-occidentale del lembo Dent Blanche, dal Mont Gelé al lago della Clusa (fig. 71A-B, 105), ed entrambi avvolgono il dominio plurichilometrico di *low strain* costituito dai metagranitoidi massicci con trasposti pendenti di tetto del M. Morion (Mont Rion in carta) (fig. 7B); il corpo è cartografato e descritto da DIEHL *et alii*, (1952) e DAL PIAZ & GUERMANI (in BURRI *et alii*, 1998, 1999), con osservazioni petrografiche e strutturali di dettaglio di PENNACCHIONI & GUERMANI (1993), RODA & ZUCALI (2008), MALASPINA *et alii*, (2011). Il *thrust* frontale del lembo della Dent Blanche sui calcescisti della Zona del Combin (Tsaté) è esposto lungo la cresta di confine, alla base dello sperone nord-occidentale del Mont Gelé, presso la Fenêtre Durand (figg. 3A, 4A) esso è marcato da miloniti in facies scisti verdi e da scaglie di serpentiniti cataclastico-milonitiche, presenti anche all'inizio della cresta nord-orientale del Monte Berrio, già nel Foglio Gran San Bernardo, e nel settore svizzero. L'analisi cinematica di questo contatto, effettuata da WUST & SIVERBERG (1989), dimostrato l'esistenza di una generalizzata tettonica estensionale a partire dalla transizione duttile-fragile (Oligocene). I calcescisti del Mont Avril mostrano varietà carbonatiche lungo la cresta sud-orientale e varietà terrigene sul versante svizzero e lungo la cresta occidentale (BURRI *et alii*, 1998, 1999), non distinte in carta; i metasedimenti contengono due intercalazioni stratoidi di metabasalti prasinitici e metagabbri



Fig. 105 - Il thrust frontale del lembo Dent Blanche sui calcescisti mesozoici della Zona del Combin nascosti sotto la piana alluvionale di Eaux Blanches e i depositi glaciali dell'alta Conca di By; sullo sfondo il M. Gelé e la Fenêtre Durand.  
 - The Dent Blanche frontal thrust over the Mesozoic calcscists of the Combin Zone, hidden below the alluvial plain of Eaux Blanches and glacial deposits of high Conca di By; at bottom the Mt. Gelé and Fenêtre Durand.

in facies scisti verdi (Fenêtre Durand, non segnalati in precedenza) e lenti di serpentiniti esposte nella parete meridionale di q. 3190 (Col du Mont Avril nella CTR) e proiettate nella sezione geologica. Come riportato in precedenza, il contatto tra le serpentiniti e i metasedimenti della Conca di By (*e.g.*, Punta Ratti, a sud della Capanna Amiante nel Foglio Gran San Bernardo) è spesso marcato da “*aureole di contatto magmatico*” con fels a silicati di calcio (DIEHL *et alii*, 1952), reinterpretate come zone di reazione rodingitica e indicative di un mantello peridotitico esposto e serpentinitizzato al fondo del bacino mesozoico (DAL PIAZ, 1969, 1999). Breccie sedimentarie di serpentiniti con sottili intercalazioni di depositi oceanici e zone di reazione rodingitica affiorano al margine occidentale della conca di By, entro i calcescisti piemontesi a nord del Bivacco Savoye (Foglio Gran San Bernardo, rilievi inediti 2012).

## 2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE

Le unità tettono-metamorfiche distinte nel foglio sono caratterizzate da deformazioni prealpine e alpine (unità policicliche) o da sole defor-

mazioni polifasiche, duttili e fragili, riferibili all'orogenesi alpina (unità monocicliche). Le deformazioni estensionali avvenute nel Permiano e nel *rifting* continentale mesozoico sono state in genere invertite e comunque mascherate dalla sovraimpronta tettono-metamorfica alpina. Il foglio è caratterizzato dalla presenza di sovrascorrimenti di vario rango, da deformazioni duttili, prealpine ed alpine, da una scistosità regionale riferibile in genere alla seconda fase alpina di deformazione duttile e da sistemi di faglie di notevole estensione che dislocano in varia misura la pila delle falde. Con i consueti simboli sono indicate in carta le anisotropie planari e lineari più significative, queste ultime limitate al settore italiano. I simboli non specificano l'età alpina o prealpina ed il carattere dell'anisotropia, desumibile dal codice e dalla descrizione del litotipo e dell'unità a cui sono associati. Nei litotipi policiclici con forte sovraimpronta dinamica alpina la foliazione prealpina è riattivata dagli eventi alpini. Dati analitici puntuali (banca digitale) sono inseriti nel sito ufficiale della Regione Autonoma Valle d'Aosta (GEOLOGIA.VDA, <http://geologiavda.partout.it/>).

## 2.1. - DEFORMAZIONI DUTTILI

Le deformazioni megascopiche più appariscenti rappresentate in carta, negli schemi tettonici e nei profili a margine sono i sovrascorrimenti (*thrust*) di vario rango e le pieghe, dette post-falda, che deformano unità tettoniche già appilate. Con linee blu di diverso spessore sono indicati i *thrust* che delimitano le unità tettoniche principali, continentali (lombi austroalpini e pennidici) e oceaniche (unità ofiolitiche piemontesi), e i contatti milonitici tra unità tettoniche individuate al loro interno (e.g., Arolla e Valpelline). In vari casi le tracce dei *thrust* sono troppo vicine per consentire di decorarle col simbolo (triangolini) dell'unità di tetto, peraltro desumibile dalla lettura della carta geologica ed evidente nelle sezioni.

Le osservazioni sul terreno e al microscopio, accompagnate da dati petrologici e da datazioni stratigrafiche e isotopiche, consentono di delineare i caratteri principali della complessa evoluzione strutturale del prisma austroalpino-pennidico. Nelle condizioni più favorevoli, esse permettono di riconoscere una successione di eventi deformativi in base ai loro rapporti di sovrapposizione, di distinguere le deformazioni sinmetamorfiche (sin-scistose *Auct.*) da quelle postmetamorfiche, prealpine ed alpine, con riferimento a specifiche condizioni P-T-tempo, di documentare il carattere quasi sempre composito della scistosità dominante (detta regionale) e di ricostruire, sulla base di indicatori di vario tipo, la cinematica di singole unità tettono-metamorfiche e dei gruppi di unità deformate in modo omogeneo. Dopo la prima applicazione dell'analisi strutturale moderna in Valle d'Aosta ad opera di Rosalino SACCHI (in DAL PIAZ & SACCHI, 1969, lembo del Pillonet), dati strutturali di dettaglio sono stati forniti da BALLÈVRE & LE GOFF (in BALLÈVRE *et alii*, 1986), VOGLER (1987), SCHIAVO (1992), ZANELLA (1992), MONOPOLI (1993), FORSTER *et alii* (2004), ANGIBOUST & AGARD (2010), ZANONI *et alii* (2012) nei lombi del Cervino e di Etirol-Levaz e nella Zona piemontese in Valtourneche e in valle di St Barthélémy, da GUERMANI (1992), PENNACCHIONI & GUERMANI (1993), MENEGON *et alii* (2007, 2008), RODA & ZUCALI (2008, 2011), MALASPINA *et alii* (2011), ZUCALI *et alii* (2011) nel lembo della Dent Blanche in Valpelline, da CESARE (1987), ZAGGIA (1987), CANEPA *et alii* (1990), PENNACCHIONI & CESARE (1997), PENNACCHIONI *et alii* (2001) nel lembo del Mont Mary, da CANEPA *et alii* (1990), MANZOTTI (2011), MANZOTTI *et alii* (2012) nella Zona di Roisan tra il paese omonimo ed il lago di Cignana, da REDDY *et alii* (2003) nel transetto tra l'alta Val d'Ayas e il margine interno del lembo del Cervino ed infine da AYRTON *et alii* (1982), SAVARY & SCHNEIDER (1983), BAIRD & DEWEY (1986), WUST

& SILVERBERG (1989), BURRI *et alii* (1998, 1999), STECK *et alii* (1999), BUCHER *et alii*, (2004) nel settore svizzero del foglio.

I dati strutturali raccolti durante il rilievo del foglio, inseriti ancora in parte nella citata banca dati digitale, sono esposti in seguito in modo sintetico ad integrazione di quelli tratti dalla letteratura, con maggiore dettaglio in alcune aree di particolare interesse.

### 2.1.1. - Deformazioni prealpine

La presenza di *fabric* prealpini in facies granulitica e/o anfibolitica documenta il carattere policiclico (alpino e più antico) delle unità di basamento pregranitico della falda Dent Blanche s.l. Essi sono conservati, talora in modo praticamente perfetto, nelle rocce pelitiche, carbonatiche e mafiche del complesso kinzigitico: come già ricordato, si tratta delle unità superiori dei lombi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino, situate a livelli strutturali diversi nel prisma collisionale. Allo stato di relitti strutturali meso-microscopici e/o mineralogici, le associazioni prealpine di alto grado sono presenti anche nei parascisti appartenenti alle unità inferiori dei lombi Austroalpini superiori (Mont Mary-Cervino e Pillonet, non eclogitici) e dei lombi inferiori (Etirol-Levaz, ecc., eclogitici). All'esame macroscopico, nei settori meglio preservati della Serie di Valpelline (MYSh, MYSi) si riconoscono in genere due foliazioni prealpine, definite da associazioni mineralogiche di alto grado che precedono la genesi delle migmatiti e dei filoni leucocratici associati (DIEHL *et alii*, 1952; NICOT, 1977; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994): la prima è pervasiva e persistente ed è deformata da pieghe mega-mesoscopiche, isoclinali o aperte, evidenziate a distanza e nelle sezioni dalle grandi intercalazioni di marmi e con locale sviluppo di una nuova foliazione di piano assiale (fig. 106A). In entrambi i casi la scistosità è marcata da abbondante biotite bronzea nelle metapeliti, da un fine *banding* composizionale nelle metabasiti, con alternanza di letti neri (pirossenico-anfibolici) e di letti bianchi (plagioclasio calcico), e da filari di noduli silicatici nei marmi impuri. La successiva evoluzione prealpina è caratterizzata, al diminuire della pressione, da estesi processi di fusione parziale delle metapeliti con sviluppo di sacche e letti di pegmatiti di anatessi (fig. 106B) che tendono a disporsi in prevalenza lungo le anisotropie planari precedenti, anche se non mancano sistemi di vene e di filoni nettamente discordanti, evidenti soprattutto nelle zone con pieghe macroscopiche. Il processo è accompagnato dall'arricchimento in granato delle restiti, talora cospicuo e a grana vistosa. La scistosità regionale di alto grado è ritenuta generalmente varisica (DESMONS *et alii*, 1999c, con rif. bibl.). L'ini-

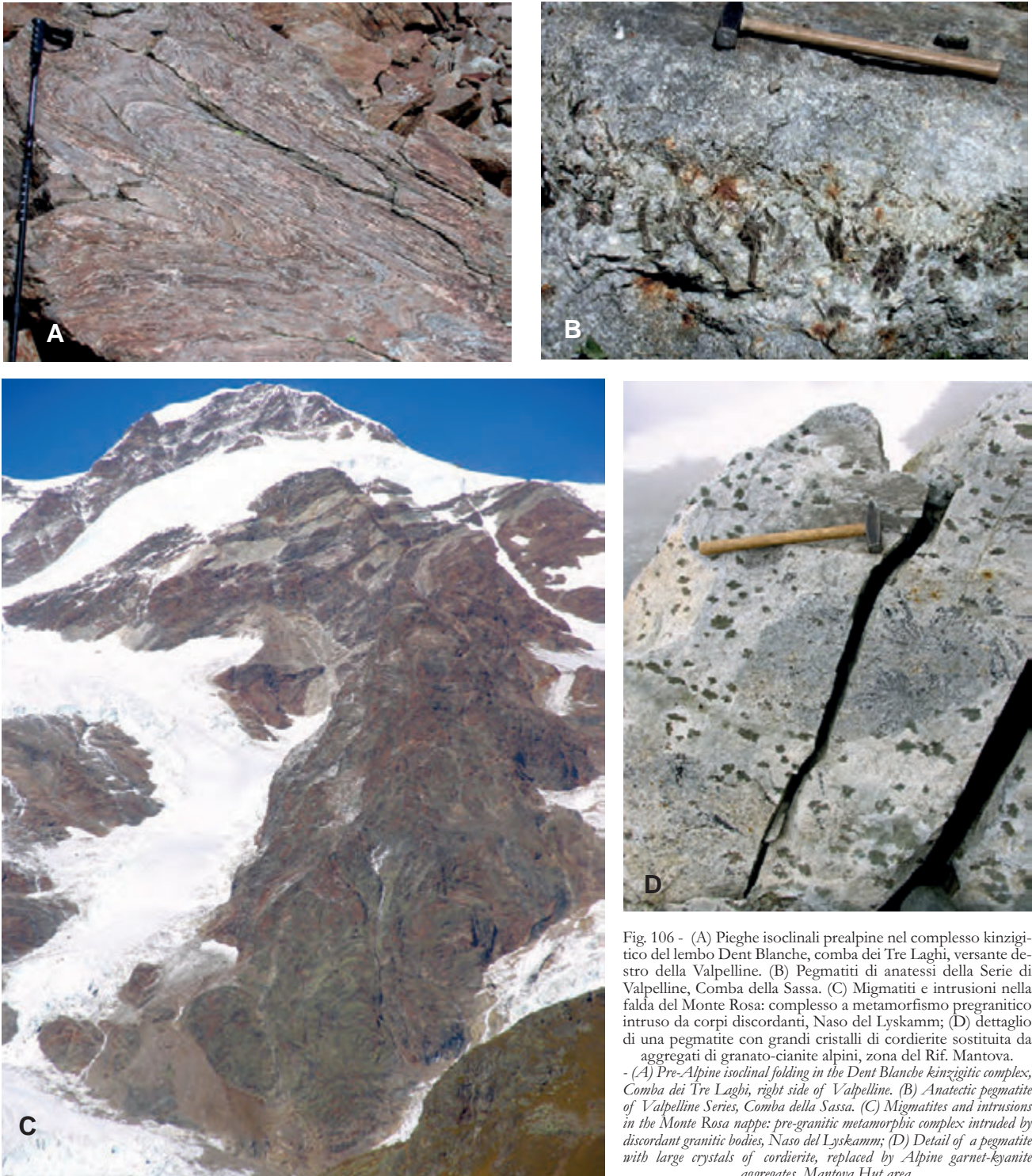


Fig. 106 - (A) Pieghe isoclinali prealpine nel complesso kinzigitico del lembo Dent Blanche, comba dei Tre Laghi, versante destro della Valpelline. (B) Pegmatiti di anatessi della Serie di Valpelline, Comba della Sassa. (C) Migmatiti e intrusioni nella falda del Monte Rosa: complesso a metamorfismo pregranitico intruso da corpi discordanti, Naso del Lyskamm; (D) dettaglio di una pegmatite con grandi cristalli di cordierite sostituita da aggregati di granato-kyanite alpini, zona del Rif. Mantova.

- (A) Pre-Alpine isoclinal folding in the Dent Blanche kinzigitic complex, Comba dei Tre Laghi, right side of Valpelline. (B) Anatectic pegmatite of Valpelline Series, Comba della Sassa. (C) Migmatites and intrusions in the Monte Rosa nappe: pre-granitic metamorphic complex intruded by discordant granitic bodies, Naso del Lyskamm; (D) Detail of a pegmatite with large crystals of cordierite, replaced by Alpine garnet-kyanite aggregates, Mantova Hut area.

zio del ciclo anatettico è probabilmente anteriore all'intrusione dei plutoni permiani, ma nella falda Dent Blanche non vi sono prove dirette a sostegno di questa ipotesi poiché i rapporti tra il complesso kinzigitico della Serie di Valpelline e i corpi di gabbri e granitoidi permiani della Serie di Arolla sono sempre e ovunque di natura milonitica. Il complesso kinzigitico ha risentito in varia misura della perturbazione termica prodotta dall'*igneous under-*

*plating* dei batoliti gabbri (DAL PIAZ *et alii*, 1983; DAL PIAZ, 1993, 2010) e si è raffreddato lentamente durante la sua esumazione in regime transensivo: lo si può desumere dalla stretta analogia con la Zona Ivrea-Verbanò e da alcune recenti datazioni U-Pb su monazite (304-248 Ma) e zirconio (274 ± 1; ZUCALI *et alii*, 2011). Come già ricordato, l'età pregranitica del *fabric* granulitico nelle unità austroalpine trova sostegno a scala regionale nel-

l'esistenza di rapporti intrusivi discordanti preservati localmente nell'unità inferiore del lembo Dent Blanche (M. Morion; BURRI *et alii*, 1998, 1999; RODA & ZUCALI, 2008; DAL PIAZ, 2010), nel M. Emilius (PENNACCHIONI, 1996), in altri lembi eclogitici e soprattutto nella Zona Sesia-Lanzo (M. Murcrone-M. Mars) i cui parascisti derivano da un complesso di paragneiss e metabasiti molto simile a quello della Serie di Valpelline, impronta alpina a parte (NOVARESE, 1929, 1931; DAL PIAZ *et alii*, 1972, 1983; COMPAGNONI *et alii*, 1977; LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993; ZUCALI, 2002; ZUCALI *et alii*, 2002). Passando alle vicine unità penniniche interne, spettacolari intrusioni discordanti di graniti permo-carboniferi entro i paragneiss a biotite-granato-sillimanite con diffuse migmatiti a cordierite (attualmente pinitizzata) del Monte Rosa (complesso pregranitico) sono esposte al Lyskamm (fig. 106C-D) e nel vallone di Verra, alla testata della Valle d'Ayas (DAL PIAZ, 1971a, 2004). Analoghi rapporti tra corpi intrusivi e migmatiti sono presenti nel basamento cristallino del Gran Paradiso.

Nei domini poco deformati dall'orogenesi alpina, i litotipi della Serie di Arolla e della Serie di Valpelline conservano buona parte delle associazioni magmatiche permiane e di quelle metamorfiche di alto grado, con trasformazioni alpine parziali. Il quarzo primario mostra estinzione ondulata o a bande, ma limitata o assente ricristallizzazione dinamica in aggregati a grana molto più minuta rispetto a quella del precursore: *subgrain rotation* è il meccanismo di deformazione prevalente. Il plagioclasio è preservato raramente e mostra in genere una trasformazione da parziale a completa in aggregati saussuriti submicroscopici di zoisite-clinozoisite, albite e muscovite sericitica. Il contenuto in epidoto è indicativo del tenore in Ca nel plagioclasio originario. Nei paragneiss kinzigitici la destabilizzazione di sillimanite, granato e biotite inizia lungo microfrazture che attraversano l'aggregato cristallino e indicano l'importanza della deformazione fragile nelle fasi iniziali del processo.

Negli altri settori del Foglio Monte Cervino le anisotropie prealpine sono in varia misura riattivate, riequilibrate, trasposte e mascherate dalle deformazioni polifasiche e dalla rigenerazione metamorfica alpina (in facies eclogitica o scisti blu e poi in facies scisti verdi).

A scala mega-mesoscopica si osservano corpi lenticolari più o meno appiattiti di kinzigiti e rocce associate che conservano il *fabric* composito prealpino, variamente orientato rispetto alle filloniti-miloniti alpine che li avvolgono: i loro contatti sono caratterizzati da passaggi graduali o, con maggiore frequenza, da gradienti di deformazione molto elevati. La situazione si ripete per alcuni corpi di me-

tagranitoidi massici, anche se in modo meno vistoso. I rapporti tra miloniti alpine ed i corpi con *fabric* metamorfici (Valpelline) e magmatici (Arolla) preservati sono schematizzati in figura 107A (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993).

Di particolare interesse la presenza nell'unità kinzigitica del lembo del Mont Mary di miloniti prealpine con associazioni sincinematische in facies anfibolitica (fig. 107B, PENNACCHIONI & CESARE, 1997), ubicate nel settore al limite tra i fogli Châtillon e Monte Cervino. Distinte con il codice

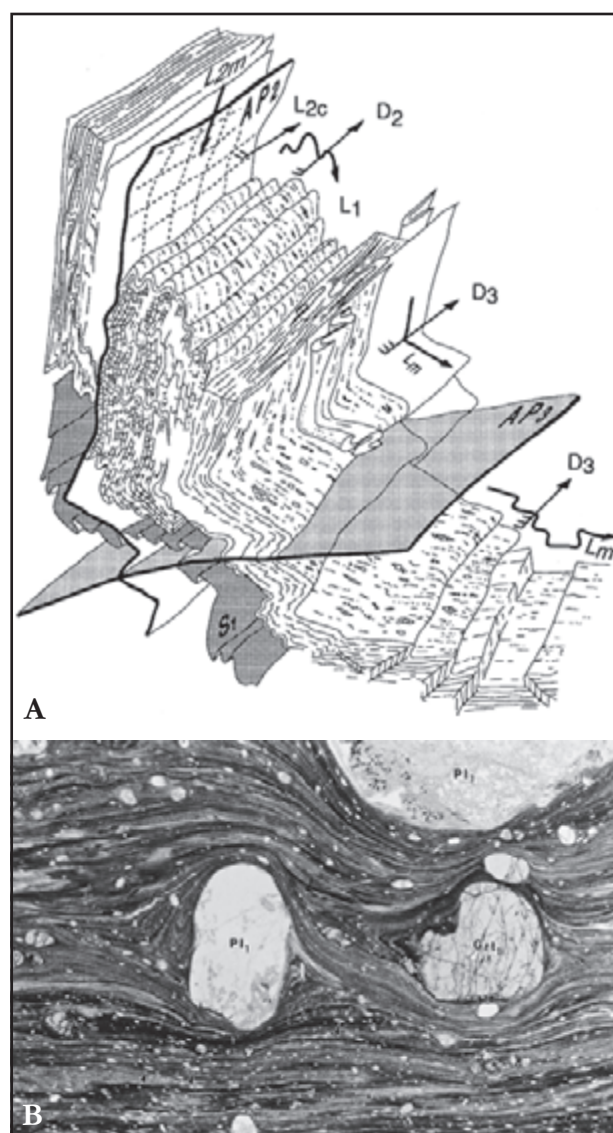


Fig. 107 - (A) Schema delle deformazioni duttili alpine  $D_1$ - $D_2$ - $D_3$  e delle lineazioni nel lembo della Dent Blanche in Valpelline (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). (B) Ultramylonite prealpina in facies anfibolitica nel complesso kinzigitico del Mont Mary ( $MY_{S_c}$ ), con porfiroclasti di granato ( $Grt_1$ ), plagioclasio ( $Pl_1$ ) e piccola sillimanite (freccie) in matrice fluidale ricca in biotite e finemente zonata (PENNACCHIONI & CESARE, 1997).

- (A) Sketch of Alpine ductile deformations  $D_1$ - $D_2$ - $D_3$  and lineations of the Dent Blanche nappe s.s. in Valpelline (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). (B) Pre-Alpine amphibolite-facies ultramylonite in the kinzigitic complex of Mont Mary ( $MY_{S_c}$ ), including porphyroclasts of garnet ( $Grt_1$ ), plagioclase ( $Pl_1$ ) and small sillimanite (arrows) in a flowing, finely banded and biotite-rich matrix (PENNACCHIONI & CESARE, 1997).

MYSe, sono costituite da quarzo, biotite, muscovite, plagioclasio, granato, sillimanite, ilmenite e grafite e riferibili dubitativamente a fasi deformative permo-mesozoiche.

### 2.1.2. - *Deformazioni permo-mesozoiche*

La fase estensionale-transtensiva che ha generato l'evoluzione tettono-termica e magmatica permiana non ha lasciato nell'area del foglio tracce evidenti e ben documentabili a causa della severa sovrainpronta polifasica alpina. Oltre alle miloniti in facies anfibolitica del Mont Mary, le miloniti alpine al limite tra gabbri e granitoidi della Serie di Arolla (figg. 16, 75A) hanno probabilmente riattivato alcune delle discontinuità permiane e/o mesozoiche che hanno sollevato e posto a contatto unità situate in origine a livelli crostali diversi. L'ipotesi è corroborata dalle trasformazioni coronitiche nei corpi gabbri del Cervino (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BENCIOLINI, 1996) e della Sassa (BALETTI, 2003), da quelle nei metagabbri granulitici relitti del lembo di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983), dal confronto con l'evoluzione della Zona Ivrea-Verbanò (QUICK *et alii*, 1992, 1994, con rif. bibl.) e dal quadro complesso e contrastante degli indicatori cinematici osservati nel versante italiano del Cervino (ZANELLA, 1992). Le grandi faglie estensionali a basso angolo che hanno guidato la formazione del *rifting* continentale mesozoico sino alle strutture iperestese del margine distale adriatico sono state riprese, grazie alla loro debolezza meccanica, dalle deformazioni polifasiche alpine e poi ricucite dal metamorfismo di subduzione e da quello barroviano: in vari casi, tuttavia, esse sono ancora individuabili in base alla presenza di specifiche associazioni litologiche e di strutture proprie della transizione continente-oceano (BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). Lo documentano le unità di basamento e copertura riferite ad originari alloctoni estensionali e le molteplici evidenze di denudazione del mantello litosferico non solo nella Zona di Zermatt-Saas, da tempo note, ma anche nella Zona del Combin, indicate da quarziti a manganese aderenti a corpi di serpentiniti (*e.g.*, Testa Grigia nord: DAL PIAZ, 1969a; Lignan: BALDELLI *et alii*, 1983), oltre alle diffuse oficalci e alle brecce serpentinitiche presenti in entrambe le unità ofiolitiche nella conca di By, nel versante sinistro della Valle d'Aosta e nel massiccio del M. Avic (Foglio Chatillon), a nord (tetto) e a sud (letto) della linea tettonica Aosta-Ranzola.

### 2.1.3. - *Deformazioni alpine*

Le faglie normali a basso angolo permiane e/o mesozoiche all'interno del basamento austroalpino e i contatti tettonici che in origine separavano le unità di crosta continentale da quelle oceaniche

sono stati profondamente modificati alla scala regionale da almeno tre fasi di deformazione duttile, rendendo estremamente complesso il quadro strutturale del foglio (figg. 52, 60). I contatti tra i lembi austroalpini e le unità ofiolitiche piemontesi e quello tra queste ultime e la falda del Mont Fort (Gran San Bernardo) corrispondono a superfici di sovrascorrimento di primo ordine, unitamente al contatto tra il gruppo di unità non eclogitiche (lembi Austroalpini superiori + Combin-Tsaté) e il sottostante gruppo di unità eclogitiche (lembi Austroalpini inferiori + Zermatt-Saas): alcuni contatti riattivano e invertono strutture preorogeniche legate alle fasi permiane, all'evoluzione del *rifting* continentale e alla genesi di alloctoni estensionali (DAL PIAZ, 1999, 2010; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). Il picco del metamorfismo alpino (vedi Capitolo V) indica che questi due gruppi di unità tettono-metamorfiche hanno raggiunto nella zona di subduzione profondità massime notevolmente diverse, seguendo traiettorie indipendenti, diacrone o sincrone a seconda dei casi, sino al loro definitivo accoppiamento avvenuto durante l'esumazione e l'accrescimento del prisma orogenico.

I sovrascorrimenti principali disegnati nello schema tettonico sono in realtà mascherati, per lunghi tratti, da coltri detritiche o da depositi glaciali. Ove esposti, sono in genere sottolineati da ampie zone milonitico-fillonitiche e, in certi casi, da cataclasi e pseudotachiliti che documentano successive riattivazioni di tipo semiduttile e fragile. Altri sovrascorrimenti sono presenti all'interno di unità o di gruppi di unità tettoniche caratterizzati da analogia storia metamorfica e cronologica, sottolineati da zone di taglio duttile, da metasedimenti di copertura o da allineamenti di lenti di serpentiniti milonitiche, derivate da peridotiti di mantello sottocontinentale e vere saponette dal punto di vista reologico.

Il contatto tettonico tra l'unità (Serie *Auct.*) di Valpelline e quella di Arolla nel settore esterno del lembo della Dent Blanche è bene esposto lungo vari tratti del versante destro della Valpelline (figg. 16, 40A) e, per il settore interno, al Cervino (fig. 63) e nell'impervia parete orientale delle Grandi e Piccole Muraglie (fig. 103). Nel primo caso, privo di difficoltà alpinistiche, l'analisi strutturale meso-microscopica della zona di taglio duttile che delimita le due unità di basamento ha messo in evidenza nelle filloniti (di origine kinzigitica) e nelle miloniti (granitoidi) in dominante facies scisti verdi la presenza di lineazioni di *stretching* dirette NO-SE, con indicatori cinematici che documentano un trasporto tettonico verso nord-ovest dell'unità di tetto (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993), seguito da un'inversione del movimento, con traslazione verso il settore interno del prisma collisionale (REDDY *et alii*, 1999, 2003). Nella zona

di Bionaz, DIEHL *et alii*, (1938, 1952) indicano la presenza di un orizzonte di ultramiloniti lungo il contatto tettonico Valpelline/Arolla, una delle maggiori evidenze contro il modello dell'ultrapiegia di ARGAND. Vi si associano, in un tratto discreto del *thrust*, tipiche pseudotachiliti nerastre, descritte da MENEGON *et alii*, (2007).

La scistosità dominante ha carattere composito (fig. 107), con  $S_1$  e  $S_2$  distinguibili macroscopicamente solo nei casi in cui  $S_2$  sia un clivaggio di crenulazione sufficientemente spaziato e trasversale rispetto a  $S_1$ , mentre al microscopio è possibile in genere attribuire alla scistosità penetrativa dominante il rango di  $S_2$ . Tutte le maggiori unità strutturali contengono discontinue tracce della scistosità alpina  $S_1$ , associata ad un gruppo di deformazioni  $F_1$  caratterizzate principalmente da miloniti, pieghe isoclinali senza radice, pieghe a guaina ed estese trasposizioni in regime di taglio semplice avvenute durante l'evoluzione tettono-metamorfica delle unità continentali ed oceaniche nella zona di subduzione. Queste strutture sono diffuse ed evidenti nel gruppo di unità ad impronta eclogitica, mentre sono meno appariscenti nelle unità con relitti in facies scisti blu: come già ricordato, nel primo gruppo la scistosità  $S_1$  è riferibile all'Eocene (Etirol-Levaz e Zermatt-Saas), nel secondo al Cretacico sup. (Pillonet) e a tempi probabilmente intermedi (Zona del Combin). Il contatto tettonico tra la Zona del Combin e la Zona di Zermatt-Saas è visibile localmente lungo il versante destro della Valtournenche (figg. 60, 103), complicato dalla presenza dell'unità Pancherot-Cime Bianche e dal lembo di Etirol-Levaz, ma in gran prevalenza è sepolto sotto depositi quaternari. L'esistenza nel vallone di Cignana di una unità ofiolitica di UHP, indipendente dal resto della Zona di Zermatt-Saas, intesa come gruppo di unità con impronta crono-metamorfica omogenea, si basa solo sulla presenza-assenza di coesite (unità del Lago di Cignana; FORSTER *et alii*, 2004; GROppo *et alii*, 2009); le sue piccole dimensioni non consentono di rappresentarla nello schema tettonico del foglio.

**Miloniti** - Le miloniti della falda Dent Blanche sono caratterizzate da fabric SL e da forte riduzione di grana come effetto di una ricristallizzazione dinamica molto pervasiva. La loro età alpina è dimostrata da alcune datazioni isotopiche e dal fatto che esse deformano i granitoidi e i gabbri permiani, le successioni mesozoiche della Zona di Roisan e quelle della Zona Piemontese.

Gli orizzonti milonitici dei lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino sono riferibili alle fasi deformative  $F_1$ - $F_2$  e contengono frequenti pieghe isoclinali senza radice, con assi paralleli alla linea-

zione minerale Lm. Le miloniti derivate dai granitoidi della Serie di Arolla (fig. 71) sono costituite da aggregati microscopici di quarzo, albite, miche bianche, epidoti, anfiboli (actinolite, orneblenda, rara winchite), clorite, stilpnomelano, titanite  $\pm$  granato, egrina-augite, minerali opachi. L'alterazione del plagioclasio in prodotti saussuriti e il loro fluire nella matrice a formare letti ricchi in albite, mica bianca e epidoto sono la causa principale dei processi di *softening* e di taglio duttile dell'ammasso roccioso assieme alla ricristallizzazione dinamica del quarzo per *subgrain rotation*. I corpi di metagranitoidi massicci sono avvolti da fasce di miloniti in facies scisti verdi, di ampiezza anche chilometrica, costituite da gneiss minuti albitici, omogenei o a bande, con intercalazioni di gneiss microocchidini. Le miloniti al margine dei corpi gabbri hanno spessore relativamente modesto (1-10 m), colore biancastro o verdognolo, grana fine ed elevata resistenza meccanica e sono caratterizzate talora dalla presenza di qualche lamella di mica cromifera verde smeraldina. Al microscopio appaiono costituite da aggregati di tremolite-actinolite, clorite, epidoti, albite  $\pm$  titanite, minerali opachi, calcite, mica cromifera ed eventuali relitti dell'associazione primaria, in particolare anfibolo bruno più o meno decolorato e raro pirosseno. Il passaggio tra i metagabbri massicci, ma in genere fratturati, e le miloniti è estremamente brusco. Le miloniti derivate da protoliti kinzigitici sono delle filloniti in facies scisti verdi a grana molto fine, sericitico-cloritiche, con quarzo, albite  $\pm$  epidoto e grafite in proporzioni variabili, prive in genere di significativi relitti prealpini.

Nella scistosità alpina si notano in genere due gruppi di lineazioni subortogonali, difficilmente risolvibili ad occhio nudo. In sezione sottile si osservano *fabric* S/C, *shear bands*, porfiroclasti (feldspato potassico, epidoto, titanite), ombre di pressione, *mica-fish* di biotite prealpina (Serie di Valpelline) e muscovite (Serie di Arolla), *fabric* cristallografico e morfologico del quarzo: questi indicatori segnalano concordemente un trasporto tettonico *top-to-NO* durante le fasi milonitiche  $F_1$ - $F_2$  del *thrust* Valpelline/Arolla del lembo della Dent Blanche (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MENEGON *et alii*, 2008; ZUCALI *et alii*, 2011). Nella zona del Mont Dolin, la *stretching lineation* che indica un trasporto *top-to-NNO* è espressa anche da anfiboli sodici (AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1998, 1999) ed è deformata da una crenulazione  $D_2$  in facies scisti verdi diretta NNE. Nella stessa regione, la crenulazione  $D_2$  appare anche in miloniti verdastre derivate da protoliti gabbri e dioritici della Serie di Arolla (BURRI *et alii*, 1998, 1999). A scala regionale il *fabric* milonitico è parallelo ai contatti tra le unità tettoniche di Arolla e Valpelline,



tra i lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino e tra quest'ultimo, Pillonet compreso, e la zona del Combin. Rilevanti distorsioni si osservano attorno ai grandi corpi dei gabbri permiani: benchè fratturati ed alterati, essi hanno rigidità elevata (relativa) a causa della scarsa o assente ricristallizzazione dinamica, e si comportano come i porfiroclasti di feldspato potassico nella matrice milonitica degli gneiss di Arolla. Distorsioni minori si osservano attorno ai corpi lenticolari di metagranitoidi massicci.

**Deformazioni F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub>** - La tettonica duttile post-falda è caratterizzata da due principali fasi di deformazione (F<sub>2</sub> e F<sub>3</sub>), entrambe scistogene e riscontrabili a tutte le scale. Nel Foglio Chatillon, a sud della linea Aosta-Ranzola, gli assi di queste strutture hanno un andamento variabile da circa est-ovest (Glacier-Rafray ed ofioliti circostanti) a circa nord-sud (M. Emilius), documentando un processo post-eclogitico di graduale torsione a scala regionale (PENNACCHIONI, 1995; DAL PIAZ *et alii*, 2010), torsione che manca nell'area del Foglio Monte Cervino, ove le pieghe F<sub>2</sub> e F<sub>3</sub> hanno direzioni assiali più regolari, rispettivamente tra ovest e nord-ovest e tra nord e nord-est. Sul terreno gli gneiss di Arolla milonitici mostrano un *fabric* composito, definito da un clivaggio di crenulazione S<sub>2</sub> sovrapposto alla foliazione S<sub>1</sub> (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MENEGON *et alii*, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; ZUCALI *et alii*, 2011). La scistosità S<sub>2</sub> si sviluppa sul piano assiale di pieghe F<sub>2</sub>, strette o isoclinali, con asse subparallelo a quello delle pieghe aperte F<sub>3</sub>, dirette entrambe attorno a NE-SO. I processi di crenulazione F<sub>2</sub> producono un *layering* differenziato espresso da sottili *microlithons* gneissici, delimitati da films micacei (e.g., Comba della Sassa, Plan de la Sabla-Comba Vertsan, Colle di Valcornière). Sulla foliazione S<sub>1</sub> crenulata si osserva una lineazione minerale di *stretching* L<sub>1</sub>: essa è trasversale rispetto a F<sub>2</sub> e possiede la stessa orientazione della Lm negli ammassi rocciosi dove non si osservano strutture di interferenza F<sub>2</sub>-F<sub>1</sub>. La lineazione di crenulazione L<sub>2</sub> è associata alle pieghe F<sub>2</sub> e parallela alle loro cerniere. Sulla scistosità S<sub>2</sub> e sui piani che contengono L<sub>1</sub> si osserva a volte una lineazione milonitica Lm<sub>2</sub> perpendicolare agli assi F<sub>2</sub>. L'analisi meso-microscopica indica che le miloniti sono in genere il risultato di almeno due distinte fasi di deformazione milonitica Fm<sub>1</sub> e Fm<sub>2</sub>, associate alle fasi deformative F<sub>1</sub> e F<sub>2</sub> e con analoga direzione di trasporto tettonico verso nord-ovest. Le miloniti di prima fase sono riconoscibili nei domini di relativo *low-strain* della F<sub>2</sub>, espressa da pieghe da aperte a isoclinali, con foliazione di crenulazione spaziata o pervasiva. Nei domini di

*high-strain* avviene la completa sostituzione della foliazione S<sub>1</sub> ad opera della foliazione milonitica Sm<sub>2</sub> che si sviluppa con l'ulteriore evoluzione e trasposizione della foliazione di crenulazione S<sub>2</sub>. In assenza di interferenze S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> visibili ad occhio è difficile distinguere le miloniti Sm<sub>1</sub> da quelle Sm<sub>2</sub> le cui lineazioni hanno la stessa orientazione. Il *layering* differenziale, che è tipico nella crenulazione S<sub>2</sub>, può essere indicativo delle miloniti di seconda fase. L'assenza di pieghe megascopiche F<sub>2</sub> del contatto tra le unità di Arolla e Valpelline sul fianco destro della valle indica che le miloniti associate sono probabilmente riferibili in prevalenza alla foliazione S<sub>2</sub>. Specifiche trasformazioni metamorfiche di carattere decompressionale indicano che le deformazioni F<sub>2</sub>-F<sub>3</sub> si sono sviluppate dopo il picco di relativa HP, accompagnando la progressiva esumazione delle unità austroalpine e piemontesi (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993).

Una spettacolare serie di pieghe isoclinali meso-megascopiche F<sub>2</sub> è visibile nella parete sud del Château des Dames (fig. 108A-B-C; v. DAL PIAZ, 1992, vol. II), con assi e Lcr inclinati dolcemente verso SSO e piano assiale in prevalenza subverticale. Esse deformano gneiss granitici, *podis* dolomitici, coperture scistose mesozoiche e miloniti F<sub>1</sub> e sono a loro volta deformate da grandi pieghe aperte F<sub>3</sub>, subcoassiali. L'insieme di pieghe F<sub>2</sub>-F<sub>3</sub> è avvolto dal contatto milonitico tra il lembo del Cervino e quello sovrastante della Dent Blanche, contatto che descrive una piega chilometrica F<sub>3</sub> con geometria a Z guardando verso nord-est. Altre pieghe F<sub>2</sub> deformano la Serie di Arolla nei lembi della Dent Blanche (e.g., Becca Labiè in Comba della Sassa) e del Cervino e il contatto milonitico Arolla/Vapelline (Dent d'Hérens, Col de la Division, Punta Gastaldi, Punta Livourneyaz, Punta Fontanelles), con figure d'interferenza F<sub>2</sub>-F<sub>3</sub> tipo piega ripiegata (fig. 109).

Analogo quadro deformativo è segnalato nel lembo del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969) e nelle unità ofiolitiche piemontesi nel settore italiano del foglio (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; GOSSO in DAL PIAZ *et alii*, 1980; BALLÈVRE *et alii*, 1986; VOGLER, 1987; VANNEY & ALLEMANN, 1990; BALLÈVRE & MERLE, 1993; ANGIBOUST & AGARD, 2010; ZANONI *et alii*, 2012) e in Vallese (AYRTON *et alii*, 1982; SAVARY & SCHNEIDER, 1983; BAIRD & DEWEY, 1986; WUST & SILVERBERG, 1989; BURRI *et alii*, 1998, 1999; STECK *et alii*, 1999). Nei metabasalti eclogitici dell'unità di Zermatt-Saas è frequente una lineazione minerale L<sub>2</sub> marcata da singoli individui o da aggregati a covone di glaucofane di seconda generazione, spesso zonato.

**Deformazioni F<sub>3</sub>-F<sub>4</sub>** - Le deformazioni F<sub>3</sub> sono rappresentate da pieghe a tutte le scale: quelle maggiori sono in genere aperte, simmetri-

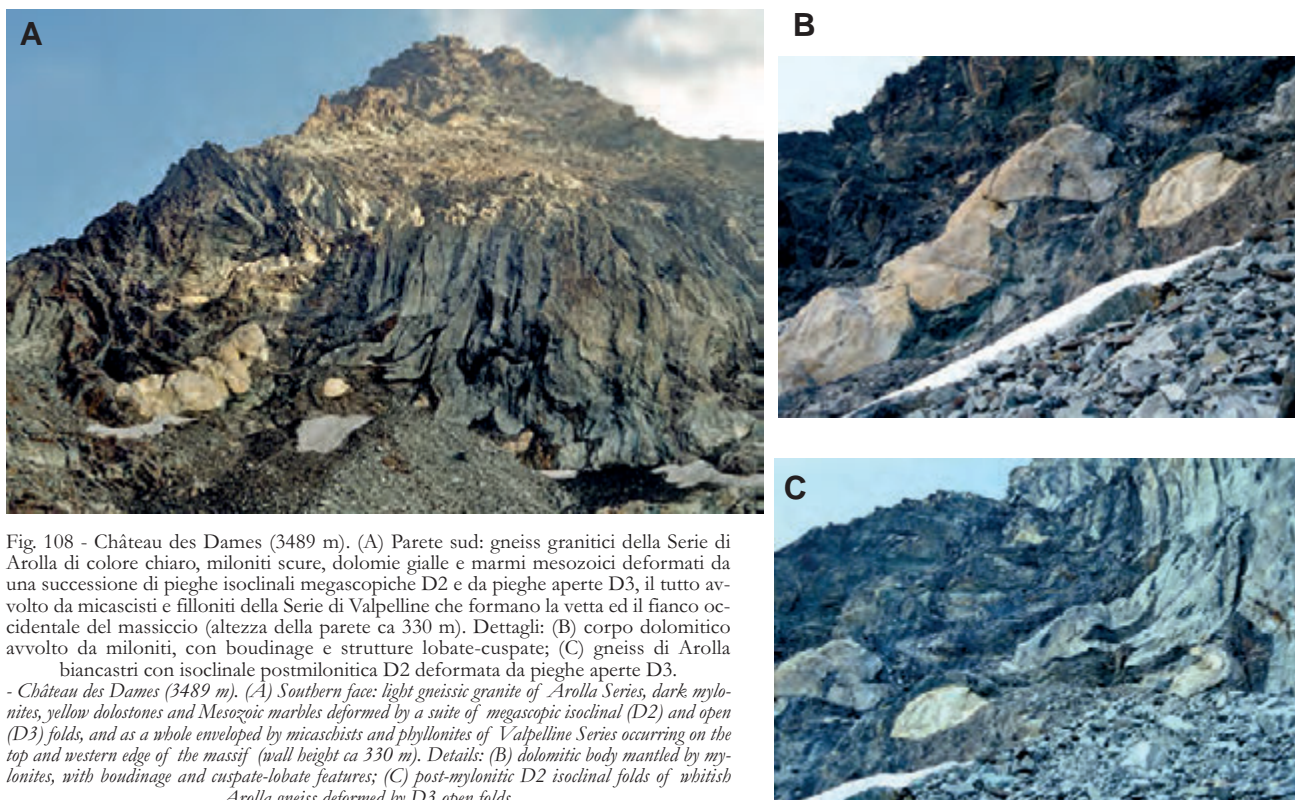


Fig. 108 - Château des Dames (3489 m). (A) Parete sud: gneiss granitici della Serie di Arolla di colore chiaro, miloniti scure, dolomie gialle e marmi mesozoici deformati da una successione di pieghe isoclinali megascopiche D2 e da pieghe aperte D3, il tutto avvolto da micascisti e filloniti della Serie di Valpelline che formano la vetta ed il fianco occidentale del massiccio (altezza della parete ca 330 m). Dettagli: (B) corpo dolomitico avvolto da miloniti, con boudinage e strutture lobate-cusate; (C) gneiss di Arolla biancastri con isoclinali postmilonitica D2 deformata da pieghe aperte D3.

- Château des Dames (3489 m). (A) Southern face: light gneissic granite of Arolla Series, dark mylonites, yellow dolostones and Mesozoic marbles deformed by a suite of megascopic isoclinal (D2) and open (D3) folds, and as a whole enveloped by micascists and phyllonites of Valpelline Series occurring on the top and western edge of the massif (wall height ca 330 m). Details: (B) dolomitic body mantled by mylonites, with boudinage and cusped-lobate features; (C) post-mylonitic D2 isoclinal folds of whitish Arolla gneiss deformed by D3 open folds.

che o più spesso asimmetriche, con piani assiali da suborizzontali a fortemente inclinati (fig. 109B); quelle mesoscopiche hanno geometria *kink* o *chevron* e piano assiale variamente inclinato. La fase è successiva alla scistosità regionale  $S_2$  e all'attività principale dei piani di sovrascorrimento, fatta eccezione della loro riattivazione tardiva di tipo semiduttile o fragile, quale ad esempio quella che si registra in estesi settori del contatto tra la Zona del Combin e la Zona di Zermatt-Saas, con cinematica retrovergente. Nelle unità austroalpine le pieghe  $F_3$  non sono in genere scistogene, anche se a tratti si riconosce un *crenulation* con incipiente foliazione di piano assiale  $S_3$  (e.g., Becca di Salè; MONOPOLI, 1993), mentre è più evidente nei metasedimenti e nelle metabasiti della Zona di Zermatt-Saas. Gli assi  $F_3$  hanno direzione compresa tra NE-SO e ENE-OSO, con dolce inclinazione nei due sensi, indicativa degli effetti di una fase  $F_4$ , attribuibile a pieghe aperte e con notevole lunghezza d'onda, non documentate tuttavia da evidenti cerniere, e/o all'attività delle faglie regionali.

## 2.2. - DEFORMAZIONI FRAGILI

La storia geologica delle Alpi occidentali è caratterizzata, nei suoi ultimi 30 Ma, da molteplici deformazioni postmetamorfiche diffuse

non solo nel settore esterno dell'arco alpino (Elvetico, Molassa, Giura; BIGI *et alii*, 1990), ma anche nella parte assiale e interna del prisma collisionale (e.g., BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001; SUE & TRICART, 2003; CHAMPAGNAC *et alii*, 2004; SUE *et alii*, 2007; MALUSÀ *et alii*, 2009). Si tratta di ricerche recenti. Come già ricordato nelle note del Foglio Chatillon, le deformazioni fragili tardo-alpine sono state a lungo trascurate nello studio della catena collisionale a vergenza europea: lo documentano, in modo immediato, le carte geologiche e tettoniche pubblicate nel secolo scorso in cui, a parte il classico lineamento periadriatico, le faglie rappresentate sono sorprendentemente poche (e.g., SPICHER, 1980; BIGI *et alii*, 1990; STECK *et alii*, 1999). L'omissione è legata a varie cause, tra cui: i) il prevalente interesse per l'evoluzione della zona di subduzione fossile, le deformazioni sinmetamorfiche e le traiettorie P-T-tempo; ii) la scarsità di sicuri livelli guida per individuare le faglie e il loro rigetto; iii) la dispersione della deformazione in fasce molto ampie, specie nei calcescisti e in altri litotipi fissili; iv) l'estensione dei depositi quaternari che impedivano di valutare la continuità spaziale delle faglie principali; v) l'effetto mascherante delle deformazioni gravitative che hanno colpito creste e versanti dopo il ritiro glaciale. Notevoli passi in avanti sono



Fig. 109 - (A) Involuppo in successione rovesciata e con interferenza D2-D3 dell'unità di Arolla (gneiss chiari) entro il complesso kinzigitico bruno della sottostante unità di Valpelline, lembo Dent Blanche, parete sud del Col de la Division, Valpelline. (B) Fontanella (Fontanelles), parete sud-ovest: piega megascopica F3, con asimmetria a S (guardando a nord-est), nel complesso kinzigitico messa in evidenza da potente intercalazione di marmi antichi. (C) Fontanella parete sud-est, subparallela all'asse della megapiega: intercalazione nei parascisti di gneiss di Arolla minuti e milonitici del complesso del Château des Dames con forte retrocessione alpina; a sinistra il colle di Valcornere, modellato nella Serie di Arolla con due piccoli corpi di dolomie e marmi mesozoici.

- (A) *Tectonic envelope through D2-D3 interference of the light Arolla gneiss in overturned succession into the kinzigitic complex of the underlying Valpelline unit, Dent Blanche nappe s.s., Col de la Division southern edge, Valpelline.* (B) *Mt Fontanella (Fontanelles), south-western face: megascopic F3 fold with S-asymmetry (looking north-east) of the kinzigitic complex, evidenced by a thick bed of old marble.* (C) *Mt Fontanella, south-eastern face, nearly parallel to megafold axis: fine-grained to mylonitic Arolla gneiss of the Château des Dames complex mantled by strongly retrogressed parascists of the Valpelline unit; on the left: the Valcornere hill, modeled within Arolla gneiss with two small bodies of Mesozoic dolostone and marble.*

stati compiuti grazie a tecniche di *remote sensing* dapprima su dati satellitari, ottici e radar che hanno permesso di documentare la grande continuità dei principali lineamenti regionali (discussione e riferimenti in BISTACCHI & MASSIRONI, 2000, 2001; BISTACCHI *et alii*, 2000), poi su modelli digitali del terreno (DEM) da dati LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*): questi ultimi, ottenuti dalla Regione nel 2010, a rilievo da

tempo concluso, hanno consentito di ovviare definitivamente a molti degli inconvenienti sopra indicati, fornendo un supporto decisivo per interpolare strutture fragili visibili sul terreno in modo puntuale o molto discontinuo. Partendo da questa analisi sono stati effettuati nuovi controlli sul terreno ed è stata aggiornata la carta digitale in allestimento, causando notevole ritardo nel flusso di lavoro previsto.

### 2.2.1. - Fasi deformative e linee tettoniche

Nel settore valdostano del prisma collisionale austroalpino-pennidico la tettonica fragile si sviluppa a partire dall'Oligocene, quando la pila delle falde era stata quasi completamente esumata e raffreddata, con passaggio dal campo delle deformazioni duttili a quello delle deformazioni fragili. Questa transizione avviene a 33-31 Ma nelle unità della media e bassa Valle d'Aosta, età definita con il metodo delle tracce di fissione su zircone che data il raffreddamento al di sotto di circa 250°C (HUNZIKER *et alii*, 1991, 1992; BISTACCHI *et alii*, 2001; MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2006, 2009). Una conferma indipendente è fornita dai filoni oligocenici (32-30 Ma) di quarzo aurifero, andesiti e lamprofiri insediati in fratture di tipo fragile, spesso associate alle faglie principali e a breccie listvenitiche (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979d; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; PETTKE *et alii*, 1999; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001).

L'analisi strutturale multiscalare - dall'affioramento all'immagine satellitare, passando per il rilievo geologico al 1:10.000 - ha rivelato l'esistenza nell'area dei fogli Chatillon, Monte Cervino, Monte Rosa e Verres di due principali fasi tettoniche caratterizzate da strutture fragili, indicate D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub> in BISTACCHI & MASSIRONI (2000) e attribuite all'Oligocene e al Miocene (figg. 52, 60). Deformazioni fragili più recenti, attribuibili al Pliocene-Olocene, sono state riconosciute in Vallese, a nord dell'area del Foglio Monte Cervino (SUE *et alii*, 2007, rassegna e rif. bibl.). Recenti misure geodetiche e l'esame delle banche dati sulla sismicità storica e strumentale fanno ritenere che una parte di queste strutture sia tuttora attiva (DELACOU *et alii*, 2004, 2008). L'argomento è ripreso nel capitolo dedicato alla sismicità.

**Fase D<sub>1</sub>** - Questa fase è l'espressione di un importante evento di estensione regionale, diretto NNO-SSE, caratterizzato da diffusa attività idrotermale (filoni e vene di quarzo, breccie di faglia listvenitiche) e dall'intrusione di plutoni e filoni e postmetamorfici di età oligocenica (32-29 Ma) e di origine mantellica (DAL PIAZ *et alii*, 1979d; VENTURELLI *et alii*, 1984; DIAMOND, 1986, 1990; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; BIGI *et alii*, 1990; PETTKE *et alii*, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001; MALUSÀ *et alii*, 2006). L'attività idrotermale oligocenica è molto evidente lungo le linee Aosta-Ranzola e dell'Ospizio Sottile, indicate nell'Inquadramento tettonico regionale da affioranti a sud e ad est del Foglio Monte Cervino (fig. 52). All'interno del foglio sono attive in questa fase le linee di Trois Villes, Buthier e Praz de Dieu-Vofrede (fig. 60). Fa-

glie minori, non sempre rappresentabili in carta, sono molto comuni e riconoscibili per analoghe caratteristiche cinematiche. Anche i contatti tettonici duttili e altre discontinuità orientate in modo favorevole sono spesso parzialmente riattivate durante questa fase deformativa, come si osserva ad esempio per il contatto tra l'unità di Valpelline e quella di Arolla sul fianco destro della Valpelline.

**Fase D<sub>2</sub>** - Le deformazioni della fase D<sub>2</sub> sono anch'esse di tipo estensionale, ma sono caratterizzate da una direzione di estensione NE-SO, ortogonale alla precedente, e si sviluppano nel Neogene. In precedenza, BISTACCHI *et alii*, (2000) avevano prolungato questa fase deformativa fino all'Attuale, attribuendo ad essa anche la moderata sismicità strumentale osservata in valle d'Aosta e nelle regioni circostanti. Studi più recenti di DELACOU *et alii* (2004, 2008), basati su un *dataset* più aggiornato, hanno mostrato come la sismicità strumentale, più intensa in Vallese che in Valle d'Aosta, sia invece associabile ad una successiva fase deformativa (indicata D<sub>3</sub>) che si sviluppa a partire dal Pliocene con direzione di estensione attorno a N-S. Nel Foglio Monte Cervino non sono state riconosciute strutture riferibili con sicurezza a questo evento. Tornando alla fase D<sub>2</sub>, essa è caratterizzata da un reticolo molto regolare di faglie e fratture dirette NO-SE, con cinematica estensionale. Sulla base di un'analisi estesa alle Alpi nord-occidentali, BISTACCHI & MASSIRONI (2000) hanno interpretato queste strutture come effetto della progressiva migrazione verso sud-ovest (*lateral escape*) di un grande frammento rigido del prisma collisionale, corrispondente grosso modo alle Alpi Pennine e Graie. Questo blocco di falde è situato a tetto della faglia normale del Sempione (MANCKTELOW, 1985; HUBBARD & MANCKTELOW, 1992) ed è delimitato: i) a nord-est dalla stessa faglia del Sempione, ii) a nord-ovest dal sistema trascorrente destro delle linee Rodano-Chamonix (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; MALUSÀ *et alii*, 2006), anche se parte della deformazione è ripartita lungo il fronte pennidico e il fronte brianzonese, riattivati in trascorrenza destra, iii) a sud-est dalla faglia dell'Ospizio Sottile, riattivata in trascorrenza sinistra dopo la fase D<sub>1</sub> di attività normale oligocenica. All'interno del blocco, quindi anche in gran parte dell'area rappresentata nel Foglio Monte Cervino, si osserva un reticolo molto regolare di faglie normali e di fratture dirette NO-SE, con cinematica estensionale, associate al regime tensionale NE-SO. Le relazioni di intersezione, che testimoniano come questa famiglia di faglie sia successiva al sistema diretto NE-SO (D<sub>1</sub>), sono ben evidenti a tutte le scale in molte zone del foglio, in particolare in bassa Valle di St Barthélémy.

### 2.2.2. - *Il sistema Aosta-Ranzola*

Il sistema tettonico Aosta-Ranzola è situato nel Foglio Chatillon, ma è opportuno ricordarlo brevemente per la sua importanza nel quadro tettonico tardo e postmetamorfico della media e bassa Valle d'Aosta, con riferimento a precedenti descrizioni di dettaglio (BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001; DAL PIAZ *et alii*, 2010). Segnalata da NOVARESE (1904) e STELLA (1905, 1943), la faglia è rappresentata nella *Carta geologica delle Alpi Occidentali* alla scala 1:400.000 (FRANCHI *et alii*, 1908) e nel foglio Monte Rosa (1912) alla scala 1:100.000, limitatamente al tratto tra il Colle della Ranzola e il Col di Joux, al margine settentrionale della finestra tettonica di Arcesa-Brusson. La faglia è stata poi estesa sino ad Aosta, raggiungendo una lunghezza di circa 40 km (fig. 52; BIGI *et alii*, 1990). Come già ricordato, la faglia Aosta-Ranzola è un sistema tettonico ampio circa 2 km, esposto su entrambi i lati della Valle d'Aosta con la geometria di un graben asimmetrico (DAL PIAZ, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001). Le faglie principali affiorano sul versante destro idrografico della valle, immergono a nord di circa 60° (valore medio) e sono marcate da miloniti e da potenti orizzonti cataclastici (spessi sino a 100 m), caratterizzati da vistosa alterazione idrotermale prodotta da fluidi ricchi in Si e CO<sub>2</sub>, con genesi nelle serpentiniti di breccie di faglia listvenitiche (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; RATTO, 1998; BISTACCHI *et alii*, 2001; VICIDOMINI, 2008; DAL PIAZ *et alii*, 2010). Nel versante sinistro vi sono altre faglie che, nella zona di Chatillon-St Vincent, ribassano fortemente alcuni lembi austroalpini del gruppo eclogitico e la sovrastante Zona del Combin (si veda l'Inquadramento tettonico in figura 52). Il sistema Aosta-Ranzola taglia la foliazione regionale S<sub>2</sub> in facies scisti verdi, disloca i *thrust* che delimitano le falde continentali ed oceaniche e pone allo stesso livello il gruppo di unità austroalpine e piemontesi in facies scisti blu (relitti) con quello in facies eclogitica, esposti rispettivamente sul versante settentrionale e su quello meridionale della valle, con rigetto verticale di almeno 3000 m (fig. 110, BISTACCHI *et alii*, 2001). La storia del sistema tettonico Aosta-Ranzola si sviluppa essenzialmente durante la fase deformativa fragile oligocenica D<sub>1</sub>, mentre durante la fase D<sub>2</sub> denota solo limitate riattivazioni in regime trascorrente (RING, 1994; BISTACCHI *et alii*, 2001).

### 2.2.3. - *Il Sistema di Trois-Villes*

Questo sistema di faglie raggruppa varie strutture dirette da NNE-SSO a NE-SO, scoperte durante il rilievo dei Fogli Chatillon e Monte Cervino nel settore compreso tra la Dora Baltea e l'alta Valle di St Barthélemy (fig. 102; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001;

DAL PIAZ *et alii*, 2010). La faglia principale (Trois-Villes) marca un segmento del contatto tra il lembo del Mont Mary e la sottostante Zona del Combin (prevalenti calcescisti) ed è caratterizzata dalla presenza nel basamento cristallino del Mont Mary di un orizzonte di protocataclasi coesive, spesse circa quindici metri, che immerge di 45-50° verso nord-ovest. Questo potente orizzonte di rocce di faglia contiene a sua volta livelli più sottili di cataclasi (fino a 2 metri), ultracataclasi e pseudotachiliti (10-20 cm). Nei calcescisti la deformazione si distribuisce su una fascia più ampia, caratterizzata da penetrative strutture SC' di tipo fragile/duttile che si sviluppano grazie a prevalenti meccanismi di *pressure-solution*. L'attività distensiva del sistema di faglie è riferibile alla fase fragile D<sub>1</sub> e il rigetto verticale, misurato utilizzando come marker il contatto tettonico Mont Mary-Combin ad Effraz (bassa Valle di St Barthélemy), è di circa 1000 m. Nel tratto settentrionale, a sud di Fontin (presunta "*patrie d'origine*" dell'omonima fontina), la faglia si suddivide in due rami subparalleli: i) il ramo occidentale segue il vallone di Chaleby, separa l'unità di Valpelline del lembo del Mont Mary dall'unità di Arolla del lembo del Cervino e disloca in trascorrenza sinistra le sovrastanti successioni mesozoiche della Zona di Roisan e le miloniti associate; ii) il ramo orientale attraversa la dorsale del M. Rion, separa l'unità di Arolla del lembo Dent Blanche dalla Zona di Roisan della Cima Bianca e prosegue verso NNE sino al piccolo bacino glaciale di Chavacour, ripartendosi in alcuni segmenti che dislocano il *thrust* basale dell'unità kinzigitica del lembo Dent Blanche. Un terzo elemento del sistema di Trois Villes, ad oriente dei precedenti, si estende dal fianco sinistro della Valle di St Barthélemy al bacino del lago di Cignana, entro i calcescisti con pietre verdi dell'unità del Combin, poi tra questi litotipi e gli gneiss di Arolla con intercalazioni di rocce carbonatiche (Zona di Roisan) del lembo del Cervino ed infine all'interno di quest'ultimo (M. Ersaz-Becca di Salè).

### 2.2.4. - *Faglie del Buthier e di Praç de Dieu-Vofrede*

La faglia del Buthier, diretta NE-SO, è situata al centro della media Valpelline (fig. 52) e non risulta segnalata sino ad ora. Nel tratto nord-orientale, dalla diga di Place Moulin sino al settore di Bionaz, la faglia è spesso sepolta sotto i depositi quaternari di fondovalle. La sua scoperta si deve allo scavo dell'imposta della diga che ha messo a nudo la Serie di Valpelline (kinzigiti e marmi) e uno stretto canale subverticale di taglio fragile, con cataclasi. Nella zona di Bionaz la faglia è situata lungo la gola del Buthier, poi passa sul fianco destro della Valpelline, sotto i potenti depositi glaciali

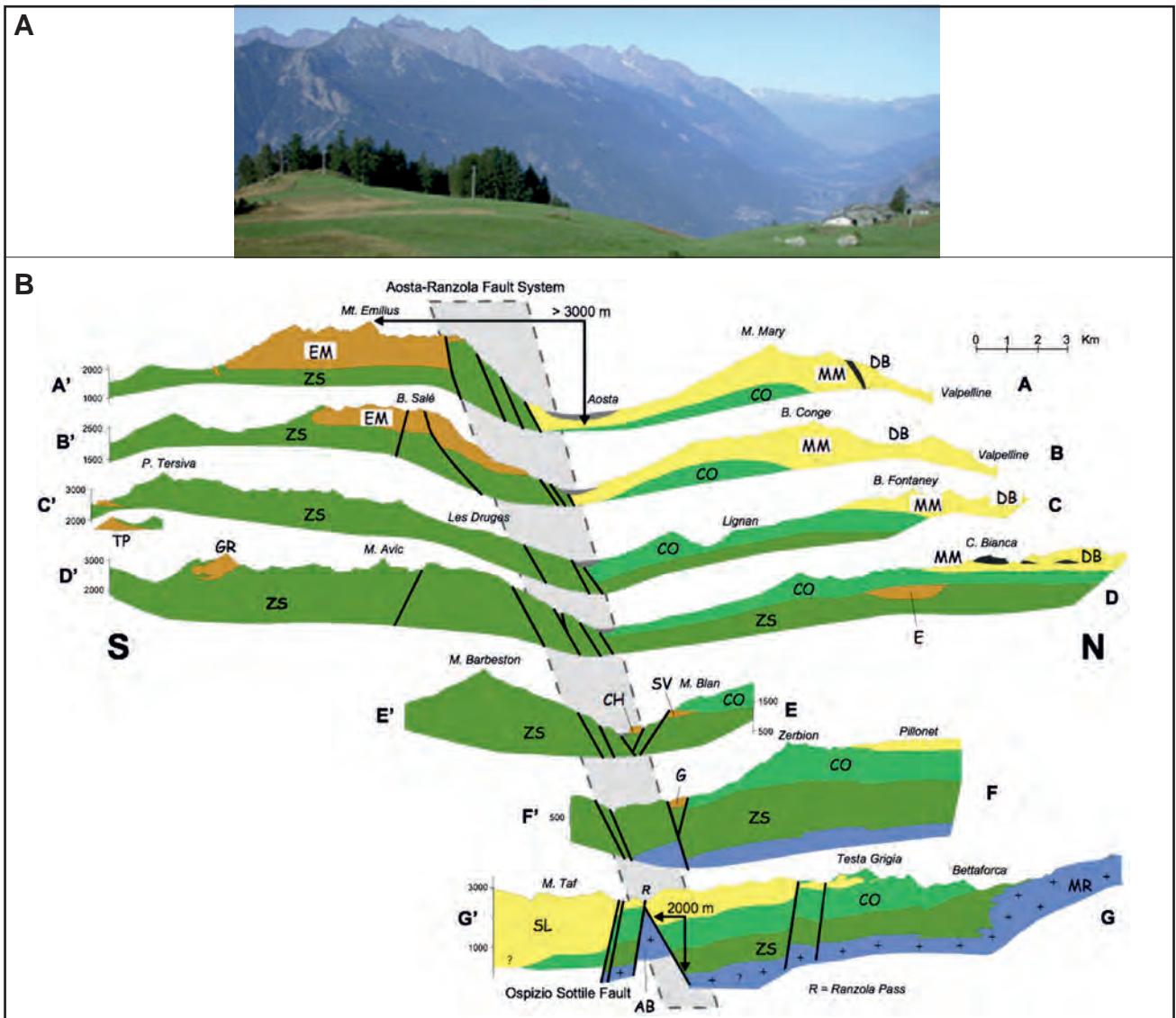


Fig. 110 - (A) Panorama dal Col di Joux verso Aosta ed interpretazione geostrutturale. Faglia distensiva (normale) Aosta-Ranzola di età oligocenica (32- 30 Ma), diretta E-W: a destra la zona a tetto della faglia, ribassata, a sinistra quella di letto, sollevata (rigetto relativo massimo 3 km). (B) Sezioni geologiche (BISTACCHI *et alii*, 2001), pila delle falde da tetto a letto: Austroalpino superiore (Dent Blanche: DB, Mont Mary: MM), Unità ofiolitica sup. (Zona del Combin: CO), Lembi Austroalpini inf. (Chatillon: CH, Etirol-Levaz: E, Mt Emilius: EM, Glacier-Rafray: GR, Grun: G, St Vincent: SV, Tour Ponton: TP), Unità ofiolitica inf. (Zermatt-Saas: ZS), Penninico interno (Monte Rosa: MR, Arcesa-Brusson: AB). - (A) Panorama from Col di Joux toward Aosta and geotectonic interpretation. East-west trending Aosta-Ranzola extensional fault system of Oligocene age (32-30 Ma): on the right the lowered hanging zone, on the left the raised footwall zone (maximum vertical displacement 3 km). (B) Geological cross-sections (BISTACCHI *et alii*, 2001) and the nappe pile from top to bottom: Upper Austroalpine outliers (Dent Blanche: DB, Mont Mary: MM), Upper ophiolite unit (Combin Zone: Co), Lower Austroalpine outliers (Chatillon: CH, Etirol-Levaz: E, Mt Emilius: EM, Glacier-Rafray: GR, Grun: G, St Vincent: SV, Tour Ponton: TP), Lower ophiolite unit (Zermatt-Saas: ZS), Inner Penninic (Monte Rosa: MR, Arcesa-Brusson: AB).

di Dzovenno-Oyace, ed intercetta infine il *thrust* dell'unità di Valpelline sull'unità di Arolla del lembo Dent Blanche: questa zona di taglio duttile affiora nella parete franosa sotto Suchéaz-Dzone-Chez la Ville ed è caratterizzata dalla presenza di ultramiloniti nerastre (*Gangmylonite* di STUTZ & MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1952), con associate pseudotachiliti. MENEGON *et alii* (2007), ipotizzano che la comparsa delle pseudotachiliti in un tratto limitato del *thrust* in oggetto, marcato altrove solo da miloniti e ultramiloniti, sia legata alla presenza lungo il contatto di una grossa asperità geometrica, responsabile di cicliche rotture sismiche (*e.g.*, SIBSON, 1980). Il carattere cataclastico dell'orizzonte

con pseudotachiliti indica che esse sono successive all'evento di taglio duttile tra le due unità tettoniche (Valpelline/Arolla), documentato da orizzonti continui di filloniti (MYSI) e miloniti (DBAb) alpine in facies scisti verdi. Appare quindi preferibile attribuire cataclasi e pseudotachiliti di questo tratto del *thrust* milonitico all'azione della faglia del Buthier, limitatamente al segmento ove le condizioni di giacitura erano favorevoli per la loro interazione. Si noti che simili riattivazioni, sia pure su scala minore, si osservano anche in altri tratti di questo contatto milonitico, ad esempio tra Crêtes e Berrier.

La faglia Praz de Dieu si estende per circa 13 km dalla Valpelline al vallone di Vofrede, in Val-

tournenche, con direzione ENE-OSO. Il segmento morfologicamente più marcato, evidente anche nelle basi topografiche italiane e svizzere, è indicato nelle carte geologico-strutturali di STECK *et alii* (1999), DE GIUSTI *et alii*, (1999) e BONETTO *et alii* (2010), ma non è descritto nelle relative note illustrative. La faglia Praz de Dieu-Vofrede si dirama da quella del Buthier con un angolo di circa 20°, appare in netto risalto morfologico sul versante sinistro della Valpelline (fig. 104) e si estende per circa 4.3 km sino al colle di q. 2982 m (CTR) ai piedi del M. Dzalou, segue il contatto delle unità Valpelline/Arolla sino al colle di q. 2976 tra il M. Arpettaz e il M. Poudzo, raggiunge i colli di Valcornière e di Vofrede (3122 m, CTR), alla testata della comba di Cignana, in prevalenza entro l'unità kinzigitica del lembo del Cervino, per raggiungere infine il basso vallone di Vofrede ove disloca il sovrascorrimento delle due unità di basamento del lembo del Cervino sulle prasiniti con calcescisti della sottostante Zona del Combin. La sua cinematica è di faglia normale ad alto angolo. Gli affioramenti migliori, in prossimità dei colli sopra citati, sono caratterizzati da potenti e continui orizzonti di cataclasiti e pseudotachiliti.

#### 2.2.5. - Altre faglie

La faglia del Glacier du Mont Gelé, indicata nelle carte di DE GIUSTI *et alii*, (2004) e di BONETTO *et alii*, (2010) e nello schema di MENEGON *et alii* (2007), corrisponde piuttosto alla vasta zona di taglio duttile in facies scisti verdi che delimita, alla base e all'esterno, il grande corpo lenticolare di metagranitoidi massicci del M. Morion. Nella zona si osserva anche una serie di specchi di faglia ad alto angolo, decorati da splendide cataclasiti di colore rosso-bruno e viola vinaccia (mineralizzate ad ematite) e da pseudotachiliti nerastre (fig. 111). Queste rocce sono esposte lungo la bassa dorsale "montonata" che fiancheggia sulla destra quello che rimane del ghiacciaio del Mont Gelé, costituita da gneiss microocchiadini, minuti e milonitici della Serie di Arolla. I migliori affioramenti si osservano sui dossi situati tra 2860 e 2800 m di quota, alla latitudine del M. Morion meridionale: si tratta di faglie normali con immersione variabile tra NNO ed il quadrante nord-est, inclinate in genere di 75-85° e discordanti rispetto alla S<sub>2</sub> degli gneiss minuti che immerge in media a sud-est di 40-50°, deformata sovente da *crenulation* e pieghe di seconda e terza fase. Una di queste faglie può essere correlata al lineamento che per circa 4 km attraversa i metagranitoidi delle dorsali del M. Morion, della Vierge e della Crête Sèche, con andamento ENE-OSO. Altre cataclasiti e pseudotachiliti sono state rinvenute nelle miloniti crenulate (F<sub>1</sub>-F<sub>2</sub>) affioranti, tra

q. 2561 e q. 2600 m, alla base della falesia che delimita ad ovest i dossi "montonati".

Faglie subverticali o ad alto angolo sono presenti in vari altri settori del lembo della Dent Blanche, dalla piramide del Cervino, al margine e all'interno del corpo di metagabbri del Collon-Bouquetins, al versante settentrionale del Bec d'Eproune e al massiccio della Pointe d'Otemma (BURRI *et alii*, 1988; BUCHER *et alii*, 2004).

Direzione analoga a quella del sistema di Trois Villes e dell'Ospizio Sottile hanno la faglia subverticale che delimita, sul lato nord-occidentale, il lembo austroalpino del Pillonet e le faglie listriche gravitative nella DGPV della Motte de Pleté, presso Cervinia (v. apposito capitolo). La faglia del Pillonet (DAL PIAZ, 1976) è situata nell'angolo sud-est del foglio e si estende verso nord-est nel contiguo Foglio Monte Rosa (Inquadramento tettonico regionale), al limite tra il lembo cristallino, l'unità Pancherot-Cime Bianche (marmi, dolomie, cataclasiti) e la Zona del Combin (serpentiniti, prasiniti e minori calcescisti).

### 3. - SISMICITÀ E TETTONICA ATTIVA

La sismicità nel territorio del Foglio Monte Cervino e nelle aree circostanti delle Alpi nord-occidentali è ben rappresentata dai cataloghi messi a disposizione dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), riguardanti sia la sismicità strumentale che la sismicità storica. I dati storici sono particolarmente importanti per valutare la sismicità di questo settore delle Alpi, caratterizzato da tempi di ritorno piuttosto lunghi. Nella figura 112 e nella tabella 2 sono riassunti i dati tratti da quattro database che, nel complesso, forniscono un quadro completo e omogeneo della sismicità nelle Alpi nord-occidentali.

Il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2011 (CPTI11; ROVIDA *et alii*, 2011), basato sull'integrazione di database macrosismici (DBMI11) e strumentali, provvede un quadro sinottico e combinato della sismicità storica e strumentale (fig. 112).

Il Database Macrosismico DBMI11 (LOCATI *et alii*, 2011) fornisce un quadro aggiornato al 2011 degli eventi che sono stati avvertiti, o che hanno prodotto danni, in una regione di interesse. Una *query* riferita ad Aosta restituisce i 16 eventi riportati in tabella 2. Questi record corrispondono in maggioranza ad eventi dalla forte intensità epicentrale, con area epicentrale al di fuori della Val d'Aosta. Solo un numero limitato di record corrisponde invece ad eventi di intensità medio-bassa avvenuti in Valle d'Aosta o nei suoi immediati dintorni.



Fig. 111 - Faglie normali con cataclasi rosso-violace discordanti negli gneiss minuti e milonitici della Serie di Arolla nella bassa dorsale sulla destra del ghiacciaio del M. Gelé.

- Normal faults marked by red-purple cataclastic surfaces discordant across the fine-grained to mylonitic Arolla gneiss in the lower spur flanking the Mt. Gelé glacier.

Il quadro più aggiornato relativo alla sismicità strumentale si ottiene invece dall'*Italian Seismic Instrumental and Parametric Database* (ISIDE; ISIDE WORKING GROUP, 2010), catalogo che integra i dati provenienti da localizzazioni effettuate in tempo quasi-reale con i dati del Bollettino Sismico Italiano (a partire dal 16 Aprile 2005). Una *query* effettuata il 7.11.2013 ha restituito i dati rappresentati sempre in figura 112.

Per finire, il *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS), versione 3.1.1 (DISS WORKING GROUP, 2010), contiene una compilazione georeferenziata di informazioni tettoniche e paleosismologiche relative a strutture con attività documentata dal tardo Pleistocene all'Olocene. Esse sono suddivise in sorgenti sismogenetiche individuali (rappresentazione semplificata di faglie), sorgenti composite (regioni allungate che contengono un numero imprecisato di sorgenti non identificabili singolarmente) e sorgenti incerte (sorgenti proposte in letteratura ma prive di dati certi e definitivi). Come si vede in figura 112, questo database non riporta record in Valle d'Aosta, mentre sono pre-

senti due sorgenti composite in Vallese e in Savoia, corrispondenti a diversi settori del sistema di linee tettoniche Rodano-Chamonix.

Nel complesso si può dire che l'area del Foglio Monte Cervino è caratterizzata da eventi di magnitudo limitata (mai registrati eventi > 3.1) e relativamente poco frequenti nel tempo. I *cluster* di eventi a magnitudo maggiore nell'ambito delle Alpi nord-occidentali (fino a 4.4 per la sismicità strumentale e 6.4 per gli eventi storici), si concentrano in Vallese, in particolare lungo il sistema di linee tettoniche Rodano-Chamonix, evidenziato anche da due sorgenti composite riportate nel database DISS (DISS WORKING GROUP, 2010). In Vallese si osserva anche un'alta frequenza di eventi di magnitudo minore. Si noti però che la frequenza di eventi a bassa magnitudo è elevata anche nel volume tabulare, immergente a basso angolo verso sud-est, compreso tra il fronte penninico e quello brianzonese e, in modo più discontinuo, anche nel volume compreso tra la linea dell'Ospizio Sottile e la linea del Canavese, come già evidenziato in varie pubblicazioni (BISTACCHI *et alii*, 2000; SUE *et alii*, 2007).



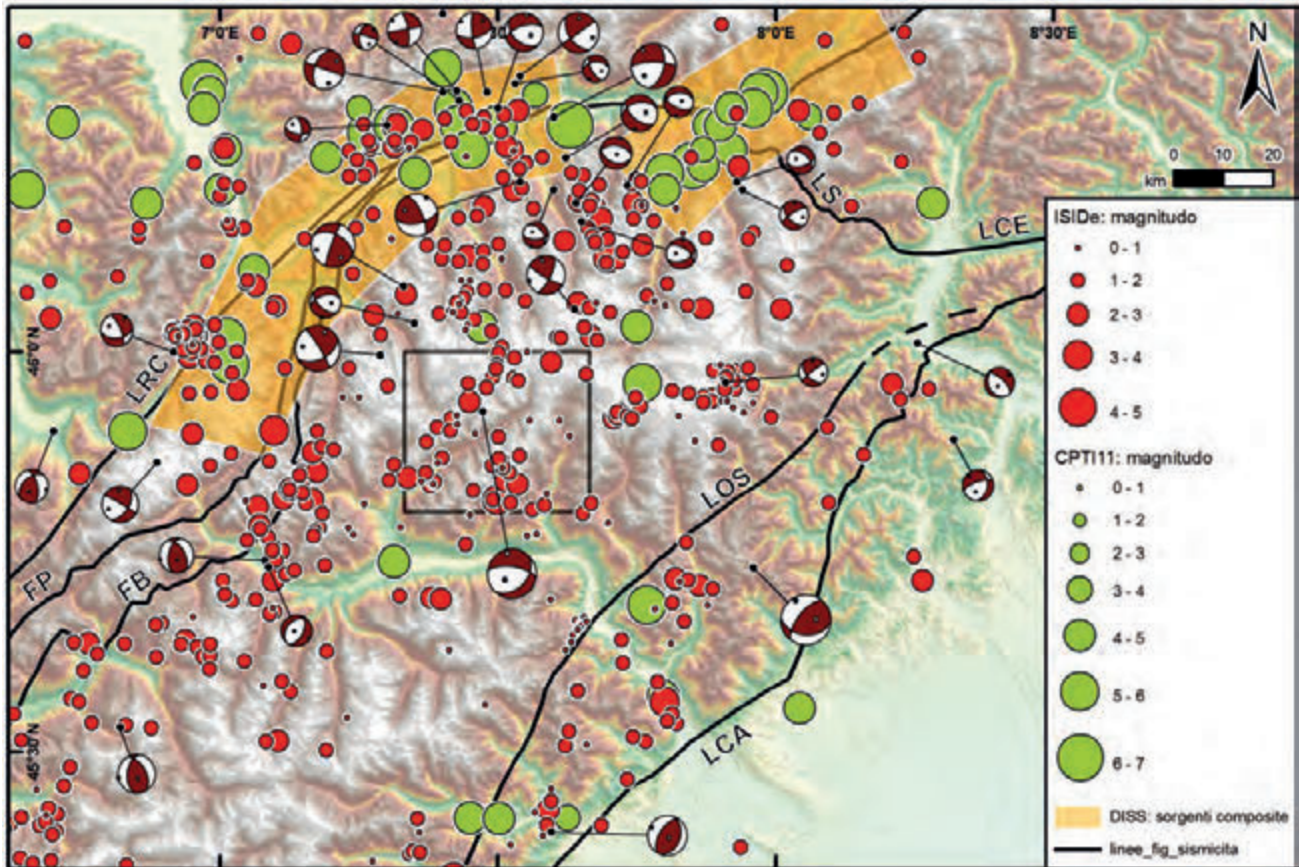


Fig. 112 - Sismicità nell'area del Foglio Monte Cervino (cornice) e nelle delle Alpi nord-occidentali circostanti. Dettagli sulle fonti nel testo. Linee tettoniche: Canavese (LCA), Ospizio Sottile (LOS), Centovalli (LCE), Sempione (LS), Rodano-Chamonix (LRC); Fronte Brianzonese (FB), Fronte Pennidico (FP).  
 - Seismic activity in the area of Monte Cervino map (box) and in surrounding north-western Alps. See text for references. Tectonic lines: Canavese (LCA), Ospizio Sottile (LOS), Centovalli (LCE), Sempione (LS), Rodano-Chamonix (LRC); Briançonnais frontal thrust (FB), Penninic frontal thrust (FP).

Tab. 2 - Sismicità nelle Alpi nord-occidentali.  
 - Seismicity in the north-western Alps.

Intensità macrosismica ad Aosta (Mercalli-Cancani-Sieberg)	Data	Area epicentrale	Numero di osservazioni	Intensità macrosismica epicentrale (Mercalli-Cancani-Sieberg)	Magnitudo momento Mw (da CPTI11)
3	1808/04/02 16:43	Valle del Pellice	107	8	5.69 ±0.15
4-5	1869/11/29 17:38	Aosta	1	4-5	4.09 ±0.34
2	1873/03/12 20:04	Marche meridionali	196	8	5.95 ±0.10
4	1884/11/27 22:15	Alpi Cozie	63	6-7	5.33 ±0.20
5	1886/09/05	Val Di Susa	102	7	5.25 ±0.17
4	1887/02/23 05:21	Liguria occidentale	1516	> 10*	6.97 ±0.15
3	1892/03/05	Pont S. Martin	86	7	4.90 ±0.19
6	1905/04/29 01:46	Alta Savoia	267	7-8	5.63 ±0.09
5	1914/10/26 03:43	Tavernette	67	7	5.41 ±0.16
2	1920/09/07 05:55	Garfagnana	756	10	6.48 ±0.09
3-4	1936/10/17 02:42	Biellese	15	6	4.72 ±0.41
3	1960/03/23 23:08	Vallese	178	6-7	5.00 ±0.20
3	1963/07/19 05:45	Mar Ligure	463	> 6*	6.02 ±0.14
avvertito (felt)	1968/06/18 05:27	Bard	60	6	5.08 ±0.17
3	1979/02/09 14:44	Capriate S. Gervasio	73	6	4.85 ±0.13
2	1983/11/09 16:29	Parmense	850	6-7	5.06 ±0.09

\* Area epicentrale nel Mar Ligure, si riporta la massima intensità registrata a terra.

Dal punto di vista sismotettonico, il quadro interpretativo più aggiornato è quello proposto da SUE *et alii*, (2007) e da DELACOU *et alii*, (2004, 2008). Secondo questo quadro, la tettonica attiva nelle Alpi Occidentali è caratterizzata da un generale regime distensivo nelle zone assiali e più elevate della catena, con direzione di estensione disposta radialmente, perpendicolare all'asse della catena, mentre le zone esterne-marginali e meno elevate della catena, sia sul versante italiano che su quello franco-svizzero, sono tuttora soggette ad un regime compressivo. La transizione tra questi tre domini strutturali, caratterizzati da una tettonica contrastante, avviene tramite due fasce intermedie caratterizzate da un regime trascorrente. Passando dall'interno all'esterno della catena, l'asse verticale del tensore dello stress corrisponde quindi a  $\sigma_1$  (asse maggiore del tensore),  $\sigma_2$  (asse intermedio) e  $\sigma_3$  (asse minore). Questa permutazione è interpretata da SUE *et alii*, (2007) come dovuta al fatto che nel dominio assiale della catena sia preponderante il contributo del carico isostatico al campo di stress regionale. Questo carico sarebbe legato al forte spessore crostale, evidenziato dai profili sismici, dalla topografia elevata e dall'anomalia negativa di gravità (POLINO *et alii*, 1990, con rif. bibl.). Nelle zone marginali lo spessore crostale ridotto permetterebbe invece agli stress orizzontali, riferibili alla convergenza tra la placca europea e l'*indenter* adriatico, di dominare il campo dello stress regionale. Questa interpretazione è in accordo con il quadro cinematico desunto dai meccanismi focali (riportati da BISTACCHI *et alii*, 2000) che evidenziano una prevalente distensione da NO-SE a nord-sud nell'arco compreso tra il fronte pennidico e quello brianzonese e prevalente trascorrenza sinistra nella fascia compresa tra la linea dell'Ospizio Sottile e la linea del Canavese (fig. 112).

#### 4. - LA GENESI DELLE ALPI

Come ricordato nella parte storica, a cui si rimanda per i riferimenti bibliografici, la "Genesi delle Alpi" è un tema che ha marcato l'evolversi delle concezioni sulla struttura della catena e sulla sua formazione, ampiamente dibattute negli ultimi due secoli. Concentrandoci sulle Alpi nord-occidentali (fig. 113), riassumiamo i caratteri salienti e il significato geostrutturale del prisma austroalpino-pennidico, con particolare riguardo alle unità esposte nel Foglio Monte Cervino e negli schemi strutturali a margine. Abbiamo visto che il prisma collisionale comprende due sistemi principali di falde continentali ed oceaniche che si distinguono per una impronta tettono-metamorfica e temporale contrastante (figg. 36, 37, 61, 100): i) il sistema sommitale, non eclogitico, formato dai lembi Au-

stroalpini superiori (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet) e la Zona del Combin, loro substrato tettonico; ii) il sistema sottostante, tipicamente eclogitico, formato dai numerosi lembi Austroalpini inferiori e dalla Zona Zermatt-Saas, in intima associazione; iii) il Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo (brianzonese), che raggruppa unità di basamento e copertura con metamorfismo alpino in facies scisti blu. Il Sistema pennidico superiore-interno del Monte Rosa-Gran Paradiso (dominio prepiemontese) e quello pennidico inferiore-esterno (vallesano), esteso sino al contatto tettonico con il dominio elvetico-delfinese (fronte pennidico), non sono compresi nel foglio.

I lembi austroalpini sono formati da protoliti analoghi: successioni carbonatiche e terrigene mesozoiche (Zona di Roisan), granitoidi e gabbri permiani, parascisti e complesso kinzigitico con metamorfismo pregranitico di alto grado ed evento termico permiano; la Zona Piemontese da unità ofiolitiche ad affinità liguride esterna *s.l.* (Zona del Combin, comprendente le unità esotiche Panche-rot-Cime Bianche e Frilihorn), e da unità oceaniche *s.s.* ad affinità liguride interna (Zermatt-Saas). Il primo gruppo di falde ha scarsi relitti mineralogici in facies scisti blu ad epidoto, il secondo una generale impronta eclogitica, prossima alle condizioni di UHP documentate dalla coesite nell'unità del Lago di Cignana. I due gruppi di falde hanno un differenziale del picco di pressione di almeno 1.4-1.7 GPa, corrispondenti a profondità dell'ordine di 40-50 km (BELTRANDO *et alii*, 2010a, con rif. bibl.). I dati strutturali, petrologici e radiometrici confermano l'indipendenza cinematica e l'evoluzione diacrona di questi due gruppi di unità all'interno della zona di subduzione, prima del loro accoppiamento avvenuto durante le fasi finali dell'esumazione, attestato da una comune sovraimpronta in facies scisti verdi con deformazioni duttili post-falda di età Eocene superiore-Oligocene inferiore. I relitti del metamorfismo in facies scisti blu nelle unità austroalpine del primo gruppo, ove datati (Pillonet) con concordi età Rb-Sr e *plateaux*  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  (CORTIANA *et alii*, 1998), risalgono al Cretacico superiore (75-73 Ma), con valori in parte analoghi a quelli di VENTURINI (1995) sui micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo. Nelle successioni mesozoiche i dati sono scarsi e probabilmente influenzati da *resetting* delle miche durante l'evento in facies scisti verdi: ci riferiamo alle età eoceniche (K-Ar) ottenute nelle coperture austroalpine del Mont Dolin (AYRTON *et alii*, 1982) e in alcuni calcescisti della Zona del Combin (DELALOYE & DESMONS, 1976), in un settore interno caratterizzato da zone di taglio duttile in facies scisti verdi tra 45 e 36 Ma (REDDY *et alii*, 2003). È quindi possibile che il metamorfismo in facies scisti blu della Zona del Combin

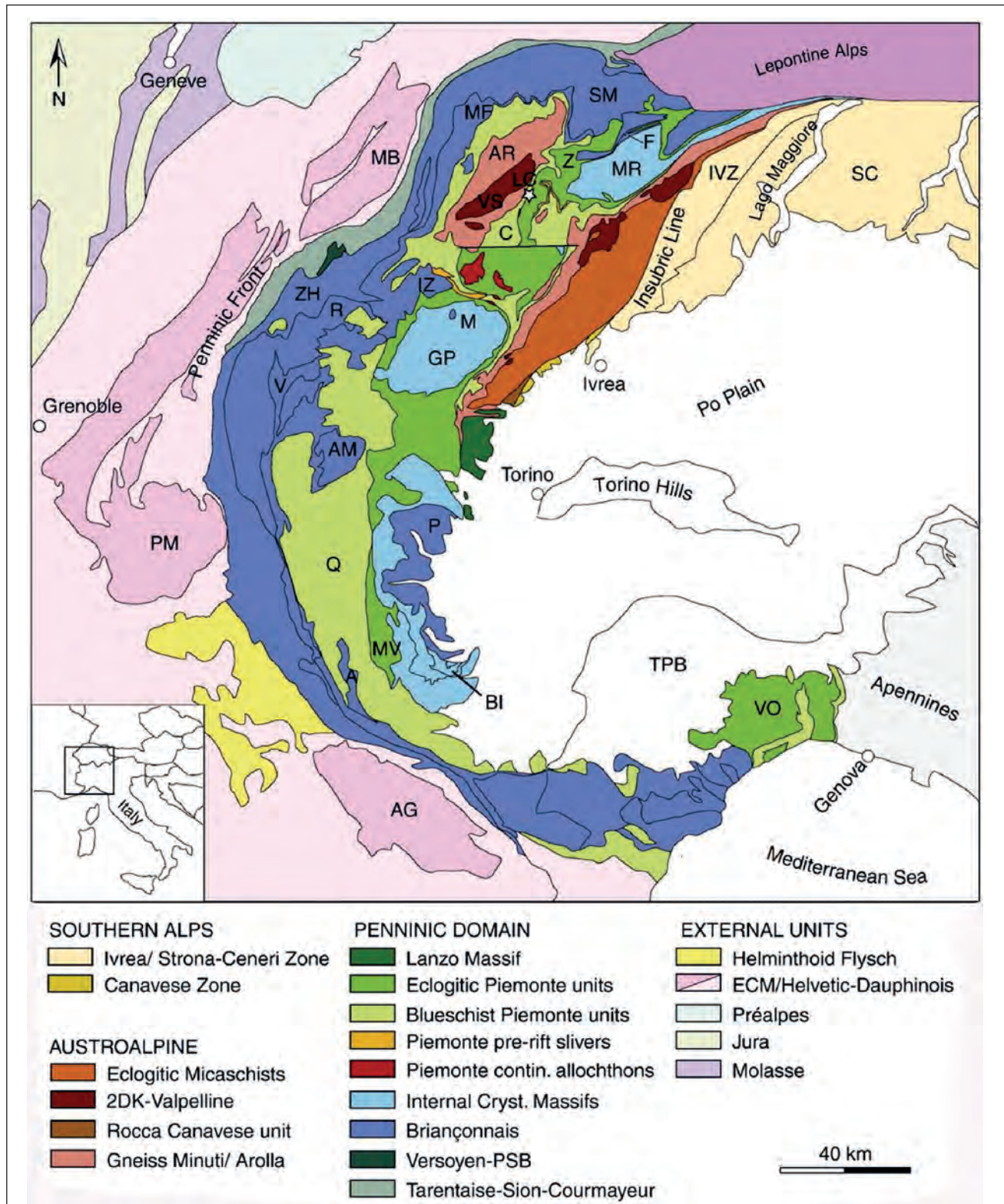


Fig. 113 - Carta tettonica delle Alpi occidentali (BELTRANDO *et alii*, 2012; BIGI *et alii*, 1990). A: Zona di Acceglio; AG: Massiccio dell'Argentera; AM: Massiccio dell'Ambin; AR: Serie di Arolla; BI: unità UHP Brossasco-Isasca; C: Zona de Combin; ECM: Massicci cristallini esterni (Elvetico-Delfinese); F: Furgg Zone; GP: Gran Paradiso; IVZ: Zona d'Ivrea; IZ: Zona Brianzonnese interna; LC: unità di UHP del Lago di Cignana (stella); M: unità di Money; MB: Monte Bianco; MF: falda del Mont Fort; MR: Monte Rosa; MV: Monviso; P: unità di Pinerolo; PM: Pelvoux; Q: Queyras Schistes Lustrés; R: Ruitor; SC: Serie dei Laghi; SM: falda Siviez-Mischabel; TPB: Bacino terziario piemontese; VA: Vanoise; VO: Massiccio di Voltri; VS: Serie di Valpelline; ZH: Zone Houillère; ZS: Zona di Zermatt-Saas.

- Tectonic map of the Western Alps (BELTRANDO *et alii*, 2012; BIGI *et alii*, 1990). A: Acceglio Zone; AG: Argentera massif; AM: Ambin massif; AR: Arolla Series; BI: UHP Brossasco-Isasca unit; C: Combin unit; ECM: External crystalline massifs (Helvetico-Dauphinois); F: Furgg Zone; GP: Gran Paradiso; IVZ: Ivrea Zone; IZ: internal Briançonnais Zone; LC: UHP Cignana lake unit (star); M: Money unit; MB: Mont Blanc; MF: Mont Fort nappe; MR: Monte Rosa; MV: Monviso; P: Pinerolo unit; PM: Pelvoux; Q: Queyras Schistes Lustrés; R: Ruitor; SC: Laghi Series; SM: Siviez-Mischabel nappe; TPB: Tertiary Piemonte basin; VA: Vanoise; VO: Voltri massif; VS: Valpelline Series; ZH: Houillère Zone; ZS: Zermatt-Saas Zone.

sia all'incirca coevo con quello dei lembi Austroalpini superiori di cui costituisce il substrato tettonico e/o di poco più giovane (Paleocene-Eocene inf. ?), tenuto conto della supposta età cretacea superiore dei protoliti di alcuni calcescisti del Combin-Tsaté in Vallese (MARTHALER, 1981) e di quella eocenica del metamorfismo eclogitico nelle sottostanti unità oceaniche e continentali. Il metamorfismo eclogitico nel gruppo inferiore è ben datato con metodi retentivi nella Zona di Zermatt-Saas a nord e a sud della linea Aosta-Ranzola e negli associati lembi Austroalpini inferiori, con età di picco comprese in prevalenza nell'intervallo 49-43 Ma (RUBATTO *et alii*, 1998; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), molto vicine o analoghe (le più giovani) all'età del metamorfismo eclogitico nelle sottostanti unità continentali del Monte Rosa (LAPEN *et alii*, 2007:  $42.6 \pm 0.6$  Ma) e del Gran Paradiso (MEFFAN-MAIN *et alii*, 2004:  $43 \pm 0.5$  Ma). Le età eocenico-oligoceniche (37-33 Ma) ottenute nel Gran Paradiso da GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009) e il loro significato problematico sono state discusse nel capitolo precedente.

Un secondo *gap* nelle condizioni fisiche di picco emerge dal confronto tra le unità eclogitiche del Monte Rosa-Gran Paradiso e quelle in facies scisti blu del sottostante sistema multifalda del Gran San Bernardo (fig. 100), giustapposte grosso modo allo stesso livello strutturale dalle fasi di deformazione D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>: sulla base di svariate stime petrologiche (DESMONS *et alii*, 1999; MEFFAN *et alii*, 2004; LE BAYON *et alii*, 2006; LE BAYON & BALLÈVRE, 2006; LAPEN *et alii*, 2007; BELTRANDO *et alii*, 2010a) tale differenza è analoga o di poco inferiore a quella stimata tra i due gruppi di falde austroalpine e piemontesi.

Un *gap* di pressione di segno opposto si riscontra tra la *Zone Houillère*, unità monociclica esterna in facies scisti verdi di basso grado del Sistema del Gran San Bernardo, e la sottostante unità del Versoyen nel dominio vallesano, caratterizzata da associazioni eclogitiche (di età discussa) e in facies scisti blu (GOFFÉ & BOUSQUET, 1997; DESMONS *et alii*, 1999a; BOUSQUET *et alii*, 2002, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007b, 2010a; MASSON *et alii*, 2008).

La genesi delle Alpi è l'ultimo significativo evento della storia di una cintura mobile della litosfera mediterranea che, dal Precambriano, è stata rielaborata, ringiovanita, accretata e consumata più volte da processi geodinamici in regime divergente, trascorrente e convergente. L'attuale catena alpina è nata dalla chiusura della Tetide mesozoica, effetto della convergenza tra la placca superiore adriatica e la placca inferiore, costituita in origine dalla litosfera oceanica ligure-piemontese, da alloctoni estensionali e dal margine continentale passivo europeo, subdotto, colliso ed invertito durante l'orogenesi alpina, un processo di 100 Ma, iniziato nel

Cretacico e tuttora attivo. La storia geologica prealpina è ben preservata nelle Alpi Meridionali e, in varia misura, in alcuni domini relativamente poco deformati delle unità policicliche austroalpine, penniniche ed elvetiche della catena collisionale, come nel caso della Serie di Valpelline, di alcuni settori della Serie di Arolla e, in aree vicine al Foglio Monte Cervino, nel basamento policiclico del Gran San Bernardo (Ruitor, Siviez-Mischabel), del Monte Rosa (complesso pregranitico) e della Zona Sesia-Lanzo. La tettonica, la perturbazione termica ed il magmatismo permiani e le successioni sedimentarie permo-mesozoiche forniscono indicazioni basilari per ricostruire il periodo compreso tra il collasso dell'orogenesi varisica e l'inizio di quella alpina, dominato da una tettonica distensiva-transtensiva polifasica, con imponente *underplating* magmatico, *rifting* continentale mesozoico, formazione di margini passivi asimmetrici con alloctoni estensionali e locale denudazione del mantello sottocontinentale, sino alla fase di *spreading* oceanico iniziata nel Giurassico medio-superiore.

#### 4.1. - EVOLUZIONE PREVARISICA E VARISICA

L'orogenesi paleozoica e la collisione continentale varisica hanno dato origine al supercontinente Pangea per amalgamazione di Gondwana e Laurasia e la completa subduzione degli oceani interposti. I futuri domini paleostrutturali alpini erano situati lungo il fianco meridionale di questo orogene. Il termine "varisico" è stato coniato per definire il parossismo orogenico carbonifero in Europa centrale, ma in seguito sono stati documentati vari eventi precursori di età devoniana e ordoviciana a sostegno dell'esistenza di una lunga orogenesi paleozoica, essenzialmente continua. Negli ultimi anni sono state documentate con maggiore frequenza tracce di eventi ancora più antichi (*e.g.*, Gran San Bernardo), una sorta di Rinascimento di antiche idee in voga prima dell'impatto della geocronologia isotopica, sostenute ad esempio da GB. DAL PIAZ (1965) nell'articolo "Meditazioni sul cristallino antico delle Alpi".

In breve, l'evoluzione prepermiana delle Alpi può essere tratteggiata nel modo seguente, sulla base dell'ampia letteratura sull'argomento (BORIANI *et alii*, 1976; VON RAUMER & NEUBAUER, 1993; BUSSY *et alii*, 1996; DESMONS *et alii*, 1999c; GIORGIS *et alii*, 1999; BERTRAND *et alii*, 2000a-b; STAMPFLI & BOREL, 2002, 2004; MUTTONI *et alii*, 2003; GAGGERO *et alii*, 2004; SARTORI *et alii*, 2006; VON RAUMER & STAMPFLI, 2008; COMPAGNONI *et alii*, 2010; DAL PIAZ, 2010).

1) Datazioni U-P di zirconi ed età modello di Nd documentano l'esistenza di una storia precambriana. Gli zirconi più antichi rinvenuti in diversi basamenti policiclici indicano la presenza

di materiale esotico proveniente dall'erosione di sorgenti extraalpine. L'esistenza nel Proterozoico-Cambriano inferiore di un oceano in espansione, di archi vulcanici insulari e di un magmatismo bimodale è documentata in unità cristalline con destinazione europea e africana, con tracce di un metamorfismo eclogitico nella falda della Silvretta e in altre unità.

- 2) Tracce di una subduzione verso nord della litosfera oceanica situata sul fianco settentrionale di Gondwana sono preservate nel basamento varisco dei domini austroalpino orientale, sudalpino ed elvetico-delfinese, indicate da rocce precambriane riciclate, frammenti di suture ofiolitiche e relitti di bacini marginali. La subduzione risale al Paleozoico antico ed è documentata dall'accrescimento di un prisma orogenico, da eclogiti mafiche e felsiche e da un diffuso magmatismo calc-alcaino (460-430 Ma), ben documentato quest'ultimo anche nel sistema tettonico del Gran San Bernardo (BONIN *et alii*, 1993; BERTRAND *et alii*, 2000a-b; GUILLOT *et alii*, 2002; GAGGERO *et alii*, 2004; SARTORI *et alii*, 2006; GAUTHIEZ *et alii*, 2011).
- 3) La chiusura dell'oceano e la collisione continentale del Siluriano-Carbonifero inferiore genera l'orogenesi varisica classica, con formazione di una catena a falde con crosta continentale ispessita, suture ofiolitiche, metamorfismo regionale di grado variabile in condizioni termiche perturbate, con diffusi processi anatettici, deformazioni post-falda, deposizione di flysch ed attività magmatica sinorogenica (360-320 Ma; BERTRAND *et alii*, 2000b; GUILLOT *et alii*, 2012). Il metamorfismo prealpino è in facies granulitica o anfibolitica nella maggior parte delle unità delle Alpi occidentali, ma con impronta di basso e forse bassissimo grado in alcune unità elvetico-delfinesi (BIGI *et alii*, 1990) e nelle unità interne del Gran San Bernardo (Mont Fort) formate da un basamento metamorfico a lungo ritenuto da molti autori di età permiana (GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005; SARTORI *et alii*, 2006, con rif. bibl.).

A partire dal tardo Carbonifero, la catena varisica collassa ed è sigillata da potenti successioni di depositi clastici ("discordanza ercinica" in GB. DAL PIAZ, 1939) ed intrusa da plutoni e corpi subvulcanici postorogenici, acidi, intermedi e basici di età permiana (OBERHÄNSLI *et alii*, 1985; BUSSY *et alii*, 1998, 2000; BERTRAND *et alii*, 2000b; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; RING *et alii*, 2005; BELTRANDO *et alii*, 2007).

#### 4.2. - EVOLUZIONE PERMO-MESOZOICA

La convergenza varisica termina circa al limite tra Carbonifero e Permiano, quando diventa dominante una tettonica trascorrente e transtensiva

alla scala della placca euroasiatica (*e.g.* MUTTONI *et alii*, 2003, 2009; GAETANI, 2010). Con il Permiano inferiore si instaura un nuovo regime geodinamico caratterizzato da attenuazione della litosfera continentale, risalita della astenosfera e forte perturbazione termica, a cui si associano processi di estensione asimmetrica (con Adria nel ruolo di placca superiore) e imponente attività intrusiva e vulcanica alimentata da sorgenti astenosferiche. Nel futuro dominio austro-sudalpino l'attività magmatica inizia nel Permiano inferiore con *underplating* di batoliti gabbrici che cristallizzano in condizioni granulitiche (statiche) alla base di sezioni assottigliate di crosta continentale: la fusione parziale (anatessi) della crosta felsica sovrastante produce fusi granitici che migrano verso l'alto, mentre le restiti sono arricchite in granato (*e.g.*, DAL PIAZ *et alii*, 1977; QUICK *et alii*, 1994; ROTTURA *et alii*, 1998; BELTRANDO *et alii*, 2007b; RUTTER *et alii*, 2009). Nello stesso tempo l'attivazione di sorgenti profonde produce la genesi di granitoidi calc-alcaini insediati nella crosta superiore.

Nel Triassico medio si verifica una nuova fase magmatica, con carattere geochemico calc-alcaino e shoshonitico: è documentata soprattutto nelle Alpi Meridionali ed imputata alla fusione parziale in condizioni estensionali ("rifting abortito" *Auct.*) del mantello litosferico, arricchito ad opera di fluidi crostali durante la subduzione varisica (DAL PIAZ & MARTIN, 1998). Il *rifting* continentale vero e proprio tra Adria ed Europa inizia nel Triassico superiore formando un canale marino marcato da faglie listriche, semigraben e depositi sin-rift. I classici modelli di *rifting* simmetrico sono sostituiti da strutture fortemente asimmetriche, governate da faglie litosferiche a basso angolo e caratterizzate da margini continentali passivi di tipo contrastante, con fenomeni di iperestensione, denudazione del mantello sottocontinentale al fondo del bacino, gabbri preoceanici e sviluppo di alloctoni estensionali descritti nei capitoli precedenti (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; FROITZHEIM *et alii*, 1996; DAL PIAZ, 1999, 2010; FERRANDO *et alii*, 2004; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b; BELTRANDO *et alii*, 2010b) (fig. 114). Per alcuni autori è Adria la placca estensionale superiore, come nell'evento permiano, per altri è l'Europa a giocare questo ruolo.

Il *rifting* continentale termina al limite tra Giurassico medio e superiore, quando nella Tetide occidentale inizia il *drifting* dell'oceano mesozoico ligure-piemontese. L'età è definita con precisione da radiolariti deposte inizialmente su blocchi continentali subsidenti durante le ultime fasi di *rifting* e, dal Bathoniano medio in poi, come nell'Atlantico centrale, sopra la litosfera oceanica in espansione (BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b), età

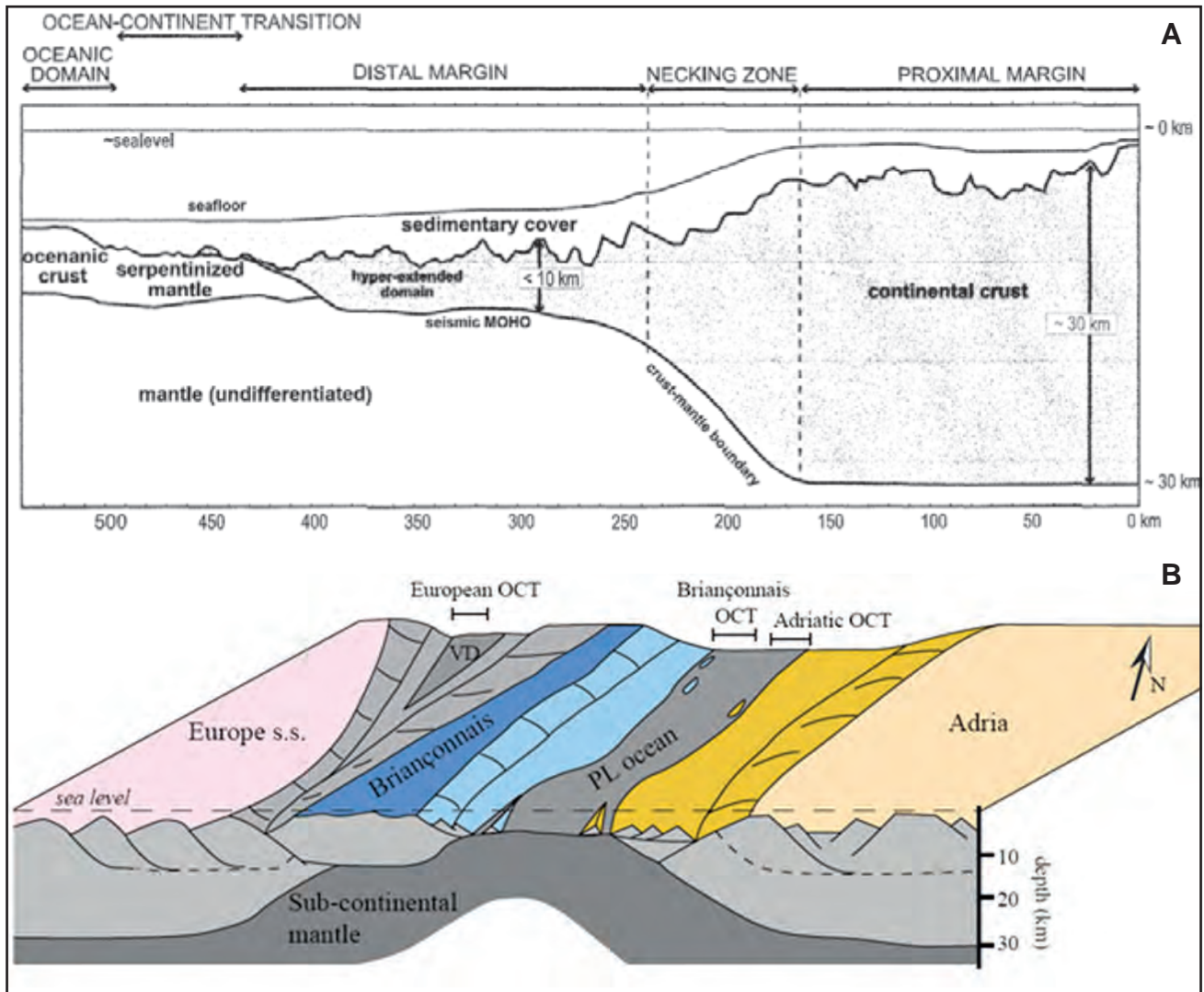


Fig. 114 - (A) Sezione ideale di un "magma-poor rifted margin" e suoi domini strutturali (MOHN *et alii*, 2012). (B) Schema paleostrutturale della Tetide occidentale nella fase di *rifting* giurassico ed esumazione del mantello sottocontinentale (BELTRANDO *et alii*, 2010a).  
 - (A) Ideal section of a "magma-poor rifted margin" and its structural domains (MOHN *et alii*, 2012). (B) Paleostuctural reconstruction of western Tethys during Jurassic rifting and exhumation of subcontinental mantle (BELTRANDO *et alii*, 2010a).

confermate dalle datazioni radiometriche citate in precedenza. Con l'apertura e l'espansione dell'Oceano ligure-piemontese il dominio austro-sudalpino diventa parte del margine continentale passivo adriatico, opposto di quello europeo in cui sono allocati il dominio pennidico (prepiemontese, brianzonese) e quello elvetico-delfinese.

I caratteri stratigrafici, l'evoluzione e la paleogeografia del margine passivo adriatico sono evidenti sia nelle classiche successioni sedimentarie e vulcaniche delle Alpi Meridionali, ben preservate dalla Lombardia al Triveneto nonostante la tettonica polifasica sud-vergente, sia nelle falde di scollamento delle Alpi Calcaree Settentrionali, in condizioni di deformazione relativamente maggiori, ma comunque non metamorfiche (BIGI *et alii*, 1990; PLÖCHINGER, 1995). L'evoluzione del margine europeo in progressiva subsidenza è memorizzata

sia dalle successioni sedimentarie delle Prealpi Romande e del Chiabiese, staccate precocemente dal loro substrato in subduzione e sfuggite al metamorfismo orogenico, sia da quelle elvetico-delfinesi, solo in parte metamorfiche, e dalle coperture brianzonesi, in facies metamorfica alpina più pronunciata. Il passaggio dalla fase di *rifting* alla fase di *drifting* è coevo rispetto all'apertura dell'Atlantico centrale, ma più complicato dal punto di vista strutturale. La presenza di mantello litosferico denudato e fortemente idrato (serpentiniti) al fondo del bacino ligure-piemontese (*e.g.*, Valle d'Aosta, Val Malenco, Arosa) è documentata da estese coperture di oficalci, breccie sedimentarie monogeniche e poligeniche, quarziti a manganese o sedimenti pelagici (*e.g.*, TARTAROTTI *et alii*, 1998; DAL PIAZ, 1999; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b; TUMIATI *et alii*, 2010): queste situazioni anomale ri-

spetto alla litosfera oceanica normale sono state inizialmente paragonate alle grandi zone di frattura oceanica e poi riferite alla transizione oceano-continentale con riferimento al margine della Galizia (BOILLOT *et alii*, 1995; MANATSCHALL & BERNOULLI, 1999; MANATSCHALL, 2004). Lo scenario è completato dalla presenza di frammenti di crosta continentale (alloctoni estensionali) abbandonati nell'oceano mesozoico, potenziale sorgente, come ricordato più volte, dei lembi Austroalpini inferiori e di altre sottili unità di basamento, di incerta provenienza, associate alle ofioliti alpine. A sud della Valle d'Aosta e delle Valli di Lanzo l'Austroalpino ha termine.

A partire da ARGAND, la Tetide occidentale è stata oggetto di molteplici ricostruzioni e di un vivace dibattito, tuttora aperto, sul significato dei molteplici orizzonti ofiolitici presenti all'interno del prisma austroalpino-pennidico, potenziale sutura di corrispondenti canali oceanici o risultato finale di una tettonica estensionale fragile e/o duttile caratterizzata da sistematiche trasposizioni a tutte le scale durante le fasi di subduzione e di esumazione. Nello stesso tempo, l'interpretazione dei margini continentali passivi ha subito, come abbiamo visto, sostanziali innovazioni, con particolare riguardo ai loro settori iperestesi.

#### 4.3. - CONFIGURAZIONE DELLA TETIDE ALPINA- OCCIDENTALE

Riferite da Argand al ricoprimento pennidico VI ed alla sua radice, la falda Dent Blanche e la Zona Sesia-Lanzo sono state attribuite al margine adriatico (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977) sulla base dei criteri seguenti: i) rapporti geometrici con le unità ofiolitiche piemontesi nell'ambito di una configurazione iniziale ottenuta retrodeformando il prisma orogenico secondo l'ordine in cui le falde sono attualmente sovrapposte ed età del metamorfismo di subduzione, ii) assenza di sicura crosta ofiolitica mesozoica nella Zona del Canavese, iii) identità litologica, metamorfica e temporale tra le unità di basamento sommitali del sistema Dent Blanche-Sesia (Serie di Valpelline, II Zona Diorito-kinzigitica) e il settore occidentale-inferiore delle Alpi Meridionali (Zona Ivrea-Verbanò o prima Zona Diorito-kinzigitica). Si tratta di unità peculiari delle Alpi nord-occidentali, non correlabili con il sistema austroalpino delle Alpi orientali (BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2003; SCHMID *et alii*, 2004). La ricostruzione di questo settore della Tetide è resa particolarmente difficile dalla presenza di molteplici alternanze tra unità continentali ed unità ofiolitiche e dal significato ad esse attribuibile: la soluzione prescelta presuppone

l'esistenza nel bacino oceanico Ligure-Piemontese e nei suoi margini di sottili frammenti di crosta continentale (*extensional allochthons*) al posto dei classici microcontinenti. L'assetto strutturale e la presenza di contrastanti traiettorie P-T-tempo nell'Austroalpino e nelle unità ofiolitiche piemontesi hanno consentito di individuare due gruppi di falde provenienti da sorgenti paleogeografiche distinte. I lembi austroalpini superiori, esterni e non eclogitici (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet), sovrascorsi sull'elemento superiore (Zona del Combin) della Zona Piemontese, sono strutturati e metamorfosati a partire dal Cretacico superiore (CORTIANA *et alii*, 1998), unitamente alla Zona Sesia-Lanzo (VENTURINI, 1995; BELTRANDO *et alii*, 2010a), e riferiti in genere al margine adriatico. Di contro, i lembi Austroalpini inferiori ed esterni (Mt Emilius, Glacier-Rafra, Etirol-Levaz, ecc.), attualmente inseriti entro la Zona Piemontese, sono stati subdotti nell'Eocene, contemporaneamente alle ofioliti (Zermatt-Saas) a cui sono associati (DAL PIAZ *et alii*, 2001): tali frammenti di crosta continentale possono quindi derivare da uno o più alloctoni intraoceanici.

La figura 115 (DAL PIAZ, 1999) mostra in modo sintetico l'assetto paleostrutturale prospettato per la Tetide occidentale alla fine del Giurassico e una sua variante. Tutte le unità del Sistema austroalpino occidentale (Dent Blanche *s.l.* e Sesia-Lanzo) sono riferite ad originari alloctoni estensionali di un margine continentale iperesteso, poi integrato e modificato dall'attività magmatica, tettonica e deposizionale della fase di *spreading*.

Nello schema A i lembi austroalpini inferiori, tutti eclogitici, riuniti per semplicità nell'elemento Monte Emilius (ME), sono riferiti a uno o più alloctoni estensionali dispersi nell'oceano mesozoico piemontese, grosso modo al limite tra il bacino della Zona di Zermatt-Saas (ZS), ad affinità ligure interna, ed il bacino della Zona del Combin, ad affinità ligure esterna, e sono correlati alla Margna (MA), situata a nord di una grande zona di taglio giurassica (BECCALUVA *et alii*, 1984). In questa prospettiva, l'alloctono Monte Emilius non era fisicamente connesso con quello della Margna, anche se la loro allocazione nel bacino piemontese poteva essere sostanzialmente analoga. I lembi austroalpini superiori, non eclogitici, e la Zona Sesia-Lanzo, situati a tetto della Zona del Combin, costituivano un gruppo di alloctoni estensionali ancora aderenti al margine adriatico, nell'ambito di un settore distale caratterizzato da locale denudazione del mantello sottocontinentale (FERRANDO *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). Mancano, come detto, evidenze di quel fantomatico canale oceanico interno ipotizzato da MATTAUER *et alii*,

(1987) e poi ripreso da STAMPFLI (1993) e PLEUGER *et alii*, (2007) per negare la pertinenza austroalpina del Sistema Dent Blanche-Sesia. Si noti che PLEUGER *et alii* (2007) hanno riproposto come farina del loro sacco l'esistenza dell'alloctono intraoceanico Monte Emilius descritto e figurato in DAL PIAZ (1999), di cui hanno cambiato soltanto il nome. Rimane in ogni caso erroneo riferire ad una sorgente paleogeografica unitaria i lembi austroalpini superiori, non eclogitici, e quelli inferiori eclogitici.

Nella ricostruzione alternativa di figura B si assume un'origine intraoceanica anche per il frammento crostale Dent Blanche-Sesia (DB-SL), distinto da quello del Monte Emilius e separato dalle Alpi Meridionali da un canale oceanico di cui non c'è più traccia (MO: "missing ocean"), non cor-

relabile alla Zona del Combin. La sua esistenza tra la Zona Sesia-Lanzo e le Alpi Meridionali, virtualmente possibile, non è suffragata da una corrispondente sutura ofiolitica.

La figura 115 indica anche la traccia del futuro piano di Benioff. La subduzione si sviluppa tra l'alloctono Sesia-Lanzo e le Alpi Meridionali, ma verso sud diventa intraoceanica, con la placca superiore sorgente delle unità ofiolitiche delle Liguridi. Analoga situazione può ripetersi a nord, dove l'esistenza di alcuni tratti di litosfera oceanica alla fronte della placca superiore adriatica potrebbe costituire il substrato del flysch ad Helmintoidi (FH) e la sorgente del detrito ofiolitico (G), privo di metamorfismo orogenico, presenti nelle falde di scollamento delle Prealpi Romande e del Chiabese (ELTER &

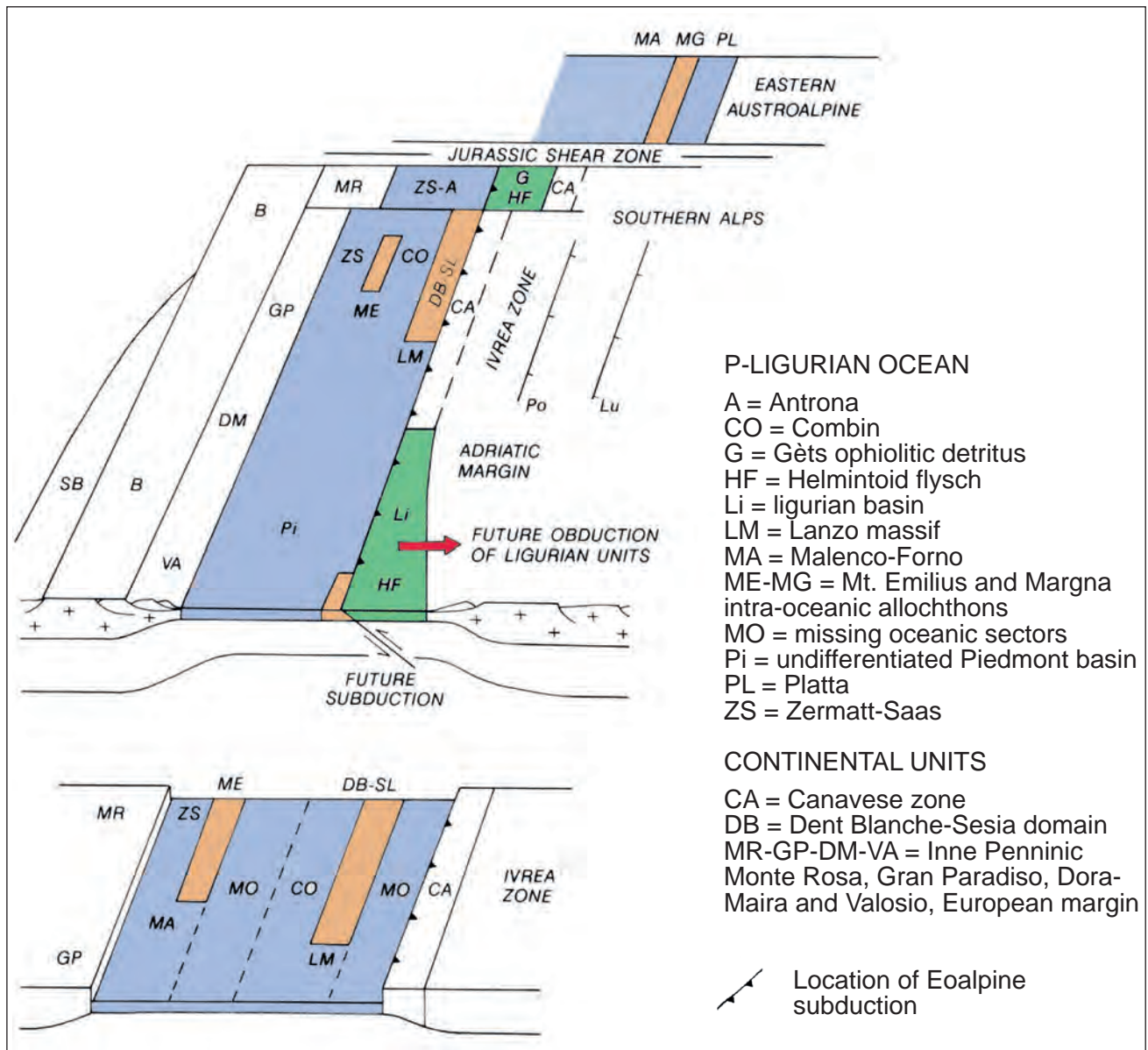


Fig. 115 - Schema paleostrutturale del bacino ligure-piemontese e dei suoi margini continentali (DAL PIAZ, 1999), dettagli nel testo.  
- Paleostruttural reconstruction of the Ligure-Piemontese basin and its continental margins (DAL PIAZ, 1999); see text for details.



PERTUSATI, 1973; STURANI, 1973, 1975; DAL PIAZ, 1974; BIGI *et alii*, 1990; ESCHER *et alii*, 1997).

Le unità Pennidiche interne-superiori (prepiemontesi) del Monte Rosa e del Gran Paradiso possono essere restaurate nel settore distale del margine passivo europeo, tra l'alto strutturale brianzonese e l'oceano piemontese, tenuto conto dell'età eocenica della loro impronta eclogitica (un tempo ritenuta eoalpina in base alle datazioni radiometriche disponibili) e nell'ipotesi che le ofioliti di Antrona siano un diverticolo dell'unità di Zermatt-Saas.

#### 4.4. - OROGENESI ALPINA

L'orogenesi alpina inizia nel dominio Austroalpino orientale e poi si propaga all'intera Tetide alpina, estendendosi progressivamente dalle zone interne a quelle esterne. L'Austroalpino orientale è una catena a falde di basamento e copertura sigillate dagli "Strati di Gosau" di età coniaciano-eocenica: la sua genesi è imputata alla chiusura di una appendice occidentale dell'oceano triassico di Meliata (privo di tracce nell'area alpina) e alla subduzione di unità continentali (parascisti, granitoidi, anfiboliti, gabbri permiani) caratterizzate da una impronta eclogitica di età cretacea (THÖNI & JAGOUTZ, 1993; SCHMID *et alii*, 2004; THÖNI *et alii*, 2008).

Nelle Alpi occidentali l'orogenesi è documentata a partire dal Cretacico superiore nelle unità superiori (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet) e interne (Sesia-Lanzo) del Sistema Austroalpino occidentale, per poi estendersi al bacino oceanico Ligure-Piemontese e al margine continentale europeo. La litosfera oceanica era abbastanza larga e fredda da produrre e mantenere stabile per circa 40 Ma la profonda depressione delle isoterme richiesta per la genesi del metamorfismo di HP e LT nelle unità austroalpine occidentali e nelle unità pennidiche. La presenza al fondo e ai margini del bacino di sottili frammenti di crosta continentale (alloctoni estensionali) non modifica le proprietà fondamentali della litosfera alla fine della fase di *spreading* (morfostuttura del fondo oceanico, spessore complessivo, assetto termico, galleggiamento negativo): tale configurazione facilita la subduzione della placca inferiore, la persistenza di un regime di bassa temperatura, il distacco di unità continentali e oceaniche indipendenti, o già accoppiate, ed il loro inserimento nel complesso di subduzione. La placca inferiore è costituita dall'oceano ligure-piemontese con i suoi alloctoni estensionali e dal margine continentale passivo europeo in subduzione sotto il margine attivo adriatico e la catena eoalpina: la progressiva contrazione dell'oceano si conclude nell'Eocene medio (circa 50 Ma), con l'inizio della collisione continentale.

Partendo dalla configurazione paleostrutturale giurassica (fig. 116/1A-B), l'evoluzione orogenica delle Alpi occidentali dall'inizio della subduzione nel Cretacico superiore alla collisione continentale eocenica ed alla storia successiva (fig. 116/2-5) può essere schematizzata nel modo seguente:

- 1 - Nel Cretacico superiore il sistema tettonico austroalpino superiore Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet e la Zona Sesia-Lanzo sono estratti dallo stesso dominio paleostrutturale (gruppo di alloctoni aderenti alle Alpi Meridionali e intraoceanici) e inseriti nella zona di subduzione immergente a sud-est, raggiungendo profondità compatibili con la loro impronta metamorfica in facies scisti blu o eclogitica.
- 2 - Circa nello stesso tempo frammenti del tratto oceanico corrispondenti alla Zona del Combin iniziano la loro accrezione alla base e alla fronte dei lembi austroalpini superiori, mentre una parte sconosciuta della litosfera piemontese è consumata in profondità ("missing ocean").
- 3 - L'alloctono estensionale Monte Emilius, rappresentativo di tutti i lembi austroalpini inferiori con impronta eclogitica, e la zona oceanica Zermatt-Saas sono subdotti assieme nell'Eocene inferiore-medio.
- 4 - Con la completa chiusura dell'oceano nell'Eocene l'orogene si estende al margine passivo europeo, coinvolgendo dapprima il dominio distale (pennidico interno o prepiemontese), rappresentato nelle Alpi nord-occidentali dalle falde Monte Rosa e Gran Paradiso, poi quello brianzonese (Gran San Bernardo) e infine il dominio pennidico esterno (Zona vallesana, Sion-Courmayeur). Queste unità continentali sono inserite nella zona di subduzione collisionale ancora dominata da un regime di bassa temperatura, sino a profondità di 50-100 km, e quindi accrete alla fronte e alla base del prisma precolisionale (Austroalpino superiore-Combin). Lo attestano il metamorfismo in facies eclogitica, di età eocenica, preservato nelle falde pennidiche interne, e quello in facies scisti blu (Gran San Bernardo) e/o eclogitico (Zona vallesana) presente nelle unità pennidiche intermedie ed esterne (FREY *et alii*, 1999; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007, 2010a). In Valle d'Aosta, l'evoluzione spazio-temporale del prisma austroalpino-pennidico è marcata dalla subduzione e dall'esumazione di unità austroalpine in facies eclogitica (Sesia-Lanzo) e scisti blu (lembi Austroalpini superiori) nel Cretacico sup., del loro substrato tettonico (Zona del Combin), poi dei lembi Austroalpini inferiori e della Zona di Zermatt-Saas, con meta-

morfismo eclogitico di età eocenica inferiore-media, ed infine dalla subduzione sincollisonale e rapida esumazione delle unità distali e prossimali del margine continentale passivo

europeo, con picco di pressione attorno a 44-43 Ma. La progressiva esumazione di queste unità dalla zona di subduzione è accompagnata dallo sviluppo a tetto di zone di taglio

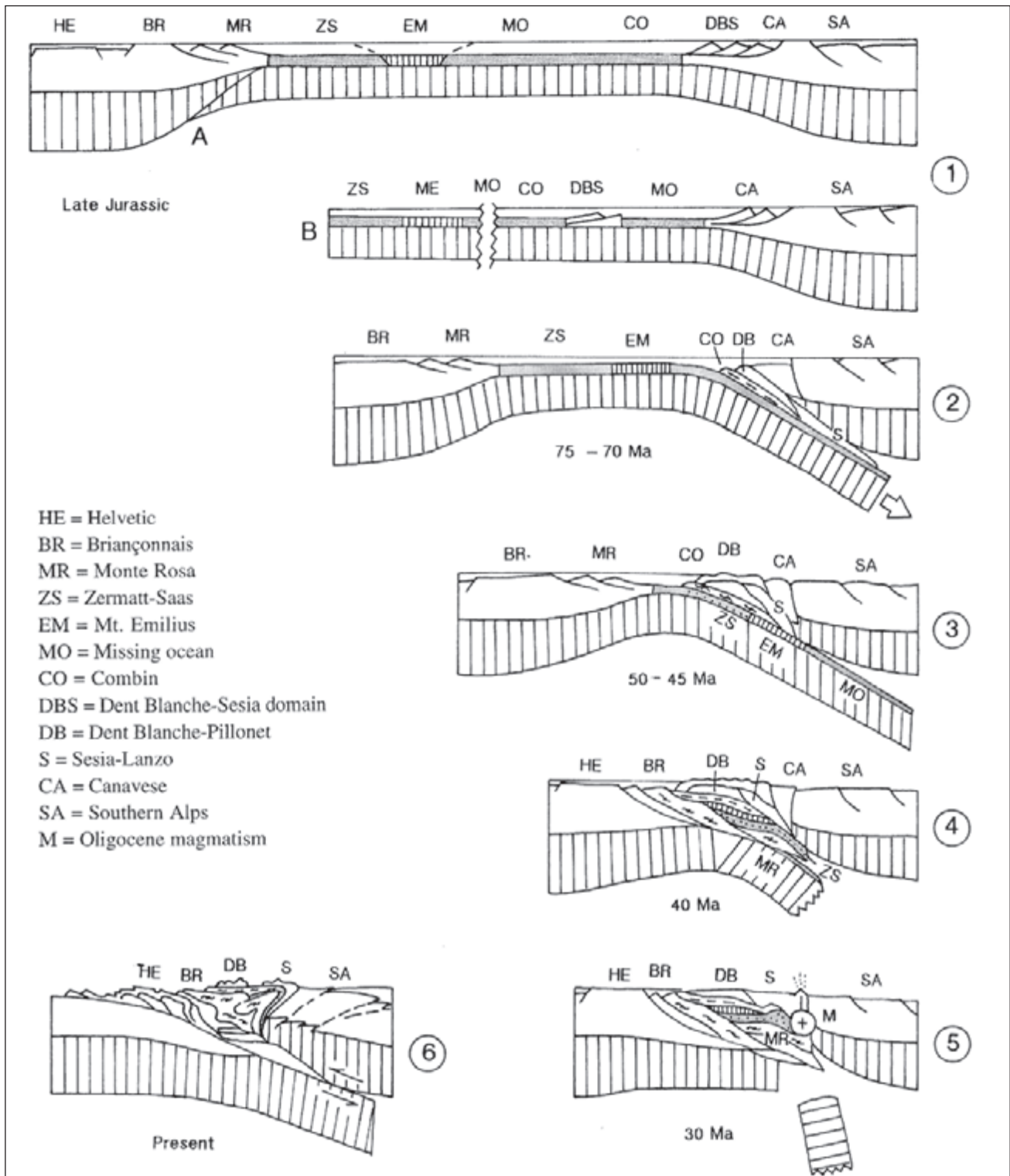


Fig. 116 - Evoluzione cinematica delle Alpi nord-occidentali (DAL PLAZ, 1999): (1) Giurassico: A) situazione paleostrutturale iniziale; B) possibile alternativa. (2-5) Evoluzione convergente dal Cretacico superiore all'Oligocene. (6) Struttura attuale. Dettagli nel testo.  
 - Cinematic evolution of the north-western Alps (DAL PLAZ, 1999): (1) Jurassic: A) starting paleostructural setting; B) possibile alternative. (2-5) Convergent evolution from the Late Cretaceous to the Oligocene. (6) Present setting. See text for details.

con cinematica normale, mentre permane attivo il regime convergente alla scala globale della catena. Il notevole *gap* cronologico (25-30 Ma) tra il metamorfismo eoalpino nelle unità austroalpine superiori e quello eocenico nelle unità austroalpine inferiori, nelle ofioliti di Zermatt-Saas e nelle unità del margine europeo richiede che un tratto significativo di litosfera piemontese, di cui non sembra esservi traccia, sia stato consumato durante il Paleocene.

- 5 - Nel tardo Eocene il regime freddo è sostituito da condizioni termiche normali e poi perturbate: le unità continentali ed oceaniche con impronta di HP e UHP sono esumate rapidamente verso livelli crostali superficiali e riequilibrate, in varia misura, da un metamorfismo post-falda in facies scisti verdi (Alpi occidentali) e anfibolitica (Ossola-Ticino) di età Eocene sup.-Oligocene inf., caratterizzato da gradienti termici elevati (35-50°C/km; FREY *et alii*, 1999).
- 6 - Poco dopo inizia il magmatismo periadriatico (BIGI *et alii*, 1990), evento effusivo ed intrusivo di notevole estensione, ma di breve durata (32-30 Ma), preceduto nel settore centrale delle Alpi Meridionali dall'intrusione del batolite composito dell'Adamello, di prevalente età eocenica (42-37 Ma), e dai filoni ad esso associati (MAYER *et alii*, 2003; BRACK *et alii*, 2008; ZANCHETTA *et alii*, 2012), riferibili geneticamente alla subduzione della placca inferiore. In questa fase, la parte interna del prisma austroalpino-pennidico subisce un rapido sollevamento ed una effimera tettonica estensionale che facilita la risalita passiva del magma, nell'ambito della persistente convergenza del sistema Adria-Europa: lo attestano la copertura vulcanoclastica deposta direttamente sui micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (BIANCHI & DAL PIAZ, 1963; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CALLEGARI *et alii*, 2004) e i dati termocronologici (zircone, apatite) ottenuti nelle falde Dent Blanche, Monte Rosa e Gran Paradiso (HURFORD *et alii*, 1991; BISTACCHI *et alii*, 2001; MALUSÀ *et alii*, 2006, 2009). La tettonica oligocenica è rappresentata da vari sistemi di faglie associate al magmatismo calcalcalino-ultrapotassico. Alcune di esse sono caratterizzate dalla presenza di breccie listvenitiche e pseudotachiliti, espressione di una vistosa attività idrotermale e di eventi sismici ad alta energia. Le strutture principali nella media e bassa valle sono il graben asimmetrico governato dalla linea Aosta-Ranzola, il sistema di faglie di Trois Villes e la Linea dell'Ospizio Sottile. La genesi simultanea di questi processi tettonici, magmatici e idrotermali

è imputabile agli effetti meccanici e termici prodotti dalla risalita di corpi astenolitici caldi, in uno spazio creato probabilmente dal progressivo distacco dello slab litosferico (DAL PIAZ & GOSSO, 1994; BLANKENBURG & DAVIES, 1995; BISTACCHI *et alii*, 2001).

- 7 - Al limite Oligocene-Miocene, il perdurare della convergenza Adria-Europa è accomodata da processi di accrezione bilaterale della catena, alla fronte e alle spalle del prisma austroalpino-pennidico, mentre la disattivazione tettonica delle sorgenti pone fine al magmatismo periadriatico. Le unità di basamento e copertura del dominio elvetico-delfinese sono traslate sopra l'avanfossa subsidente della Molassa interna, mentre sul lato opposto si sviluppa ulteriormente la catena antitettonica (*thrust-and-fold belt*) delle Alpi Meridionali. Le Alpi Meridionali sono una catena ensialica pellicolare circoscritta alla crosta continentale superiore, effetto dell'indentazione della litosfera adriatica medio-inferiore contro la schiena del prisma orogenico, sollevato e retroflesso, i cui prodromi risalgono al Cretacico superiore e al Paleogene, quanto meno nel Sudalpino centrale (POLINO *et alii*, 1990; ZANCHETTA *et alii*, 2011). In ogni caso, la retroflessione delle "radici" della catena a falde, comunemente attribuita alla fase "nealpina" (neogenica), è chiaramente anteriore all'iniezione dei filoni oligocenici, come risulta chiaramente dai loro rapporti di giacitura in Valle d'Aosta (DAL PIAZ *et alii*, 1973, 1979c), nella sezione della Val d'Ossola (REINHARD, 1966) e nella Finestra dei Tauri (MANCKTELOW *et alii*, 2001; DAL PIAZ, 2010). Nel Neogene, la convergenza litosferica comprime il prisma austroalpino-pennidico, lo retroflette ulteriormente e lo estrude verso l'alto in concomitanza con la migrazione laterale delle unità di tetto lungo grandi faglie estensionali (Sempione, Brennero, ecc.). Estensione, *lateral escape*, sollevamento ed erosione generano le grandi finestre tettoniche dell'Ossola-Ticino e dei Tauri (MANCKTELOW, 1985; BIGI *et alii*, 1990). In Valle d'Aosta, la Linea dell'Ospizio Sottile, riattivata nel Miocene in trascorrenza sinistra, consente la migrazione verso sud-ovest del blocco di falde austroalpine e pennidiche medio-superiori delle Alpi Pennine e Graie, situate a tetto della Faglia del Sempione (BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001). La vergenza bilaterale delle Alpi è solo una struttura crostale, mentre a scala litosferica la catena collisionale continua a mantenere la sua generale asimmetria, definita dalla sovrapposizione della litosfera adriatica su quella europea. Il profilo sismico CROP-

ECORS (NICOLAS *et alii*, 1990; POLINO *et alii*, 1990; DAL PIAZ *et alii*, 2003) mostra chiaramente la posizione e la geometria del prisma collisionale austroalpino-pennidico: una catena di sottili falde crostali compressa a tergo dalla litosfera sudalpina, galleggiante su quella dell'avampaese europeo e comprendente le scaglie di basamento e le falde di copertura della Zona Elvetica-Ultraelvetica, situate al di sotto e all'esterno del Fronte Pennidico (figg. 10B, 53).

- 8 - L'esumazione finale è il risultato del sollevamento tettonico e dell'erosione, con possibili variazioni legate a cambiamenti climatici (*e.g.*, ENGLAND & MOLNAR, 1990; GLOTZBACH *et alii*, 2011). Nel caso del Monte Bianco e delle unità elvetiche sovrastanti, la risalita del basamento granitico-gneissico con limitate coperture aderenti è successiva alla genesi ed alla messa in posto delle pieghe-falde di Morcles e Doldenhorn (RAMSAY, 1981) la cui evoluzione cinematica, desunta da datazioni  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  delle miche nel *thrust* basale, è iniziata nell'Oligocene inferiore (ca 32 Ma, KIRSCHNER *et alii*, 1996; GLOTZBACH *et alii*, 2011, con rif. bibl.). L'esumazione del Monte Bianco inizia con una fase *top-to-NW* al limite Oligocene/Miocene (24-23 Ma) e si protrae sino al Burdigaliano (18-16 Ma), quando iniziano fenomeni di retroscorrimento con vergenza sud-orientale, generando una struttura *pop-up* legata cinematicamente all'attività transpressiva destra delle linee tettoniche Reno-Chamonix e alla faglia normale del Sempione (HUBBARD & MANCKTELOW, 1992; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; ROLLAND *et alii*, 2008). Il piano di taglio basale dell'unità del Monte Bianco raggiunge l'avampaese franco-svizzero lungo una rampa che si estende sino al Giura e al suo *thrust* frontale, struttura in evidenza nell'immagine sismica del progetto CROP-ECORS e nella sua interpretazione (fig. 33B).
- 9 - La sismicità, le moderne misure GPS e la subsidenza dell'avampaese europeo e di quello padano-adriatico documentano il perdurare nel Quaternario dei processi di contrazione, trascorrenza ed estensione tettonica in distinti settori delle Alpi occidentali e nell'intera catena (*e.g.*, SUE & TRICART, 2003; CAPORALI *et alii*, 2003; DELACOU *et alii*, 2004; SUE *et alii*, 2007; CUFFARO *et alii*, 2010). L'incremento nel Pleistocene della velocità di esumazione riscontrato nel massiccio del Monte Bianco ( $0.9 \pm 0.8$  Ma) è attribuito non a cause tettoniche, ma alla principale glaciazione alpina, responsabile della profonda esarazione delle valli circostanti (GLOTZBACH *et alii*, 2011).