

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

1. - QUADRO GENERALE

A scala crostale, come indicato in figura 10A-B, le Alpi possono essere suddivise in due catene a trasporto tettonico (vergenza) contrapposto, caratterizzate da dimensioni, struttura, età e significato geologico-strutturale differenti (BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ *et alii*, 2003): 1) la catena principale, traslata verso l'avanfossa (bacino della Molassa) e l'avampaese europeo, è costituita da una potente pila di falde (prisma collisionale) di età cretaco-neogenica, in prevalenza metamorfiche, corrispondenti a unità continentali di origine adriatica (Austroalpino), a tetto, e di origine europea (Pennidico, Elvetico), a letto, con interposte unità ofiolitiche derivate dalla completa chiusura (Eocene) dell'oceano mesozoico ligure-piemontese e da alloctoni estensionali ad esso associati; 2) le Alpi Meridionali (Sudalpino), catena minore, più recente, essenzialmente non metamorfica per la parte visibile, formata nella crosta superiore adriatica con pieghe-faglie e sovrascorrimenti di età essenzialmente neogenica, vergenti verso meridione (BIGI *et alii*, 1990; BERTOTTI *et alii*, 1993; CASTELLARIN *et alii*, 2006), anche se non mancano evidenze di deformazioni alpine anteriori al batolite dell'Adamello (BRACK *et alii*, 2008; ZANCHETTA *et alii*, 2011, 2012). Le due catene sono separate dal Lineamento Periadriatico, sistema di faglie di età oligocenico-neogenica. Si noti che la doppia vergenza è una caratteristica crostale: a scala litosferica, la struttura della catena è chiaramente asimmetrica, definita e governata dalla subduzione della placca inferiore (europea) sotto il margine attivo della litosfera adriatica (fig. 10B).

Per inquadrare il Foglio Monte Cervino nella geologia delle Alpi nord-occidentali e facilitarne la lettura è opportuno esaminare la struttura e la composizione del "tratto austroalpino-pennidico" del prisma collisionale a vergenza europea, reso famoso dalle ricerche di Emile ARGAND. Si tratta di una pila di sottili, estese e coerenti falde di ricoprimento, in genere senza radice, formate da crosta continentale e da frammenti di litosfera oceanica, fortemente rielaborate da eventi termo-meccanici permiani, dal rifting mesozoico e soprattutto dai processi tettono-metamorfici alpini. Esse affiorano nella parte centrale ed interna della catena, tra il *thrust* frontale della Zona pennidica (fronte pennidico *Auct.*) sulle unità della Zona elvetica-ultraelvetica e la Linea del Canavese, segmento occidentale del Lineamento Periadriatico, al limite tra Austroalpino e Alpi Meridionali. Il prisma austroalpino-pennidico si distingue per la presenza

di due elementi peculiari: i) i resti dell'oceano mesozoico ligure-piemontese, segnalato da due principali unità di pietre verdi (ofioliti metamorfiche); ii) un'impronta metamorfica in facies scisti blu ed eclogitica, con locale coesite (lago di Cignana, REINECKE, 1991), a dimostrazione che le unità continentali ed oceaniche del prisma austroalpino-pennidico formano un "complesso di subduzione fossile", un sistema multifalda esumato da profondità sottocrosta, totalmente svincolato sia dalla sottostante litosfera continentale dell'avampaese europeo sia, a tergo, da quella adriatica (DAL PIAZ *et alii*, 1972, 2003; BIGI *et alii*, 1990; POLINO *et alii*, 1990; ROURE *et alii*, 1996; ESCHER *et alii*, 1997; DAL PIAZ, 1999, 2010; DE GIUSTI *et alii*, 2004; SCHMID *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007a, 2010a). Da tetto a letto e dall'interno verso l'esterno della catena, il prisma austroalpino-pennidico è costituito dai seguenti sistemi tettonici di primo rango, riferiti nei modelli classici ad altrettanti domini paleostrutturali, ma con possibili eccezioni: i) Austroalpino: Zona Sesia-Lanzo, in posizione interna, e falda della Dent Blanche *s.l.* in posizione esterna, costituita da numerosi lembi di ricoprimento; ii) Zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi, detta anche Zona piemontese, Zona ofiolitica piemontese o Zona delle pietre verdi, comprendente le unità ofiolitiche (Zone) del Combin (superiore) e di Zermatt-Saas (inferiore); iii) Pennidico superiore/interno: Monte Rosa, Arcesa-Brusson, Gran Paradiso (dominio prepiemontese *Auct.* o brianzonese interno); iv) Pennidico medio: sistema multifalda del Gran San Bernardo (dominio brianzonese); v) Pennidico inferiore/esterno: Zona Sion-Courmayeur, Zona vallesana e ricoprimenti pennidici inferiori (Monte Leone, Lebendun, Antigorio, Verampio) affioranti nell'Ossola-Ticino (duomo lepontino). Per ragioni paleostrutturali discusse in seguito, la Zona piemontese è trattata in modo indipendente rispetto alla Zona pennidica in cui è comunemente inserita nella letteratura classica, ma che in queste note si preferisce limitare alle unità del margine continentale europeo o presunte tali (DAL PIAZ, 1999). L'origine (pertinenza paleostrutturale) della falda Dent Blanche e della Zona Sesia-Lanzo è un problema complesso e tuttora discusso: come vedremo in seguito, nel modello di ARGAND (1909a, 1911a-b, 1916) le due unità costituiscono il ricoprimento pennidico VI e la sua radice, interpretazione ripresa da ELTER (1960), mentre secondo STAUB (1917, 1937, 1957) esse sarebbero correlabili all'Austroalpino inferiore dei Grigioni (Alpi centrali). In seguito, l'appartenenza all'Austroalpino è stata confermata dalla loro attribuzione al margine continentale passivo adriatico (apulo, insubrico, africano) del bacino ligure-piemontese (CARRARO *et alii*, 1970; DAL PIAZ

et alii, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a) o, se interpretate come alloctoni estensionali infraoceanici (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; FROITZHEIM *et alii*, 1996; DAL PIAZ, 1999, 2010; STAMPFLI, 1999; FERRANDO *et alii*, 2004; MANATSCHAL, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010b), in base alla loro stretta analogia litologica, metamorfica e temporale con la crosta continentale delle Alpi Meridionali. L'esistenza di un vero canale oceanico in corrispondenza della Zona del Canavese, priva di una tipica suite ofiolitica, è una ipotesi possibile ma non documentata.

Nel Neogene il prisma collisionale austroalpino-pennidico, subdotto, esumato e coperto nel suo settore interno da depositi vulcano-clastici oligocenici, è stato accreto alla sua fronte dalle unità ultraelvetiche ed elvetiche (CITA, 1953; TRÜMPY, 1954a-b, 1960; ELTER, 1960; TRÜMPY *et alii*, 1980; ANTOINE, 1971; BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ *et alii*, 2003): esse comprendono il Monte Bianco e altre grandi scaglie di basamento cristallino, coperture aderenti ed estese falde di scollamento (Fogli 069-Gran San Bernardo e 089-Courmayeur). Su queste falde poggiano i *Klippen* pennidici delle Prealpi Romande e del Chiablese e quelli di Glarona, la regione dove è nata la teoria delle falde (MASSON, 1976, 1983; DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984; TRÜMPY & LEMOINE, 1988) (fig. 10A-B). I prodotti di erosione della catena collisionale in sollevamento e in propagazione verso l'avampaese europeo si sono depositati dapprima nella avanfossa brianzonese di età cretacea sup.-eocenica e, in seguito, nel bacino oligocenico-neogenico della Molassa franco-svizzera (TRÜMPY *et alii*, 1980).

Il tratto di Alpi Pennine rappresentato nel Foglio Monte Cervino è un segmento del prisma collisionale austroalpino-pennidico: comprende tutti i lembi superiori della Falda Dent Blanche *s.l.* situati a nord della Dora Baltea (Dent Blanche, Mont Mary, Pillonet) e il lembo inferiore di Etirol-Levaz, le unità ofiolitiche della Zona piemontese (Combin e Zermatt-Saas) e, a letto, l'unità più elevata e interna (Mont Fort) del Sistema multifalda del Gran San Bernardo (dominio medio-pennidico, brianzonese), traslato sulla Zona del Combin per effetto di retrodeformazioni tardive. La situazione è complicata dalla presenza, in seno alle unità oceaniche della Zona piemontese, di unità di accertata origine continentale, formate da successioni silicoclastiche e carbonatiche permo-mesozoiche con impronta metamorfica alpina (Pancherot-Cime Bianche in Italia, Frilhorn in Vallese). Mancano, nel foglio, le unità pennidiche superiori-interne (Falda del Monte Rosa e cupola di Arcesa-Brusson) che affiorano nei vicini fogli Monte Rosa e Verres, al di sotto delle unità piemontesi (BIGI *et alii*, 1990).

Per osservare la posizione geometrica attuale e il ruolo delle unità del Foglio Monte Cervino nell'ambito delle Alpi Pennine italo-svizzere si possono consultare: i) la *Feuille Sion de la Carte géologique générale de la Suisse à l'échelle 1:200.000* (CHRIST, 1942), con note illustrative di BEARTH & LOMBARD (1964), ii) la *Carte géologique de la Vallée d'Aosta à l'échelle 1:100.000* di ELTER (1987, allegata in DAL PIAZ, 2001b), basata sui fogli Monte Bianco (27), Aosta (28), Monte Rosa (29), Gran Paradiso (41) e Ivrea (42) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, rilevati da FRANCHI, MATTIROLO, NOVARESE, STELLA e stampati nel 1912 (II edizione anastatica visibile nel sito ISPRA e in APAT, 2004), iii) la *Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes* alla scala 1:100.000 di STECK *et alii* (1999, 2001), comprendente l'intero fianco sinistro della Valle d'Aosta, iv) la *Carta Geotettonica della Valle d'Aosta* alla scala 1:150.000 di DE GIUSTI *et alii* (2004), ristampata al 1:100.000 in BONETTO *et alii* (2010), v) i Fogli 089 (Courmayeur; PERELLO *et alii*, 2011), 090 (Aosta, in stampa) e 091 (Chatillon; DAL PIAZ *et alii*, 2010) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 e gli schemi strutturali a margine, visibili *online* nel sito:

<http://geologiavda.partout.it> della Regione.

Per valutare l'assetto tettonico regionale e i rapporti con le unità circostanti si vedano la *Carta geologica delle Alpi Occidentali* alla scala 1:400.000, edita dal R. UFFICIO GEOLOGICO (FRANCHI *et alii* 1908), anch'essa nel sito ISPRA e in APAT (2004), i due fogli della *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali* alla scala 1:200.000 di HERMANN (1938), il primo *Modello Strutturale d'Italia* alla scala 1:1.000.000 di OGNIBEN *et alii* (1973, 1975), con le chiare note esplicative per le Alpi occidentali elaborate da STURANI (1975), la *Carte tectonique de la Suisse* al 1:500.000 di SPICHER (1980), lo *Structural Model of Italy* alla scala 1:500.000 di BIGI *et alii* (1990), la *Tectonic map of the Alps* alla scala 1:2.500.000 circa di SCHMID *et alii* (2004) e, per i caratteri e la distribuzione del metamorfismo alpino e prealpino, le carte e le note illustrative di FREY *et alii* (1974, 1999), NIGGLI *et alii* (1978), OBERHÄNSLI *et alii* (2004). A livello divulgativo si segnalano la Guida Geologica Regionale "Dal M. Bianco al Lago Maggiore" (a cura di DAL PIAZ, 1992) e il volume di MARTHALER (2002) sul Cervino e la sua possibile origine africana.

Le unità austroalpine hanno una estensione relativamente limitata nell'arco delle Alpi occidentali, circoscritte al settore italo-svizzero della catena. I vari lembi della Falda Dent Blanche *s.l.* affiorano nella depressione assiale (insellamento) della Valle d'Aosta e del Vallese meridionale,

mentre la Zona Sesia-Lanzo si estende lungo la Linea del Canavese per circa 130 km, dalla Val Vigezzo allo sbocco delle Valli di Lanzo, attraverso la bassa Valle d'Aosta. Di contro, le unità ofiolitiche piemontesi (oceaniche) e quelle pennidiche medio-superiori (continentali) sono esposte lungo l'intero arco delle Alpi occidentali, sino al Golfo di Genova (unità cristalline del Savonese, Gruppo di Voltri), mentre quelle pennidiche inferiori-esterne (vallesane) si chiudono presso Moutiers, poco a sud del confine tra Valle d'Aosta e Savoia (BIGI *et alii*, 1990; FÜGENSCHUH *et alii*, 1999).

2. - STUDI PRECEDENTI

Le Alpi sono la catena più studiata del mondo. Due secoli di ricerche hanno prodotto una letteratura già imponente alla metà del secolo scorso e poi cresciuta in modo gigantesco con lavori di dettaglio e di sintesi dedicati ai temi classici della geologia alpina e ai suoi sviluppi specialistici più moderni e innovativi. Inizieremo ricordando le fasi più importanti del progresso delle conoscenze geologiche nelle Alpi occidentali, con particolare riguardo al suo settore interno, per poi passare ai contributi, antichi e recenti, sulle unità austroalpine, piemontesi e pennidiche rappresentate nel Foglio Monte Cervino e nelle zone circostanti, tra la Dora Baltea e il Rodano. La recensione è aggiornata ai lavori comparsi nel 2012 e in parte del 2013. Particolare attenzione è dedicata alla geologia della fine dell'Ottocento e della prima metà del Novecento, ritenendo questo foglio la sede giusta per enfatizzare l'importanza che le ricerche sulle Alpi Pennine italo-svizzere hanno avuto per l'affermazione della teoria delle falde e per definire la struttura e l'evoluzione cinematica di una catena che è considerata l'orogene collisionale per eccellenza. È l'omaggio al genio degli studiosi che posero le basi della tettonica moderna, elaborata senza i contributi della geofisica litosferica, le stime petrologiche, le datazioni isotopiche, i dati sulla formazione degli oceani, le immagini satellitari e altro ancora. È anche l'apprezzamento del lavoro sul campo dei numerosi ricercatori che, con bravura pari all'umiltà, produssero la copertura cartografica e i dati litostratigrafici fondamentali per lo sviluppo dei modelli interpretativi della catena, attività in cui si distinsero gli Ingegneri-geologi rilevatori del R. Ufficio Geologico d'Italia, veri "Maestri" del rilevamento geologico (DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984), purtroppo dimenticati nella letteratura corrente.

2.1. - ESPLORAZIONE E CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLE ALPI PIEMONTESE

Nelle Alpi occidentali la geologia moderna nasce e si fa apprezzare con le esplorazioni minerarie effettuate tra il XVIII ed il XIX Secolo da NICOLIS DI ROBILANT (1786; v. anche PECO, 1988) e BARELLI (1835), le monografie di SISMONDA (1839, 1848, 1858), STUDER (1851-53), FAVRE (1867), GIORDANO (1868, 1869a-b), GASTALDI (1871, 1873, 1874), GERLACH (1869, 1871, 1883), BARETTI (1877, 1893), gli accurati studi geognostici di previsione per i trafori del Frejus (SISMONDA, 1867; GASTALDI, 1871b), San Gottardo (SISMONDA *et alii*, 1865; GIORDANO, 1872, 1973), Monte Bianco (BARETTI, 1881), Sempione (rassegna in SCHARDT, 1904) e le prime grandi carte geologiche regionali (SISMONDA, 1840, 1862-66) (fig. 11A).

Nello stesso periodo vede la luce la *Carta geologica delle Alpi Piemontesi* (1860-79), rilevata da Martino BARETTI, Bartolomeo GASTALDI, Heinrich GERLACH, con la collaborazione di Carlo BRUNO, Luigi BRUNO e Giovanni MICHELOTTI (fig. 11B), una impresa grandiosa, costituita da 29 fogli dipinti a mano con vivaci colori sulla base topografica della *Gran Carta degli Stati Sardi in Terraferma* alla scala 1:50.000. È questo il primo progetto organico di cartografia geologica di dettaglio nelle Alpi Piemontesi, noto anche come "Carta GASTALDI", il personaggio più autorevole e *leader* del gruppo, allievo di Quintino SELLA e suo successore alla cattedra di mineralogia presso la Scuola di applicazione per gli ingegneri di Torino (il futuro Politecnico), in competizione con Angelo SISMONDA per l'interpretazione stratigrafica delle unità metamorfiche alpine. La *Carta geologica delle Alpi Piemontesi*, mai stampata, fu illustrata al Parlamento italiano dallo stesso GASTALDI il 2 giugno 1878 e presentata alla comunità scientifica nelle Esposizioni internazionali di Vienna (1873), Parigi (1879) e Torino (1884) e in numerose altre occasioni. Presso il Museo di Scienze Naturali della Regione Piemonte è disponibile un fotomosaico dei 29 fogli, ridotti alla scala 1:380.000, eseguito a cura di CAMPANINO & POLINO (2002). Il rilievo alla scala 1:50.000 di quattro fogli del circondario di Biella era già stato eseguito da GASTALDI, SELLA & BERRUTI (1864). I fogli del versante sinistro della Valle d'Aosta (Valpellina, Monte Rosa) e quelli dalla bassa Valsesia al Lago Maggiore (Varallo-Palanza) e dell'intera Val d'Ossola (Monte Moro, Domodossola, Alpe di Veglia, Crodo, Sorgenti della Toce) furono rilevati da GERLACH in modo molto accurato; gli stessi rilievi furono poi utilizzati dall'autore per la splendida *Karte der Penninischen Alpen* alla scala 1:200.000 (GERLACH, 1869) che copre un'area di quasi 8.000 km² (fig. 12A). Nato in Ger-

mania, residente in Svizzera, amico di GIORDANO e di altri geologi italiani, GERLACH (1822-1871) morì tragicamente durante un'escursione in Vallese, dopo aver dedicato vent'anni della sua vita allo studio delle Alpi Pennine. Gli altri 17 fogli della *Carta geologica delle Alpi Piemontesi* furono rilevati da BARETTI (Alpi Graie dal M. Bianco alla Valle dell'Orco e Valle di Susa), L. BRUNO (bassa Valle d'Aosta e anfiteatro morenico d'Ivrea) e GASTALDI (Alpi Graie a sud della Valle dell'Orco, Alpi Cozie e Marittime), con la collaborazione di C. BRUNO e MICHELETTI per i fogli Cuneo e Vinadio. È interessante notare che, a quel tempo, le notizie geologiche erano ritenute giustamente importanti anche per attrarre i turisti in Valle d'Aosta, soprattutto quelli stranieri: lo si desume da alcune guide dell'epoca (CARREL, 1868; GORRET & BICH, 1877).

Nel frattempo, tra il 1864 ed il 1887, erano stati completati i 21 fogli della *Carte géologique de la Suisse* alla scala 1:100.000 (MASSON, 1983), tra cui la *Feuille XXII Martigny-Aosta* (GERLACH, 1870), in cui rientra l'area del Foglio Monte Cervino.

Con l'unità d'Italia, la necessità di disporre di una carta moderna per conoscere la natura geologica e le risorse del territorio nazionale portò all'istituzione del Regio Ufficio (Servizio) Geologico (1862) e al

laborioso avvio del progetto della nuova Carta Geologica d'Italia, promosso e configurato in modo magistrale da Quintino SELLA (1862) e gestito da Felice GIORDANO a partire dal 1876 (BALDACCI, 1911; CARUSONE *et alii*, 1996; CORSI, 2003, 2007). Il rilievo *ex novo* alla scala 1:25.000 delle Alpi occidentali italiane (28 fogli alla scala 1:100.000) fu realizzato tra il 1888 ed il 1906 da FRANCHI, MATTIROLO, NOVARESE, STELLA e ZACCAGNA, ingegneri del R. Corpo delle Miniere e poi del SGd'I, tutti specializzati all'estero, come imposto dal progetto di Quintino SELLA. Una sintesi di questo immenso e rigoroso lavoro fu anticipato nella *Carta geologica delle Alpi Occidentali alla scala 1:400.000*, pubblicata dall'Ufficio Geologico nel 1908, quattro anni prima della stampa dei fogli al 1:100.000 della Valle d'Aosta (Monte Bianco, Aosta, Monte Rosa, Gran Paradiso, Ivrea), avvenuta nel 1912. Come si legge a margine della carta, essa è una "riduzione al 1:400.000 dei fogli alla scala 1:100.000 colorati a mano (dagli autori), dedotti interamente dai loro rilievi di campagna alla scala 1:25.000". Le zone oltre il confine di stato furono tratte dalle carte francesi e svizzere esistenti. A margine della carta si legge anche la seguente avvertenza: "Secondo gli ingegneri Zaccagna e Mattiolo la maggior parte delle rocce indicate in questa carta come calcescisti e precisamente quelle con pietre verdi,

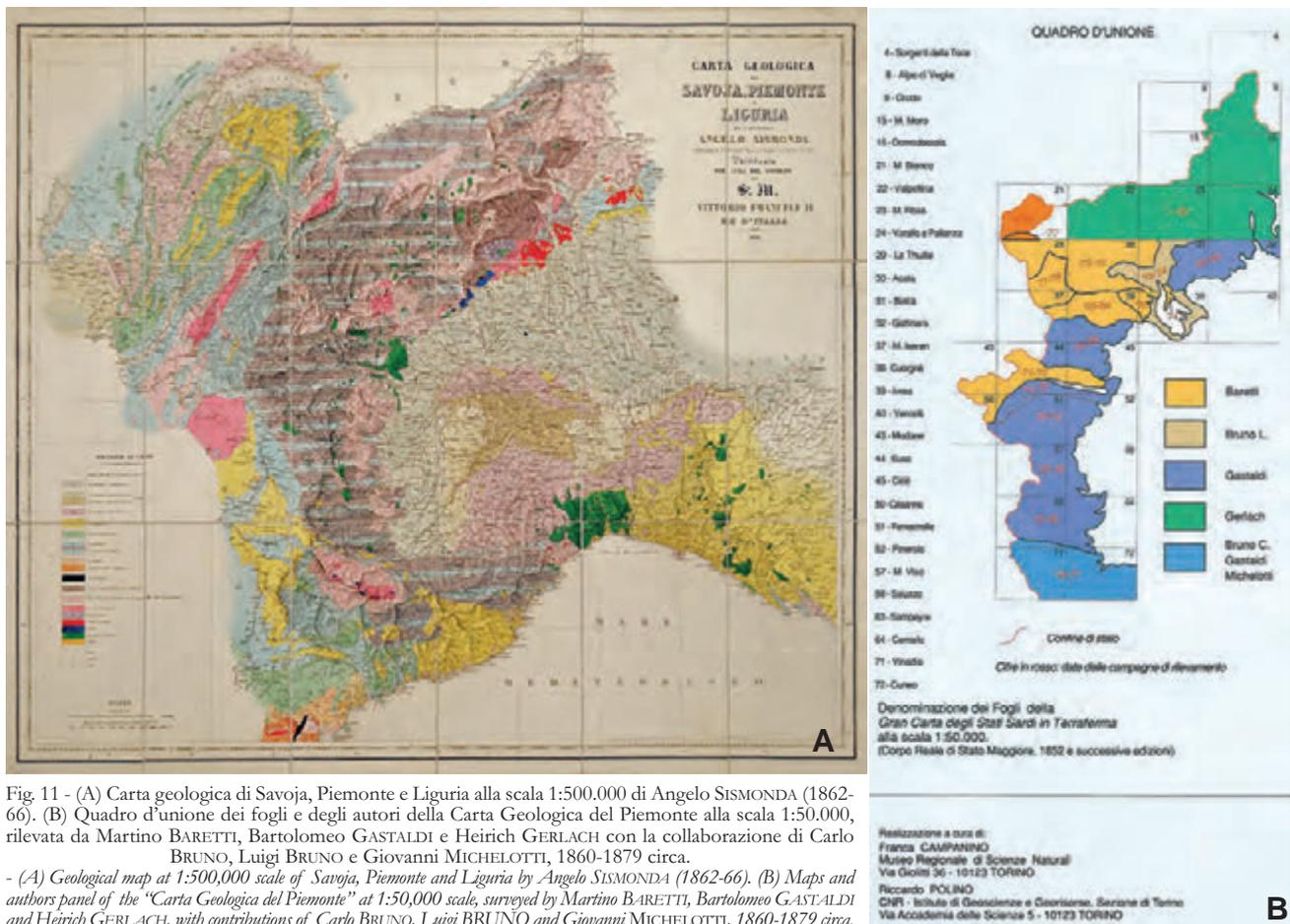


Fig. 11 - (A) Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria alla scala 1:500.000 di Angelo SISMONDA (1862-66). (B) Quadro d'unione dei fogli e degli autori della Carta Geologica del Piemonte alla scala 1:50.000, rilevata da Martino BARETTI, Bartolomeo GASTALDI e Heirich GERLACH con la collaborazione di Carlo BRUNO, Luigi BRUNO e Giovanni MICHELOTTI, 1860-1879 circa.

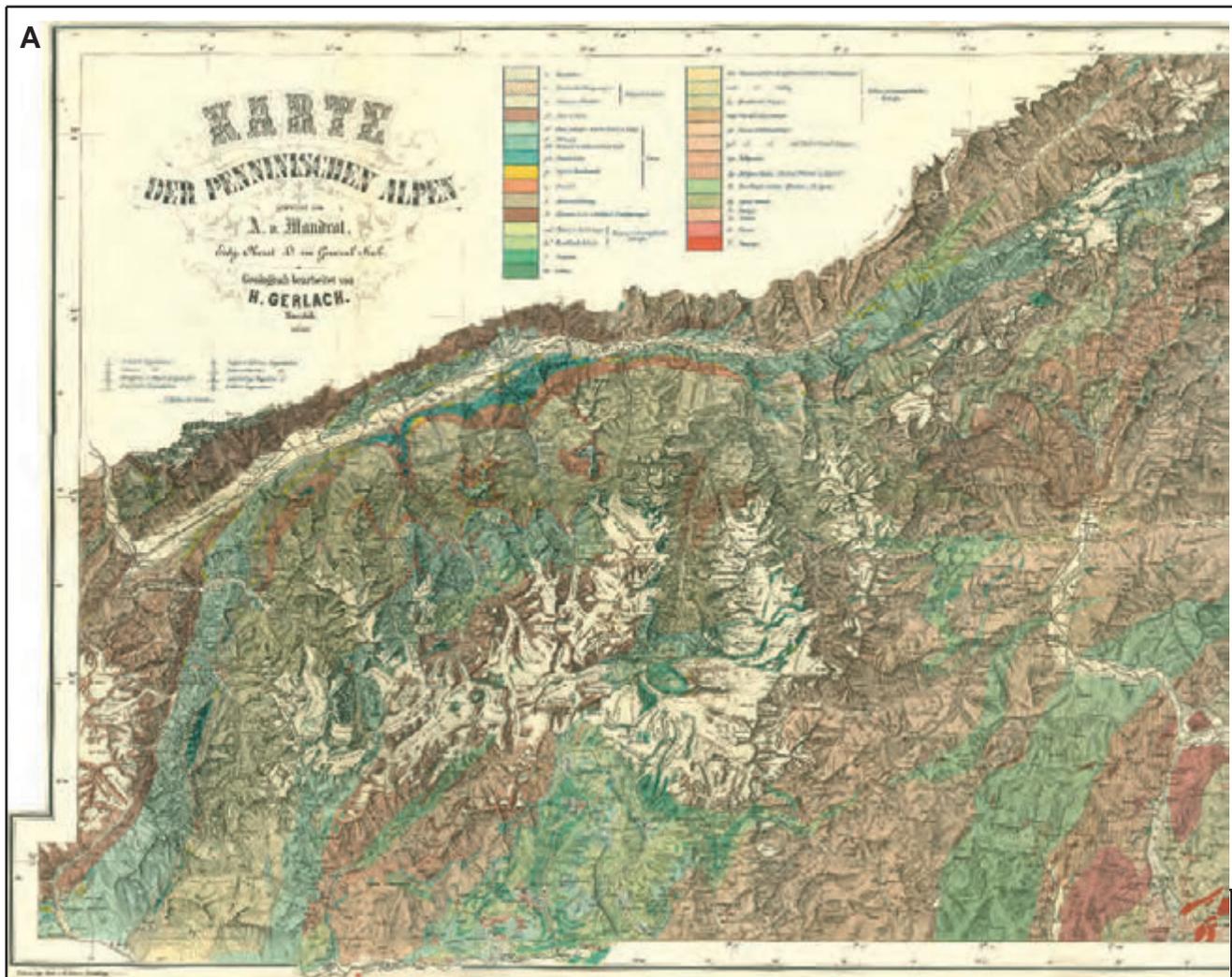
- (A) Geological map at 1:500,000 scale of Savoia, Piemonte and Liguria by Angelo SISMONDA (1862-66). (B) Maps and authors panel of the "Carta Geologica del Piemonte" at 1:50,000 scale, surveyed by Martino BARETTI, Bartolomeo GASTALDI and Heirich GERLACH, with contributions of Carlo BRUNO, Luigi BRUNO and Giovanni MICHELOTTI, 1860-1879 circa.

concomitanti a micascisti e gneiss, appartenerebbero al Precambriero invece che al Giura e Trias a facies cristallina". La frase ricorda l'esistenza di un'accanita diatriba tra i rilevatori, probabile causa principale del ritardo con cui furono stampati i fogli alla scala 1:100.000, da tempo pronti. Ne parleremo tra breve.

Angelo SISMONDA (1807-1878), allievo a Parigi di ELIE DE BEAUMONT, professore di mineralogia alla R. Università di Torino e senatore del regno, aveva realizzato la grande *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria* alla scala 1:500.000 (1862-66). Con il nome comprensivo di "*Giurassico metamorfico*" SISMONDA aveva intuito l'età mesozoica dell'intero complesso di rocce appartenenti alla zona in seguito definita "*dei calcescisti o delle pietre verdi*", a cui tuttavia aveva attribuito un'estensione assai maggiore di quella reale. Nelle Alpi Pennine SISMONDA aveva distinto l'ellissoide di rocce antiche ("*primitive*") del massiccio della Dent Blanche, circondato da terreni del "*Giurassico metamorfico*" ed esteso verso nord-est sino a St Niklaus (Mattertal), ad inglobare anche parte del basamento cristallino

del Siviez-Mischabel (Gran San Bernardo), peraltro non riconosciuto. Noto anche come "*Zentralmasse des Wallis*" (DESOR, 1865, in DIENER, 1889), l'ellissoide riprenderà con GERLACH (1871) il nome di "*Zentralmasse der Dent Blanche*".

Le concezioni cronostratigrafiche di SISMONDA, accolte in parte da STUDER (1851), furono contrastate in blocco da GASTALDI che, negli *Studi geologici sulle Alpi occidentali* (1871, 1974), sostenne l'età arcaica (primitiva, precambriana) di tutti gli scisti cristallini delle Alpi occidentali - comprese le successioni silicoclastiche e carbonatiche permomesozoiche - sulla base di un confronto con lo zoccolo metamorfico canadese, idee condivise da BARETTI (1877, 1893). Cronologia a parte, GASTALDI ha avuto il merito di individuare e delimitare in carta una zona inferiore (laurenziana) o dello "*gneiss centrale*", esposta negli "*ellissoidi di sollevamento*", corrispondenti grosso modo ai moderni massicci cristallini esterni (elvetici) e interni (pennidici superiori), e una zona superiore (huroniana), chiamata appropriatamente "*dei calcescisti o delle pietre*



verdi" per l'abbondanza di "diabasi, anfiboliti, gabbri eufotidi e serpentiniti", attribuiti in seguito alle ofioliti piemontesi (BERNOULLI & C. JENKYN, 2009a-b, con rif. bibl.). La *Carta geologica delle Alpi Piemontesi* alla scala 1:50.000 (BARETTI *et alii*, 1860-79), realizzata col dettaglio ritenuto indispensabile da Quintino SELLA (1862), raffigura con buona precisione gli ellissoidi e "centri di sollevamento" della Dent Blan-

che, Gran Paradiso e Dora-Maira, circondati e coperti dalla "Zona delle pietre verdi", ritenuta di età precambriana.

Tra i numerosi contributi innovativi di GERLACH (1869, 1871) nel settore settentrionale, da lui rilevato, della carta di BARETTI *et alii*, ricordiamo il riconoscimento della piega coricata di Antigorio (disegnata perfettamente nel primo dei suoi tre

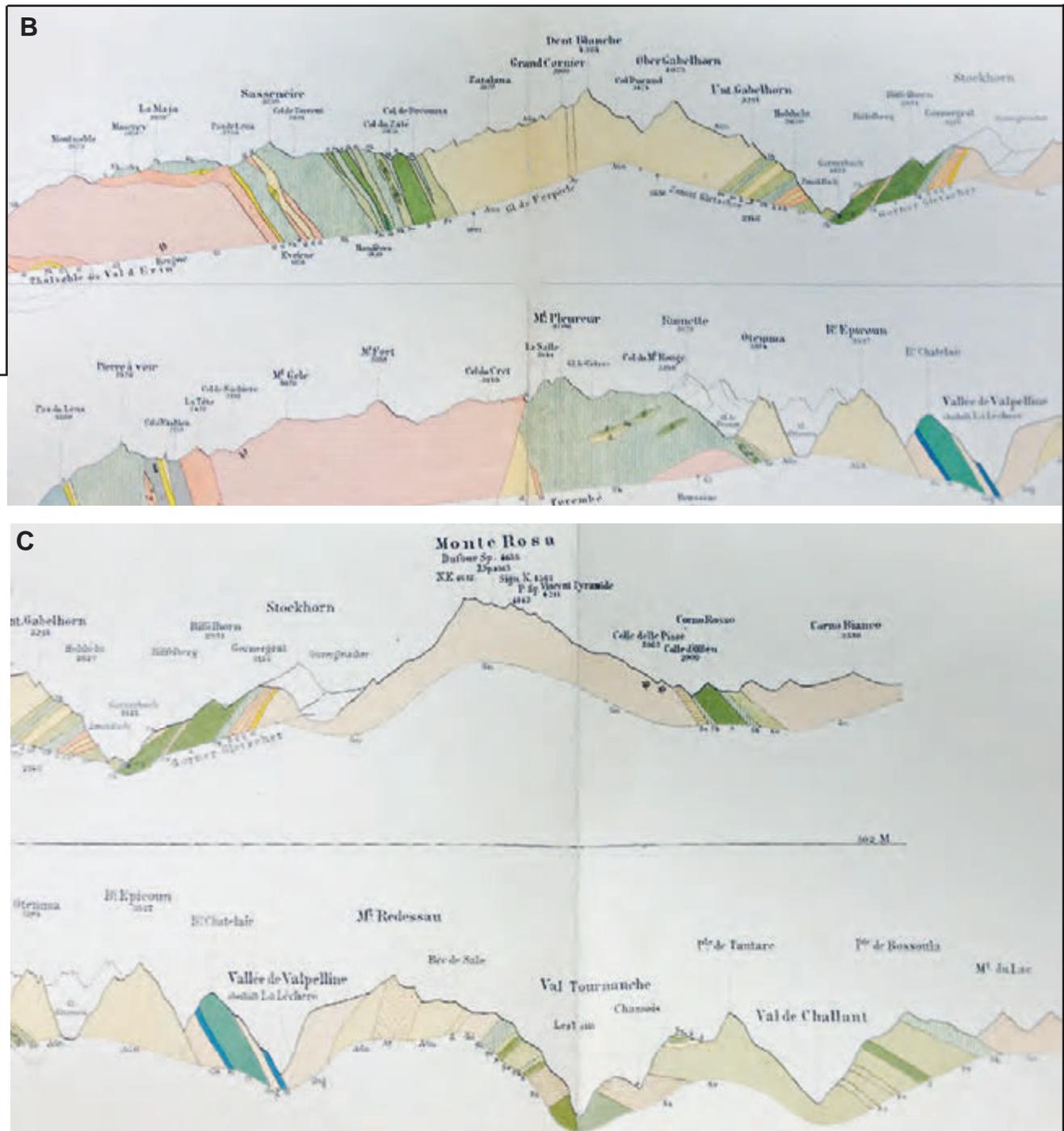


Fig. 12 - (A) *Karte der Penninischen Alpen*, 1:200.000 di H. GERLACH (1869), sintesi per la parte piemontese dei fogli indicati nel quadro 11B. (B) "Profile durch die Penninischen Alpen" GERLACH (1869), tratto nord-occidentale dei profili II-III. (C) *idem*, tratto sud-orientale.
- (A) H. GERLACH (1869): *Karte der Penninischen Alpen*, 1:200,000, inferred for the Piemonte side from the 1:50,000 sheets reported in figure 11B. (B) "Profile durch die Penninischen Alpen" by GERLACH (1869), north-western part of profiles II-III. (C) *idem*, south-eastern part.

profili) e, usando nomi moderni, le pietre verdi della Zona di Antrona, piegate nell'antiforme di Vanzone (LADURON, 1976; KLEIN, 1978), quelle della Malfatta (Alagna), incuneate nel basamento cristallino del Monte Rosa (GOSSO *et alii*, 1979), la serie carbonatica del Barrhorn, distinta come “*Dolomit und dolomitischer Kalk*”, il contatto tra gli scisti cristallini del Gran San Bernardo e i calcescisti mesozoici della Zona del Combin, tra la Val de Bagnes e la Dora Baltea, e la ricomparsa dei primi nella cupola di Boussine (Mauvoisin; BURRI *et alii*, 1998), compresa nel Foglio Monte Cervino. I profili II e III di GERLACH (1869), meno noti ma non meno interessanti, attraversano il nostro foglio: il *Profil II* si estende dal Corno Bianco (Gressoney) al Monte Rosa, al massiccio della Dent Blanche e al versante sinistro della Valle del Rodano; il *Profil III* dalla Valle d'Ayas a quella del Rodano, attraverso la Valpelline, le valli glaciali di Otemma e Breney, il Mont Fort e la Pierre à Voir (fig. 12B-C). GERLACH distingue con precisione i calcescisti (“*Glanzschiefer-Scistes lustrés*”, riferiti in parte al Triassico) e le pietre verdi del Col d'Olen e del Gornergrat-Zmutt Bach e quelli affioranti tra Val d'Hérens e Val de Bagnes. Rimarchevole, in particolare, è l'esatta rappresentazione della banda di “*Dolomit u. dolomitischer Kalk*” di età triassica entro la “*Zentralmasse*” (ellissoide) della Dent Blanche (futura Zona di Roisan; ELTER, 1960) e di quella che si estende dalla Valle d'Ayas alla Valtournenche, entro la Zona delle pietre verdi (fig. 13A-B; Unità Pancherot-Cime Bianche; DAL PIAZ, 1976, 1999, con rif. bibl.).

Dopo l'intuizione di SISMONDA e l'opposta opinione di GASTALDI e BARETTI, l'età mesozoica dei calcescisti era postulata da LORY (1857, 1866) nel bacino della Dora Riparia, da FAVRE (1867) nella zona di Courmayeur e in parte da GERLACH (1869; vedi anche TARAMELLI & PARONA, 1911). Occorrerà attendere la fine del secolo per vedere superate, con molte resistenze, le convinzioni stratigrafiche sostenute dall'autorità di GASTALDI.

L'età mesozoica fu ripresa da FRANCHI (1898) ed estesa all'intera Zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi, con il supporto di nuovi fossili triassici, retici e liassici rinvenuti nelle zone interne (prepiemontesi) delle Alpi Cozie. Le idee di FRANCHI furono condivise da HAUG, KILIAN, REVIL, LORY e dai colleghi NOVARESE e STELLA e rapidamente accettate dalla pluralità dei geologi stranieri dell'epoca, ma furono combattute dal collega ZACCAGNA (1902-04, riferimenti in FRANCHI, 1904), irriducibile sostenitore, con MATTIROLO, dell'età paleozoica di questa formazione nelle Alpi Cozie e Graie. Le insanabili divergenze, già palesate nel 1902 in seno al Comitato geologico (v. Rendiconti Comitato Geol., parte ufficiale), ebbero come ef-

fetti la ricordata “*avvertenza*” a margine della *Carta geologica delle Alpi Occidentali* e soprattutto quello di ritardare la stampa dei fogli alla scala 1:100.000, da tempo terminati, in attesa di stabilire la legenda definitiva. La penosa diatriba in seno al SGd'I fu formalmente risolta solo nel 1911 da una commissione del Comitato geologico, presieduta da Torquato TARAMELLI. Dopo discussioni in contraddittorio e verifiche sul campo la commissione diede piena ragione a FRANCHI: “*Non si può escludere che esistano calcescisti e calcari saccaroidi arcaici e paleozoici, ma la zona di massimo sviluppo di queste rocce nelle Alpi Occidentali, dove anche affiorano più potenti e più frequenti le masse di pietre verdi, nello stato presente delle nostre cognizioni si deve ritenere mesozoica e più recente del Trias [...] intendiamo soltanto di esprimere un nostro convincimento, che serva di norma al Comitato, ritenendo che la interpretazione di Franchi, Novarese e Stella sia la più accettabile, e come tale debba essere espressa nella serie della nuova Carta geologica delle Alpi Occidentali, in armonia anche al riferimento dato ai terreni corrispondenti nelle Carte geologiche delle regioni confinanti, francesi e svizzere*” (TARAMELLI & PARONA, 1911).

Al di là dei conflitti interni, l'interpretazione stratigrafica di FRANCHI della Zona piemontese aveva già avuto implicita e definitiva convalida da parte di ARGAND (1906, 1909a-b, 1911a-b), costituendo di fatto il fondamento stratigrafico per concepire e giustificare la teoria delle falde ed estenderla all'intera Zona penninica. Va inoltre sottolineato che la *Carta geologica delle Alpi occidentali* alla scala 1:400.000 (FRANCHI *et alii*, 1908) offrì ad ARGAND, con la perfetta rappresentazione dei limiti tra le varie unità litologiche, la base geologica ottimale per realizzare la sua “*Carte structurale*” delle Alpi occidentali alla scala 1:500.000 (1911b) e le tre grandi tavole di sezioni al 1:400.000. Il prezioso contributo dei rilevatori piemontesi fu lealmente riconosciuto da ARGAND che, nonostante le severe critiche ricevute da alcuni di loro, convinti autoctonisti, affermò “*d'avoir connu, dès sa publication en 1908, l'inestimable document moderne qu'est la carte géologique des Alpes occidentales, au quatre-cent millièrne, ouvre distingué des maîtres du R. Ufficio Geologico*”.

2.2. - DALLE CONCEZIONI FISSISTE ALLA TEORIA DELLE FALDE

Le nuove ricerche sulle Alpi Occidentali avevano sollevato, accanto ai notevoli progressi, molti dubbi sull'assetto stratigrafico e strutturale della catena e sulla natura delle sue evidenti complicazioni. In particolare, erano sempre più numerose le situazioni anomale dal punto di vista stratigrafico, documentate dalla presenza di formazioni più antiche sopra formazioni giustamente ritenute più recenti. Tali anomalie erano spiegate ricorrendo a

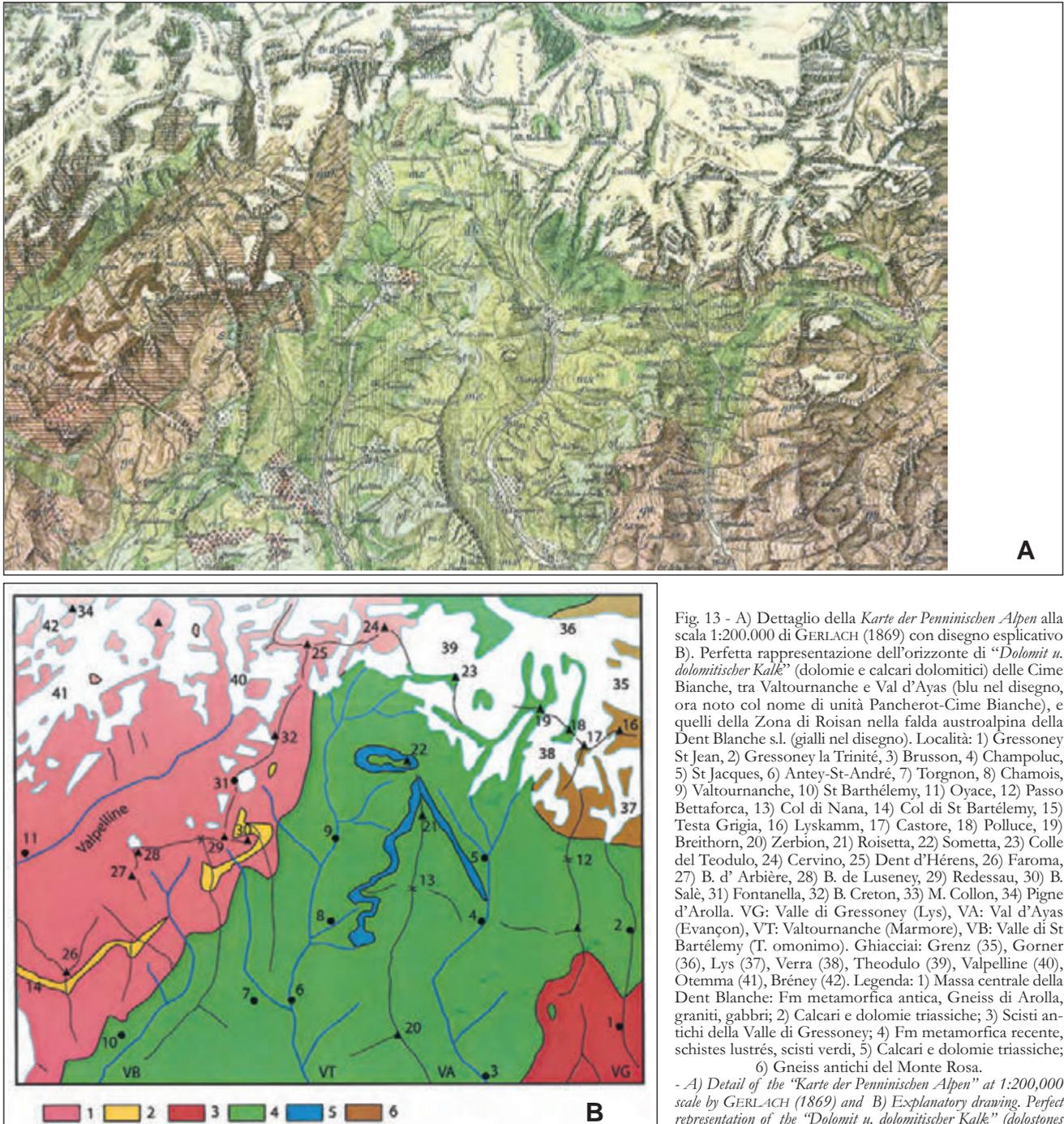


Fig. 13 - A) Dettaglio della *Karte der Penninischen Alpen* alla scala 1:200.000 di GERLACH (1869) con disegno esplicativo B). Perfetta rappresentazione dell'orizzonte di "Dolomit u. dolomitischer Kalk" (dolomie e calcari dolomitici) delle Cime Bianche, tra Valtournanche e Val d'Ayas (blu nel disegno, ora noto col nome di unità Pancherot-Cime Bianche), e quelli della Zona di Roisan nella falda austroalpina della Dent Blanche s.l. (gialli nel disegno). Località: 1) Gressoney St Jean, 2) Gressoney la Trinité, 3) Brusson, 4) Champoluc, 5) St Jacques, 6) Antey-St-André, 7) Torgnon, 8) Chamois, 9) Valtournanche, 10) St Barthélemy, 11) Oyace, 12) Passo Bettaforca, 13) Col di Nana, 14) Col di St Bartélemy, 15) Testa Grigia, 16) Lyskamm, 17) Castore, 18) Polluce, 19) Breithorn, 20) Zerbion, 21) Roisetta, 22) Sometta, 23) Colle del Teodulo, 24) Cervino, 25) Dent d'Hérens, 26) Faroma, 27) B. d' Arbière, 28) B. de Lusency, 29) Redessau, 30) B. Salè, 31) Fontanella, 32) B. Creton, 33) M. Collon, 34) Pigne d'Arolla. VG: Valle di Gressoney (Lys), VA: Val d'Ayas (Evançon), VT: Valtournanche (Marmore), VB: Valle di St Bartélemy (I. omonimo). Ghiacciai: Grenz (35), Gorner (36), Lys (37), Verra (38), Theodulo (39), Valpelline (40), Otemma (41), Brény (42). Legenda: 1) Massa centrale della Dent Blanche: Fm metamorfica antica, Gneiss di Arolla, graniti, gabbri; 2) Calcari e dolomie triassiche; 3) Scisti antichi della Valle di Gressoney; 4) Fm metamorfica recente, schistes lustrés, scisti verdi, 5) Calcari e dolomie triassiche; 6) Gneiss antichi del Monte Rosa.

- A) Detail of the *Karte der Penninischen Alpen* at 1:200,000 scale by GERLACH (1869) and B) Explanatory drawing. Perfect representation of the "Dolomit u. dolomitischer Kalk" (dolostones and dolomitic limestones) horizon of Cime Bianche ridge, between Valtournanche and Ayas valley (blue in figure B), currently known as Pancherot-Cime Bianche unit, as well as those of the Roisan Zone within the Austroalpine Dent Blanche nappe (yellow in figure B). Localities: 1) Gressoney St Jean, 2) Gressoney la Trinité, 3) Brusson, 4) Champoluc, 5) St Jacques, 6) Antey-St-André, 7) Torgnon, 8) Chamois, 9) Valtournanche, 10) St Barthélemy, 11) Oyace, 12) Bettaforca Pass, 13) Col di Nana, 14) Col di St Bartélemy, 15) Testa Grigia, 16) Lyskamm, 17) Castor, 18) Pollux, 19) Breithorn, 20) Zerbion, 21) Roisetta, 22) Sometta, 23) Colle del Teodulo, 24) Cervino, 25) Dent d'Hérens, 26) Faroma, 27) B. d' Arbière, 28) Becca de Lusency, 29) Redessau, 30) Becca Salè, 31) Fontanella, 32) Becca Creton, 33) Mt Collon, 34) Pigne d'Arolla. VG: Gressoney valley (Lys river), VA: Ayas valley (Evançon), VT: Valtournanche (Marmore), VB: St Bartélemy valley. Glaciers: Grenz (35), Gorner (36), Lys (37), Verra (38), Theodul (39), Valpelline (40), Otemma (41), Brény (42). Legend: 1) Dent Blanche central mass: Old metamorphic Fm, Gneiss di Arolla Gneiss, granite, gabbro; 2) Triassic limestone and dolostone; 3) Old schists of Gressoney valley; 4) Recent metamorphic Fm, schistes lustrés, greenstones, 5) Triassic limestone and dolostone; 6) Monte Rosa old gneiss.

soluzioni geometriche complesse - rovesciamenti, pizzicature, pieghe a fungo, doppie pieghe - generate da sforzi tettonici essenzialmente verticali, in linea con le concezioni fissiste dell'epoca (plutonismo, contrazionismo, nuclei di sollevamento) che escludevano l'esistenza di significative traslazioni orizzontali, essenza delle teorie mobiliste.

Nella seconda metà dell'Ottocento i canoni del plutonismo e delle concezioni fissiste furono contrastati e superati dai due più autorevoli geologi dell'epoca, il viennese Eduard SUESS (1831-1914)

e lo zurighese Albert HEIM (1849-1937), sostenitori del ruolo passivo dei magmi durante i processi deformativi. Nel 1875 compare “*Die Entstehung der Alpen*”, la famosa monografia in cui SUESS stabiliva alcune regole fondamentali per la tettonica delle Alpi, tra cui la struttura asimmetrica della catena, la vergenza delle pieghe verso l'avampaese europeo e la presenza di “*massicci ostacolo*” contro cui si riversavano i terreni più plastici in fase di corrugamento. Da queste osservazioni SUESS aveva tratto la convinzione, intuita da ELIE DE BEAUMONT (1852, memoria letta all’*Academie de France* nel 1829), che l’orogenesi fosse dominata a scala globale da forze e da spostamenti orizzontali, detti anche “*stress tangenziali*” perché tangenti al geoide terrestre: era questa la premessa e il fondamento concettuale di tutte le teorie mobiliste, dalle catene a falde di ricoprimento alla deriva dei continenti (MASSON, 1976; DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984; TRÜMPY, 1996; DAL PIAZ, 1997). Nel 1878 HEIM pubblica la corposa monografia “*Untersuchungen über Mechanismus der Gebirgsbildung*” in cui avvalorava, con il peso della sua indiscussa autorità, il modello della piega a doppia vergenza (“*Doppelfalte*”) che Arnold ESCHER VON DER LINTH aveva proposto per spiegare la successione stratigrafica invertita (terreni del Verrucano sopra il flysch terziario) nelle Alpi di Glarona, dopo aver ideata e scartata l’ipotesi di un “*enormus overthron*” (MURCHISON, in TRÜMPY, 1991, con rif. bibl.).

Problemi analoghi erano sorti per l’interpretazione dell’ellissoide o “*massa cristallina centrale*” della Dent Blanche, comprendente anche il Cervino, studiata in dettaglio da GIORDANO (1868, 1869a-b) e da GERLACH (1869, 1871). Entrambi avevano notato correttamente che i terreni cristallini al margine dell’ellissoide giacevano sopra la Zona delle pietre verdi, indicata da GIORDANO col nome di “*formazione calcareo-serpentinosa*” e da GERLACH con quello di “*Jüngere metamorphische Schieferbildung*” e “*Glanschiefer-Schistes lustrés*”. Il problema da risolvere era la loro età.

Le prime osservazioni sulla costituzione geologica del Cervino risalgono a DE SAUSSURE che, nel 1792, era salito al Colle del Teodulo (3316 m), tra Zermatt e Valtournenche (fig. 14), e vi era rimasto tre giorni per effettuare la prima misura trigonometrica del Cervino (4522 m, in realtà 4477 m). Lo sguardo si era a lungo soffermato sulla “*piramide inaccessibile*”, descritta nel modo seguente (traduzione dall’originale): “*L’obelisco triangolare è formato da tre strati paralleli. Lo strato sommitale è di colore giallo sporco e, a mio avviso, è prevalentemente costituito da serpentiniti in intima associazione con calcari e micascisti quarzosi. Questa opinione è fondata su mie dirette osservazioni in montagne vicine che mostrano la stessa tinta. Il secondo strato, di colore grigio, è una mistura di gneiss e rocce quarzoso-micacee osservate nel detrito morenico durante una pre-*

cedente escursione, materiale che è caduto indiscutibilmente dallo strato in questione. Lo strato inferiore mostra lo stesso colore di quello sommitale ed è formato da serpentiniti in probabile alternanza con micascisti calcarei”. La descrizione a distanza di DE SAUSSURE fu confermata da STUDER (1851) che aveva riconosciuto la natura prevalentemente gneissica delle grandi montagne del Vallese (pp. 204-226) e disegnato la grande piega retroflessa presso Zermatt, poi definita da ARGAND “*pli en retour des Mischabel*”.

Nel 1866 GIORDANO aveva trascorso sei giorni sulla Gran Becca (Cervino), bivaccando più notti alla *cravate* (4122 m), una larga cengia poco sotto il Pyc Tyndall, ma senza raggiungere la vetta a causa del cattivo tempo. L’impresa gli riesce nel 1868, salendo per la via italiana del Leone e scendendo lungo la cresta svizzera dell’Hörnli (GIORDANO, 1868; DAL PIAZ, 1996a). Le difficoltà alpinistiche non gli impediscono di studiare le rocce “*passo a passo*” - con l’accuratezza e il dettaglio voluti dall’amico Quintino - “*nella loro naturale successione su più di 2500 m d’altezza verticale*”. Dopo la vittoria di WHYMPER, il 14 luglio 1865, il Cervino era diventato il “*desiderio geologico*” di GIORDANO (fig. 14C) poiché, con le sue esplorazioni in Vallese ed in Valle d’Aosta, gli era sorto l’interesse scientifico di fare “*l’analisi speciale di questo colosso*” e di misurarne le quote con un barometro a mercurio (riportate in seguito). Dal Breuil alla vetta GIORDANO (fig. 15) descrive la seguente successione litologica, in dolce pendenza verso ONO (tra parentesi l’interpretazione moderna): i) alla base, la “*formazione calcareo-serpentinosa*”, costituita da calcari micacei e calcescisti con ripetute intercalazioni di scisti anfibolico-cloritici, eufotidi e serpentiniti, estesa dalla conca del Breuil al Breithorn, a tetto del nucleo cristallino antico del Monte Rosa, e riferibile alla “*zona delle rocce verdi*” di SISMONDA e GASTALDI; mancano invece, tra il Breuil (2015 m) e la base del Cervino (2925 m), le intercalazioni di calcari cristallini, dolomie e carnirole osservate da GIORDANO (e cartografate con precisione da GERLACH) in Valtournenche e in altre località della regione (Zona del Combin, unità Pancherot-Cime Bianche); ii) tra 2925 e 3075 m un orizzonte di scisti finissimi, di colore verde chiaro, seguiti da alternanze di gneiss e scisti micacei (miloniti alla base della falda Dent Blanche); iii) un grande corpo lenticolare di “*gabbro eufotide*” a feldspato e diallagio, struttura massiccia e grana grossa, con base a 3075 m circa, spesso 500 m ed esteso sino al Colle del Leone (3610 m); iv) al di sopra dell’amigdala di gabbro, dopo un orizzonte di gneiss e scisti chiari “*macchiati di ferruginoso*” (miloniti), segue la potente formazione sommitale dello “*gneiss talcoso granitoide*” (talco = mica sericitica, fengite) o “*protogino scistoso*”, spesso caratterizzato sino a 3960 m da “*noccioli di quarzo e feldspato*

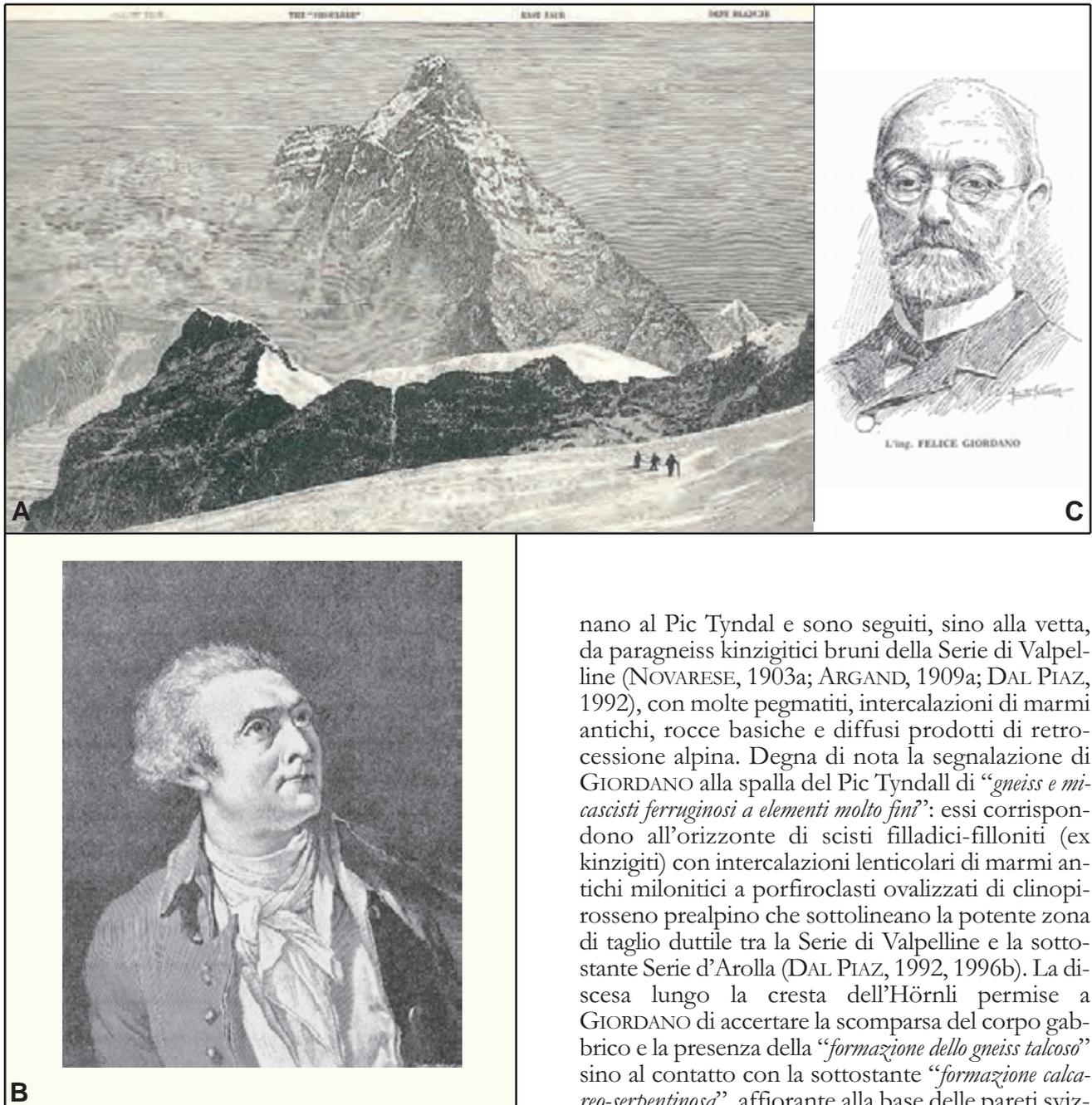


Fig. 14 - (A) Il Colle del Teodulo nell'Ottocento, disegno di E. WHYMPER (1900). Ritratti di H.B. DE SAUSSURE (B) e Felice GIORDANO (C).
 - (A) *Theodul pass in the XIX Century*, by E. WHYMPER (1900). Portraits of H.B. DE SAUSSURE (B) and Felice GIORDANO (C).

con aspetto porfiroide” (gneiss occhiadini della Serie di Arolla, derivati da granitoidi permiani a struttura porfirica); seguono, sino alla spalla del Pic Tyndall (4275 m), alternanze di gneiss talcoso, micascisti e gneiss listati, con uno “straterello di scisto serpentinoso verde cupo” (miloniti cloritico-anfibolite) in cui è modellata la marcata cengia, detta “cravatè”, sede della baracca (4122 m) costruita nel 1867 su indicazioni di GIORDANO. La descrizione litologica è molto precisa, anche se gli gneiss granitici termi-

nano al Pic Tyndal e sono seguiti, sino alla vetta, da paragneiss kinzigitici bruni della Serie di Valpelline (NOVARESE, 1903a; ARGAND, 1909a; DAL PIAZ, 1992), con molte pegmatiti, intercalazioni di marmi antichi, rocce basiche e diffusi prodotti di retrocessione alpina. Degna di nota la segnalazione di GIORDANO alla spalla del Pic Tyndall di “gneiss e micascisti ferruginosi a elementi molto fini”: essi corrispondono all’orizzonte di scisti filladici-filloniti (ex kinzigiti) con intercalazioni lenticolari di marmi antichi milonitici a porfiroclasti ovalizzati di clinopirosseno prealpino che sottolineano la potente zona di taglio duttile tra la Serie di Valpelline e la sottostante Serie d’Arolla (DAL PIAZ, 1992, 1996b). La discesa lungo la cresta dell’Hörnli permise a GIORDANO di accertare la scomparsa del corpo gabbriico e la presenza della “formazione dello gneiss talcoso” sino al contatto con la sottostante “formazione calcareo-serpentinosa”, affiorante alla base delle pareti svizzere della piramide. Per una moderna descrizione della geologia del Cervino, oltre alle figure 16 e 17 si vedano le note illustrative e le sezioni del Foglio *Matterhorn* (BUCHER *et alii*, 2004) e gli articoli di DAL PIAZ *et alii* (1977); ESCHER & MASSON (1988), DAL PIAZ (1992, 1996b) e MARTHALER (2002).

Secondo gli studi geologici di GERLACH (1869, 1971), integrati da descrizioni petrografiche e chimiche di VON RATH (1872 e in GERLACH, 1871, pp. 118-125), la “Zentralmasse” della Dent Blanche è costituita in prevalenza da uno gneiss talcoso-micaceo con quarzo, ortoclasio e oligoclasio, detto “Arolla Gneiss”. Oltre alla regione di Arolla, da cui ha preso il nome, lo gneiss è diffuso in alta Val d’Hérens, dal ghiacciaio di Arolla all’Evêque, al

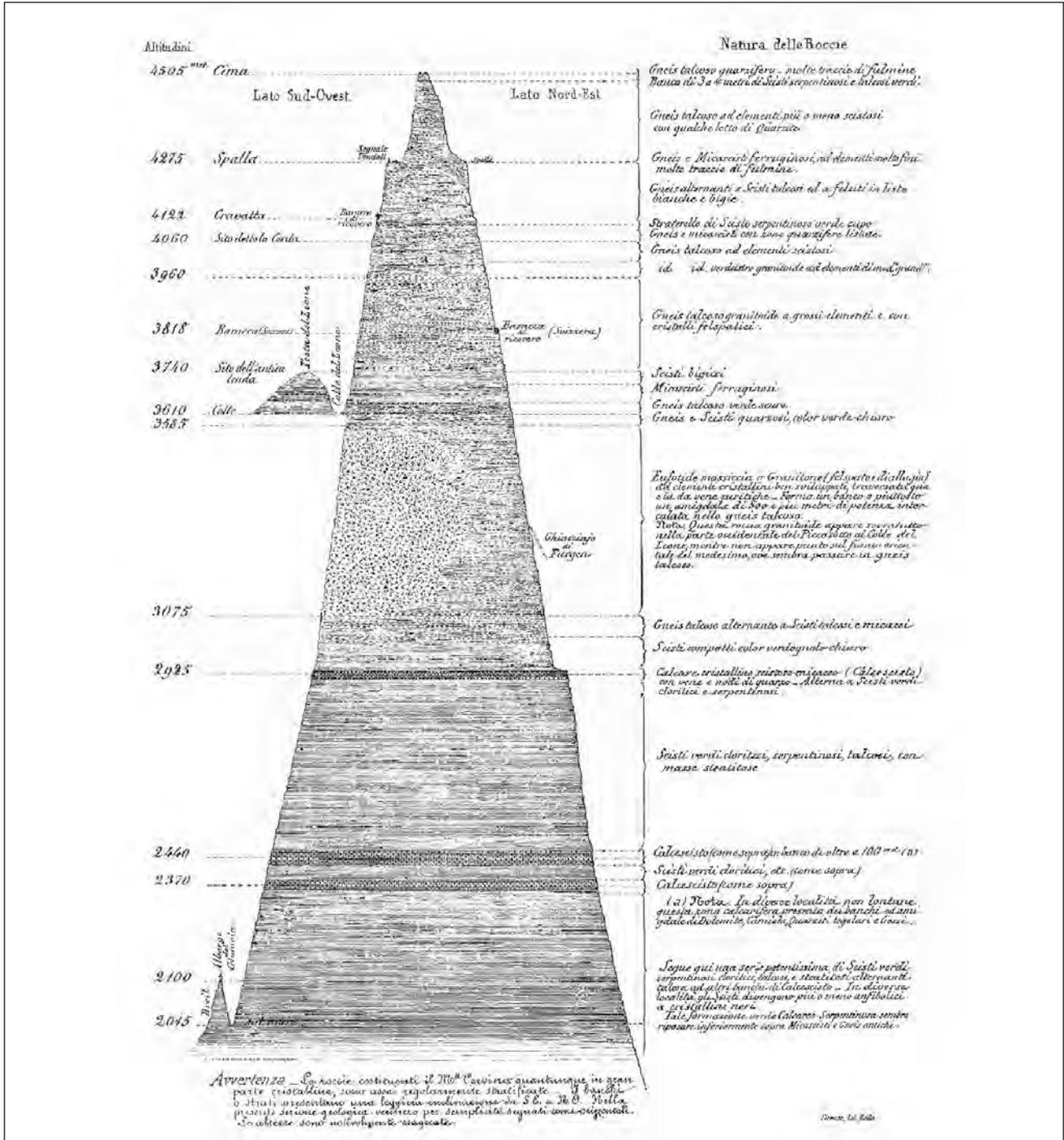


Fig. 15 - Sezione geologica e quote del Monte Cervino, GIORDANO (1869a), dettagli nel testo.
 - Geological cross-section and altitudes of the Matterhorn, GIORDANO (1869a), see text for details.

ghiacciaio di Ferpècle e al Gran Cornier, e si osserva nei depositi morenici sotto le pareti est e nord del Cervino, con varietà spesso caratterizzate da mica verdolina (fengite). La roccia è comune anche nei settori nord-orientale e sud-occidentale dell'ellissoide della Dent Blanche, nei circhi glaciali di Breney e di Otemma, al Mt Blanc de Cheilon e al Col de Crête Sèche, a nord-ovest di Bionaz, a volte con struttura porfirica o granitica. Frequenti

la varietà con cristalli centimetrici di anfibolo (archesina *Auct.*), costituita da plagioclasio, quarzo, orneblenda e subordinata mica, confrontabile con la tonalite dell'Adamello: GERLACH la segnala tra la Dent Blanche e il Grand Cornier, sui due lati del ghiacciaio di Arolla e, in Italia, a nord di Oyace (si tratta del corpo di metagranito ad anfibolo del M. Morion, Foglio Chanrion-Mont Vèlan) e al M. Redessau (Valtournenche), in facies porfirica.

GERLACH descrive e distingue in carta anche un gruppo di gneiss e micascisti ricchi in feldspato, biotite e granato ("Valpelline Gestaine"), affioranti al fondo e sul versante sinistro della Valpelline, sino ad oltre Prarayer: si tratta dei paragneiss con metamorfismo prealpino di alto grado (complesso kinzigitico *Auct.*) della Serie di Valpelline (ARGAND, 1908 ; DIEHL *et alii*, 1952; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; DAL PIAZ, 1992; GARDIEN *et alii*, 1994; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004 ; MENEGON *et alii*, 2007; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). Vi si associano rocce ad orneblenda-biotite, filoni granitici a grana grossa e calcari cristallini, puri e con silicati (Bionaz). Analoghi micascisti bruni e scisti orneblendici sono segnalati correttamente anche al M. Rouge (Rous), sopra il lago di Cignana, e nella parte superiore del Mont Mary.

Nella "Zentralmassé" della Dent Blanche GERLACH (1869, 1871) descrive e cartografa anche i grandi corpi di gabbro, con associate serpentiniti e rocce anfiboliche, che affiorano al Mt Collon, Petit Mt Collon, Dents de Bertol, Stockje (ghiacciaio di Zmutt) e al Cervino. Il gabbro del Collon è costituito da diallagio, plagioclasio labradoritico, in parte saussuritizzato, e talora orneblenda. Nei corpi serpentinitici minori segnala pseudomorfosi su originaria olivina.

Al di sotto della "formazione scistoso-metamorfica antica" (basamento cristallino) della Dent Blanche GERLACH descrive una "formazione scistoso-metamorfica recente", costituita da alternanze di "scisti verdi" (prasiniti), serpentiniti e "scisti grigi argilloso calcarei" (*grüne e graue Schiefer, Glanzshiefer, schistes lustrés*), equivalente alla "formazione calcareo-serpentinosa" di GIORDANO. Al Triassico sono riferiti (per confronto) sia i calcescisti con calcari sericitici dell'alta Valle di Gressoney, Ayas, Valtournenche e St Barthélemy, sia l'orizzonte di dolomie, calcari, carnirole e quarziti delle Cime Bianche (v. fig. 13), ricordato in precedenza, mentre sono ritenute più antiche le pietre verdi associate ai calcescisti.

Discutendo l'età, la posizione geometrica ed il significato di queste unità metamorfiche situate tra l'ellissoide della Dent Blanche ed il massiccio antico del Monte Rosa, GERLACH e GIORDANO si avvicinano all'ipotesi dell'esistenza di una grande falda di ricoprimento che configurano, valutano e poi rigettano, anche se per motivi opposti (DAL PIAZ, 1996a-b; ESCHER & MASSON, 1988). Entrambi avevano visto la formazione dei calcescisti immergersi sotto la "Zentralmassé" della Dent Blanche. GERLACH, giustamente convinto dell'età antica delle rocce granitiche della Dent Blanche, risolveva l'anomalia stratigrafica ricorrendo (erroneamente) alla classica struttura a ventaglio, radicata al centro del massiccio al di sotto dei

calcescisti, in linea con le concezioni autoctoniste dell'epoca (v. fig. 12B-C, profili di GERLACH). È interessante notare che GERLACH attribuiva il doppio rovesciamento dell'ellissoide a due fasi deformative distinte, con spinte rivolte prima a nord e poi a sud, precorrendo in un certo senso i concetti di tettonica tangenziale e di deformazione retrovergente.



Fig. 16 - Geologia del Cervino, versante italiano (DAL PIAZ, 1992, 1996b). Falda della Dent Blanche s.l., lembo del Cervino: Serie di Valpelline: complesso kinzigitico; Serie di Arolla: gneiss granitoidi (GA); gabbro permiano (G) con filoni acidi e basici (F), miloniti (m), micascisti del Colle del Breuil (mc). Zona del Combin, alla base: calcescisti mesozoici (c); metabasalti prasinitici (p). 1-12: dettagli della descrizione geologica della via italiana al Cervino in DAL PIAZ (1996b).

- *Geology of the Matterhorn, Italian side* (DAL PIAZ, 1992, 1996b). Dent Blanche nappe, Matterhorn tectonic element: Valpelline Series: kinzigitic complex; Arolla Series: gneissic granitoids (GA); Permian gabbro (G) including felsic and mafic dykes (F), mylonitic contacts (m), Colle del Breuil micascists (mc). Underlying Combin Zone: Mesozoic calcschists (c); prasinitic metabasalts (p). Points 1-12: location of geological details on the Lyon ridge described in DAL PIAZ (1996b).

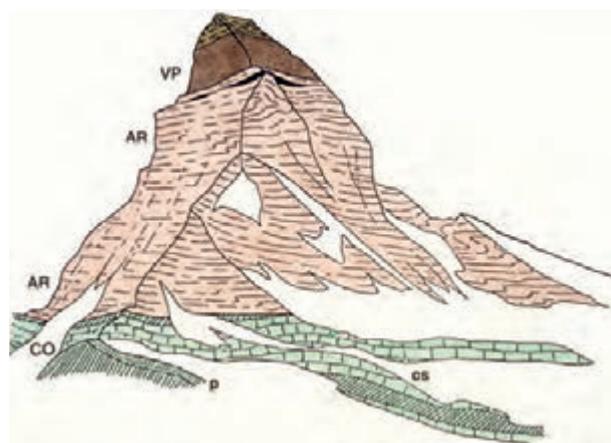


Fig. 17 - Geologia delle pareti orientale e settentrionale del Monte Cervino, delimitate dalla cresta dell'Hörnli, da uno schizzo inedito di Argand (ESCHER & MASSON, 1988), modificato (DAL PIAZ, 1996b). Da tetto a letto: 1) Falda della Dent Blanche s.l.: Complesso kinzigitico della Serie di Valpelline (VP), gneiss granitoidi della Serie di Arolla (AR), analoghi a quelli della Cresta del Leone, con sottile intercalazione di calcescisti della zona di Roisan (nero); 2) Zona del Combin (CO): calcescisti (cs) con intercalazioni di prasiniti (p).

- *Geology of the eastern and northern walls of the Matterhorn, with the Hörnli crest between them: Argand's unpublished sketch* (ESCHER & MASSON, 1988), modified by DAL PIAZ (1996b). From top to bottom: 1) Dent Blanche nappe s.l.: Kinzigitic complex of Valpelline series (VP), gneissic granitoids of Arolla Series (AR), similar to those of the Lyon crest, including thin calcschists of the Roisan Zone (black); 2) Combin Zone (CO): calcschists (cs) with interbeddings of prasinites (p).

GIORDANO era invece certo che il ventaglio si chiudesse alla sua base, cioè che le rocce cristalline della Dent Blanche e del Cervino stessero effettivamente sempre al di sopra della “*formazione calcareo-serpentinosa*” che, a sua volta, poggia senza dubbio sopra l’antico basamento cristallino del Monte Rosa (fig. 18A). Partendo da questa corretta ricostruzione geometrica e tenuto conto dell’età antica assegnata all’epoca alle rocce granitiche presenti anche nella Dent Blanche si sarebbe logicamente dovuto concludere ammettendo l’esistenza e il riversamento di “*falde enormi*” (“*nappes*” nell’articolo in francese): GIORDANO configurò chiaramente questa soluzione strutturale in alternativa ai modelli fissisti, ma alla fine la scartò perché “*rischiatissima e inutile*”, apparendogli più semplice una successione stratigrafica normale, dal Monte Rosa al Cervino, attraverso l’interposta “*formazione calcareo-serpentinosa*”, in accordo con la ricostruzione proposta da GASTALDI per le Alpi Graie. In questo modo GIORDANO era costretto ad attribuire (erroneamente) alle rocce cristalline del Cervino un’età più recente di quella dei calcescisti sottostanti. La prudenza e la mentalità razionale del matematico-ingegnere prevalsero sulla creatività del geologo: la rivoluzione mobilista avrebbe potuto iniziare quindici anni prima se i profili di GIORDANO fossero stati interpretati in base alla stratigrafia di GERLACH (DAL PIAZ, 1996a-b).

Concezioni vicine a quelle di GERLACH sulla “*Zentralmasse der Dent Blanche*” sono seguite da DIENER (1889), autore di un pregevole disegno della parete ovest del Cervino e del suo complicato sistema di pieghe megascopiche.

L’appartenenza del Cervino alla Zona delle pietre verdi, sostenuta da GASTALDI e GIORDANO, fu seguita da NOVARESE (1899) che poi cambiò opinione (1903a-b), convenendo con GERLACH sul fatto che gli gneiss dell’ellissoide della Dent Blanche fossero del tutto diversi e più antichi dai terreni mesozoici della Zona delle pietre verdi. Dal punto di vista strutturale l’ipotesi più plausibile per NOVARESE era il ventaglio di GERLACH: “*una vasta cupola di strati che le intense spinte che hanno compresso lateralmente per modo che gli strati centrali sono diventati verticali laddove quelli periferici, rovesciandosi, furono ribaltati sopra i terreni più giovani che li avvolgevano*”. In particolare, NOVARESE (1903a) si riferiva al rovesciamento degli gneiss della dorsale Cervino-Dent d’Hérens e del lembo isolato del Pillonet sopra i calcescisti mesozoici, una struttura complicata da pieghe “*costipate e ribaltate*”, che tuttavia non specificò. L’esistenza di un ventaglio a doppia vergenza, con una forma molto svasata ed estesa sino a formare il *Klippe* del Pillonet, fu ribadita da STELLA (1905, 1927; fig. 18B).

Attribuita agli sforzi tangenziali la causa prima di ogni orogenesi (Suess, 1875), la teoria delle falde

prese l’avvio alla fine dell’Ottocento per spiegare la posizione anomala di unità sedimentarie affioranti nel settore esterno della catena (Alpi di Glarona, Prealpi Romande e del Chiabese): la tettonica di sollevamento e le varie strutture autoc-toniste (ventaglio, doppia piega, piega a fungo, doppio rovesciamento) furono sostituite da sovrascorrimenti (*charriages*), falde di ricoprimento (*nappes*) ed estese traslazioni suborizzontali (BERTRAND, 1884; SCHARDT, 1893, 1898; LUGEON, 1902a-b). Il 1903 fu l’anno decisivo per il trionfo della teoria delle falde, estesa dalle Alpi occidentali alle Alpi orientali e ai Carpazi: nell’estate 1903 si tenne a Vienna il IX Congresso Geologico Internazionale e, in tale sede, si svolse una memorabile battaglia - non solo verbale - tra i geologi austro-ungarici, rigidi custodi dell’ortodossia fissista, e i giovani colleghi francesi e svizzeri, sostenitori dell’eresia faldistica. Tutte le Alpi orientali a nord del dominio sudalpino divennero una grandiosa catena a falde (TERMIER, 1903, 1904).

Subito dopo la teoria delle falde fu applicata al basamento cristallino e alle coperture metamorfiche del Sempione (SCHARDT, 1904) e della zona del Piemonte tra il Ticino e la Valle dell’Arc (LUGEON & ARGAND, 1905) e poi perfezionata ed estesa da ARGAND (1906, 1909a-b, 1911a-b, 1916) a tutte le Alpi occidentali. Presupposto implicito - non è male ricordarlo ancora - fu l’età mesozoica (FRANCHI, 1898) di tutte le successioni in facies piemontese dei calcescisti con pietre verdi che, nel modello di ARGAND, costituivano le strette sinclinali alternate alle anticlinali-ultrapieghe coricate, con nucleo paleozoico. Rassegne storiche in MASSON (1976, 1983), DAL PIAZ & DAL PIAZ (1984), TRÜMPY & LEMOINE (1988), TRÜMPY (1991), DAL PIAZ (1996b, 1997, 2001a), TRÜMPY & OBERHAUSER (1999).

2.3. - ARGAND E LE FALDE DELLA ZONA PENNIDICA

«*Le géologue contemplant le Cervin n’aura garde d’oublier à quelle découverte grandiose la réflexion engagée ici-même conduisit Emile Argand*» (ESCHER & MASSON, 1984).

Dopo tre anni di ricognizioni nelle Alpi Pennine, indirizzato dal suo maestro Maurice LUGEON e “*sur la base solide fournie par les travaux de H. GERLACH*”, ARGAND eseguì il rilevamento geologico alla scala 1:50.000 del massiccio della Dent Blanche, dedicandovi 305 giorni di lavoro effettivo, dal 1905 al 1907 (ARGAND, 1908, 1909a). La zona del rilievo, irta di vette oltre i 4.000 m e con grandi ghiacciai, si estende dalla Valle di Zermatt (Mattertal) all’alta Valle di Arolla e, nel settore italiano, dalla conca del Breuil alla testata della Valpelline, attraverso la parete sud del Cervino e la bastionata

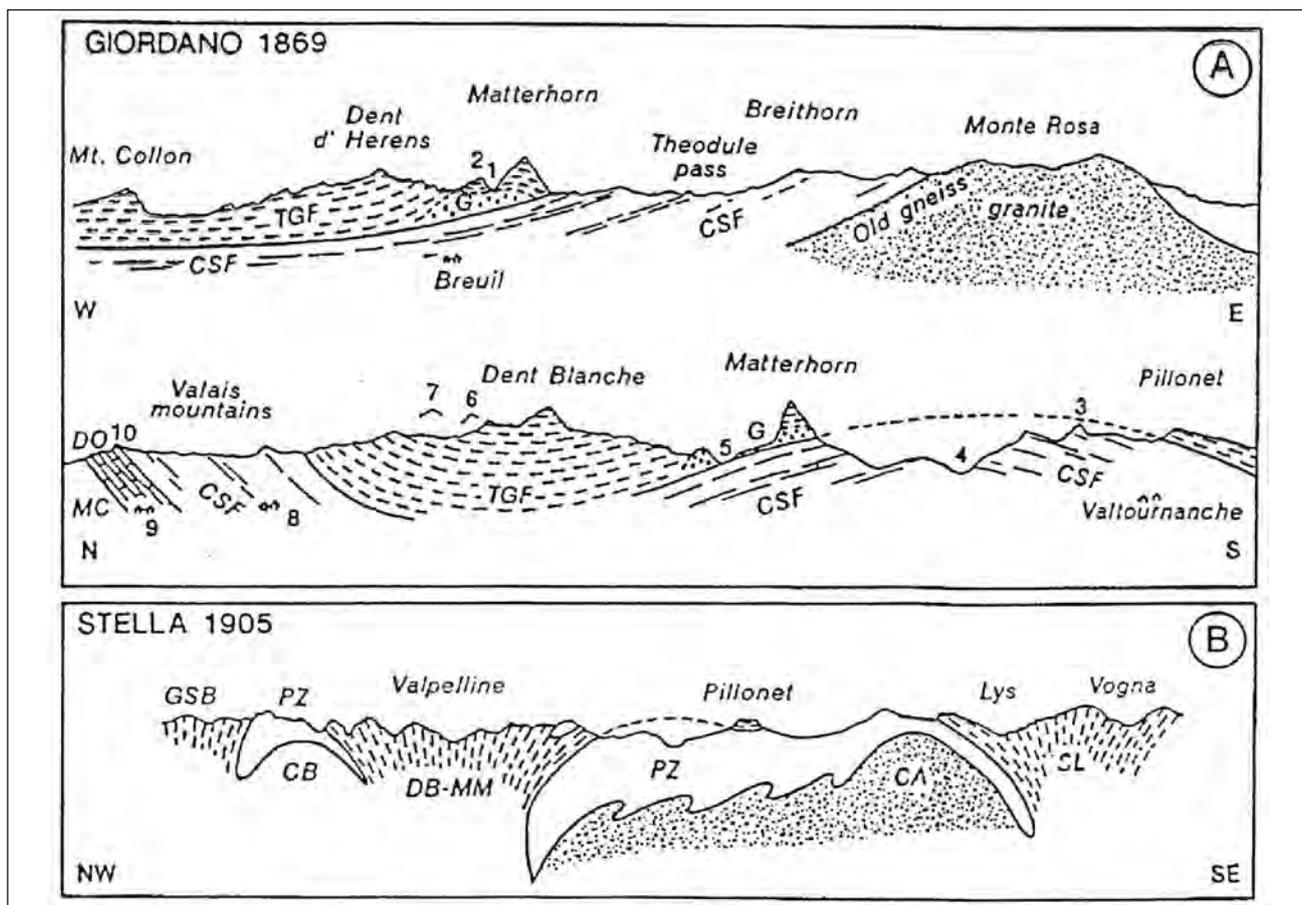


Fig. 18 - (A) Sezioni dal Cervino al Monte Rosa (est-ovest) e dal Vallese al Cervino e alla Val d'Ayas (nord-sud) attraverso l'ellissoide della Dent Blanche (GIORDANO, 1869a): Fm sommitale dello "gneiss talcoso" (TGF), con la lente gabbrica del Cervino (G), sottostante "Fm calcareo-serpentinosa" (CSF), poggiante sullo "gneiss antico" del Monte Rosa. Località: 1) Colle del Leone, 2) Testa del Leone, 3) Roisetta e Tournalin, 4) Valtournanche, 5) ghiacciaio di Zmutt, 6) Gabelhorn, 7) Weisshorn, 8) Haudères, 9) Evolène. (B) Le pieghe a ventaglio con cui STELLA (1927) interpreta in modo fissista la struttura della Valle d'Aosta: Dent Blanche-M. Mary (DB-MM), Sesia-Lanzo (SL), Zona Piemontese (PZ), Monte Rosa, duomi di Arcesa e Boussine (CA-CB), Gran San Bernardo (GSB).

- (A) Matterhorn-Monte Rosa (east-west) and Valais-Matterhorn-Ayas (north-south) cross-sections through the Dent Blanche ellipsoid (GIORDANO, 1869a): capping "gneiss talcoso" Fm (TGF), including the Matterhorn gabbro (G), underlying calcareous-serpentinous Fm (CSF), resting over the Monte Rosa old gneiss. Localities: 1) Colle del Leone, 2) Testa del Leone, 3) Roisetta and Tournalin, 4) Valtournanche, 5) Zmutt glacier, 6) Gabelhorn, 7) Weisshorn, 8) Haudères, 9) Evolène. (B) Fan-fold structures envisaged by STELLA (1927) for interpreting the geology of Aosta Valley against the nappe theory: Dent Blanche-M. Mary (DB-MM), Sesia-Lanzo (SL), Piemonte Zone (PZ), Monte Rosa, Arcesa and Boussine domes (CA-CB), Grand St Bernard (GSB).

delle Grandes Murailles (fig. 19). A lavori appena iniziati, ARGAND (1906) presenta all'Accademia delle Scienze di Parigi la nota "Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche" in cui riduce a sei i sette ricoprimenti per ultrapieghe della Zona pennidica proposti l'anno precedente (LUGEON & ARGAND, 1905). L'aggiornamento consiste nell'attribuire alla falda VI della Dent Blanche s.l., o "nappe piémontaise supérieure" (termine poi abbandonato), anche la massa Mary-Emilius e i lembi minori del Rafray e del Pilonet; l'intera falda VI è radicata nella parte esterna dello gneiss Sesia. Le altre cinque falde pennidiche rimangono immutate.

La carta, stampata nel 1908, è illustrata nella monografia "L'exploration géologique des Alpes pennines centrales" e nella nota "La Doire Baltée en aval d'Aoste" (ARGAND, 1909a-b). La ricerca è completata con l'illustrazione dettagliata delle Alpi Pennine e con l'estensione della struttura a falde di ricoprimento

all'intero arco alpino occidentale (ARGAND, 1911a-b). La monografia di ARGAND (1911a) è accompagnata dalla "Carte tectonique des Alpes Pennines" alla scala 1:500.000 (fig. 20), estesa dal Rodano e dai "massicci ostacolo" elvetic (Aar e Monte Bianco-Aiguilles Rouges) al versante destro della Valle d'Aosta, alla Valsesia e alla regione Ossola-Sempione, da uno stereogramma schematico (fig. 21A) e da uno stereogramma tettonico (fig. 21B), della stessa regione. La Zona pennidica è una successione di sei grandi pieghe coricate (ultrapieghe, pieghe-falde), fisicamente continue secondo la direzione degli assi tettonici regionali (cilindrismo). Le pieghe sono costituite da nuclei antiformali di rocce cristalline e da un mantello di sedimenti mesozoici di copertura rigenerati dal metamorfismo alpino (ARGAND, 1911a-b-c, 1912a-b, 1916). Il nucleo delle ultrapieghe è formato dalla "série pennique inférieure" in cui ARGAND riunisce tutti i litotipi ante-

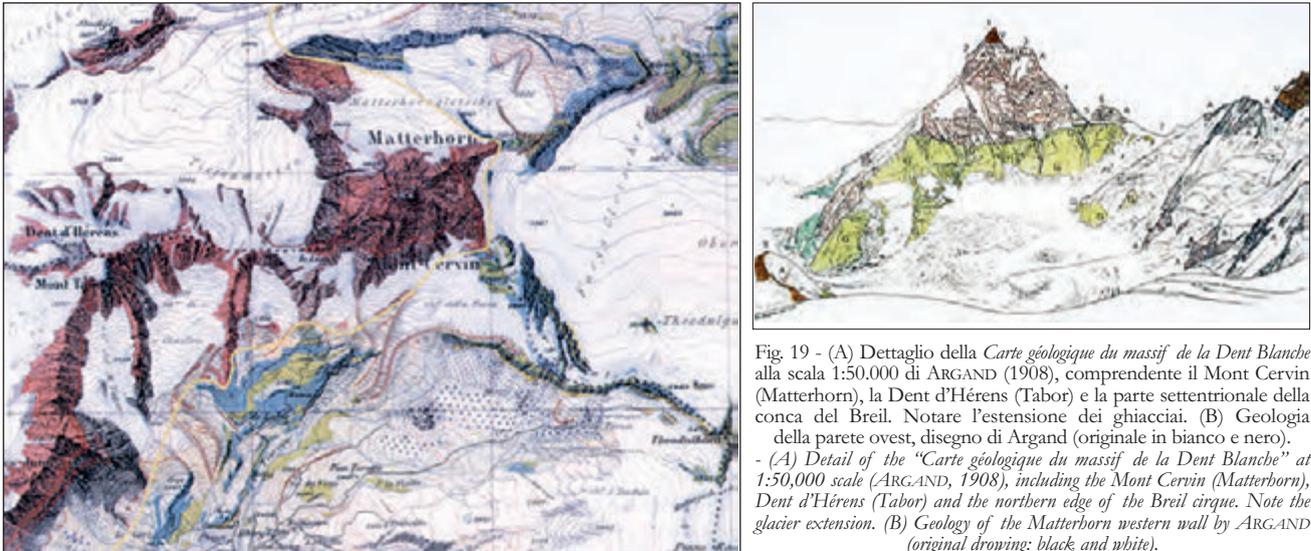


Fig. 19 - (A) Dettaglio della *Carte géologique du massif de la Dent Blanche* alla scala 1:50.000 di ARGAND (1908), comprendente il Mont Cervin (Matterhorn), la Dent d'Hérens (Tabor) e la parte settentrionale della conca del Breil. Notare l'estensione dei ghiacciai. (B) Geologia della parete ovest, disegno di Argand (originale in bianco e nero).
 - (A) Detail of the "*Carte géologique du massif de la Dent Blanche*" at 1:50,000 scale (ARGAND, 1908), including the Mont Cervin (Matterhorn), Dent d'Hérens (Tabor) and the northern edge of the Breil cirque. Note the glacier extension. (B) Geology of the Matterhorn western wall by ARGAND (original drawing: black and white).

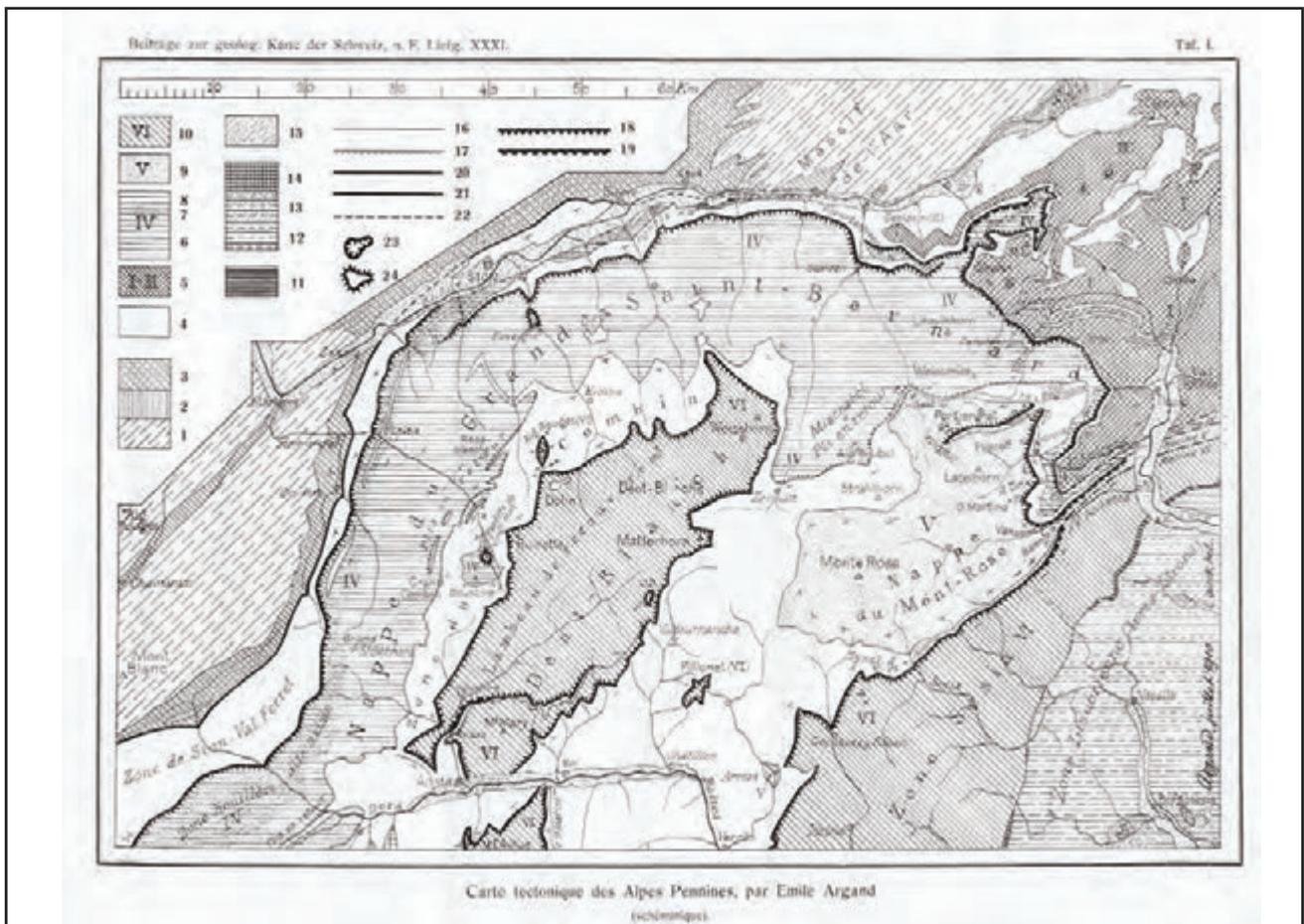


Fig. 20 - *Carte tectonique des Alpes Pennines* alla scala 1:500.000 (*schématique*), disegnata nel 1910 (ARGAND (1911a, Planche I).
 - Tectonic map of the Pennine Alps at 1:500,000, schematic (ARGAND's drawing 1910, printed in 1911a, Planche I).

cedenti alla base del "*Trias calcaire*" e, in sua assenza, ai calcescisti mesozoici. Si tratta di scisti cristallini precarboniferi, di scisti eteropici con il Carbonifero produttivo (antracite) della *Zone bouil-*

lère, riferita da ARGAND (1906, 1912a) al settore esterno del ricoprimento del Gran San Bernardo (IV); seguono successioni silicoclastiche permiane, probabilmente presenti, ma non distinguibili, e in-

fine quarziti riferite al Triassico inferiore. L'involucro esterno delle ultrapieghe antiformali e il nucleo delle strette sinformi sono costituiti dalla "série pennique supérieure", rappresentata da tutte le successioni mesozoiche posteriori alle quarziti eotriassiche, cioè dal "Trias calcaire", poi indicato "Trias moyen calcaire-dolomitique", e/o dai calcescisti con pietre verdi. In definitiva, ARGAND (1934) individuava nelle "série pennidiche" due *end-members* e tutte le possibili tipologie intermedie: i) il "tipo comprensivo", privo delle successioni calcareo-dolomitiche, è costituito dalla diretta sovrapposizione della "formation des Schistes lustrés", di supposta età triassica medio-superiore e giurassica, alla "formation des paragneiss, micaschists etc.", di età eotriassica e paleozoica; ii) il "tipo differenziato", in cui sono presenti e distinguibili anche le formazioni carbonifere, permiane, eotriassiche, triassiche medie e superiori. Si noti che nella serie inferiore ARGAND raggruppa sia il basamento polimetamorfico, coinvolto nell'orogenesi ercinica (metamorfismo regionale o di contatto, indotto dalle intrusioni del ciclo ercinico), sia le formazioni silicoclastiche posterciniche, senza conferire adeguata importanza alla discordanza che di fatto le separa (DAL PIAZ, 1939).

ARGAND aveva a lungo sottovalutato gli effetti delle trasposizioni alpine, di cui solo alla fine si sarebbe reso perfettamente conto: "il n'es pas inconcevable que certaines des concordances à contact net ne soient qu'apparentes, la discordance ayant été effacée par des déformations du cycle alpin" (ARGAND, 1934), senza tuttavia modificare la sua sintesi generale.

La "Carte tectonique des Alpes Penniques" (fig. 20) e i due stereogrammi (fig. 21A-B) mostrano in pianta e con visione tridimensionale la struttura di questo settore chiave della catena a falde, dalla depressione tettonica della Valle d'Aosta alla culminazione assiale dell'Ossola-Ticino (Sempione). La Zona pennidica è costituita da sei pieghe-falde, in successione dall'alto al basso: Dent Blanche (VI), Monte Rosa (V), Gran San Bernardo (IV), Monte Leone (III), Lebendun (II), Antigorio (I); segue la Cupola di Verampio, l'unità più profonda ("elemento zero") dell'intera catena, di cui affiora solo il carapace. Le falde pennidiche sono separate da strette sinclinali di terreni della "série supérieure", le cui successioni sono ritenute in continuità stratigrafica con quelle della "série inférieure". Lo spessore complessivo delle falde VI, V e IV è valutato rispettivamente in 5, 8 e 10 km.

Carta tettonica e stereogrammi illustrano, con ornamenti appropriati, l'assetto strutturale della pila delle falde, evidenziato dal limite tra la serie inferiore e quella superiore, cioè tra nuclei antiformali e sinformali. Sono distinti: i) i fianchi normali delle pieghe-falde e delle loro digitazioni, ii) locali rovesciamenti dei fianchi normali, con le pieghe

retrofleste ("plis en retour") dei Mischabel, Val de Bagnes, Valsavarenche; iii) i fianchi rovesciati delle pieghe-falde e delle loro digitazioni, iv) i fianchi rovesciati riportati alla normalità da deformazioni secondarie, contemporanee allo sviluppo delle falde o posteriori. Sono inoltre distinti il ricoprimento pennidico frontale e, nell'ambito del nostro foglio, il lembo di ricoprimento del Pillonet (VI), la cupola di Boussine (IV) in alta Val de Bagnes, generata da pieghe trasversali e, al suo interno, la piccola finestra tettonica di "Trias calcaire", detta di Vingt Huit. Non sono indicate faglie, neppure quella scoperta da NOVARESE (1904) e STELLA (1905) tra il Col di Joux e il Colle della Ranzola, in cui ARGAND non credeva: "confesso di non aver constatato nella natura alcun fatto che giustifichi l'esistenza della faglia tra lo sbocco della Valle di St Barthélemy ed Aosta" (ARGAND, 1909b). Si tratta di una grande faglia normale di età oligocenica (BIGI *et alii*, 1990; BISTACCHI *et alii*, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004), in parte sepolta sotto le alluvioni della Dora tra Aosta e St Vincent (Foglio 091 Châtillon: DAL PIAZ *et alii*, 2010): essa è evidente lungo il fianco destro della Valle d'Aosta e soprattutto in Val d'Ayas, al margine settentrionale della cupola di Arcesa-Brusson (falda V), zona che ARGAND non aveva probabilmente visitato di persona.

La faccia superiore dello stereogramma è una generalizzazione di quanto si osserva in superficie nel settore centro-orientale della carta. La faccia anteriore è una sezione trasversale (NO-SE) della Zona pennidica in cui appare anche la struttura profonda, ottenuta proiettando le unità pennidiche inferiori affioranti nella culminazione Ossola-Ticino (III-II-I-0) al di sotto di quelle esposte nella depressione della Valle d'Aosta-Vallese meridionale (VI-V-IV), il cosiddetto "ombilico tettonico" delle Alpi occidentali. La ricostruzione è basata sull'ipotesi - fondamento della sintesi di ARGAND - che vi sia un'effettiva continuità fisica tra le pieghe-falde lungo la loro direzione assiale: la faccia laterale (NE-SO) dello stereogramma ne indica la pendenza media.

La struttura delle grandi pieghe coricate delle Alpi Pennine è illustrata in sedici profili seriatati alla scala 1:400.000 (ARGAND, 1911b, *Planche IV, Profil 16-31*) e da altri tre stereogrammi. Il profilo longitudinale n. 12 (*Planche III*) mostra la supposta continuità fisica della Falda V che dal Monte Rosa si estenderebbe, senza interruzioni, al Massiccio del Gran Paradiso e a quello del Dora-Maira, passando in tunnel sotto le ofioliti mesozoiche dell'insellamento valdostano e di quello delle Valli di Lanzo. In figura 22 sono riprodotti i 5 profili (24-28) relativi alle unità tettoniche del Foglio Monte Cervino e delle aree circostanti, dalla Zona Sesia-Lanzo al dominio Elvetico in Valle del Rodano, attraverso le falde IV-V-VI esposte nelle valli di Gressoney e d'Ayas (Challant), in Valournenche, Valpelline e in Vallese.

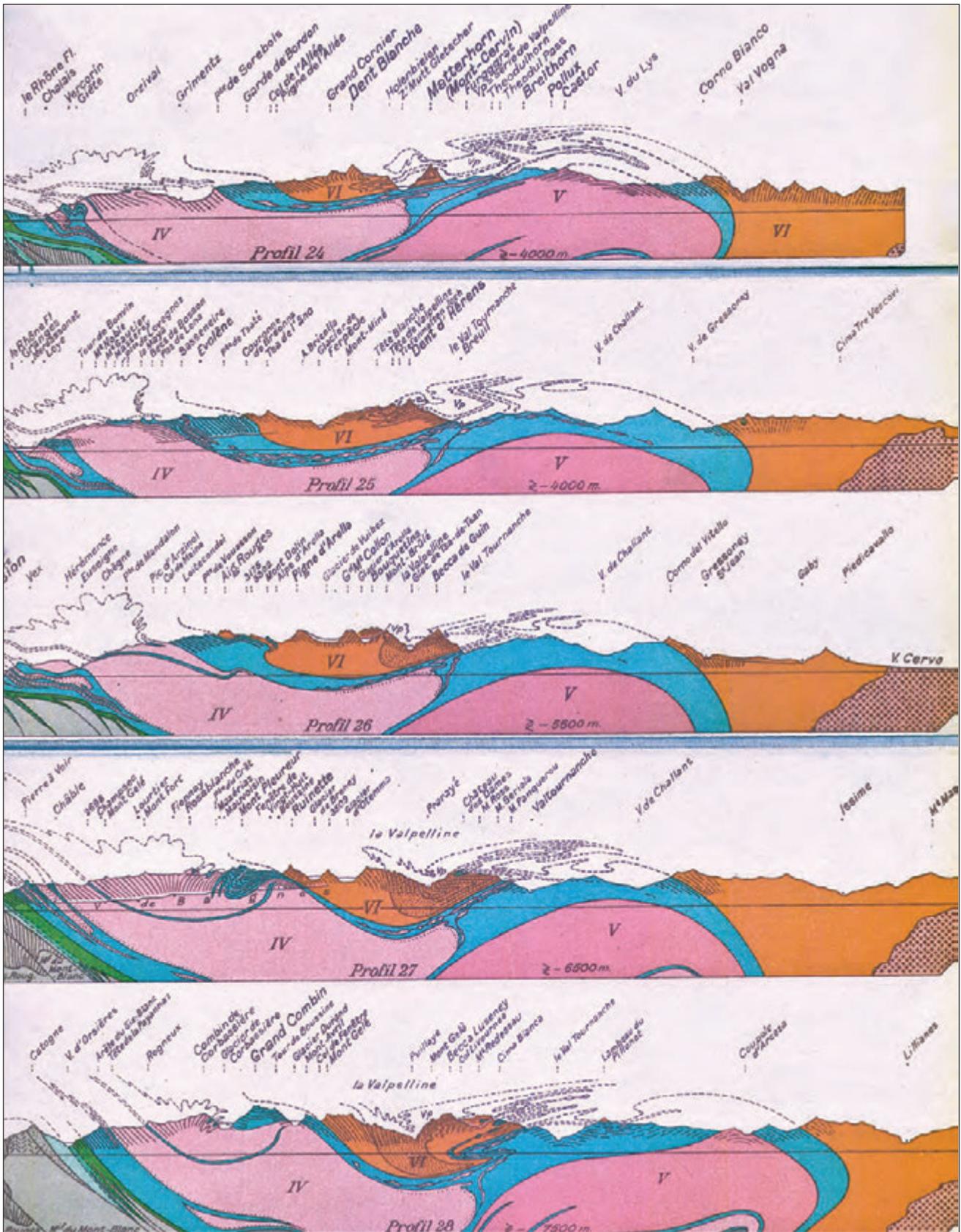


Fig. 22 - Profili 24-28 nel versante settentrionale della Valle d'Aosta e nel Vallesse sud-occidentale, dalla Zona Sesia-Lanzo (VI) alle unità penniniche inferiori ed elvetiche in valle del Rodano, attraverso le ultrapieghe del Gran San Bernardo (IV), del Monte Rosa (V) e della Dent Blanche (VI): estratto dalla tavola di sezioni geologiche alla scala 1:400.000 le Alpi Pennine (ARGAND, 1911b, Planche IV). Dettagli nel testo.

- Cross-sections 24-28 of northern Aosta Valley and south-western Valais, from the Sesia-Lanzo Zone (VI) to the lower Penninic and Helvetic nappes in the Rhone valley, through the fold-nappes of Grand St Bernard (IV), Monte Rosa (V) and Dent Blanche (VI): plate of 1:400,000 geological profiles of the Pennine Alps (ARGAND, 1911b, Planche IV). See text for details.

La falda della Dent Blanche *s.l.* (VI) ha una struttura complessa, suddivisa nella falda Dent Blanche *s.s.* e nei lobi (pieghe di secondo ordine) del Mont Mary e del Monte Emilius, con radice comune nella Zona Sesia (VI). Il sistema tettonico VI (Dent Blanche e Zona Sesia) è separato dalle sottostanti pieghe-falde del Monte Rosa (V) e del Gran San Bernardo (IV) da sinclinali della “*serie pennidica supérieure*” (calcescisti con pietre verdi e discontinue successioni basali di “*Trias calcaire*”) in contatto stratigrafico con i nuclei cristallini (v. figg. 21-22).

Dal punto di vista strutturale le successioni mesozoiche delle sinclinali sono riferite al fianco rovesciato delle ultrapieghe sovrastanti e al fianco normale di quelle sottostanti. Le strutture principali raffigurate da ARGAND (v. figg. 21-22) sono la sinclinale di Alagna, tra Zona Sesia e Monte Rosa (VI-V), la sinclinale Barrhorn-Bruneggorn (Zona del Combin), tra Dent Blanche e Gran San Bernardo (VI-IV), e la sinclinale Saas-Bognanco-Antrona, tra Monte Rosa e Gran San Bernardo (V-IV). ARGAND definisce la “*Zone du Combin*” come l’insieme di formazioni mesozoiche comprese tra lo zoccolo paleozoico della falda del Gran San Bernardo e quello della Dent Blanche. Contrariamente al fraintendimento di alcuni autori (SARTORI, 1990; VANNAY & ALLEMANN, 1990), la Zona del Combin non comprende la sottostante Zona di Zermatt-Saas, tipica unità ofiolitica con metamorfismo eclogitico che non supera la struttura retroflessa dei Mischabel, ma si immerge e sparisce definitivamente al di sotto di essa (BEARTH, 1967; DAL PIAZ, 1992, 1999). Nella legenda della carta di ARGAND (1908) la Zona del Combin è indicata come giurassica, ma nelle note diventa giurassica *pro parte* poiché, come già detto, ARGAND (1909a-1934) riteneva che la parte inferiore della formazione dei calcescisti con pietre verdi in facies comprensiva potesse passare lateralmente alle successioni calcareo-dolomitiche medio-triassiche, presenti solo localmente.

Nella *Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1:50.000* e nei profili seriatati ARGAND (1908, 1909a, 1911) distingue il basamento pretriassico e le coperture mesozoiche. Il Pretriassico della falda Dent Blanche (VI) è suddiviso in due parti: la “*Division inférieure*, o *Série de Valpelline*”, e la “*Division supérieure*, o *Série d’Arolla*”, (fig. 23A) termini divenuti classici nella letteratura alpina e qui mantenuti (anche col significato di unità tettoniche): 1) Serie di Valpelline, costituita da: i) gneiss e scisti kinzigitici, con graniti, apliti e loro derivati; ii) gabbri eufotidi con masse minori di melagabbri e peridotiti, filoni aplitici e loro derivati (Cervino, Collon, Petit Collon); iii) dioriti e gabbri melanocratici, filoni aplitici e loro derivati (intercalazioni ripetute nelle kinzigiti); iv) marmi con minerali attribuiti al metamorfismo di

contatto. 2) Serie di Arolla, costituita da: i) gneiss cloritici a grana fine, gneiss albitici, ecc.; ii) gneiss ad anfibolo con filoni aplitici e segregazioni basiche, gneiss a clorite e sericite (Gneiss di Arolla), in prevalenza ortogneiss derivati da graniti ad anfibolo a cui passano gradualmente; iii) Gruppo di Bertol (Dents de Bertol e Cervino-Grandes Murailles): costituisce la zona di transizione (in realtà una grande zona di taglio duttile) tra la Serie di Arolla e la Serie di Valpelline, formata da graniti bluastri e bianchi ad anfibolo e biotite, passanti a quarzodioriti, con filoni aplitici e segregazioni basiche, gneiss zonati cloritico-epidotici a bande blu, bianche e verdi, gabbri e scisti saussuriticci.

I corpi gabbri della Falda Dent Blanche (Cervino, Collon; fig. 23a), inseriti inizialmente nella Serie di Valpelline di età paleozoica (ARGAND, 1908), sono poi ritenuti di età mesozoica (ARGAND, 1934) per una presunta affinità mineralogica e geochemica con alcuni metagabbri ofiolitici. In seguito essi sono stati correttamente interpretati come precursori basici dei graniti di Arolla (STUTZ, 1940; STAUB, 1957) e riferiti entrambi al ciclo magmatico permiano (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BUSSY *et alii*, 1998; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; BALETTI *et alii*, 2012).

Passando alla falda del Gran San Bernardo (IV), il Pretriassico (“*Casannaschiefer*” *Auct.*) è costituito da quarziti, micascisti e scisti anfibolici, con limitate iniezioni granitiche, da scisti neri grafitici con rocce verdi d’aspetto prasinitico (Carbonifero *p.p.*) e da quarziti sericitiche fogliettate (Permiano *p.p.*). La stratigrafia delle successioni mesozoiche sinformali comprese tra il fianco rovesciato della piega-falda Dent Blanche e quello normale della piega-falda del Gran San Bernardo (sinclinale VI-IV, Zona del Combin) è ricostruita da ARGAND (1908, 1909a) nel modo seguente: i) “*Jura*”: calcescisti (“*schistes lustrés*”) e calcari cristallini, con intercalazioni di micascisti e quarziti; ii) “*Trias, division supérieure*”: carnioli, marmi del Barrhorn, “*Trias calcaire*” in generale, con intercalazioni di prasiniti; “*Groupe du Brunnegghorn*”: calcari tabulari scuri, calcari silicei, brecce, scisti carboniosi, calcari dolomitici e carnioli inferiori; iii) “*Trias, division inférieure*”: quarziti con qualche letto di calcari dolomitici e prasiniti, quarziti compatte o tabulari. Le ofioliti sono rappresentate da prasiniti cloritiche (“*Groupe de Bies*”, termine poi abbandonato) e/o da filoni strato di gabbri eufotidi trasformati in prasiniti a zoisite e mica cromifera (“*Groupe de Tracuit*”, *Trias p.p.*), con lenti di serpentiniti scistose e di marmi. Dal punto di vista strutturale, ARGAND distingue (rassegna in SARTORI, 1987): i) un “*gruppo supérieure*”, con le pietre verdi di Bies e Tracuit e i calcescisti associati, riferito al fianco rovesciato della Dent Blanche; ii) un “*gruppo medio*” formato

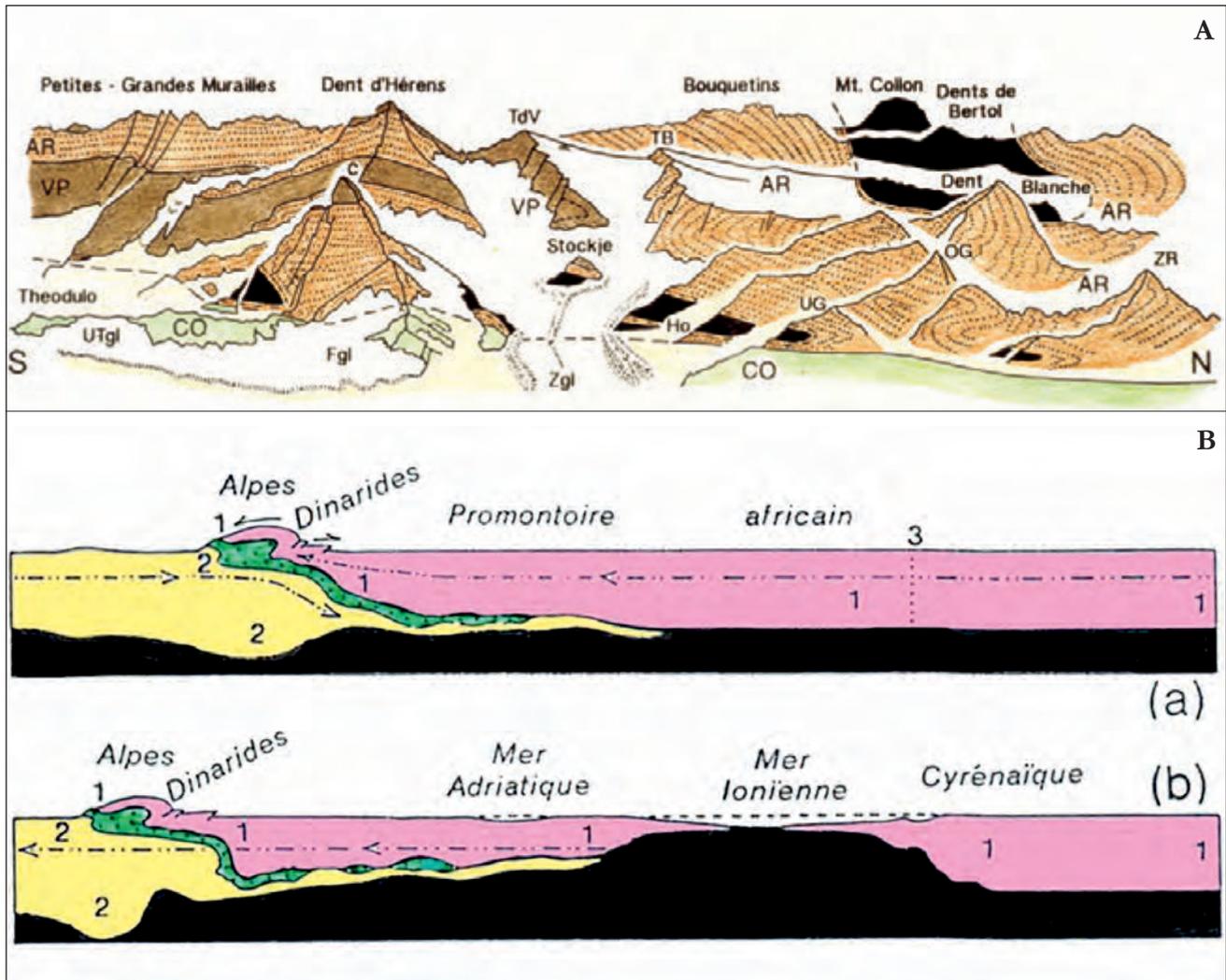


Fig. 23 - (A) Profili seriati semi-schematici del settore nord-orientale della Falda Dent Blanche compreso nel Foglio Monte Cervino (ARGAND, 1909a), con piccole modifiche (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Falda della Dent Blanche: Serie di Valpelline (VP): complesso kinzigitico; Serie di Arolla (AR): granitoidi gneissici e corpi gabbri (nero); sottostante Zona ophiolitica piemontese, "sinclinale del Combin" (CO). TdV: Tête de Valpelline, TB: Tête Blanche, C: Matterhorn-Cervin, OG: Obergabelhorn, UG: Untergabelhorn, ZR: Zinalrothorn, Ho: Holenbielen, Fgl: ghiacciaio di Ferpèche, Zgl: ghiacciaio di Zmutt, Fgl: ghiacciaio di Furgg, Utgl: ghiacciaio Unter Theodul. (B) Evoluzione a due stadi della geotraversa Europa centrale-Cirenaica, attraverso le Alpi e il Mar Ionio (ARGAND, 1924a-b): (a) Ricostruzione sintetica della catena alpino-dinarica, generata dalla collisione (fase parossistica di età oligocenica) tra Africa (1) ed Europa (2), separate dalla sutura dell'originaria Tetide penninica (verde); (b) Fase tardo-orogena, di età neogenica: apertura in estensione del Mar Ionio, con assottigliamento e lacerazione della crosta continentale, sino all'esposizione del substrato simatico (nero) al fondo del bacino.

- Semi-schematic serial profiles across the north-eastern part of the Dent Blanche nappe, inside the Monte Cervino map (ARGAND, 1909a), lightly modified (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Dent Blanche nappe: Valpelline Series (VP): kinzigitic complex; Arolla Series (AR): gneissic granitoids and gabbro bodies (black); underlying ophiolitic Piemonte Zone, Argand's "Combin syncline" (CO). TdV: Tête de Valpelline, TB: Tête Blanche, C: Matterhorn-Cervin, OG: Obergabelhorn, UG: Untergabelhorn, ZR: Zinalrothorn, Ho: Holenbielen; Glaciers: Ferpèche (Fgl), Zmutt (Zgl), Furgg (Fgl), Unter Theodul (Utgl). (B) Two-stage evolution of the Central Europe-Cirenaica geotraverse, through the Alps and Ionian sea (ARGAND, 1924a-b): a) Synthetic reconstruction of the Alpine-Dinaric belt, generated by the collision (Oligocene paroxysmal phase) between Africa (1) ed Europe (2), separated by the Penninic Tethyan suture (green); b) Late-orogenic phase, Neogene: extensional opening of Ionian sea through thinning and tearing of the continental crust, up to the exposure at the ocean floor of the simatic substratum (black).

da marmi, dolomie e quarziti triassiche, ripiegate in sottilissime anticlinali coricate (fig. 22), indicate con il felice nome di "faisceau vermiculaire - Wurmlizug" (fascio vermicolare), suddiviso in un ramo superiore e in uno inferiore (riferibili attualmente alle unità del Frilhorn e del Pancherot-Cime Bianche; DAL PIAZ, 1999); iii) un "gruppo inferiore", costituito dalle sequenze carbonatiche triassiche del Barhorn e Brunnegghorn, già distinte da GERLACH (1869, "Dolomit und dolomitischer Kalk"), copertura stratigrafica normale del Gran San Bernardo (se-

quenze in facies Brianzonese, estese in realtà sino al Cretacico sup. e forse all'Eocene; ELLENBERGER, 1953a-b; BEARTH, 1953, 1964, 1978-80; SARTORI, 1990; STECK *et alii*, 1997). Secondo ARGAND (1911b, 1916), il fascio vermicolare è una digitazione della serie superiore del Gran San Bernardo, laminata dal sovrascorrimento della Dent Blanche e poi ulteriormente deformata durante la fase tettonica Monte Rosa (v. dopo), attribuzione condivisa da SARTORI *et alii* (2006). La carta strutturale delle Alpi occidentali (ARGAND, 1911b) indica con

un tratteggio il probabile raccordo tra il fascio vermicolare a nord-ovest di Zermatt e la digitazione superiore del Gran San Bernardo nella zona di Evolène.

La copertura mesozoica della Dent Blanche, preservata localmente sul fianco normale della piega-falda, ampiamente eroso, è rappresentata dal “*Groupe du Dolin*”, successione non ofiolitica di calcari tabulari grigi e neri, brecce calcaree e quarziti del Giurassico, carnioli, scisti rossi e verdi e calcari dolomitici del Triassico sup., arenarie e quarziti del Triassico inf. (ARGAND, 1908, 1909a).

Passando alla Zona piemontese, le successioni di calcescisti con pietre verdi rappresentate con grande precisione nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 sono state oggetto di poche pubblicazioni da parte dei rilevatori. Oltre alla monografia giustamente famosa sull'età mesozoica della Zona piemontese (FRANCHI, 1898) e le succinte note di rilevamento nelle relazioni annuali del Direttore del SGd'I, vanno ricordati la classificazione delle rocce verdi proposta da NOVARESE (1895) e i fondamentali articoli di FRANCHI (1895, 1897, 1902) sul metamorfismo eclogitico e sull'origine gabbriaca delle rodingiti, ignorati clamorosamente dalla letteratura degli ultimi decenni.

A FRANCHI va il merito di aver segnalate le prime paragenesi a lawsonite-glaucofane, sostenuta la derivazione di prasiniti ed eclogiti da rocce di composizione basaltica, descritta la sequenza di trasformazioni pirosseno sodico - glaucofane - anfibolo verde-azzurro - anfibolo verde (che ora sappiamo indicare la traiettoria in risalita di unità eclogitiche subdotte; COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; ERNST & DAL PIAZ, 1978) ed altre osservazioni macroscopiche e microscopiche che, unitamente al rigore estremo dei suoi rilevamenti, pongono FRANCHI tra i migliori esponenti dell'epoca nel campo della petrografia delle ofioliti metamorfiche e della geologia del cristallino. Nessuno ricorda più che è stato FRANCHI (1895) a riconoscere la natura gabbriaca e la giacitura filoniana delle “*granatiti*” diffuse nelle serpentiniti delle Alpi, interpretate da autorevoli studiosi europei come *skarn* di contatto magmatico (prodotto da serpentiniti ritenute eruttive) ed ora note col nome di rodingiti, termine coniato da MARSHALL (1911) per rocce similari rinvenute nel bacino del fiume Roding in Nuova Zelanda e rese popolari da COLEMAN (1967, 1977; dettagli e rassegna sulle rodingiti alpine in DAL PIAZ, 1967, 1969b). L'unica differenza nelle facies alpine è la ricristallizzazione metamorfica delle associazioni metasomatiche primarie (di ambiente oceanico), da cui i nomi di rodingiti *l.s.* (DAL PIAZ, 1967) o metarodingiti (EVANS *et alii*, 1979; LI *et alii*, 2004b; FERRANDO *et alii*, 2010). Neppure STELLA (1905) è ricordato per aver elaborato e applicato il

concetto di zoneografia metamorfica in funzione della profondità (zone batimetriche), confrontando gli scisti piemontesi dell'Ossola con quelli meno profondi e di grado più basso delle Alpi Cozie e Graie, ma tutto quello che non si trova in internet sta scomparendo definitivamente dalla letteratura alpina del terzo millennio.

Ai primi del Novecento il significato paleostrutturale delle ofioliti era stato affrontato brillantemente da STEINMANN (1905; v. anche STEINMANN, 1927, DESMURS *et alii*, 2001, BERNOULLI & JENKINS, 2009a-b), sostenendo che l'associazione peridotiti-diabasi (basalti)-radiolariti - la “trinità” litologica ben nota nelle Alpi e negli Appennini - fosse sintomatica dei fondali di un oceano profondo, concetto in parte intravisto nella geosinclinale di HAUG (1900) e poi sviluppato da HERMANN (1925a) con i suoi archi insulari separati da canali simatici.

Torniamo ad ARGAND ed alle sue mutevoli concezioni sulle ofioliti. Constatata l'abbondanza di rocce verdi concentrate alla base (presunta) della “*serie pennidica superiore*”, ARGAND (1909a) le aveva attribuite per buona parte al Triassico (opinione ancora diffusa agli inizi del Novecento). Nel 1916 cambia radicalmente opinione sostenendo il carattere sinorogenico del magmatismo ofiolitico, iniettato in prevalenza nei sistemi di frattura aperti nel fianco inverso delle anticlinali coricate in fase embrionale di sviluppo, dando luogo ad intrusioni e a qualche effusione sottomarina. La principale via di adduzione del magma si sarebbe verificata nel fianco rovesciato della Dent Blanche, documentata dal “*filon-couché*” gabbriaco del “*Groupe de Tracuit*”. L'iniezione in regime compressivo dei magmi basici sarebbe di età mesozoica e forse terziaria.

Nel 1924 ARGAND cambia nuovamente idea ed elabora un'ipotesi rivoluzionaria nell'ambito dell'interpretazione globale del sistema orogenico alpino-himalaiano. In condizioni tettoniche estensionali, ARGAND suppone che l'apertura di un oceano costituisca lo stadio finale dell'evoluzione di una geosinclinale, la cui crosta continentale sia stata stirata sino alla lacerazione e all'esposizione del sima al fondo del bacino: “*la condition geosynclinale fait place à la condition océanique; si le fait se généralise, il n'y a plus qu'un océan*” (ARGAND, 1924a-b). Con questa ricostruzione, che raffigurava la denudazione meccanica del mantello litosferico (fig. 23B) ARGAND anticipava i modelli di rifting continentale asimmetrico e di margini superestesi con transizione oceano-continente (MANATSCHAL, 2004; BERNOULLI & JENKINS, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010b, MOHN *et alii*, 2010). Queste idee erano troppo avanzate per poter essere accettate dai geologi dell'epoca e forse dallo stesso ARGAND che, nel 1934, preferì ritornare all'idea iniziale del ca-

rattere sinorogenico delle manifestazioni ofiolitiche, messe in posto durante le fasi compressive embrionali dell'orogenesi alpina.

Al genio di ARGAND (1916) si deve la prima ricostruzione cinematica delle Alpi occidentali, dalle deformazioni embrionali della Tetide allo sviluppo di geoanticlinali di secondo ordine che evolvono in un treno di ultrapieghe coricate e poi appilate le une sulle altre, dando origine alle sei falde della Zona pennidica. Nel classico articolo "*Sur l'arc des Alpes occidentales*" ARGAND (1916), illustra l'evoluzione cinematica della catena alpina con una serie di tredici sezioni verticali che mostrano, in successione cronologica, la progressiva compressione della Tetide, dagli stadi embrionali alla struttura attuale delle Alpi attraverso tre fasi parossistiche seguite da fasi tardive (fig. 24). Letta in senso inverso, dalla configurazione attuale alla situazione paleogeografica iniziale, la figura pone le basi della retrodeformazione e della restaurazione palinspastica. La geosinclinale si forma in distensione e la sua evoluzione ulteriore è regolata dall'alternanza di compressioni e distensioni, sino alla compressione definitiva, il cosiddetto parossismo (ARGAND, 1924a, 1934).

La genesi delle Alpi è dovuta alla compressione della Tetide esercitata dalle mascelle di una gigantesca morsa: i) a sud, lo zoccolo delle Dinaridi, identico ai nuclei cristallini delle falde austroalpine delle Alpi orientali, collegato al continente indo-africano attraverso l'infrastruttura del mare Adriatico e dello Ionio, il cosiddetto "*promontorio africano*"; ii) a nord, la Zona elvetica e lo zoccolo europeo. Le successioni della geosinclinale sono compresse e deformate in modo duttile, generando le pieghe-falde della Zona pennidica (fig. 24).

Tettonica embrionale - Si sviluppa dal Triassico all'Oligocene inferiore. Nelle fasi compressive iniziali si formano la geoanticlinale brianzonese e quella del M. Dolin, embrioni delle falde del Gran San Bernardo (IV) e della Dent Blanche (VI). Sotto l'azione continua degli sforzi tangenziali, gli embrioni delle anticlinali sono traslati in avanti e i loro depositi neritici formano la fronte delle grandi pieghe coricate; nello stesso tempo, la geosinclinale piemontese diventa la sinclinale coricata che separa le falde IV e VI. Gli embrioni delle pieghe coricate si manifestano in superficie come "*train d'ondes géoanticlinales et géosynclinales en marche vers le butoir externe*". Sui fianchi della geoanticlinale brianzonese si formano le breccie liassiche, più abbondanti sul lato vallesano (le moderne Breccie di Tarantasia; ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1971) che in quello piemontese. L'embrione della falda Monte Rosa (V) non è ancora comparso in superficie; in altre parole, la falda è in ritardo rispetto alle due consorelle e tale sfasamento permane sino al parossismo orogenico, quando la falda Monte Rosa

punzona a tergo la falda del Gran San Bernardo e ne provoca la retroflessione, generando il "*capuchon*" Mischabel-Valsavaranche.

La falda del Gran San Bernardo (IV) nasce per prima, sotto forma di una "*cordillera*" in movimento, destinata ad affrontare direttamente l'avampaese; per il suo volume è la più grande delle falde alpine. Appena meno importante, la falda Dent Blanche (VI) è marcata, sin dall'origine, da una "*cordillera*" analoga che alla sua fronte comprime e restringe la geosinclinale piemontese.

Parossismo - Si articola in tre fasi: Gran San Bernardo, Dent Blanche e Monte Rosa. Nella prima fase si forma una pila di falde traslate sul dominio elvetico e che comprendono le unità vallesane, la falda del Gran San Bernardo e la geoanticlinale del Dolin. Nella seconda fase, la geoanticlinale del Dolin (futura Dent Blanche) avanza sui resti della geosinclinale piemontese e, dopo aver ricoperto tale depressione, si scontra col fianco normale della falda del Gran San Bernardo, generando un primo treno di pieghe retroflesse (ventaglio di Bagnes). Nel frattempo l'avanfossa accoglie i prodotti dell'erosione delle falde, dando inizio alla formazione della molassa. Nella terza fase si sviluppa la falda del Monte Rosa che, come la precedente, va a punzonare il fianco normale della falda del Gran San Bernardo: nasce così il ventaglio di pieghe retroflesse Valsavarenche-Michabel, descritto in seguito da HERMANN (1925b-c).

La fase Monte Rosa è seguita da una pausa orogenica che provoca l'affossamento del dominio adriatico. Con la successiva ripresa degli sforzi tangenziali (fase insubrica s.s.) e la loro applicazione a profondità maggiori si forma un terzo ventaglio, quello delle radici della Zona pennidica che vengono raddrizzate, rovesciate ed assottigliate.

In definitiva, la Zona piemontese (pennidica) presenta tre generazioni di pieghe retroflesse e di strutture a ventaglio, ritenute da molti autori l'effetto di spinte antitetiche rispetto alla spinta principale e ad essa posteriori. ARGAND (1911a-b, 1934) confuta questa radicata convinzione, sostenendo che non c'è struttura nelle Alpi che non sia causata dalla spinta principale verso l'esterno della catena e non ne sia sincrona. Il piegamento "*en retour par sous-charriage*" è un processo normale nelle grandi catene "*in movimento*": non è il senso della spinta generale che si inverte, ma solo la vergenza di certe strutture situate sul fianco normale e nella zona di radice delle pieghe coricate pennidiche.

Declino dell'orogenesi e fasi tardive - Dall'Oligocene sup. in poi l'energia degli sforzi tangenziali diminuisce notevolmente e i massimi di deformazione, molto minori dei precedenti, alternano a fasi di remissione. Col "*serrage*" finale tutte le cerniere e gli alti strutturali sono accentuati. La catena si solleva

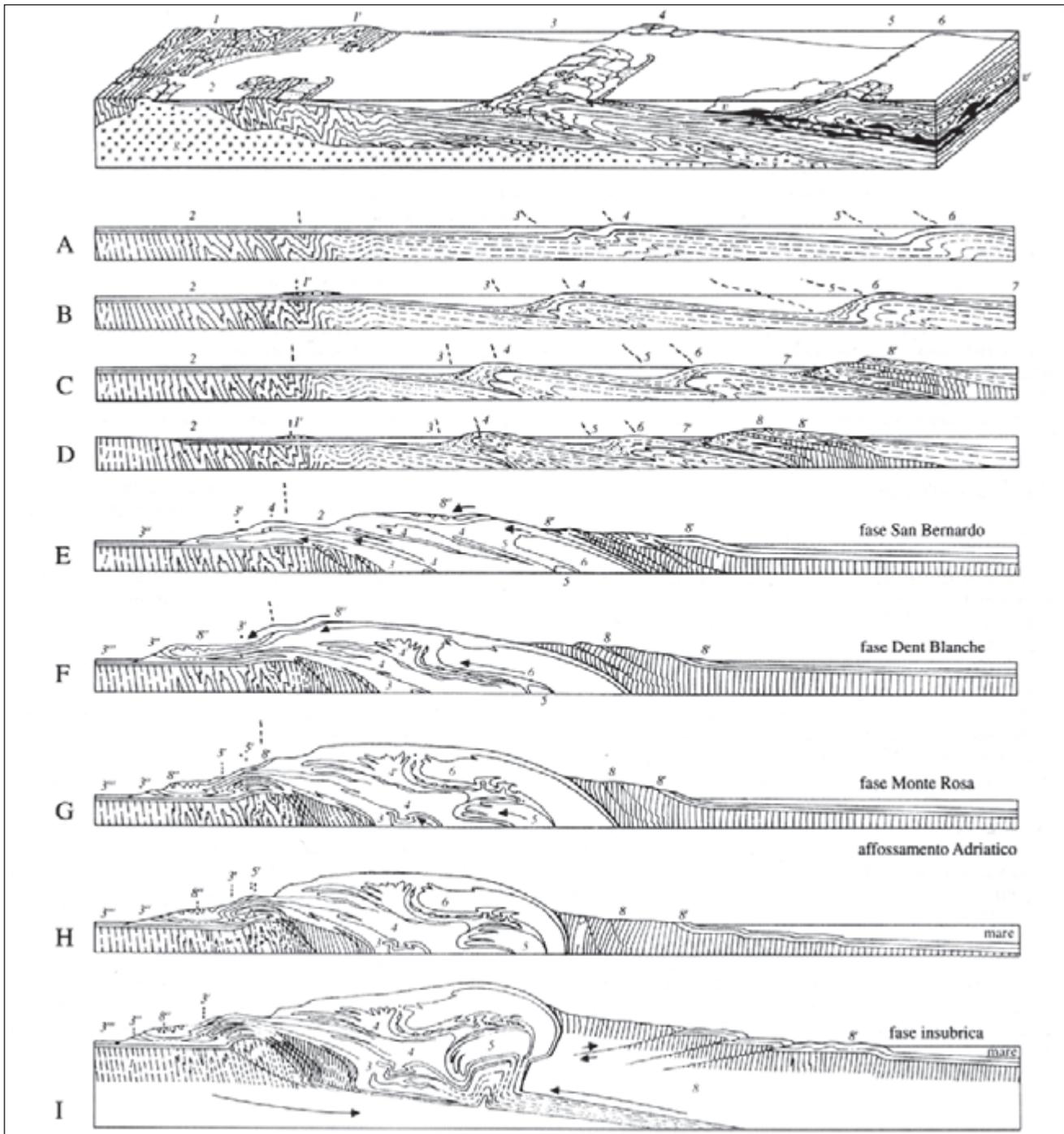


Fig. 24 - Evoluzione "embriotonica" (cinematica) della catena alpina (ARGAND, 1916). In alto: modello tridimensionale della catena allo stato embrionale e suoi elementi costitutivi: 1) avampaese rigido con basamento ercinico ripiegato e intruso da graniti prealpini (g, P: rigonfiamento esterno); 2) bacino di avanfossa; 3) cordigliera frontale; 4) solco marino; 5) cordigliera interna, con intrusione sincinematica di magmi ofiolitici (v-v', in nero). Le nove sezioni sottostanti (13 nell'originale), ordinate in successione cronologica, sintetizzano l'evoluzione cinematica e la progressiva compressione della geosinclinale. Le fasi embrionali (A: Trias medio, B: Giurassico, C: Cretaceo; D: Oligocene inferiore) sono seguite dalle fasi parossistiche (da E a I), responsabili della genesi e dell'appilamento delle falde (ultrapieghe) della Zona Penninica (Gran San Bernardo, Dent Blanche, Monte Rosa) e concludono con la retroflessione della zona radicale e la genesi del sistema antitetico delle Alpi Meridionali (fase insubrica). Elementi strutturali: 1: avampaese, 1'-2: geosinclinale elvetica e bacino epicontinentale; 3: geosinclinale vallesana (3'-3'': Prealpi romande e del Chiabiese); 3''': avanfossa; 4: geosinclinale Brianzonese e falda del Gran San Bernardo; 5: geosinclinale piemontese e falda del Monte Rosa; 5': falde di scollamento elvetiche; 6: geosinclinale del Mont Dolin e falda della Dent Blanche; 7-7': geosinclinale del Canavese; 8-8': basamento e copertura del retroterra insubrico (Alpi meridionali); 8'': unità di origine insubrica nelle Prealpi franco-svizzere. Dettagli nel testo.

- "Embriotonica" (kinematic) evolution of the Alpine belt (Argand, 1916). Top: 3D model of the embriotonica Alpine range and its constituents: 1) rigid foreland with folded Hercynian basement intruded by pre-Alpine granites (g, P: external bulge); 2) epicontinental basin; 3) foreland basin; 4) frontal cordillera; 5) sea furrow; 6) inner cordillera and synkinematic intrusion of ophiolitic magmas (v-v', black). The underlying nine sections (13 in the original figure), in chronological succession, synthesize the kinematic evolution and progressive compression of the geosyncline. The embryonic phases (A: Middle Triassic, B: Jurassic, C: Cretaceous; D: Early Oligocene) are followed by the paroxysmal phases (from E to I) which generated and stacked the fold-nappes of the Penninic Zone (Grand St Bernard, Dent Blanche, Monte Rosa), and ended with backfolding of the root zone and generation of the antithetical Southern Alps (Insubric phase). Structural elements: 1: foreland, 1'-2: Helvetic geosyncline and epicontinental basin; 3: Valais geosyncline (3'-3'': Romandes and Chiablis Prealps; 3''': foredeep); 4: Briançonnais geosyncline and Grand St Bernard nappe; 5: Piemonte geosyncline and Monte Rosa nappe; 5': Helvetic decollement nappes; 6: Mont Dolin geosyncline and Dent Blanche nappe; 7-7': Canavese geosyncline; 8-8': basement and cover of the Insubric innerland (Southern Alps); 8'': Insubria-derived units in the French-Swiss Prealps. See text for details.

e aumenta la sua curvatura deformandosi. D'altronde, nulla fa pensare che lo sforzo orizzontale sia esaurito e quando la Zona insubrica affonda sotto le Alpi "*les plis couchés penniques roulent sur leurs charnières et la terre tremble à la marge de l'hémicycle, ou se produit, entre l'avant-pays et les nappes, le décollement principal*" (ARGAND, 1916). Si spiegano così anche la linea sismica nei dintorni del Rodano (tratto svizzero) e la sua estensione nelle Alpi occidentali.

Commentando brevemente la struttura dei lembi settentrionali della falda Dent Blanche s.s., illustrata dai profili alla scala 1:400.000 di ARGAND (1911b), ricordiamo che la Serie di Valpelline costituisce il nucleo più antico dell'ultrapiegia coricata e che la Serie d'Arolla ne è la periferia, circondata a sua volta da un involucro di terreni mesozoici (calcescisti con pietre verdi e limitate rocce in franca facies triassica) affioranti in successione stratigrafica normale o rovesciata. La cerniera del nucleo anticlinalico della Serie di Valpelline, con asse diretto NE-SO, è esposta alla base dello sperone ENE della Tête de Valpelline (indicata nella carta geologica del 1908 e nella tavola di profili seriati, semi-schematici, in ARGAND, 1909a, 1934, fig. 23A). La presenza della Serie di Valpelline a tetto della successione è dovuta alla diffusa erosione del fianco normale e a locali raddoppi della coppia Valpelline-Arolla nella bastionata delle Grandes Murailles ad opera, secondo ARGAND, di grandi pieghe con geometria a S guardando verso nord-est (dettagli e discussione in ELTER, 1960).

Non mancarono le critiche dei sostenitori della tradizione fissista, a cui ARGAND (1911a, 1934) rispose puntualmente: i) quelle di FRANCHI (1906), scettico sull'esistenza stessa delle falde del Monte Rosa e del Gran San Bernardo; ii) quelle di STELLA (1906, 1927), convinto che gli gneiss del M. Rafray non fossero un lembo di basamento (LUGEON & ARGAND, 1905), ma una varietà di calcescisti me-

sozoici; iii) quelle di SCHMIDT (1907) che aveva disegnato un lembo di calcescisti mesozoici e serpentiniti in vetta al Cervino e interpretato i massicci del Monte Rosa e del Gran Paradiso come pilastri autoctoni, divenuti prominenti in seguito all'affossamento delle zone vicine, ipotesi criticate duramente da ARGAND (1909a). Nell'occasione ARGAND riconosceva gli errori della sua prima nota (1906) in cui aveva attribuito alla Serie di Valpelline il ruolo di copertura della Serie di Arolla e alla Zona di Ivrea quello di "sinclinale mesozoica". Sulla base di una effettiva analogia litologica, SCHMIDT (1907) aveva sostenuto l'origine della Serie di Valpelline dalla Zona Ivrea-Verbanò, entrambe di tipo kinzigitico, e quindi la natura austroalpina della Falda Dent Blanche, idee poi riprese da STAUB. Nell'articolo scritto per il cinquantenario della Società Geologica Svizzera, ARGAND (1934) conferma la pertinenza pennidica della Dent Blanche per lo stile deformativo duttile, tipicamente pennidico, diverso da quello "*cassante*" (fragile) dell'Austroalpino orientale, per la copertura normale del M. Dolin, a suo dire di tipo pennidico, per l'assenza di gneiss granitici tipo Arolla nella Zona Ivrea-Verbanò, presenti invece nella Zona Sesia, vera radice della falda Dent Blanche s.l., ipotesi quest'ultima confermata da vari autori (ELTER, 1960; DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CABY *et alii*, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BIGI *et alii*, 1990).

In figura 25 ARGAND (1924a-b) mostra una ricostruzione globale ideale della catena alpina, in cui appaiono natura e posizione del dominio pennidico e di quello austroalpino, circoscritto quest'ultimo alle Alpi orientali. La figura è ottenuta traslando sulle sei falde pennidiche delle Alpi occidentali le grandi unità austroalpine delle Alpi orientali, derivate dalla parte frontale del promontorio africano, colliso con l'Europa. Nel settore

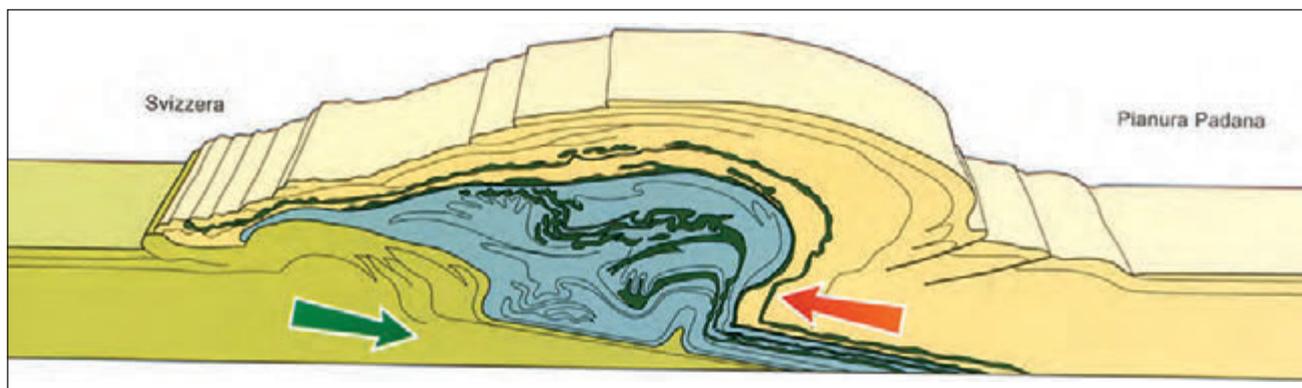


Fig. 25 - Ricostruzione globale della catena alpina (ARGAND, 1924a-b), ottenuta traslando le grandi unità austroalpine delle Alpi orientali (beige), derivate dalla parte frontale del promontorio africano, sulle sei falde pennidiche delle Alpi occidentali (celeste) e sul dominio elvetico (seppia); le frecce indicano il campo di sforzi durante la fase insubrica.

- Global reconstruction of the Alpine belt (ARGAND, 1924a-b), through westward translation of the great Austroalpine nappes of the Eastern Alps (beige), derived from the frontal part of the African promontory, over the six Penninic nappes of the Western Alps (blue) and the Helvetic domain dominio elvetico (sepia); arrows: stress field during the Insubric phase.

esterno del transetto, le unità pennidiche sono accavallate sulla Zona elvetica che, nel suo complesso, ha la funzione di “*massa ostacolo*” (nel senso di SUESS), frenando la migrazione dell’onda orogena verso l’avampaese europeo. Il contatto tettonico tra i due domini avviene lungo il “*chevauchement pennique frontal*” (fronte pennidico *Auct.*). La Zona elvetica è costituita da grandi falde di scollamento, da unità sedimentarie ancora aderenti al loro substrato e da scaglie di basamento cristallino affioranti nei “*massicci esterni*” (TRÜMPY *et alii*, 1980; BIGI *et alii*, 1990). Nel settore interno del transetto, la Zona pennidica è compressa alla base e retroflessa per la spinta prodotta dal blocco crostale in subrico (Alpi Meridionali, Dinaridi) che, a sua volta, è deformato da strutture fragili con geometrie antitetiche, vergenti verso la pianura padana.

La ricostruzione globale di ARGAND (1924a) mostra una catena generata da sforzi compressivi tangenziali ed ispessita dalla collisione continentale, in cui le unità pennidiche costituiscono una sottile fascia duttile interposta tra la fronte relativamente rigida del “*promontorio africano*” (Austroalpino delle Alpi orientali e Sudalpino) e quella del continente europeo sottostante (Elvetico e avampaese).

2.4. - LE CORRELAZIONI DI STAUB E LE PRIME CRITICHE ALLE PIEGHE-FALDE

La sintesi di ARGAND (1924a) sul sistema Alpino-Himalaiano (*La Tectonique de l'Asie*) fu presentata come conferenza inaugurale al XIII Congresso Geologico Internazionale del 1922. Nello stesso periodo videro la luce le monografie di KOBER (1923), JENNY (1924) e STAUB (1924) sulla struttura dell’intera catena alpina. La concezione architettonica di ARGAND si basava sulla continuità longitudinale delle ultrapieghe (cilindrismo), tale da consentire correlazioni tra falde alla scala della catena in base alle facies delle coperture sedimentarie e alla loro posizione geometrica. Queste idee furono sviluppate da KOBER (1923) e soprattutto da STAUB (1924) che enfatizzarono il legame genetico tra zone paleogeografiche (facies sedimentarie) e unità tettoniche (TRÜMPY, 1996).

Concentrandoci sulle Alpi Pennine, STAUB (op. cit. dal 1917 al 1958) propose varie soluzioni per la correlazione delle unità tettoniche della Valle d’Aosta e del Vallese con quelle delle Alpi centrali (Grigioni) ed orientali (Alti Tauri), ricostruendone la possibile connessione, attualmente erosa, sopra il duomo lepontino in Ossola-Ticino. La sua monografia del 1924 è illustrata da una carta tettonica delle Alpi alla scala 1:1.000.000 e da tre tavole a colori di profili trasversali e longitudinali alla scala 1:500.000, pubblicati nel 1923-26. Partendo dai Grigioni, dove aveva svolto le principali indagini personali, STAUB (1917)

correla la coppia Tambo-Suretta alla falda Monte Rosa e la falda della Margna, con associati i flysch di Schams e Prättigau, alla falda Dent Blanche *s.l.*, riferita non più alla Zona pennidica, ma al Sistema austroalpino. In particolare, riconosciuti nella Margna un complesso cristallino inferiore (“*Fedozerie*”), contenente kinzigiti, marmi a silicati, anfiboliti e gabbri, ed uno superiore (“*Malojaserie*”), formato da parascisti epizonali, li equipara rispettivamente alla Serie di Valpelline e alla Serie di Arolla della Dent Blanche. In seguito STAUB cambia idea, correlando l’unità Margna-Schams al lembo del Mont Mary, ricoperti entrambi dalla “*Dent Blanche-Sella-Platta Decke*”, per riferire infine la Dent Blanche al ricoprimento austroalpino inferiore dell’Err-Bernina (1937, 1938). L’origine austroalpina della falda Dent Blanche è ripresa e confermata da STAUB (1957) soprattutto in base alla facies più austroalpina che pennidica delle successioni metasedimentarie del Mt Dolin (v. HAGEN, 1948), simili a quelle dei Grigioni e riferite al Mesozoico (per confronto), affinità confermata da WEIDMANN & ZANINETTI (1974). Il limite tra Austroalpino e Pennidico è posto tra il lembo Dent Blanche *s.s.* e quello del Mont Mary, inteso come elemento tettonico sommitale della Zona pennidica.

Le successioni mesozoiche della Zona piemontese erano state riferite da ARGAND alla copertura stratigrafica dei fianchi normali e rovesciati delle pieghe-falde circostanti, da HERMANN (1925a) interamente alla falda Dent Blanche. STAUB (1942a) sostiene la loro indipendenza e, nel 1958, sulla base dei rilievi in Vallese di GOKSU (1947), GÜLLER (1947), ITEN (1948), ZIMMERMANN (1955), suoi allievi al Politecnico (ETH) di Zurigo, suddivide la Zona del Combin in una serie di scaglie tettoniche sovrapposte, generate da processi di taglio (“*Abscherungs Decke*”) e costituite da una serie mesozoica in posizione normale, ciascuna con successione triassica alla base. La presenza nella fossa piemontese di radiolariti giurassiche (ARGAND, 1934) è corroborata da STAUB (1942b) che ad esse riferisce le quarziti intercalate nei calcescisti con pietre verdi affioranti presso la Capanna Chanrion (BURRI *et alii*, 1998), nel settore nord-ovest del Foglio Monte Cervino. Altre presunte radiolariti metamorfiche sono segnalate in Vallese da HAGEN (1948) e AYRTON *et alii* (1982) e in Piemonte e Valle d’Aosta da DEBENEDETTI (1965). Ricorrendo al metodo della retrodeformazione concepito da ARGAND (1916), STAUB (1917, 1924) ricostruisce la paleogeografia della Tetide nel settore centrale-alpino distinguendo, dall’esterno all’interno, la geosinclinale nord-pennidica, la geoanticlinale dell’Adula, la geosinclinale medio-pennidica e la geoanticlinale della Margna, equivalenti rispettivamente al bacino vallesano, al dominio brianzonese, al bacino piemontese e alla geoanticlinale del Mt Dolin.

Le idee di ARGAND influenzarono profondamente la geologia alpina sino agli anni '60, soprattutto nel settore occidentale della catena, anche se non mancarono le prime critiche ed importanti innovazioni sull'assetto della geosinclinale, sulla natura di alcune unità da essa derivate e sui meccanismi di formazione delle falde di ricoprimento, con particolare riguardo all'ultrapiegia della Dent Blanche. Seguendo il modello di ARGAND (1924a-b) dei bacini a fondo simatico, HERMANN (1925a) interpretò le grandi falde medio-superiori della Zona pennidica (IV-V-VI) come prodotto della deformazione alpina di microcontinenti e ghirlande insulari separate tra loro, dal continente europeo e da quello africano per mezzo di bacini di mare profondo con substrato simatico su cui si depositava una parte dei calcescisti. La compressione alpina piega i fondali oceanici da cui originano le falde ofiolitiche (*nappes simiques*) interposte tra le falde di basamento sialico, lubrificandone i contatti e trasportandole sul dorso (*piggy-back*).

Nuove concezioni sulla struttura e la genesi delle falde di ricoprimento furono promosse dalla scoperta di un marcato contatto tettonico tra la falda Dent Blanche ed i sottostanti calcescisti della Zona del Combin e di un orizzonte di ultramiloniti tra la Serie di Arolla e la Serie di Valpelline (STUTZ & MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1938, 1952; allievi di Paul NIGGLI al Politecnico di Zurigo), al posto dei contatti stratigrafici in posizione rovesciata postulati da ARGAND. Le nuove evidenze strutturali portarono ad abolire l'ultrapiegia coricata della Dent Blanche, sostituita da un insieme di zolle di scivolamento (*Gleibretter*) delimitate da orizzonti milonitici. In questo modo la genesi delle falde non è più legata a piegamenti di vaste porzioni della crosta terrestre, fisicamente continue, ma con il nome di "*Gleibrettertektonik*" è il prodotto di meccanismi di scollamento e di taglio fragile (faglie, cataclasi) o duttile (miloniti), un modello poi esteso ad altre unità della Zona pennidica e alle Alpi in genere (HALL, 1972, in HOBS *et alii*, 1976; MILNES, 1978). Con una tettonica a falde di scivolamento "*di stile austroalpino*" gli autori spiegano anche le locali complicazioni strutturali riscontrate nella Dent Blanche *s.s.*: il piccolo lembo di Gneiss di Arolla sopra la Serie di Valpelline nei Jumeaux e il raddoppio tettonico della Serie di Arolla al M. Redessau e al M. Saleron. Questi ultimi, messi in evidenza da discontinue lenti triassiche (Jumeaux, Col de Valcornière, M. Redessau, B. Arbières, B. du Merlo), sono stati rivisitati da ELTER (1960) e definiti col nome di "*lembo di ricoprimento Jumeaux-Punta Cian*".

La Zona di Roisan - detta anche "*tratto*" o "*sinclinale di Roisan*" - era riferita da ARGAND (1909a, 1911a-b, 1934) alla Zona del Combin e, in particolare, alle successioni mesozoiche del Gran San Ber-

nardo. Sulla base dei nuovi rilievi, DIEHL (1938), STUTZ & MASSON (1938) e DIEHL *et alii* (1952) la interpretano come copertura sedimentaria del lembo del Mont Mary, ipotesi condivisa e perfezionata da ELTER (1960) e da CANEPA *et alii* (1990). La Zona di Roisan descritta da DIEHL *et alii* (1952) è una successione di marmi dolomitici triassici, breccie sedimentarie ad elementi dolomitici, di presunta età liassica, calcescisti e minori ofioliti di tipo prasinitico, di fatto corrispondenti a miloniti verdastre di protoliti eruttivi basici o intermedi del basamento cristallino. Parte delle coperture mesozoiche sarebbero state strappate dal loro substrato (Mont Mary) e trascinate, in modo discontinuo, lungo il contatto tettonico tra la fronte del lembo Dent Blanche *s.s.* e i sottostanti calcescisti piemontesi nella bassa valle del T. Artanavaz, a NNO di Gignod, e sul fianco sinistro della Valle di Ollomont (DIEHL, 1938; ELTER, 1960), ipotesi priva di conferme e in seguito abbandonata.

Le nuove concezioni tettoniche di STUTZ & MASSON (1938) furono accolte da HAGEN (1948, 1951) e da ELTER (1960) e poi applicate all'intero sistema tettonico della Dent Blanche *s.l.* e della Zona Sesia-Lanzo, riferite al dominio austroalpino (adriatico-africano) sia per la loro posizione geometrica (al di sopra) e paleostrutturale (all'interno) rispetto alle unità ofiolitiche piemontesi, principale sutura oceanica delle Alpi Occidentali, sia per la nota e ribadita affinità litologica della Serie di Valpelline e dell'omologa 2a Zona Diorito-kinzigitica (Zona Sesia-Lanzo) con la Zona di Ivrea, crosta inferiore delle Alpi Meridionali (FRANCHI, 1905, 1907; NOVARESE, 1906, 1931; CARRARO *et alii*, 1970; DAL PIAZ *et alii*, 1971, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CABY *et alii*, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1993, 1999; GARDIEN *et alii*, 1994; STECK *et alii*, 1999, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004; SCHMID *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

HAGEN (1948), allievo di STAUB, portò all'estremo la frammentazione tettonica della falda Dent Blanche *s.s.*, suddivisa in molteplici zolle e scaglie minori, separate da contatti tettonici, in parte solo presunti o male ubicati. ARGAND (1909a, 1911b-b) aveva collegato la Serie di Arolla affiorante all'interno (sud-est) e all'esterno (nord-ovest) della Serie di Valpelline, riunendole in una singola unità litostratigrafica che avvolgeva le kinzigiti situate al nucleo dell'ultrapiegia coricata e sinformale della Valpelline. La sua chiusura sarebbe visibile nell'impervia parete nord della dorsale Dent d'Hérens-Tête de Valpelline (fig. 23A). La ricostruzione di ARGAND non è accettata da HAGEN (1948) e STAUB (1957) che attribuivano ai due tratti in discussione della Serie di Arolla il ruolo di distinte unità tettoniche. In particolare, essi postulano l'esistenza in alta Valtournenche di tre elementi tettonici indipendenti, in

successione da letto a tetto: i) zolla del Cervino, ii) zolla della Dent d'Hérens, iii) zolla della Valpelline. Il discusso collegamento della Serie di Arolla attorno alla Serie di Valpelline è comunque visibile nella sinforme esposta all'estremità sud-occidentale del lembo Dent Blanche s.s., come indicato nelle carte e nei profili seriatati di ELTER (1960) e di CANEPA *et alii* (1990) e, su questa base, riteniamo preferibile seguire la ricostruzione di ARGAND sulla presenza di una chiusura sinformale anche all'estremità nord-orientale dell'unità. Anticipando la nostra interpretazione, la zolla del Cervino corrisponde *grosso modo* al lembo Mont Mary-Cervino, mentre le altre due zolle di HAGEN costituiscono le due unità tettoniche del lembo della Dent Blanche s.s.

Nel frattempo compariva la monumentale monografia di ELLENBERGER (1958) sulla geologia della Vanoise, ricca di osservazioni stratigrafiche e paleo-strutturali innovative sul dominio Brianzese e sui suoi rapporti con quello piemontese. Essa è preceduta da due note fondamentali per la geologia del Vallese (ELLENBERGER, 1953a-b) in cui l'autore documenta, nell'ambito della Zona del Combin di ARGAND - cioè la "sinclinale" compresa tra i nuclei antiformali del Gran San Bernardo e della Dent Blanche - l'affinità Brianzese della Serie del Barhorn, copertura sedimentaria della falda del Gran San Bernardo, poi scollata, metamorfosata e in parte inserita come unità vermicolari retroscorse nei calcescisti in facies piemontese della regione (dettagli in MARTHALER, 1984 e SARTORI, 1987, 1990).

La monografia di ELTER (1960) sull'assetto geologico e strutturale della Valle d'Aosta, con carta tettonica e profili seriatati, più volte citata, presenta un aggiornamento critico della stratigrafia, dei modelli strutturali e dei molti problemi pendenti nella regione, completato da osservazioni e interpretazioni personali. L'autore rigetta la correlazione sostenuta da STAUB tra Dent Blanche s.s. ed Err-Bernina (Austroalpino inf.) e tra Mont Mary e Sella (Pennidico sup.), per ribadire la validità delle concezioni di ARGAND sulla pertinenza pennidica dell'intera falda Dent Blanche s.l. e dei suoi lobi (v. anche ELTER *et alii*, 1966). Lo sostiene enfatizzando le analogie litostratigrafiche tra la falda Dent Blanche e quella della Margna s.l., ritenuta però di pertinenza pennidica, sia per il basamento che per le loro coperture (Mt Dolin ~ Schams). La natura pennidica della Margna l.s. era basata solo sul fatto che essa è interposta tra due unità oceaniche - Malenco-Avers (bacino sud-pennidico, piemontese) a letto e Platta-Arosa a tetto (PASQUARÈ, 1975; BIGI *et alii*, 1990) - situazione che porterà ad interpretare entrambe come microcontinenti (PLATT, 1986) o come alloctoni estensionali intra-oceanici (FROITZHEIM & MANATSCHALL, 1996; DAL PIAZ, 1999; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b).

Analizzando il settore interno del Sistema Dent Blanche, ELTER (1960) riporta e commenta i profili di ARGAND e di HAGEN (fig. 26A-B) sul raddoppio tettonico esposto nella bastionata Dent d'Hérens-Jumeaux, scartandoli entrambi. Come già ricordato, ARGAND interpretava il raddoppio come effetto di una grande piega a S (guardando verso nord-est), HAGEN con la sovrapposizione di tre zolle di scivolamento indipendenti. Ispirandosi al modello strutturale di STUTZ & MASSON (1938) (fig. 27A-B), ELTER (1960) propone l'esistenza di un *duplex*, costituito dal lembo di ricoprimento Jumeaux-Punta Cian, traslato sull'unità kinzigitica (Serie di Valpelline) del ricoprimento Dent Blanche s.s. (fig. 28A-B). Il lembo raggruppa cinque lembetti isolati, due maggiori (Dent d'Hérens-Jumeaux, Colle di Valcournera-P.Cian-M.Redessau) e tre minori (Petites Murailles, Becca d'Arbières, Becca du Merlo). Il primo è formato da dominanti ortogneiss della Serie di Arolla seguiti, a tetto, dal complesso kinzigitico (Serie di Valpelline), limitato alla cresta occidentale (Tiefenmatten) della Dent d'Hérens; ELTER (1960) li riferisce, rispettivamente, al fianco inverso e al nucleo di una piega coricata, vergente a nord-ovest e situata, a sua volta, al nucleo della grande sinforme coricata della Tête de Valpelline, disegnata da ARGAND (1909) e ignorata da HAGEN. Gli altri quattro *Klippen* sono costituiti da Gneiss di Arolla. Il lembo Jumeaux-Punta Cian poggia in contatto tettonico sull'unità kinzigitica del ricoprimento Dent Blanche s.s., talora sottolineato da sottili scaglie di metasedimenti mesozoici riferibili alla Zona di Roisan. Per STUTZ & MASSON (1938), esso è nettamente

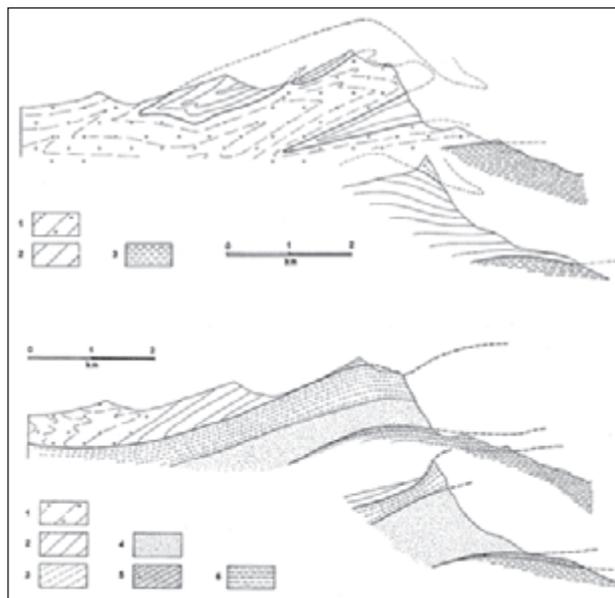


Fig. 26 - Profili di ARGAND (A) e di HAGEN (B) della catena Dent d'Hérens-Jumeaux, riprodotti in ELTER (1960).
- Profiles across the Dent d'Hérens-Jumeaux range by ARGAND (A) and HAGEN (B), redrawn in ELTER (1960).

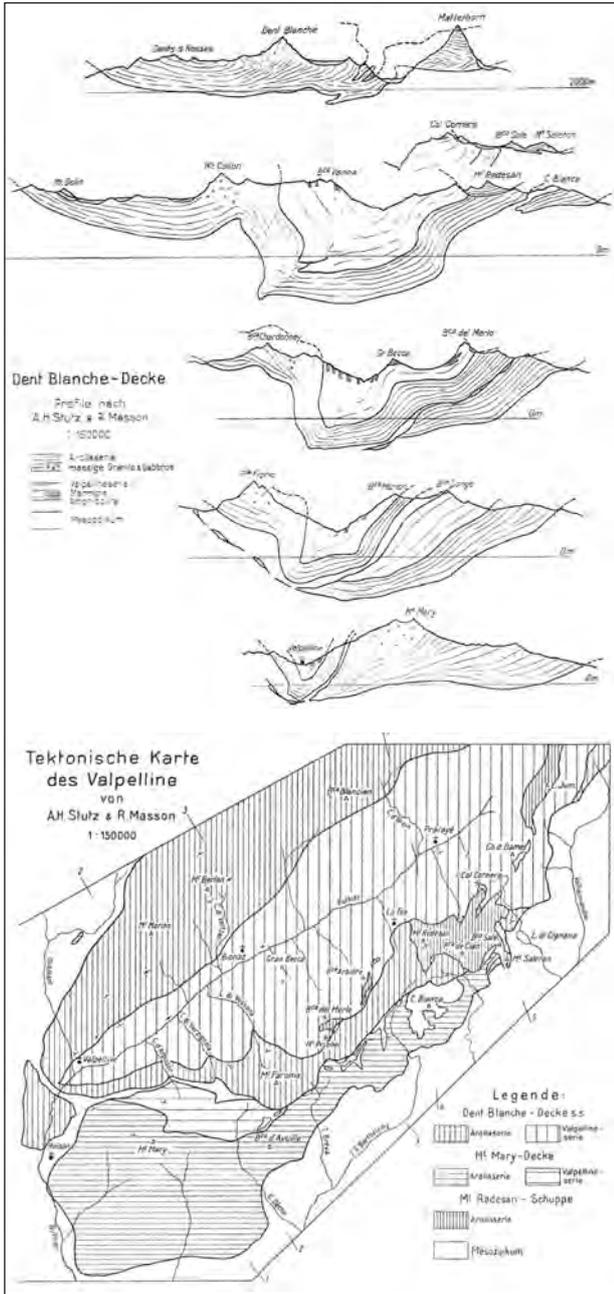


Fig. 27 - Profili seriali della Falda Dent Blanche e Carta tettonica della Valpelline (STUTZ & MASSON, 1938).
 - Serial profiles across the Dent Blanche nappe and Tectonic map of Valpelline (STUTZ & MASSON, 1938).

discordante rispetto alla foliazione regionale e ai contatti tettonici della falda Dent Blanche s.s., mentre per ELTER è sostanzialmente concordante. In figura 29A-B è riprodotta una parte della tavola di profili e della carta tettonica con cui ELTER (1960) illustra i rapporti tra le varie unità penniniche nella media Valle d'Aosta. L'evoluzione cinematica del Sistema Dent Blanche s.l. proposta da ELTER (1960), con piccole variazioni rispetto al modello di STUTZ & MASSON (1938) e DIEHL *et alii* (1952), si sarebbe svolta nel modo seguente: i) sovrascorrimento, in

età alpina precoce o probabilmente più antica, dell'unità kinzigitica (Valpelline) sull'unità gneissica (Arolla), sulle loro coperture mesozoiche e sugli scisti del M. Emilius, formando una grande coltre di ricoprimento unitaria, costituita dai due complessi litologici sovrapposti; ii) scorrimento di tale coltre sopra i calcescisti piemontesi, sino all'arresto della sua parte frontale (Mont Mary e M. Emilius) che, a sua volta, è sovrascorsa da porzioni più interne che formano il lembo della Dent Blanche s.s., il piccolo lembo Jumeaux-Punta Cian e la Zona di Roisan; iv) deformazioni duttili e fragili tardive. La falda Dent Blanche s.s., strutturalmente composita, è deformata lungo la Valpelline da una profonda sinforme con piano assiale che, da subverticale nel settore sud-occidentale, si corica progressivamente nel settore nord-orientale, con pendenza a nord-ovest (STUTZ

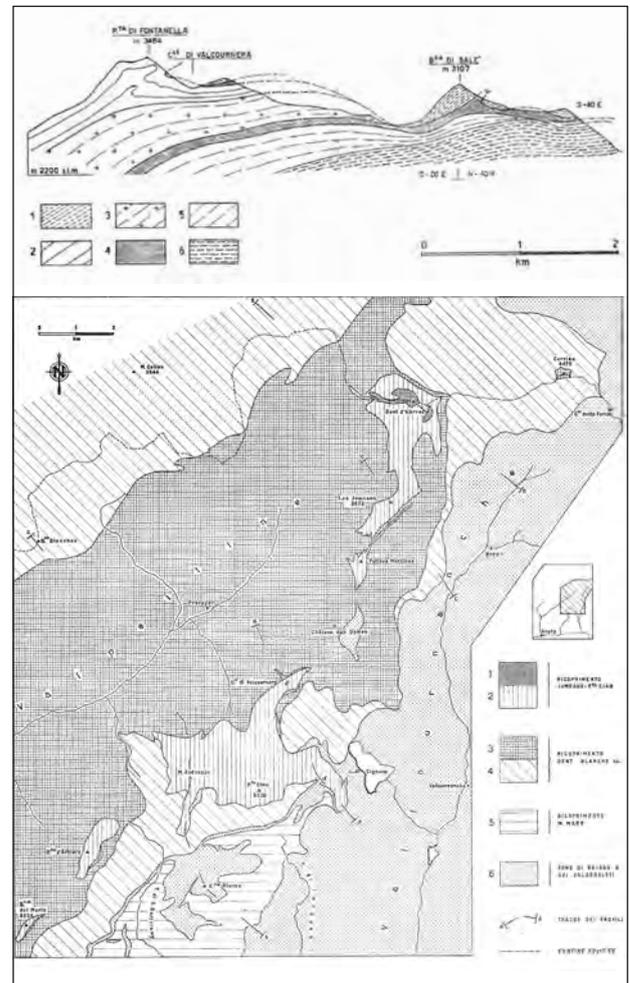


Fig. 28 - ELTER (1960): profilo Becca di Salè-Colle di Valcournera (sopra) e schizzo tettonico del Sistema Dent Blanche in alta Valpelline, con traccia del profilo (B-B). Legenda: 1) Lembo della P. Cian (1); 2) Serie di Valpelline (2) e Serie di Arolla (3) del ricoprimento Dent Blanche s.s.; Zona di Roisan e scaglie mesozoiche (4); Lembo del M. Mary (5); Zona dei calcescisti (6).
 - ELTER (1960): Becca di Salè-Colle di Valcournera profile (over) and tectonic sketch of the Dent Blanche system in high Valpelline (B-B: trace of profile). Legend: 1) P. Cian klippe (1); 2) Valpelline Series (2) and Arolla Series (3) of Dent Blanche nappe s.s.; Roisan Zone and Mesozoic slices (4); M. Mary nappe (5); Calcschists zone (6).

& MASSON, 1938; ELTER, 1960; CANEPA *et alii*, 1990; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

Le conoscenze geologiche e petrografiche sulle principali unità del Vallese fanno significativi progressi con le ricerche di BEARTH, iniziate durante gli anni di guerra e protratte con continuità sino agli inizi degli anni '80. Le ricerche furono essenzialmente rivolte alle falde pennidiche del Monte Rosa e del Gran San Bernardo (BEARTH, 1952, 1963), alle unità ofiolitiche, al margine esterno della falda Dent Blanche in Svizzera e al metamorfismo regionale prealpino e alpino (BEARTH, 1959, 1967, 1973, 1974). Esse partivano da sistematici rilevamenti geologici ed erano completate da indagini mineralogico-

petrografiche, analisi geochimiche e confronti con altri settori della catena ritenuti cruciali per i problemi affrontati. È stato un lavoro immenso, documentato dai fogli Zermatt (1953), Saas (1954), Monte Moro (1954), Randa (1964), Simplon (1972) e St Niklaus (1978) del “*Geologischer Atlas der Schweiz*” alla scala 1:25.000, rilevati sempre da solo anche nelle zone di alta montagna più impervie. Inizialmente BEARTH segue STAUB (1937) nel riunire Monte Rosa e Gran San Bernardo nella mega-falda dei Mischabel “*Mischabel-Decke*”, ma nello stesso tempo le tratta come subfalde indipendenti notando la presenza di caratteri tettono-metamorfici diversi, per poi tornare a distinguerle come unità strutturali di primo rango (“*Monte Rosa-Decke, Bernhard-Decke*”; v. schemi tettonici nei Fogli Randa, St Niklaus, Simplon e monografia del 1952).

Terminato lo studio del Monte Rosa, gli interessi scientifici di BEARTH si concentrano sulle ofioliti piemontesi della regione di Zermatt e, più in generale, delle Alpi occidentali, dalla Valtourne (Cignana) al Monviso. Come indicato in figura 30A-B (BEARTH, 1953, 1967), le successioni ofiolitiche piemontesi che separano il lembo Dent Blanche *s.s.* dalle sottostanti falde Monte Rosa e Gran San Bernardo sono suddivise in tre unità tettoniche, le prime due individuate grazie alla presenza di orizzonti basali di rocce triassiche: i) “*Obere Zermatter Schuppenzone*” (Zona a scaglie superiore di Zermatt), a tetto, ii) “*Theodul-Rothorn-Zone*”, in mezzo, iii) “*Ophiolith Zone von Zermatt-Saas Fee*”, l'unità inferiore, ricca di ofioliti a marcata affinità oceanica e caratterizzata dalla presenza di lave a cuscinetti e di gabbri con metamorfismo eclogitico (BEARTH, 1953, 1959, 1967, 1973; OBERHÄNSLI, 1982; BARNICOAT & FRY, 1986). Le prime due unità rientrano nella Zona del Combin di ARGAND, corrispondono rispettivamente alla “*Hühnerknubel-Decke*” ed alla “*Hörnli-Zone*” di STAUB (1942a) e dei suoi allievi e comprendono la Zona di Zinal, nella valle omonima (ZIMMERMANN, 1955). Nel loro complesso, esse costituiscono il substrato tettonico della falda Dent Blanche *s.s.* e a nord-ovest di Zermatt poggiano sulla “*Barrhornserie*”, copertura mesozoica in facies Brianzese del Gran San Bernardo (ELLENBERGER, 1953); verso sud sono sovrascorse sulla falda ofiolitica inferiore (Zermatt-Saas) che termina sotto la grande piega retroflessa della *Bernhard-Decke* (fig. 30B). In Italia, tra Valsesia e Valtourne, la “*Theodul-Rothorn-Zone*” e la “*Ophiolith Zone von Zermatt-Saas Fee*” (in seguito Zermatt-Saas, termine sintetico suggerito da DAL PIAZ a BEARTH e a lui gradito, com. pers.) trovano perfetta continuità nella “*Zona Gressoney-Gran Tournalin*” e nella “*Zona Corno Camoscio-Breitthorn*” (DAL PIAZ, 1965), termini poi abbandonati e sostituiti da quelli più generali ed affermati di Zona del Com-

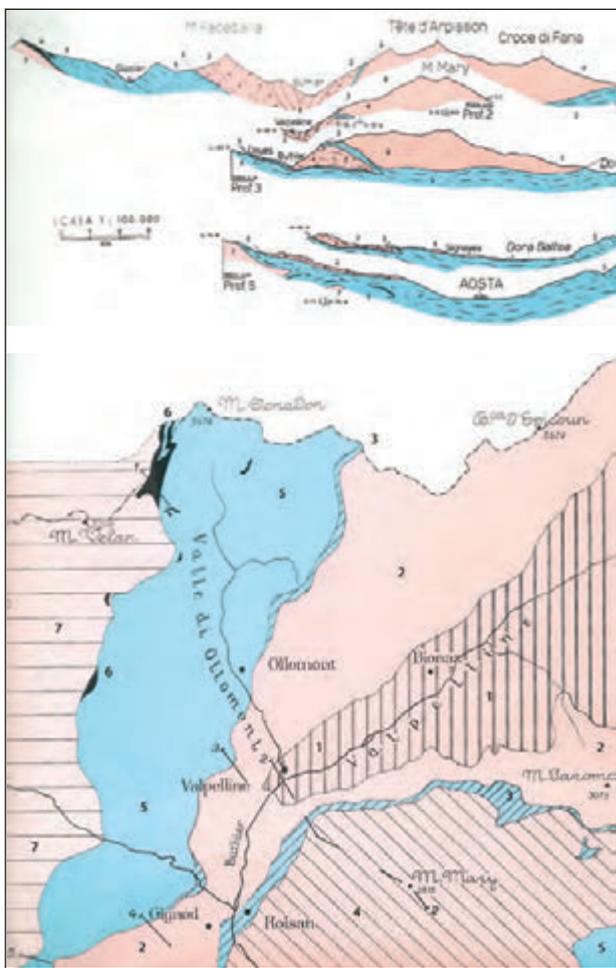


Fig. 29 - ELTER (1960): Profili geologici schematici e Carta tettonica della media Valle d'Aosta alla scala 1:100.000, estratto parziale. Ricoprimento Dent Blanche *s.s.*: Serie di Valpelline (1), Serie di Arolla (2); Zona di Roisan (3); Lembo del M. Mary (4); Zona dei calcescisti e delle pietre verdi: fm post-triassiche (5), fm triassiche (6); Ricoprimento del Gran San Bernardo (7). Notare la struttura sinformale ripiegata del ricoprimento Dent Blanche in bassa Valpelline, con geometria diversa rispetto alle sezioni di STUTZ & MASSON).

- ELTER (1960): *Schematic profiles and Tectonic map of the middle Aosta valley at 1:100.000 scale, partial copy. Dent Blanche nappe s.s.: Valpelline Series (1), Arolla Series (2), Roisan Zone (3), M. Mary klippe (4), Calc-schist-greenstones zone: post-Triassic fm (5), Triassic fm (6), Grand St Bernard nappe (7). Note the folded sinformal structure of the Dent Blanche nappe in the lower Valpelline, different with respect the profiles of STUTZ & MASSON.*

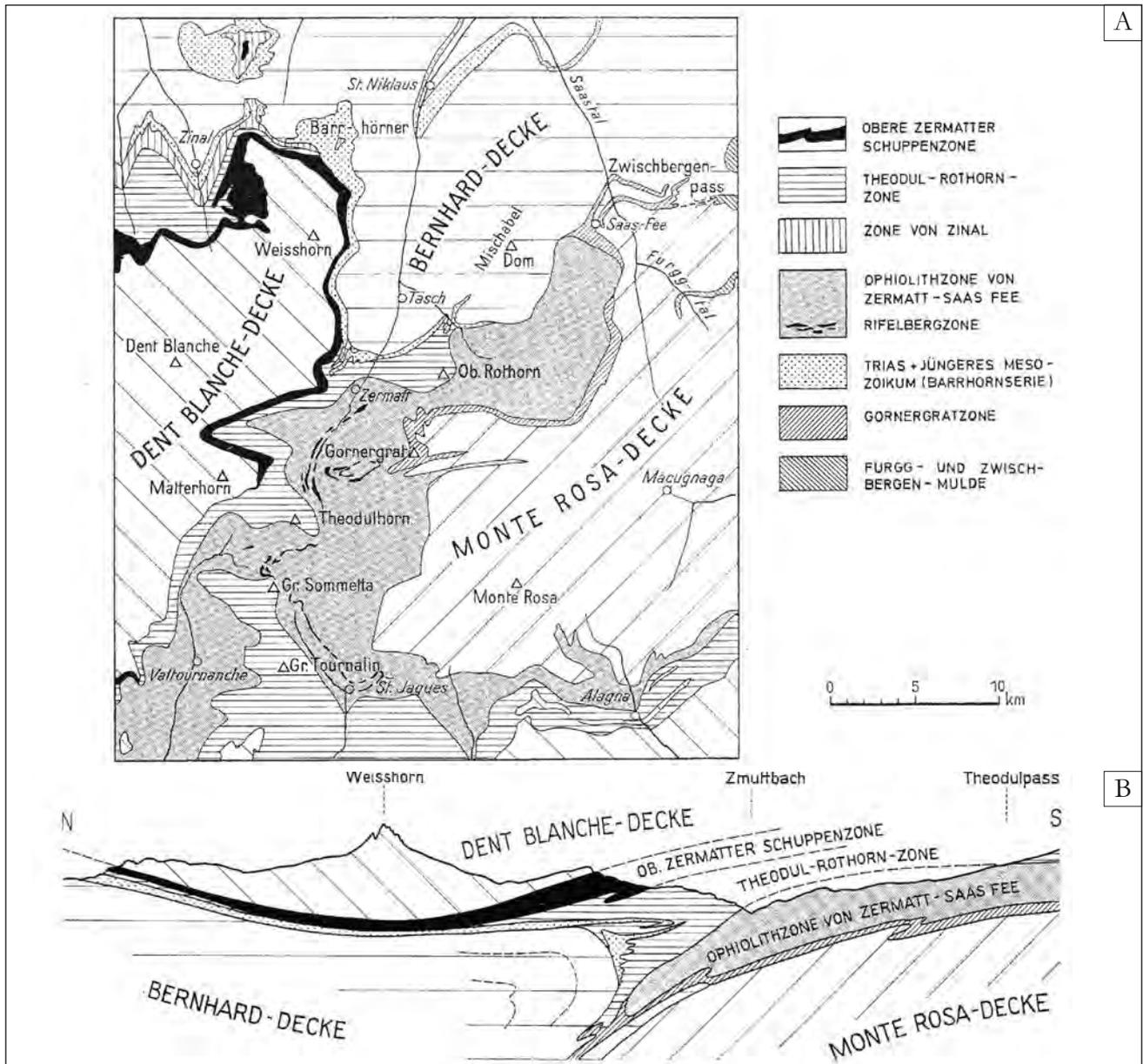


Fig. 30 - (A) Schema delle unità tettoniche comprese tra la falda del Monte Rosa, la piega retroflessa del Mischabel e la falda della Dent Blanche (BEARTH, 1967, Fig. 1), legenda: 1) Zona a scaglie superiori di Zermatt, 2) Zona Theodul-Rothorn, 3) Zona di Zinal, 4) Zona ofiolitica di Zermatt-Saas Fee e Zona del Rifelberg, 5) Serie del Barrhorn, Triassico e Mesozoico più recente, 6) Zona del Gornergrat, 7) Sinclinale di Furgg e Zwischenbergen. (B) Sezione geologica (BEARTH, 1967).

- (A) Sketch of tectonic units between the Monte Rosa nappe, Mischabel backfold and Dent Blanche nappe (BEARTH, 1967): 1) Upper Zermatt slices zone, 2) Theodul-Rothorn zone, 3) Zinal zone, 4) Ophiolitic Zermatt-Saas zone and Rifelberg zone, 5) Triassic-Cretaceous Barrhorn series, 6) Gornergrat zone, 7) Furgg and Zwischenbergen syncline. (B) Geological cross-section (BEARTH, 1967).

bin (strutturalmente composita) e da Zona (unità, falda) di Zermatt-Saas (DAL PIAZ *et alii*, 1972; KIENAST, 1973; DAL PIAZ, 1974, 1976, 1999; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & MERLE, 1993). La "Obere Zermatter Schuppenzone" (unità superiore della Zona del Combin nel Foglio Zermatt; BEARTH, 1953) non è più distinguibile a sud del confine italo-svizzero perchè scompare l'orizzonte triassico che ne consente l'individuazione, salvo piccoli *duplex* tra il vallone di Vofrede e la Finestra di Cignana (Tsignanaz).

Discutendo la genesi della Zona Zermatt-Saas, BEARTH (1967) ricorre al modello concepito per le ofioliti di Siria e Macedonia (BRUN, 1956, con rif. bibl.), allora in voga (AUBOUIN, 1965) e già applicato alle Alpi occidentali da NICOLAS (1966) nel settore compreso tra Dora-Maira e Gran Paradiso: il modello prevedeva una "megaeffusione basica sottomarina", con peridotiti (serpentiniti) magmatiche alla base, gabbri al centro e diabasi, spiliti ecc. nella parte superiore, e con substrato di crosta continentale, quella del Monte Rosa nel caso delle ofioliti di Zermatt.

2.5. - TETTONICA DELLE PLACCHE NELLE ALPI OCCIDENTALI

Alla fine degli anni '60 la geologia alpina subisce l'improvviso impatto della tettonica delle placche, sorta dall'esplorazione geologica e geofisica degli oceani, lontano dalle Alpi (TRÜMPY, 2001). I primi tentativi di applicare alle Alpi occidentali i concetti della nuova tettonica globale furono fatti da un numero ristretto di autori (LAUBSCHER, 1970, 1971; DEWEY & BIRD, 1970; ERNST, 1971; DAL PIAZ, 1971b; SMITH, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1972; DEWEY *et alii*, 1973; DEBELMAS, 1976) e le resistenze non mancarono (DAL PIAZ, 1995). Con la sua indiscussa autorità, ancora nel 1971 TRÜMPY affermava: "In the Alps, the stratigraphical sequence is better compatible with the hypothesis of oceanization (replacement of the lower part of the crust by denser matter) than with the mechanism of ocean-floor spreading according to the Atlantic model". In un modello a grande scala di sviluppo di un orogene di tipo alpino LAUBSCHER (1969, 1970; fig. 31A) aveva proposto la contemporanea subduzione di entrambe le placche verso una comune zona di convergenza verticale, con geometria ispirata al "tectogene" di HESS (1939). Ricostruzioni più ortodosse della Tetide occidentale e della sua contrazione furono elaborate da DEWEY & BIRD (1970), SMITH (1971), DEWEY *et alii* (1973). I primi autori descrivono le catene del sistema collisionale alpino-himalayano (fig. 31B) come pila di unità continentali alternate ad unità oceaniche (ofioliti), confermano l'identità dei margini continentali superiore e inferiore, già individuati da ARGAND (1924a) e STAUB (1924), e propongono un modello cinematico con la subduzione sudvergente della placca inferiore (Europa + oceano) al di sotto di quella adriatica (nel caso delle Alpi). La classica eugeosinclinale ensialica di AUBOUIN (1965), a cui si faceva riferimento per riportare all'origine le unità ofiolitiche delle Alpi e degli Appennini, è sostituita dal bacino oceanico ligure-piemontese, aperto nel Giurassico medio-superiore assieme all'Atlantico centrale e consumato in subduzione tra il Cretaceo superiore e l'Eocene, quando avvenne la sua definitiva sutura (BEZZI & PICCARDO, 1971; DAL PIAZ, 1971b, 1974; DAL PIAZ *et alii*, 1972; ELTER, 1971, 1972; KIENAST, 1973; STURANI, 1975; COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; CABY *et alii*, 1978; DAL PIAZ & ERNST, 1978; LOMBARDO *et alii*, 1978; MEVEL *et alii*, 1978; ROEDER & BÖGEL, 1978; BERNOULLI & LEMOINE, 1980; LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982).

La Zona di Zermatt-Saas ed i suoi omologhi a sud della Valle d'Aosta, rappresentati dai grandi corpi di ofioliti metamorfiche esposti nel settore interno della catena (M. Avic, Valli di Lanzo, Rocciavre, Monviso, Gruppo di Voltri: DAL PIAZ,

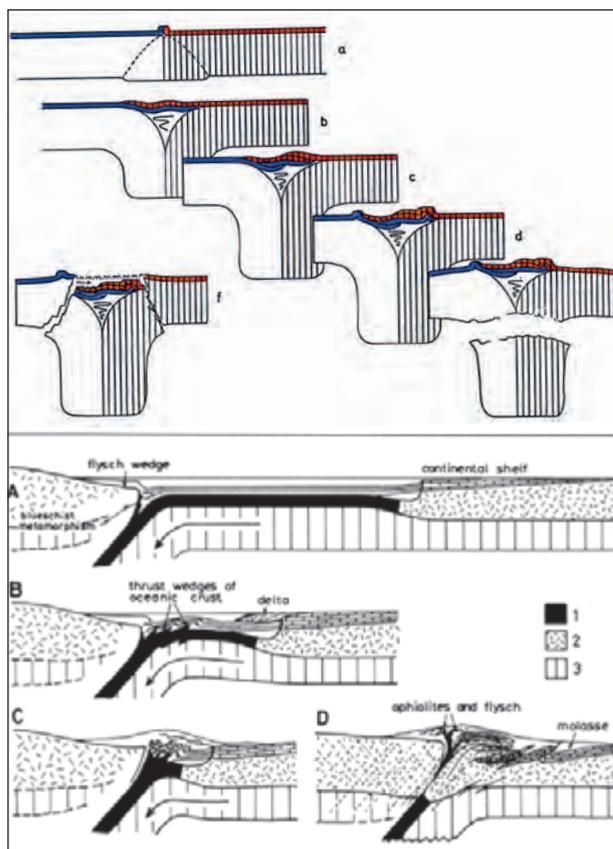


Fig. 31 - Sopra: Il modello di doppia subduzione litosferica concepito da Laubscher (1970). Sotto: Evoluzione cinematica di un margine convergente e formazione di una catena di collisione continentale (DEWEY & BIRD (1970): 1) crosta oceanica e ofioliti; 2) crosta continentale; 3) mantello litosferico. - Top: Double lithospheric subduction model conceived by Laubscher (1970). Bottom: Kinematic evolution of a convergent plate-margin and development of a continent-continent collisional belt (DEWEY & BIRD (1970): 1) Oceanic crust and ophiolites; 2) continental crust, 3) lithospheric mantle.

1974; FREY *et alii*, 1974, 1999; NIGGLI *et alii*, 1978; BIGI *et alii*, 1990; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004) sono interpretati, su base litostratigrafica e geochemica, come frammenti di una litosfera oceanica mesozoica di "slow spreading", sia di tipo normale, espressa da protoliti corrispondenti ai tre "layers" riconosciuti negli oceani attuali, sia di tipo anomalo, riferibile a zone di frattura, per la mancanza dei gabbrì o per la giustapposizione diretta di breccie e/o sedimenti batiali sulle serpentiniti (DAL PIAZ, 1969a, 1974; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DIETRICH, 1980; DAL PIAZ *et alii*, 1981; AUZENDE *et alii*, 1983; KIENAST, 1983; POGNANTE *et alii*, 1983; BECCALUVA *et alii*, 1984; POLINO, 1984; LAGABRIELLE *et alii*, 1984, 1985, 1989; LAGABRIELLE, 1987; LEMOINE *et alii*, 1987; ABBATE *et alii*, 1988; DEVILLE *et alii*, 1992).

Il metamorfismo in facies eclogitica, diffuso e da tempo ben noto nelle unità continentali e ofiolitiche delle Alpi occidentali (COSSA, 1880; ERNST, 1973; BOCQUET, 1974; DAL PIAZ, 1974a-b; FREY *et alii*, 1974; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; SPALLA *et alii*, 1996; GODARD, 2001, con rif. bibl.), diventa l'evidenza di una zona di subduzione fossile, generata

ed esumata durante l'orogenesi alpina (ERNST, 1971; DAL PIAZ, 1971b, 1974; DAL PIAZ *et alii*, 1972) (fig. 32). Le unità del basamento cristallino con metamorfismo eclogitico (Zona Sesia-Lanzo, M. Emilius, Monte Rosa, Gran Paradiso, ecc.) dimostrano che anche frammenti di crosta continentale leggera, coerenti e di grandi dimensioni, potevano essere inseriti nella zona di subduzione sino a livelli sottocrosta (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CABY *et alii*, 1978). Sempre negli anni '70, la genesi del metamorfismo eclogitico della Zona Sesia-Lanzo, precedentemente ritenuta di età prepermiana (BIANCHI & DAL PIAZ, 1963) o caledoniana (MOTTANA, 1972), è attribuita al Cretaceo superiore (evento eoalpino: 90-65 Ma) sulla base di nuove datazioni radiometriche K-Ar e Rb-Sr (HUNZIKER, 1974), analoghe a quelle rinvenute in unità oceaniche della Zona piemontese (BOCQUET *et alii*, 1974). Vedi HUNZIKER *et alii* (1992) per una rassegna delle datazioni isotopiche sulle unità metamorfiche delle Alpi occidentali disponibili a quel tempo. Il magmatismo postcollisionale di età oligocenica (DAL PIAZ *et alii*, 1973; HUNZIKER, 1974), diffuso dalla bassa Valle d'Aosta alle Karawanken (BIGI *et alii*, 1990), era riferito alla fusione parziale del mantello litosferico, anomalizzato in precedenza dai fluidi rilasciati dalla crosta continentale subdotta (DAL PIAZ *et alii*, 1979d; VENTURELLI *et alii*, 1984).

Alla fine degli anni '70 l'impatto della tettonica delle placche era stato assorbito e integrato con le classiche conoscenze della geologia alpina (DEBELMAS, 1976; DAL PIAZ, 1995).

2.6. - MODERNE RICERCHE NELLE ALPI PENNINE

Gli ultimi decenni sono contrassegnati da un forte sviluppo delle ricerche e delle pubblicazioni sulle Alpi Occidentali, con significativi contributi che riguardano la cartografia di dettaglio e di sintesi, l'analisi stratigrafica e strutturale, la petrologia, la geochimica, la geocronologia isotopica, la geofisica profonda, la neotettonica e lo studio dei depositi quaternari (rassegne in PFIFFNER *et alii*, 1997; BERNABINI *et alii*, 2003; SCHMID *et alii*, 2004; ROSENBAUM & LISTER, 2005; AGARD *et alii*, 2009; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b, DAL PIAZ, 2010).

Il metamorfismo di subduzione è stato oggetto di ricerche di dettaglio, con raffinamento delle stime petrologiche sul regime di alta pressione e bassa temperatura (in seguito HP), sulle condizioni di picco e sulle traiettorie P-T prograde e decompressionali (e.g., LARDEAUX & SPALLA, 1990; SPALLA *et alii*, 1996; FREY *et alii*, 1999; GODARD, 2001; BOUSQUET *et alii*, 2004; GOFFÉ *et alii*, 2004; BUCHER *et alii*, 2005; LE BAYON *et alii*, 2006; LI *et alii*, 2008; BELTRANDO *et alii*, 2010a; MANZOTTI *et alii*, 2012). Particolarmente innovativo è il ritrova-

mento di coesite nel basamento cristallino nella falda pennidica Dora-Maira (CHOPIN, 1984) e nei calcescisti piemontesi del lago di Cignana in Val-tourneche (REINECKE, 1991; FORSTER *et alii*, 2004), e quello di microdiamanti (FREZZOTTI *et alii*, 2011), espressione di un metamorfismo di "ultra alta pressione" (in seguito UHP) che richiede profondità litosferiche in un regime di bassa temperatura (COMPAGNONI, 2003; COMPAGNONI & ROLFO, 2003; GROppo *et alii*, 2009; MÜLLER & COMPAGNONI, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010a) e complica ulteriormente l'analisi del processo di esumazione.

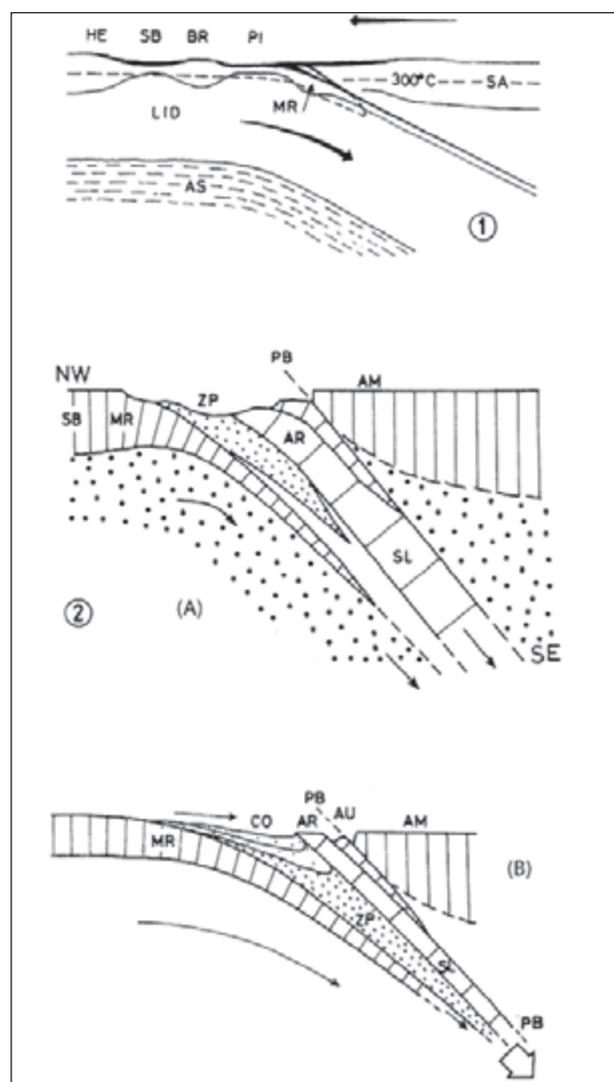


Fig. 32 - Primi modelli di subduzione concepiti per le unità con metamorfismo di HP delle Alpi occidentali. (1) ERNST (1971): HE: Elvetico; SB: Subbrianzonese; BR: Brianzonese; PI: Piemontese; MR: Monte Rosa; SA: Austroalpino e Alpi Meridionali. (2) A: DAL PIAZ (1971), B: DAL PIAZ *et alii* (1972): ZP: unità oceaniche piemontesi; CO: unità marginali piemontesi (Combin); Austroalpino: AR: Arolla, SL: Sesia-Lanzo, AU: elemento austroalpino superiore; AM: Alpi Meridionali; PB: Piano di Benioff.

- First subduction models conceived for the HP metamorphic units of the Western Alps. (1) ERNST (1971): HE: Helvetic; SB: Subbriançonnais; BR: Briançonnais; PI: Piemontese; MR: Monte Rosa; SA: Austroalpine and Southern Alps (2) A: DAL PIAZ (1971), B: DAL PIAZ *et alii* (1972): ZP: Oceanic Piemonte units; CO: Piemonte marginal units (Combin); Austroalpine: AR: Arolla, SL: Sesia-Lanzo, AU: Upper Austroalpine element; AM: Southern Alps; PB: Benioff plane.

A partire dagli anni '90, nuove datazioni radiometriche con metodi retentivi (U-Pb su zircone cristallo singolo, Lu-Hf, Sm-Nd) sono applicate sistematicamente alle principali unità oceaniche e continentali delle Alpi occidentali per la definizione cronologica dei protoliti e degli eventi metamorfici prealpini e alpini, con particolare riguardo alle associazioni eclogitiche di alta e altissima pressione. Il metamorfismo eclogitico delle ofioliti piemontesi e delle unità continentali penniniche, riferito per vent'anni al Cretacico sup.-Paleocene (evento eoalpino; HUNZIKER, 1974; BOCQUET *et alii*, 1974; PAQUETTE *et alii*, 1989; HUNZIKER *et al.*, 1992, con rif. bibl), risulta di età eocenica (BOWTELL *et alii*, 1994; VENTURINI, 1995; INGER *et alii*, 1996; REDDY *et alii*, 1996, 1999, 2003; RUBATTO & GEBAUER, 1996; RUBATTO *et alii*, 1998, 1999, 2003; DUCHÈNE *et alii*, 1997; AMATO *et alii*, 1999; GEBAUER, 1999; MAYER *et alii*, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001; LOMBARDO *et alii*, 2002; MEFFAN *et alii*, 2004; FEDERICO *et alii*, 2005; DI VINCENZO *et alii*, 2006; LAPEN *et alii*, 2007). Di contro, rimangono scarsi e incerti i dati sui relitti e l'età del metamorfismo in facies scisti blu a epidoto negli "upper Austroalpine outliers" Dent Blanche-Mont Mary-Pillonet e soprattutto nella sottostante Zona del Combin, preservati localmente alla sovraimpronta regionale in facies scisti verdi (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976, 1999; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & KIENAST, 1987; CANEPA *et alii*, 1990; SCHIAVO, 1992; BALLÈVRE & MERLE, 1993; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; HÖPFER, 1997; DESMONS *et alii*, 1999a-b; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012). Ricordiamo l'età cretatica superiore (Rb-Sr e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 75-73 Ma) della fengite coesistente con anfiboli sodici nel basamento cristallino del Pillonet (CORTIANA *et alii*, 1998), le età eoceniche ottenute analizzando le miche bianche del Mt Dolin (K-Ar: 54-30; Rb-Sr: 44-29 Ma; AYRTON *et alii*, 1982), i sottostanti calcescisti nel settore esterno della Zona del Combin (K-Ar: 38-34 Ma; AYRTON *et alii*, 1982) e quelli in facies scisti verdi della Valle di Gressoney (K-Ar: 49-37; DELALOYE & DESMONS, 1976). Età simili sono state rinvenute negli gneiss minuti in facies scisti verdi di una scaglia della Zona Sesia-Lanzo situata, entro la Zona del Combin, sul versante sinistro della Val d'Ayas (Foglio Monte Rosa), allo stesso livello strutturale del lembo del Pillonet (miche bianche, Rb-Sr e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: 45-42 Ma), unitamente a due valori dell'Eocene inferiore-Paleocene (Rb-Sr: 57-52 Ma), probabili età miste che suggeriscono l'esistenza di una fase eoalpina o tardo-eoalpina anche nel complesso degli gneiss minuti (CORTIANA *et alii*, 1998). REDDY *et alii* (2003) hanno fornito sistematiche datazioni di miche bianche con i metodi Rb-Sr e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *in situ* lungo il transetto che si estende dalla fronte della

Zona Sesia-Lanzo al Pillonet e al margine interno della Dent Blanche, sopra Cervinia, integrate da analisi cinematiche di dettaglio sulla zona di taglio polifasica Austroalpino/Combin tra la Valle di Gressoney e la Valtournenche: le numerose età eoceniche ottenute (45-36 Ma) sono riferibili a *resetting* delle miche bianche durante la deformazione polifasica. In definitiva, si ritiene probabile che i rari relitti di relativa alta pressione segnalati nei lembi Dent Blanche e Mont Mary risalgano al Cretacico superiore, come quelli datati nel lembo del Pillonet, e che i relitti nella Zona del Combin abbiano età analoga o di poco inferiore, comunque maggiore di quella del picco eclogitico nella sottostante Zona di Zermatt-Saas: lo suggeriscono la ricostruzione paleostrutturale, l'analogia della storia metamorfica e soprattutto il fatto che la Zona del Combin costituisce il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori, verosimilmente già accoppiati durante la crescita del prisma precollisionale (DAL PIAZ, 1999).

I moderni esperimenti di geofisica crostale con metodi sismici a rifrazione e riflessione verticale sono iniziati nella catena alpina con il profilo CROP-ECORS, esteso dall'alta pianura piemontese al massiccio del Gran Paradiso e al Giura francese (ROURE *et alii*, 1990, 1996; NICOLAS *et alii*, 1990; POLINO *et alii*, 1990): al posto di una Moho continua alla base della crosta collisionale ispessita (fig. 33A), l'esperimento ha fornito la prima documentazione nelle Alpi dell'esistenza di due Moho distinte (fig. 33B), confermata nel settore vallesano dal Progetto NFP 20 (PFIFFNER *et alii*, 1997). Per una sintesi delle indagini geofisiche effettuate nel Vallese e al margine settentrionale della Valle d'Aosta e per la loro interpretazione geologico-strutturale si vedano MARCHANT (1993), ESCHER *et alii* (1997), STECK *et alii* (1997), DAL PIAZ (1999, 2010), DAL PIAZ *et alii* (2003); SCHMID *et alii* (2004). La figura 10B mostra una sezione crostale delle Alpi nord-occidentali, dal Biellese alla Molassa svizzera.

La ricostruzione dell'assetto strutturale del prisma orogenico austroalpino-penninico nella depressione assiale della Valle d'Aosta è stata perfezionata in base alla correlazione dei lembi austroalpini meridionali, esposti nel Foglio Chatillon (DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2010; ROLFO *et alii*, 2004), con i lembi eclogitici di Etirol-Levaz (HERMANN, 1938; KIENAST, 1983), Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988) e Vollon (queste note) affioranti tra la media Valtournenche, St Vincent e Brusson, a nord e a tetto della faglia normale Aosta-Ranzola, ipotesi intuita da CABY *et alii* (1978) e sviluppata brillantemente da BALLÈVRE *et alii* (1986), di cui riportiamo due sezioni interpretative attraverso la Valle d'Aosta (fig. 34), divenute un classico della geologia alpina. La ricostruzione è stata confermata da nuovi dati radiometrici (DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et*

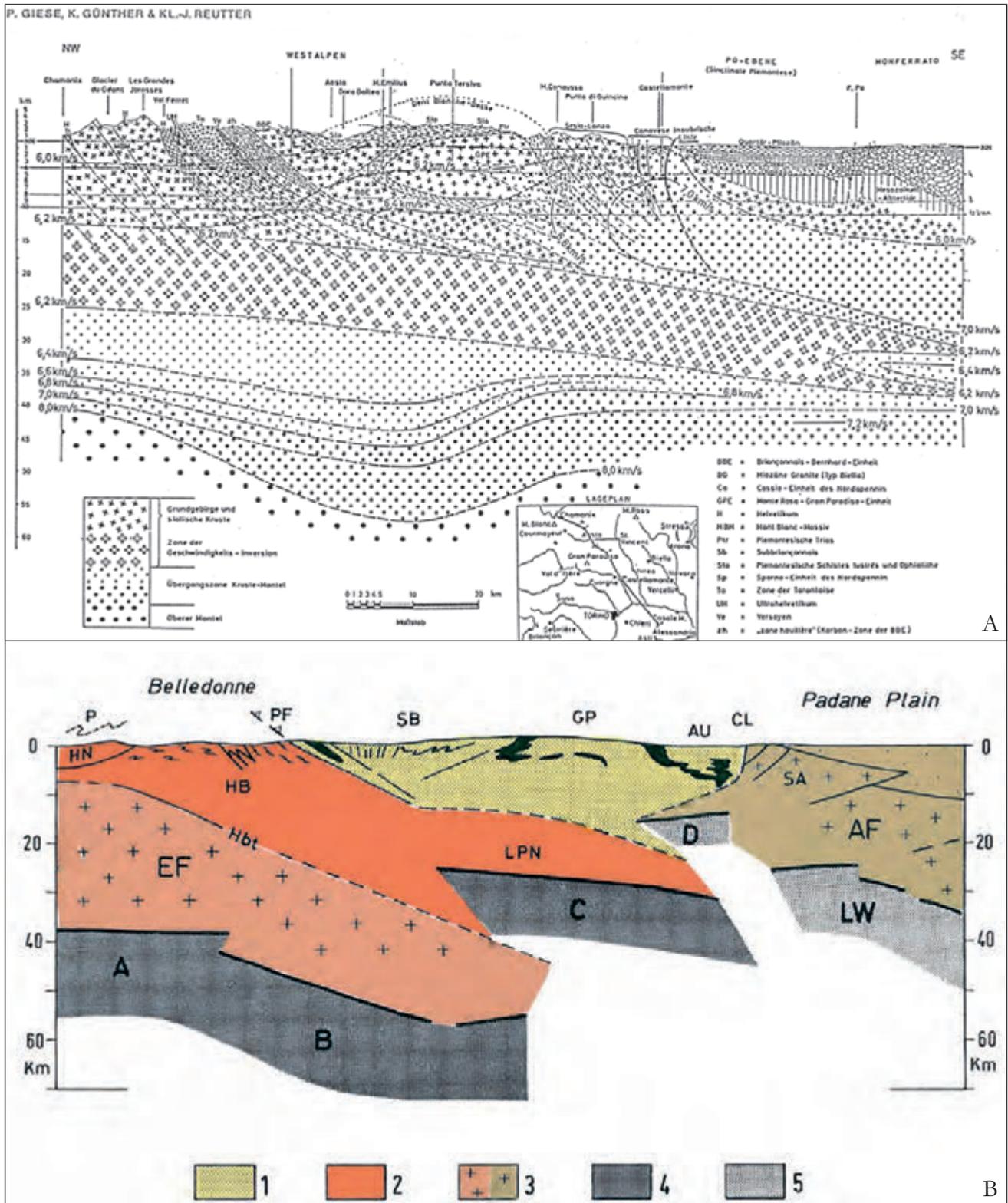


Fig. 33 - (A) Sezione geofisica crostale delle Alpi occidentali dal Monferrato a Chamonix (GIESE *et alii*, 1970). (B) Interpretazione geologica dell'immagine sismica crostale CROP-ECORS (POLINO *et alii*, 1990). Moho definita con sismica *wide angle reflection*. 1) Prisma collisionale austroalpino-penninico, comprendente la Zona Sesia-Lanzo (AU), il Gran Paradiso (GP), il Gran San Bernardo (SB), le unità ofiolitiche piemontesi e vallesane (nero) e il thrust frontale penninico (PF). 2) Margine passivo europeo deformato, comprendente le falde penniniche inferiori (LPN), le unità elvetico-ultraelvetiche (HB), le falde prealpine della Giura franco-svizzera (P) e il thrust basale delle unità esterne (Hpt). 3) Avanzaese europeo e sua estensione in profondità (EF); Alpi Meridionali (SA) e avanzaese sudalpino (AF). 4) Mantello litosferico europeo (A-B-C). 5) Mantello litosferico adriatico (D-LW).

- (A) Seismic crustal section of the Western Alps from Monferrato to Chamonix (GIESE *et alii*, 1970). (B) Geological interpretation of the CROP-ECORS crustal seismic image (POLINO *et alii*, 1990). 1) Austroalpine-Penninic collisional wedge, including the Sesia-Lanzo Zone (AU), Gran Paradiso (GP), Grand St Bernard (SB), Piemonte and Valais ophiolitic units (black) and the Penninic frontal thrust (PF). 2) Deformed European passive margin, including the Lower Penninic nappes (LPN), Helvetic-Ultrasubalpine units (HB), Prealpine nappes of French-Swiss Jura (P) and the basal thrust of external units (Hpt). 3) European foreland and its deep extension; 4) European lithospheric mantle (A-B-C). 5) Adriatic lithospheric mantle (D-LW).

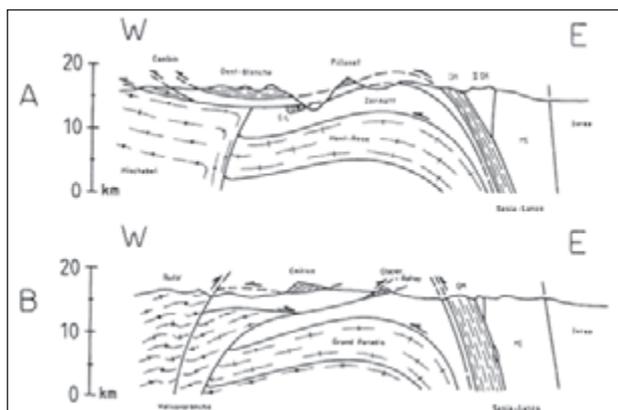


Fig. 34 - Sezioni interpretative delle zone interne delle Alpi nord-occidentali a nord (A) e a sud (B) della Valle d'Aosta, con la falda Dent Blanche s.l. suddivisa in due unità indipendenti (BALLÈVRE *et alii*, 1986): 1) unità superiori: Dent-Blanche, Pillonet; 2) unità inferiori, eclogitiche: Etirol-Levaz (E-L), Emilius, Glacier-Rafra; Zona Sesia-Lanzo: gneiss minuti (GM), 2a zona diorito-kinzigitica (II D-K), micascisti eclogitici (ME).

- Interpretative sections of the internal north-western Alps, to the north (A) and south (B) of the Aosta Valley, including the Dent Blanche nappe s.l. subdivided into two independent units (BALLÈVRE *et alii*, 1986): 1) Upper units: Dent Blanche, Pillonet; 2) Lower units, eclogitic: Etirol-Levaz (E-L), Emilius, Glacier-Rafra; Sesia-Lanzo Zone: Minuti gneiss (GM), 2nd Diorite-Kinzigitic Zone (II D-K), Eclogitic micaschists (ME).

alii, 2009a, 2010b) che documentano l'età eocenica medio-inferiore (49-44 Ma) del metamorfismo eclogitico nei lembi austroalpini inferiori e nelle ofioliti sottostanti (unità di Zermatt-Saas), con un *gap* di circa 25-30 Ma rispetto all'età cretacea superiore del metamorfismo di subduzione al Pillonet (CORTIANA *et alii*, 1998) e nella Zona Sesia-Lanzo (GEBAUER, 1999; BELTRANDO *et alii*, 2010a, con rif. bibl.).

La presenza di oficalci e di breccie serpentinitiche nel massiccio del M. Avic (TARTAROTTI *et alii*, 1998) e sul lato sinistro della Dora, nelle cave tra St Denis e Chatillon (DRIESNER, 1993; DAL PIAZ, 1999), è stata interpretata come possibile evidenza di una denudazione sottomarina del mantello alla fine del rifting continentale, ipotesi già avanzata da ELTER (1971) per la regione tra le valli della Dora e dell'Orco (fig. 35) e, a scala più generale, da LEMOINE *et alii* (1987). Il mantello litosferico delle Alpi Occidentali poteva quindi contenere corpi di gabbri pre-oceanici, poi trasferiti nella Zona piemontese (LOMBARDO & POGNANTE, 1982; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1985; LARDEAUX & SPALLA, 1991) ed essere direttamente associato, prima dell'orogenesi, a sottili scaglie di crosta continentale, i già citati alloctoni estensionali, residuo di un margine cointinentale passivo molto assottigliato e smembrato in estensione. L'ipotesi è confermata dall'età liassica inferiore (Sm-Nd: 198 ± 22 Ma) ottenuta da COSTA & CABY (2001) per i metagabbri del Monginevro, solcati da vene di leucodioriti di età calloviana-oxfordiana (156 ± 3 Ma) durante la fase di espansione oceanica. Impregnazioni di gabbri

con età giurassiche medio-superiori (166-150 Ma) sono descritte da BELTRANDO *et alii*, (2010b) nella crosta continentale del lembo di Etirol-Levaz. Breccie serpentinitiche di probabile origine oceanica (inedite) sono diffuse nella Conca di By (Zona del Combin) e tra il lago Miserin e la Finestra di Champorcher.

Concentrandoci nell'area del Foglio Monte Cervino e nei suoi immediati dintorni, i principali contributi prima degli inizi dei lavori per il Progetto CARG, nel corso del rilievo e durante l'allestimento della carta e delle note sono dedicati ai caratteri strutturali, litostratigrafici e metamorfici delle due unità ofiolitiche piemontesi in Val d'Ayas, Valtourvenche e Valle di St Barthélemy, descritti da DAL PIAZ (1965, 1971b, 1976, 1988, 2004), KIENAST (1973, 1983), DAL PIAZ & ERNST (1978), ERNST & DAL PIAZ (1978), BALDELLI *et alii* (1983, 1985), BALLÈVRE *et alii* (1986), VANNAY & ALLEMANN (1990), RUBATTO *et alii* (1998) e, recentemente, da REDDY *et alii* (2003), FORSTER *et alii* (2004), BUCHER *et alii* (2004, 2005), MÜLLER & COMPAGNONI (2009), ANGIBOUST *et alii*, 2009, ANGIBOUST & AGARD (2010). In particolare sono stati descritti: i) il carattere tholeiitico (normal-MORB e transizionale) delle metabasiti di entrambe le unità (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984); ii) i giacimenti idrotermali a Cu-Fe e Mn di ambiente oceanico presenti nelle unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas (DAL PIAZ, 1969a; BURTET-FABRIS *et alii*, 1971; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; CASTELLO *et alii*, 1980; CASTELLO, 1981, 1990; BALDELLI *et alii*, 1983; SPERLICH, 1988); iii) i filoni di gabbri e basalti rodingitici e le zone di reazione metasomatica con impronta metamorfica alpina nelle unità di Zermatt-Saas e del Combin (DAL PIAZ, 1969b, 2004; LI, 2002; LI *et alii*, 2004; 1980; FERRANDO *et alii*, 2010; ZANONI *et alii*, 2011, 2012); iv) l'evoluzione cinematica polifasica, convergente e distensiva, del prisma collisionale lungo le zone di taglio situate al limite tra le unità di Zermatt-Saas e del Combin (BALLÈVRE & MERLE, 1993) e tra quest'ultima ed il sovrastante sistema austroalpino, dal margine esterno della Zona Sesia-Lanzo al lembo del Pillonet e alla base del Cervino (REDDY *et alii*, 2003).

Nell'ambito delle unità austroalpine comprese nel foglio, ricordiamo le ricerche, in parte già citate, sui lembi del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; VOGLER, 1984; CORTIANA *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003), Etirol-Levaz (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988), Dent Blanche (KIENAST & NICOT, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1972, 1977; DE LEO *et alii*, 1987; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994; DAL PIAZ,

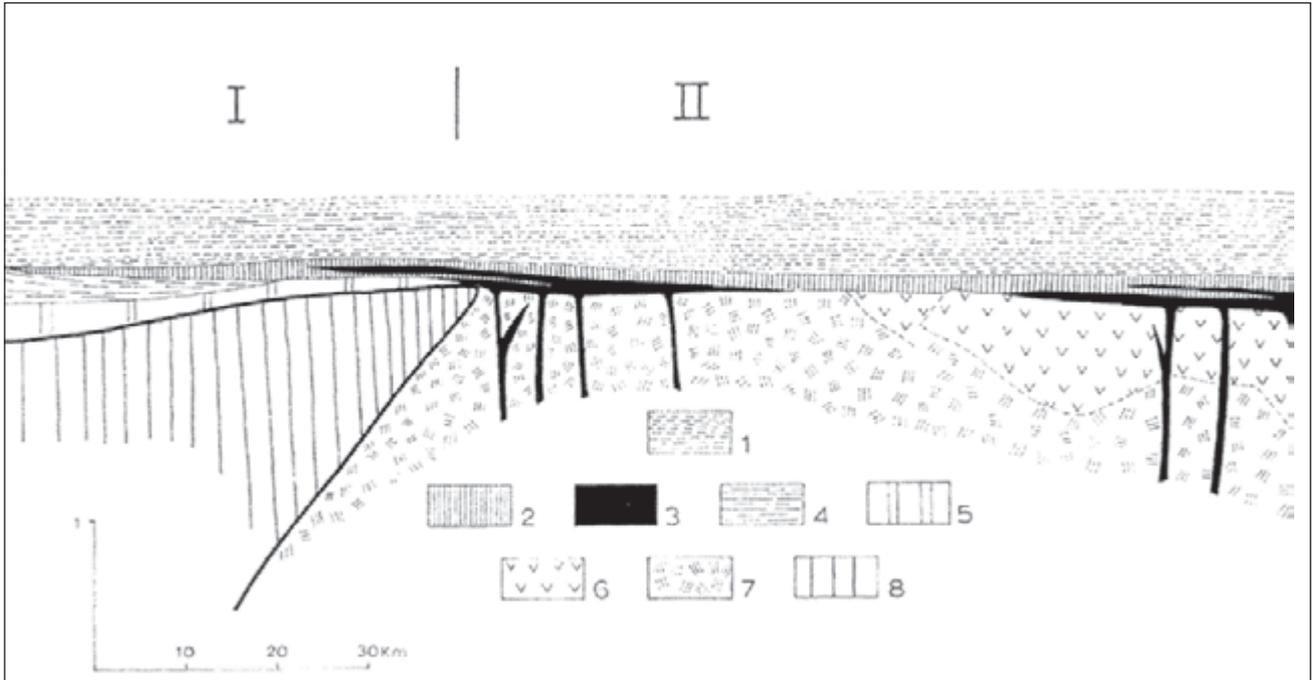


Fig. 35 - Schema dei rapporti tra i differenti elementi costitutivi della Zona piemontese (ELTER, 1971): I) Insieme A, II) Insieme B (hiatus simico); 1) calcscisti ofiolitiferi, 2) livello basale dei calcscisti, 3) diabasi (prasinita), 4) calcscisti liassici, 5) Trias, 6) gabbri, 7) ultramafiti, 8) basamento del Gran Paradiso.
 - Relation sketch of building elements of the Piemonte Zone (ELTER, 1971): I) Ensemble A; II) Ensemble B (simic hiatus); 1) ophiolitic calcscists, 2) basal level of calcscists, 3) diabases (prasinites), 4) Liassic calcscists, 5) Triassic, 6) gabbros, 7) ultramafics, 8) Gran Paradiso basement.

1996b, 2010; BUSSY *et alii*, 1998; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; MENEGON *et alii*, 2006, 2008; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012; MANZOTTI *et alii*, 2012; BALETTI *et alii*, 2012) e del Mont Mary (CESARE *et alii*, 1989; CANEPA *et alii*, 1990; PENNACCHIONI & CESARE, 1997; PENNACCHIONI *et alii*, 2001; BUCHER *et alii*, 2010) e infine le tesi edite (HÖPFER, 1997) e inedite (CESARE, 1987; ZAGGIA, 1987; SCHIAVO, 1992; ZANELLA, 1992; MONOPOLI, 1993; BALETTI, 2003) sulla Zona di Roisan e le unità di basamento circostanti, contributi su cui torneremo nei prossimi capitoli. Dal punto di vista strutturale, è stato definito il lembo di ricoprimento Mont Mary-Cervino (DAL PIAZ in BUCHER *et alii*, 2003, 2004), formato dal lembo del Mont Mary *Auct.* e dalla coppia inferiore di unità Arolla-Valpelline affioranti in alta Valtournenche e appartenenti alla falda Dent Blanche; è stata inoltre ricostruita l'evoluzione cinematica della faglia Aosta-Ranzola e di altre linee tettoniche della regione (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001; RATTO, 1998; VICIDOMINI, 2008; DAL PIAZ *et alii*, 2010), caratterizzate dalla presenza di mineralizzazioni aurifere (DIAMOND, 1986, 1990) e di breccie di faglia metasomatiche, dette listveniti, termine in uso in Unione Sovietica (*e.g.*, KASHKAI, 1964; HALS & ZAHO, 1995), introdotto in Val d'Ayas e nelle Alpi occidentali da DAL PIAZ & OMENETTO (1978).

3. - LA CATENA ALPINA A VERGENZA EUROPEA

L'arco delle Alpi occidentali si estende dalla Svizzera al Golfo di Genova (v. fig. 10A), ove l'orogene collisionale collassa e scompare per l'apertura tardo-neogenica del Tirreno. Il Monte Bianco (4888 m) e la quarantina di vette oltre i 4000 m (Oberland Bernese, Pizzo Bernina, Alpi Pennine, Gran Paradiso, Barre des Ecrins) sono le massime elevazioni della catena, ma si tratta di valori relativamente modesti rispetto allo spessore totale del prisma collisionale che si estende nel sottosuolo sino ad una profondità di quasi 60 km. Ondulazioni plurichilometriche della pila delle falde lungo l'asse longitudinale della catena e variazioni laterali associate a denudazione tettonica e sollevamento differenziale prodotti dalla cinematica tensionale di grandi faglie trasversali consentono di esaminare in superficie una sezione di circa 30 km della catena, dalla falda Dent Blanche alla cupola di Verampio, l'unità più profonda del duomo lepontino in Ossola-Ticino (fig. 36A); la parte sepolta è ricostruita con l'interpretazione geostrutturale dei già ricordati profili sismici CROP-ECORS e NFP 20 (fig. 36B).

La catena a vergenza europea è formata dai seguenti domini strutturali, elencati in successione da tetto a letto e dall'interno all'esterno dell'arco delle Alpi Occidentali (BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ

Neogene; iv) avanfossa della Molassa, prisma sedimentario oligocenico-miocenico, costituito da alternanze di depositi di acqua dolce e di mare basso; v) Giura franco-svizzero: *fold-and-thrust belt* epidermico formatosi sotto il bacino della Molassa e al suo esterno, tra il Miocene e il Pliocene inf. L'età del *top* delle successioni sedimentarie coinvolte nell'orogene, l'età del metamorfismo di subduzione, l'età delle deformazioni e quella dei depositi clastici prodotti dall'erosione della catena in sollevamento indicano il propagarsi dell'onda orogena dalle zone interne alle zone esterne dell'orogene a vergenza europea.

In letteratura, la Zona pennidica è in genere estesa anche a comprendere tutte le unità ofiolitiche situate a vari livelli strutturali nel prisma collisionale austroalpino-pennidico: i) Zona piemontese, sistema tettonico multifalda derivato dalla chiusura dell'omonimo bacino, esposta lungo l'intero arco delle Alpi Occidentali a tetto del ricoprimento pennidico V di ARGAND (Monte Rosa, Arcesa-Brusson, Gran Paradiso, Dora-Maira, Valosio), a letto del settore frontale della Zona Sesia-Lanzo e di tutti i lembi superiori, non eclogitici, della falda Dent Blanche *s.l.*, in parte alternata con i lembi austroalpini inferiori, eclogitici (Etirol-Levaz, Grun-Vollon, Chatillon, M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel, Verres); ii) Zona di Antrona, unità ofiolitica circoscritta alla "zona radicale" o "*steep belt*" della Val d'Ossola, tra la falda Monte Rosa, di cui costituisce il substrato tettonico, e il Sistema del Gran San Bernardo; iii) Zona vallesana (pennidica esterna), con limitate unità ofiolitiche, di età recentemente discussa, situate tra la fronte del Sistema del Gran San Bernardo e i flysch cretacei nord-pennidici. Dal punto di vista metamorfico e strutturale, la Zona piemontese comprende unità superiori, non eclogitiche, con rari relitti in facies sciti blu ad epidoto (Combin), e unità eclogitiche (Zermatt-Saas); la Zona di Antrona è eclogitica e la Zona Vallesana è essenzialmente in facies scisti verdi, con relitti di HP. La Zona di Antrona è molto simile alla Zona di Zermatt-Saas anche dal punto di vista litologico e le due unità possono essere correlate nell'ipotesi che la falda del Monte Rosa costituisca una ultrapiiega coricata vergente a nord-ovest. La tradizionale estensione della Zona pennidica a tutte le unità ofiolitiche è certamente corretta se riferita all'assetto strutturale attuale e alla loro stretta associazione con le unità continentali pennidiche e austroalpine inferiori. In chiave paleostrutturale vi sono tuttavia incertezze che inducono a considerare le unità ofiolitiche in modo indipendente e a restringere il termine "pennidico" alle sole unità continentali provenienti verosimilmente dal margine passivo europeo (DAL PIAZ, 1999). L'ipotesi

che preferiamo è che tutte le unità ofiolitiche derivino dallo stesso oceano mesozoico, anche se, come abbiamo visto, non mancano modelli alternativi, a partire da quello classico con due oceani (nord- e sud-pennidico, vallesano e piemontese). L'assenza di un tipico "*sheeted dyke complex*" (complesso filoniano) non consente di ricostruire la posizione della dorsale medio-oceanica e quindi di stabilire se, alla fine della fase di *spreading*, le unità ofiolitiche in discussione siano riferibili al settore oceanico della placca europea o a quello adriatico, quindi al Pennidico o all'Austroalpino. Una possibile traccia del complesso filoniano a livello di mantello litosferico è rappresentato dal grande corpo di peridotiti serpentinite del Breithorn-Rocca di Verra, straordinariamente ricco di filoni e boudins di gabbri rodingitici con sovraimpronta eclogitica (DAL PIAZ, 2004): in tale prospettiva, l'intera Zona del Combin potrebbe essere di pertinenza della placca adriatica durante la fase di espansione.

3.1. - AUSTROALPINO

Il Sistema Austroalpino delle Alpi occidentali è costituito dalla Zona Sesia-Lanzo e da numerosi lembi esterni, originariamente riuniti nella Falda Dent Blanche *s.l.* di ARGAND (fig. 37). La Zona Sesia-Lanzo è formata da tre principali unità tettono-metamorfiche, indicate con i loro nomi tradizionali: i) Complesso dei micascisti eclogitici, all'interno, ii) Complesso degli gneiss minuti, all'esterno, iii) isolati lembi di crosta profonda, felsica e mafica, a tratti ben preservata (2a Zona diorito-kinzigitica), ubicati in posizione sommitale (DAL PIAZ *et alii*, 1971, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; PASSCHIER *et alii*, 1981; LARDEAUX *et alii*, 1982; WILLIAMS & COMPAGNONI, 1983; VUICHARD, 1989; STÜNITZ, 1989; LARDEAUX & SPALLA, 1992; VENTURINI *et alii*, 1994, 1996; SPALLA *et alii*, 1996; VENTURINI, 1995; RUBATTO *et alii*, 1999; REBAY & SPALLA, 2001; ZUCALI *et alii*, 2002; REBAY, 2003; BABIST *et alii*, 2006; REBAY & MESSIGA, 2007; ENGI *et alii*, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010a), con locali peridotiti di mantello in Val Vogna (DAL PIAZ *et alii*, 1971; BECCALUVA *et alii*, 1979).

Nella Falda Dent Blanche *s.l.* si distinguono due gruppi di lembi di ricoprimento (figg. 34 e 38), caratterizzati da posizione strutturale, metamorfismo alpino ed età contrastanti, descritti nel modello innovativo di BALLÈVRE *et alii* (1986), seguito e perfezionato da vari autori (DAL PIAZ, 1999, 2010; DAL PIAZ *et alii*, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a): i) Lembi superiori, non eclogitici, ubicati a tetto della Zona del Combin e quindi dell'intera Zona piemontese ("*upper Austroalpine outliers*": Dent Blanche, Mont Mary-Cervino,

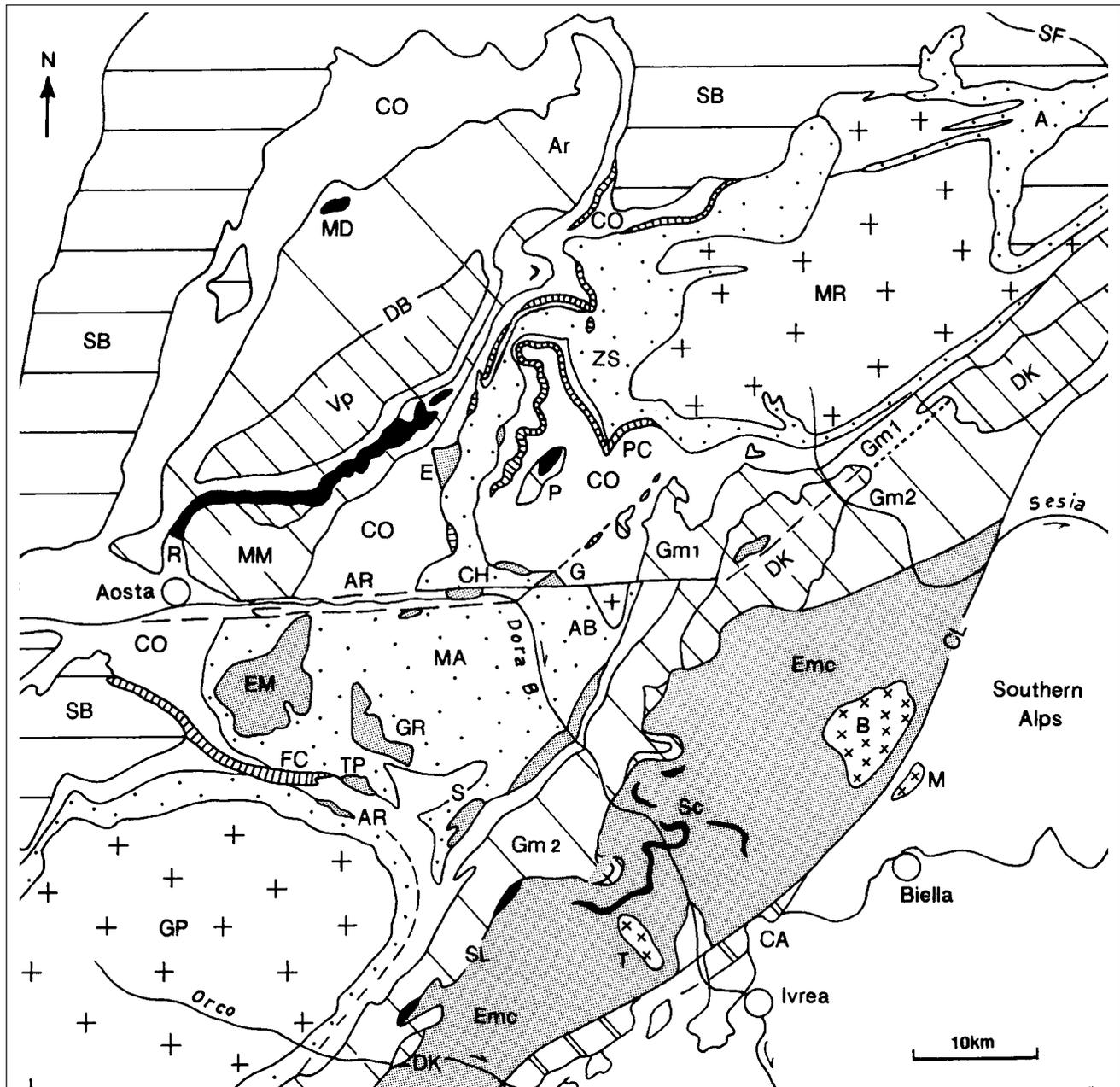


Fig. 37 - Mappa del prisma austroalpino-pennidico tra Valle d'Aosta e Vallese. (1) Austroalpino: 1.1 lembi superiori, non eclogitici: Dent Blanche (DB)-Mont Mary (MM)-Pillonet (P); Serie di Valpelline (Vp), unità mesozoiche di Roisan (R), e del Mt. Dolin (MD), Serie di Arolla (Ar) 1.2 lembi inferiori, eclogitici: Acque Rosse (AR), Chatillon-St Vincent (CH), Etirol-Levaz (E), Grun-Vollon (G), M. Emilius (EM), Glacier-Rafraay (GR), Tour Ponton (TP), Verres-Santanel (S); 1.3. Zona Sesia-Lanzo (SL): 2a Zona diorito-kinzigitica (DK), marmi e dolomie di possibile età mesozoica (Sc), unità degli Gneiss minuti a nord (Gm1) e a sud (Gm2) della linea Aosta-Ranzola, unità dei Micascisti eclogitici (Emc). (2) Zona ofiolitica piemontese: 2.1. Zona del Combin (CO), unità ofiolitiche; unità permio-mesozoiche ad affinità continentale: Pancherot-Cime Bianche (PC), Fascio di Cogne (FC); 2.2. Zona di Zermatt-Saas (ZS): unità ofiolitiche con metamorfismo eclogitico e di UHP. (3) Unità continentali pennidiche di origine europea: 3.1. Monte Rosa (MR), Arcesa-Brusson (AB), Gran Paradiso (GP), 3.2. Sistema del Gran San Bernardo (SB). Linea del Canavese (CL) e Zonadel Canavese (CA). Plutoni oligocenici: Biella-Valle del Cervo (B), Traversella (T), Miagliano (M). - Geological map of the Austroalpine-Penninic wedge between the Aosta Valley and Valais. (1) Austroalpine: 1.1 Upper outliers, non eclogitic: Dent Blanche (DB)-Mt Mary (MM)-Pillonet (P); Valpelline Series (Vp), Mesozoic Roisan (R) and Mt Dolin (MD) units, Arolla Series (Ar); 1.2. Lower outliers, eclogitic: Acque Rosse (AR), Chatillon-St Vincent (CH), Etirol-Levaz (E), Grun-Vollon (G), Mt Emilius (EM), Glacier-Rafraay (GR), Tour Ponton (TP), Verres-Santanel (S); 1.3. Sesia-Lanzo Zone (SL): 2nd Diorite-kinzigitic unit (DK), Mesozoic (?) marbles and dolostones (Sc), Minuti gneiss complex: to the north (Gm1) and south (Gm2) of Aosta-Ranzola line, Eclogitic micascist complex (Emc). (2) Piemonte Zone: 2.1. Combin Zone (CO), ophiolitic units; Permian-Mesozoic units with continental affinity: Pancherot-Cime Bianche (PC), Fascio di Cogne (FC); 2.2. Zermatt-Saas Zone (ZS): HP-UHP ophiolitic units. (3) Europe-derived Penninic continental nappes: 3.1. Monte Rosa (MR), Arcesa-Brusson (AB), Gran Paradiso (GP); 3.2. Grand St Bernard nappe system (SB). Canavese tectonic line (CL) and Canavese zone (CA). Oligocene plutons: Biella-Cervo valley (B), Traversella (T), Miagliano (M).

Pillonet), in posizione geometrica analoga a quella degli gneiss minuti alla fronte della Zona Sesia-Lanzo e della 2a Zona diorito-kinzigitica (DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ,

1976, 1993, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 1977; AYRTON *et alii*, 1982; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; BUSSY *et alii*, 1998; CORTIANA *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003; BUCHER *et alii*, 2004;

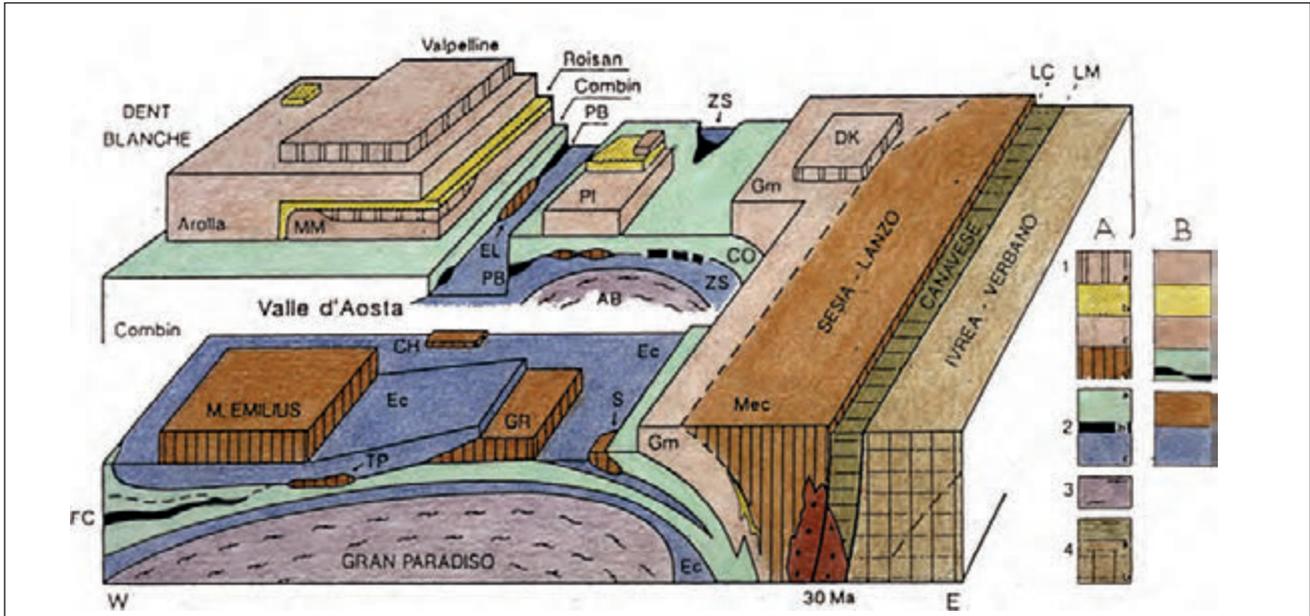


Fig. 38 - Blocco schematico del Sistema austroalpino e dei suoi rapporti con le unità piemontesi. Upper Austroalpine outliers: Dent Blanche-Mont Mary (MM)-Pilonet (PI), lower Austroalpine outliers: Etröol-Levaz (EL), Chatillon (CH), M. Emilius, Glacier-Rafraay (GR), Tour Ponton (TP), Santanel (S) e Zona Sesia-Lanzo: 1a) Serie di Valpelline e 2a) Zona diorito-kinzigitica (DK); 1b) Mont Dolin e Zona di Roisan; 1c) Serie di Arolla e Gneiss minuti (Gm); 1d) Micascisti eclogitici eocenici (lower outliers) e cretaci (Mec). Zona Piemontese: 2a) Combain (CO), 2b) Pancherot-Cime Bianche (PB) e Fascio di Cogne (FC), 2c) Zermatt-Saas (ZS). 3) Unità penniniche continentali interne: Arcesa-Brusson (AB), Gran Paradiso (GP). 4a) Zona del Canavese, 4b) Alpi Meridionali. Plutoni periadriatici (30 Ma).

- Simplified block diagram of the Austroalpine system in the Aosta valley. Upper Austroalpine outliers: Dent Blanche-Mt Mary (MM)-Pilonet (PI) thrust system; Lower Austroalpine outliers: Etröol-Levaz (EL), Chatillon (CH), Mt Emilius, Glacier-Rafraay (GR), Tour Ponton (TP), Santanel (S); Sesia-Lanzo zone: 1a) Valpelline Series, 2a) 2nd Diorite-Kinzigitic; 1b) Mt Dolin and Roisan zone; 1c) Arolla Series and Gneiss minuti complex (Gm); 1d) Eclogitic micaschists (Mec). Piemonte zone: 2a) Combain (CO), 2b) Pancherot-Cime Bianche (PB) and Fascio di Cogne (FC); 2c) Zermatt-Saas (ZS). 3) Inner Penninic continental nappes: Arcesa-Brusson (AB) and Gran Paradiso (GP). 4a) Canavese zone, 4b) Southern Alps (b). Periadriatic plutons: 30 Ma.

MONJOIE *et alii*, 2005; MALASPINA *et alii*, 2011; ZUCALI *et alii*, 2011); ii) Lembi inferiori, tutti eclogitici ("lower Austroalpine outliers"), intercalati lungo il limite tettonico (con *gap* metamorfico) tra la Zona del Combain e la Zona Zermatta-Saas, o entro quest'ultima, sia a nord (tetto ribassato) della faglia oligocenica Aosta-Ranzola (Chatillon, Etröol-Levaz, Grun, Vollon; HERMANN, 1938; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BIINO & COMPAGNONI, 1988; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; DAL PIAZ *et alii*, 2001; ROLFO *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2009b), sia a sud (letto sollevato) di essa (M. Emilius, Glacier-Rafraay, Tour Ponton, Acque Rosse, Santanel, Verres, Tilly; DAL PIAZ & NERVO, 1971; NERVO & POLINO, 1976; DAL PIAZ *et alii*, 1979c, 1983, 2001, 2011; BEARTH *et alii*, 1980; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BATTISTON *et alii*, 1987; PAGANELLI *et alii*, 1995; BENCIOINI, 1996; PENNACCHIONI, 1996; SCAMBELLURI *et alii*, 1998; BELTRANDO *et alii*, 2009a).

Si noti che l'impronta eclogitica dei lembi austroalpini inferiori ha età radiometrica dell'Eocene inferiore-medio (49-45 Ma: DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2009b), analoga a quella delle pietre verdi di Zermatt-Saas e della loro estensione meridionale (BOWTELL *et alii*, 1994; RUBATTO *et alii*, 1999; MAYER *et alii*, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001;

BELTRANDO *et alii*, 2010a), ma è assai più giovane (di 25-30 Ma) della associazione relitta a fengite, anfiboli sodici e pirosseno egrinico (DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; HÖPFER, 1997) dei lembi superiori, datata al Pilonet (75-74 Ma; CORTIANA *et alii*, 1998), e dell'analogo metamorfismo eclogitico nei parascisti e nei granitoidi della Zona Sesia-Lanzo (85-69 Ma; VENTURINI, 1995; CORTIANA *et alii*, 1998; DUCHÈNE *et alii*, 1997; RUBATTO *et alii*, 1999; GEBAUER, 1999; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

Passando alla ricostruzione della Zona Sesia-Lanzo, il problema principale riguarda il significato della 2a Zona diorito-kinzigitica: lembo esotico, proveniente da regioni lontane (CARRARO *et alii*, 1970) o parascisti incassanti dei granitoidi presenti nei complessi degli Gneiss minuti e dei Micascisti eclogitici (STÜNITZ, 1989). I micascisti eclogitici sono costituiti da un complesso monometamorfico di granitoidi e da un complesso polimetamorfico di parascisti con protoliti analoghi e forse identici a quelli della *suite* kinzigitica (COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b), intrusi dai granitoidi che tagliano la foliazione di alto grado varisca (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI & MAFFEO, 1973; ZUCALI, 2002): sembrerebbe quindi preferibile attribuire alla 2a Zona diorito-kinzigitica un carattere parauc-

toctono rispetto ai sottostanti complessi degli gneiss minuti e dei micascisti eclogitici, i cui contatti tettonici sarebbero imputabili a contrasti di competenza durante la deformazione alpina. L'esistenza di traiettorie P-T indipendenti è documentata da un *gap* metamorfico riconoscibile al microscopio nel settore interno della 2a Zona diorito-kinzigitica che, tra la Valsesia e la Valle di Gressoney, poggia in contatto milonitico su metagranitoidi e su paragneiss kinzigitici del complesso dei micascisti eclogitici: i paragneiss della 2a Zona sono in facies scisti blu (DAL PIAZ *et alii*, 1971, 1972; BECCALUVA *et alii*, 1979; RIDLEY, 1989; STÜNITZ, 1989), i secondi e le miloniti al contatto sono in facies eclogitica (LARDEAUX *et alii*, 1982).

La descrizione che segue è limitata alle unità tettoniche e litologiche presenti nel foglio.

3.1.1. - Lembi superiori (non eclogitici)

Nel Foglio Monte Cervino sono presenti tutti i lembi di ricoprimento non eclogitici del Sistema tettonico Dent Blanche, M. Mary-Cervino e Pillonet, indicati anche come “*upper Austroalpine outliers (thrust system)*”. In particolare, come illustrato nello schema tettonico, nel foglio sono compresi: i) il settore centro-meridionale del lembo della Dent Blanche *s.s.*; ii) la Zona di Roisan a cui sono riferiti anche i discontinui affioramenti di metasedimenti mesozoici che si estendono dal Mt Blanc du Creton al vallone di Zmutt e le miloniti associate nella zona di taglio duttile tra il lembo della Dent Blanche ed il lembo Mont Mary-Cervino; iii) l'estremità settentrionale del lembo del Mont Mary *Auct.*, ubicato in prevalenza nel Foglio Chatillon, la sua estensione a nord-est nel lembo del Cervino, con litotipi differenti, e la metà meridionale del *Klippe* del Pillonet, affiorante anche nel Foglio Monte Rosa. Il lembo di Verres è situato all'esterno e al di sotto del *thrust* frontale della Zona Sesia-Lanzo, in prosecuzione longitudinale del lembo del Santanel (BATTISTON *et alii*, 1987), e sotto i calcescisti di Arnaz-Trambesere (vedi l'inquadramento tettonico regionale e il Foglio Chatillon): contrariamente alle ricostruzioni tradizionali, il lembo non è correlabile con la fronte della Zona Sesia-Lanzo, ma va riferito al gruppo dei lembi eclogitici, al limite tettonico tra la Zona del Combin e quella di Zermatt-Saas (DAL PIAZ *et alii*, 2011a). La pila di unità austroalpine presenti nel foglio è descritta procedendo da tetto a letto, cioè dal lembo Dent Blanche *s.s.* ai lembi Mont Mary-Cervino e Pillonet.

Dent Blanche *s.s.* - Il lembo della Dent Blanche *s.s.* riunisce due principali e classiche unità tettono-metamorfiche: i) l'unità superiore (Serie di Valpelline *Auct.*), costituita da crosta profonda in facies granulitica e anfibolitica prealpina (complesso kin-

zigitico *Auct.*) con limitata e discontinua retrocessione in facies scisti verdi analoga a quella riscontrata nella 2a Zona Diorito-kinzigitica della Zona Sesia-Lanzo; ii) l'unità inferiore, costituita da prevalenti gneiss granitoidi (Serie di Arolla *Auct.*), da grandi corpi di metagabbri (Mt Collon-Dents de Bertol, la Sassa) in contatto tettonico duttile con gli ortogneiss incassanti, da scarsi paragneiss massivi (M. Morion) e dal piccolo lembo carbonatico del Mt Dolin, di età mesozoica, affiorante a nord del foglio, presso il paese di Arolla. La coppia di unità cristalline è duplicata nel settore interno del lembo, tra la Valtournenche ed il vallone di Zmutt, a formare il lembo del Cervino che abbiamo associato a quello del Mont Mary (BUCHER *et alii*, 2003): Mont Mary e Cervino sono situati allo stesso livello strutturale, ma di fatto sono indipendenti, separati dalle faglie del sistema di Trois Villes.

Unità superiore - Il complesso kinzigitico è formato da paragneiss a biotite-granato-sillimanite-quarzo \pm cordierite, feldspato potassico, grafite, con grana in genere molto vistosa e tipica tinta di alterazione superficiale rosso-bruna o violacea (figg. 39A, 40A) (MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1952; NICOT, 1977; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986; CANEPA *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1992, 1993; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994; BUCHER *et alii*, 2004; ZUCALI *et alii*, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). In genere i paragneiss sono ricchi di sacche, vene e filoni di fusi anatettici, pegmatitico-leucogranitici, concordanti e discordanti, con passaggio a migmatiti diffuse. Non mancano granuliti felsiche (fig. 39B), relativamente più antiche, a grana minuta e di colore grigio chiaro, con plagioclasio, granato, iperstene e/o diopside (NICOT, 1977). Carattere peculiare del complesso kinzigitico è la presenza di ripetute intercalazioni di rocce basiche e di marmi cristallini. I corpi basici hanno forma stratoide o lenticolare appiattita, dimensioni da decimetriche a pluriettometriche e sono costituiti da granuliti femiche a granato-piroseno-anfibolo, norriti con *fabric* metamorfico e anfiboliti a granato-plagioclasio \pm biotite, del tutto simili ai litotipi della Zona d'Ivrea (effetti alpini esclusi). I marmi cristallini, chiaramente visibili a distanza per la patina beige-giallastra chiara (fig. 40B), formano intercalazioni di spessore da centimetrico a pluridecimetico ed estensione anche chilometrica, sottolineando alla megascala l'assetto geometrico e le deformazioni del *bedding* stratigrafico (originario o trasposto). Le varietà impure contengono veli, livelli e noduli a silicati di Ca-Mg (diopside, flogopite, forsterite, plagioclasio anortitico, scapolite, epidoto, anfiboli, granato), generalmente in rilievo. Il metamorfismo di alto grado della Serie di Valpelline era stato riferito da ARGAND all'intrusione dei graniti di Arolla, ma si tratta di un evento di ca-

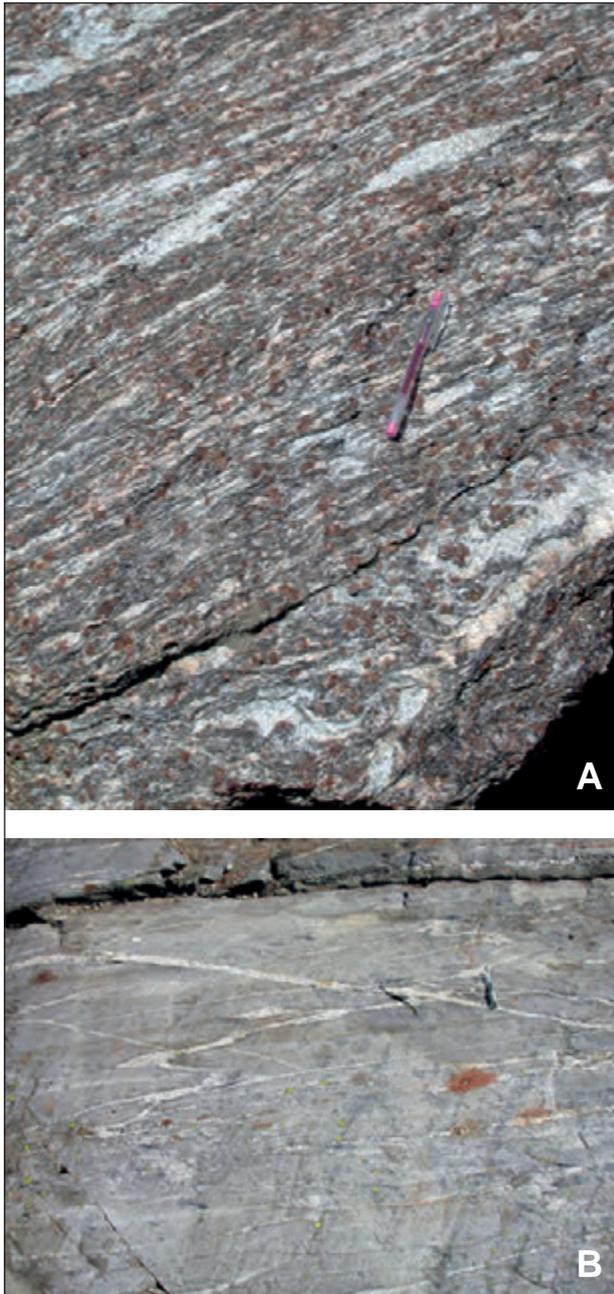


Fig. 39 - Litotipi del complesso kinzigitico del lembo Dent Blanche nella comba dei Tre Laghi, sopra il lago di Place Moulin. (A) Paragneiss a biotite, granato e sillimanite con bande e lenti di pegmatiti anatectiche. (B) Granulite felsica a grana minuta, con venette pegmatitiche, sponda meridionale del Lac Mort (NICOT, 1977; DAL PIAZ, 1992).

- *Lithology of the kinzigitic complex in the Dent Blanche nappe s.s., Tre Laghi area, over Place Moulin lake. (A) Biotite-garnet-sillimanite paragneiss with strips and lenses of anatectic pegmatites. (B) Fine-grained felsic granulite with pegmatitic veins; Lac Mort, southern edge (NICOT, 1977; DAL PIAZ, 1992).*

rattere regionale. Le associazioni metamorfiche di alto grado sono prealpine e si riferiscono alla genesi e al collasso della catena collisionale varisica, in evoluzione dalle condizioni granulitiche iniziali a quelle anfibolitiche, con fusi anatectici finali. La perturbazione termica finale potrebbe essere riferita all'*igneous underplating* dei batoliti gabbrici permiani in condizioni di estensione litosferica (DAL

PIAZ & MARTIN, 1998; REBAY & SPALLA, 2001; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; ZUCALI *et alii*, 2011; BALLETTI *et alii*, 2012; MANZOTTI *et alii*, 2012), come accertato nella Zona Ivrea-Verbano, ma si tratta di una ipotesi, tenuto conto della assenza di rapporti di contiguità primaria tra i litotipi in questione a causa del vistoso contatto tettonico che separa la Serie di Valpelline da quella di Arolla. Anche una parte della retrocessione in facies scisti verdi sembrerebbe prealpina, riferibile all'esumazione permo-triassica della crosta profonda adriatica. Età isotopiche permiane (294-263 Ma, con *cluster* a 276 Ma) e giurassiche (190-160) sono state ottenute recentemente da MANZOTTI *et alii* (2012), in alcune intercalazioni di marmi e quarziti mineralizzate, segnalate da tempo (BALLÈVRE

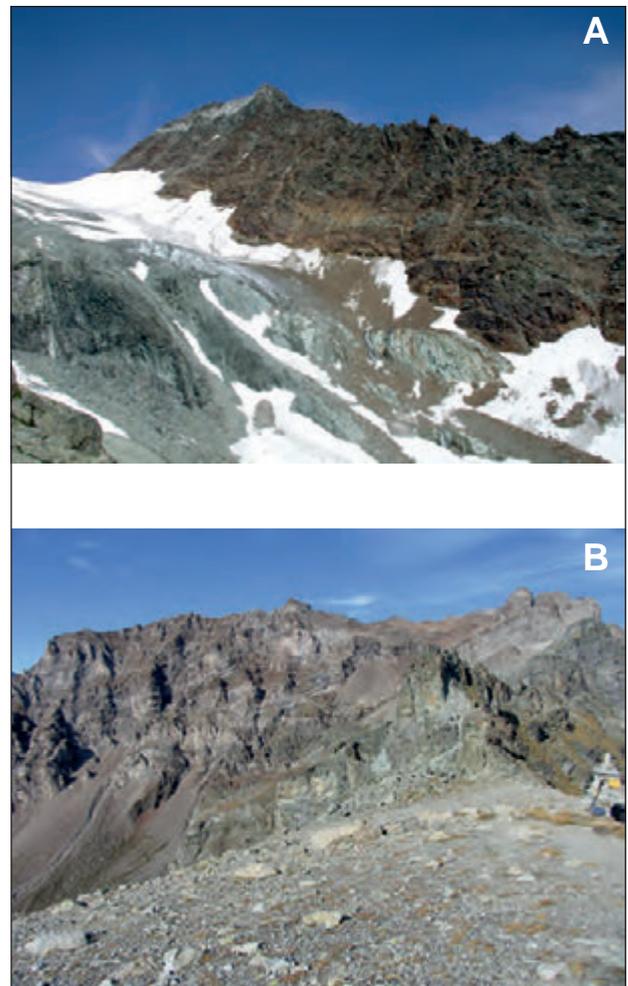


Fig. 40 - Serie di Valpelline del lembo Dent Blanche. (A) Paragneiss kinzigitici rosso-violacei, con sottili e discontinue intercalazioni chiare di marmi antichi, in contatto tettonico con i sottostanti metagranitoidi milonitici della Serie di Arolla, Comba della Sassa. (B) Ripetute intercalazioni di marmi antichi nei paragneiss kinzigitici della dorsale M. Pisonet-P. di Vallepiana, a tetto di gneiss milonitici della Seie di Arolla al Col de Vessonaz.

- *Valpelline Series of Dent Blanche nappe s.s. (A) Purplish-red kinzigitic paragneiss with thin beds of old marble in tectonic contact with the underlying mylonitic granitoids of Arolla Series, Comba della Sassa. (B) Repeated alternances of old marble and kinzigitic paragneiss of M. Pisonet-P. di Vallepiana ridge, over the mylonitic Arolla gneiss of Col de Vessonaz.*

& KIENAST, 1987) negli Gneiss di Arolla della comba di Cignana: le prime sono riferite all'evento metamorfico-estensionale permiano sopra citato, le seconde ad attività di fluidi durante la fase di *rifting* e *spreading* del bacino mesozoico (MANZOTTI *et alii*, 2012).

Durante l'orogenesi alpina il complesso kinzigitico ha subito discontinui fenomeni di retrocessione metamorfica in facies scisti verdi, da incipienti e apprezzabili solo al microscopio nei domini di *low-strain* a pervasivi e persistenti, con varietà fillonitiche e milonitiche lungo il sovrascorrimento dell'unità di Valpelline sull'unità di Arolla e in alcune zone di taglio interne (DIEHL *et alii*, 1952; PENNACCHIONI G. & GUERMANI, 1993; MALASPINA *et alii*, 2011). Le varietà più trasformate sono scisti micaceo-cloritici a mica bianca ed epidoto, talora con relitti di biotite decolorata e/o granato più o meno alterato, anche se in genere non mancano, alla scala dell'affioramento, livelli e lenti di paragneiss meno retrocessi che confermano la natura dei protoliti varisici. La sillimanite è sostituita da prodotti micacei e, in rari casi, da margarite e fini aggregati di Fe-cloritoide e cianite (KIENAST & NICOT, 1971; DE LEO *et alii*, 1987; CANEPA *et alii*, 1990; GUERMANI, 1990; SCHIAVO, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). Vi sono quindi indizi che prima dell'evento in facies scisti verdi della falda Dent Blanche anche il complesso kinzigitico sia passato attraverso condizioni di relativa alta-P, rimanendone tuttavia in prevalenza indenne per limitata deformazione e assenza di fluidi al di fuori dei contatti tettonici periferici e di alcuni canali di *shear* interni (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). Nelle rocce basiche retrocesse il plagioclasio calcico è sostituito da aggregati di albite-epidoto e i minerali femici da orneblenda verde, actinolite e clorite, mentre la roccia perde l'originario colore nerastro (minerali femici) punteggiato o listato di bianco (plagioclasio), per assumere una caratteristica tinta verde scura o grigio-verdognola, legata agli anfiboli calcici alpini.

Unità inferiore - Dal punto di vista litologico corrisponde alla Serie di Arolla di ARGAND: è costituita dai derivati polifasici alpini di corpi granitico-quarzodioritici e gabbri ad affinità calcicalina, espressione del magmatismo post-collisionale di età permiana inferiore (STUTZ, 1940; HAGEN, 1948; DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ *et alii*, 1977; AYRTON *et alii*, 1982; CANEPA *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1992, 1993; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; BUSSY *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE, 2004; MOJOIE *et alii*, 2005, 2007; RODA & ZUCALI, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; BALETTI *et alii*, 2012). I corpi maggiori di gabbri permiani (Collon-Dents du Bertol e la Sassa nel lembo Dent Blanche, figura 41; Cervino, nel lembo omonimo,

figura 17) sono costituiti in prevalenza da prodotti cumulitici, con peridotiti wherlitiche, melagabbri e gabbri a olivina e due pirosseni, eufotidi, leucogabbri e anortositi, a grana in genere medio-grossa, talora pegmatoide, con *layering* magmatico talora ben definito (fig. 42). I minerali di cumulo (olivina, ortopirosseno, plagioclasio) sono cementati da cristalli picilitici di clinopirosseno, orneblenda rosso-bruna e scarsa biotite, talora centimetrici. I corpi basico-ultrabasic contengono filoni leucocratici (trondhjemiti, pegmatiti, apliti) e melanocratici (microgabbri granulari, tipi ofitici, lamprofiri), in genere di piccole dimensioni. Le associazioni primarie sono conservate perfettamente solo in domini discreti, mostrando in genere trasformazioni interne di carattere prevalentemente statico (alterazione di plagioclasio, olivina e pirosseni), diffuse in genere lungo pervasivi sistemi di frattura e riferibili al *rifting* continentale e/o all'orogenesi alpina (scisti



Fig. 41 - Metagabbri permiani del lembo Dent Blanche. (A) Parete nord del M. Collon e, sulla sinistra, la dorsale dei Bouquetins (Serie di Arolla), separati dal glacier d'Arolla, in forte ritiro; immagine da la Forcla (Mt. Dolin) il 30.09.2009. (B) Il corpo basico ed ultrabasic della Sassa alla testata della Comba Grand Chamin (BURRI *et alii*, 1998).

- Permian metagabbros of the Dent Blanche nappe. (A) Mt. Collon northern face and, on the left, the Arolla glacier and Bouquetins massifs (Arolla Series), shot from la Forcla (Mt. Dolin) the 30th September 2009. (B) The basic-ultrabasic Sassa body at the head of Comba Grand Chamin (BURRI *et alii*, 1998).

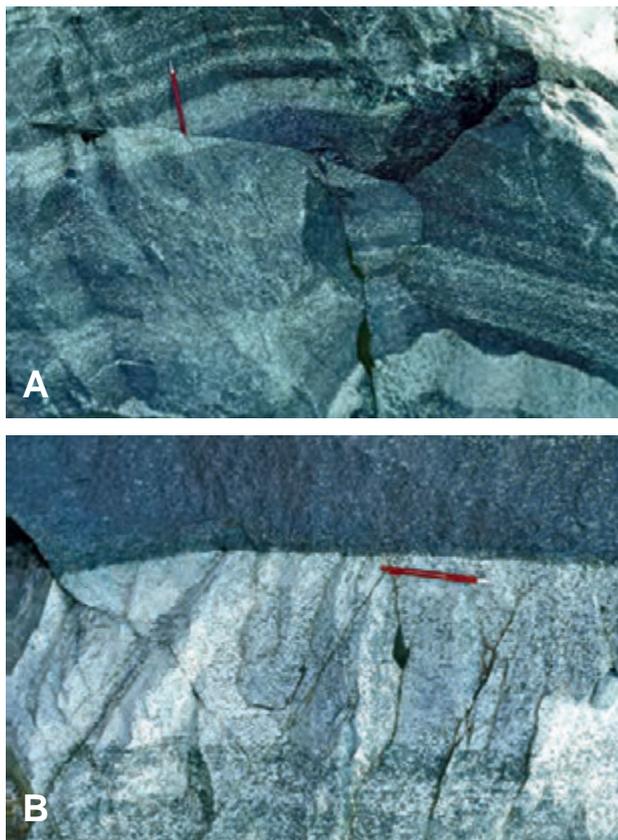


Fig. 42 - Layering magmatico nel corpo cumulitico basico-ultrabasico del Cervino, parete sud: accumulo di frana a grossi blocchi caduta a 2900-2925 m ca sul ghiacciaio morto di base, 550-600 m a nord-est del Rifugio Duca degli Abruzzi. (A) Alternanze di melagabbri, gabbri, leucogabbri e anortositi. (B) Contatto tra anortosite e la base di una sovrastante sequenza che inizia con livello centimetrico ricco in spinello, passante a wherlite a flogopite di intercumulo (datazione radiometrica in DAL PIAZ *et alii*, 1977).

- *Magmatic layering of the Matterhorn basic-ultrabasic body, southern face: blocks of landslide fallen over glacier remains, 500-660 m to the north-east of Duca degli Abruzzi Hut. (A) Igneous alternances of melagabbro, gabbro, leucogabbro and anorthosite. (B) Contact between anorthosite and the base of an overlying suite which begins with a centimetric spinel-rich level, grading to wherlite including intercumulus phlogopite (radiometric dating in DAL PIAZ *et alii*, 1977).*

verdi, zeoliti). Non mancano cataclasi e pseudotachiliti su piani di faglia. I corpi gabbri maggiori sono avvolti da una fascia milonitica chiara, in genere molto tenace, la cui origine è documentata all'esame macroscopico da frammenti di minerali femici nerastri e/o mica smeraldina cromifera (MATTIROLI, 1903; DAL PIAZ, 1974; DAL PIAZ *et alii*, 1977; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE, 2004). Metagabbri da scistoso-laminati a milonitici sono diffusi nella parte frontale del lembo Dent Blanche, a contatto con la Zona del Combin.

Le prime datazioni con i metodi Rb-Sr e K-Ar hanno fornito età permo-triassiche sulla biotite di intercumulo del Cervino, comprese tra 257 ± 6 e 246 ± 8 , interpretate come età di raffreddamento del corpo intrusivo (DAL PIAZ *et alii*, 1977). L'evento magmatico è documentato da datazioni U-Pb su zirconi di un ortogneiss a relitti di orneblenda della Serie di Arolla, proveniente dal ver-

sante italiano del Cervino (BUSSY *et alii*, 1998: 289 ± 2 Ma). Recenti datazioni U-Pb su zirconi del complesso mafico del Mt Collon (MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007) hanno prodotto una concordia di 284.2 ± 0.60 Ma in un gabbro pegmatitico, associato al *layering* magmatico, e di 282.9 ± 0.59 Ma in un filone pegmatitico che lo taglia, mentre il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ha fornito un *plateau* di 260.2 ± 0.7 Ma per l'anfibolo kaersutitico estratto da un filone lamprofirico tardivo.

Età analoghe sono state ottenute su zirconi magmatici di graniti con impronta eclogitica della Zona Sesia-Lanzo (M. Mucrone) e del M. Emilius (293 Ma; BUSSY *et alii*, 1998) e su gabbri cumulitici relitti preservati in Valle Anzasca, all'estremità nord-orientale della Zona Sesia-Lanzo ($288 \pm 2/-4$ Ma; BUSSY *et alii*, 1998). Altri corpi gabbri di età permiana inferiore (in prevalenza attorno 285-280 Ma) sono presenti nel basamento austroalpino orientale e in quello sudalpino (DAL PIAZ & MARTIN, 1996; BALLETTI *et alii*, 2012). La storia evolutiva permiana del dominio austro-sudalpino è caratterizzata da un imponente magmatismo, con batoliti gabbri, epiplutoni acido-intermedi e coperture vulcaniche. Nonostante l'affinità calcocalina, tale attività si è sviluppata in un ambiente anorogico di rifting embrionale, contraddistinto da risalita di astenosfera, attenuazione litosferica, *underplating* magmatico, perturbazione termica e tettonica estensionale. L'apparente contrasto tra l'affinità geochemica e il "significato orogenico" spesso attribuito incautamente al magmatismo permiano può essere superato ipotizzando un netto diacronismo dei processi petrogenetici, avvenuti a decine di Ma di distanza: i) contaminazione "orogenica" delle future sorgenti mantelliche da fluidi prodotti durante la subduzione varisca; ii) fusione parziale di tali sorgenti e genesi del magmatismo permiano in ambiente estensionale o transtensivo postvarisco. La messa in posto per *underplating* di magmi basici molto caldi ($1070-1120^\circ\text{C}$; MONJOIE, 2004) è avvenuta ad una profondità stimata di 18-20 km, alla base di una crosta continentale assottigliata costituita dalla Zona d'Ivrea.

Le deformazioni e le trasformazioni metamorfiche alpine hanno intensità e distribuzione molto eterogenee, caratterizzate in genere da alti gradienti: nei domini di *low-strain*, talora chilometrici (M. Morion: figg. 7A, 43A-B; M. Faroma), si osservano metagranitoidi (graniti-quarzodioriti) massicci o debolmente foliati, talora porfirici (feldspato potassico euedrale), a volte apparentemente indenni all'esame macroscopico e con l'associazione mineralogica primaria (quarzo, feldspato potassico, biotite \pm orneblenda) preservata quasi perfettamente, ad eccezione del plagioclasio, il minerale più sensibile, in cui compaiono feltri saussuritici e

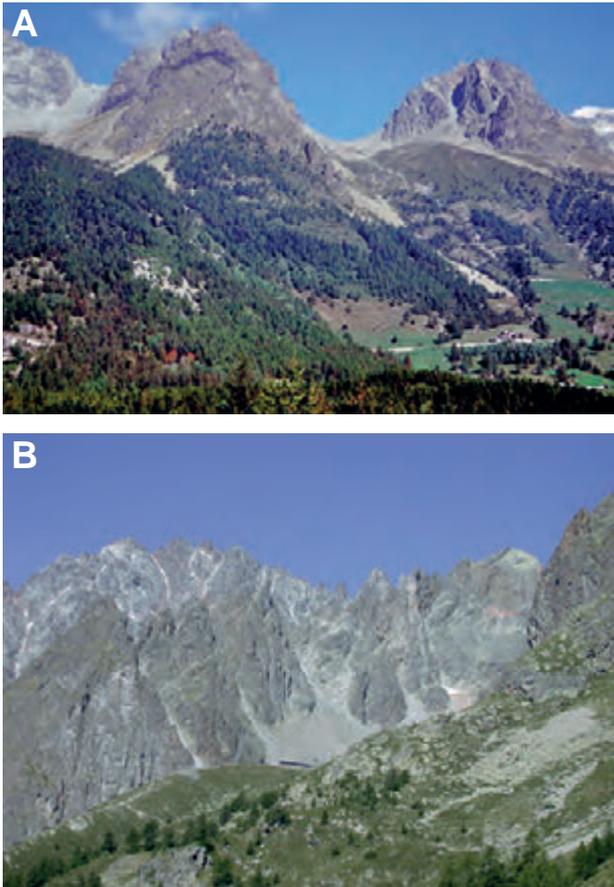


Fig. 43 - Panorami del corpo di metagraniti a bassa deformazione alpina del M. Morion, versante di Valpelline. (A) Da destra (nord-est) a sinistra (sud-ovest): i) comba di Vertsan, in parte nascosta; ii) M. de Crête Sèche (2941 m); iii) comba de Crête Sèche, sede del rifugio omonimo e del bivacco Spataro; iv) dorsale del Pic de la Vierge (2993 m); v) comba de Faudery e base del versante orientale del M. Morion (M. Rion, 3484 m). (B) Dal primo all'ultimo piano: i) base dello sperone meridionale della Crête Sèche: metagraniti con filone femico (DIEHL *et alii*, 1952) e sorgente in roccia; ii) rifugio della Crête Sèche, (2385 m) sul cordone morenico sinistro della comba omonima; iii) dorsale del Pic de la Vierge tra la comba de Crête Sèche e la comba de Faudery (metagranitoidi con pendente di paragneiss); iii) M. Morion (M. Rion).

- Panorama of the poorly deformed metagranites of Mt Morion massif, Valpelline side. (A) From right (north-east) to left (south-west): i) Combe Vertsan, partly hidden; ii) Mt de Crête Sèche (2941 m); iii) Combe Crête Sèche, where the homonymous hut and the Spataro bivouac are located; iv) Pic de la Vierge (2993 m) ridge; v) Faudery Combe and the base of Mont Morion (M. Rion, 3484 m) eastern face. (B) From the first to the last scenario: i) base of Crête Sèche southern spur: metagranites cut by a mafic dyke (DIEHL *et alii*, 1952) and fracture source; ii) Crête Sèche Hut, (2385 m) over the left moraine of Crête Sèche valley; iii) Pic de la Vierge range between the Crête Sèche and Faudery valleys (metagranitoids and country paragneiss); iii) M. Morion (M. Rion).

loro trasformazioni in albite ed epidoto. I corpi di metagranitoidi hanno forma lenticolare appiattita e sono avvolti da ortoderivati con pervasiva deformazione duttile, rappresentati da gneiss occhiadini e microocchiadini, con porfiroclasti ovalizzati di feldspato potassico, spesso sostituiti in parte o completamente da albite a scacchiera, e da varietà milonitiche in facies scisti verdi (Gneiss minuti *Auct.*) ad albite, fengite, epidoto, minuta biotite verde oliva, clorite \pm actinolite, stilpnomelano, allanite e rari relitti di anfiboli sodici, fengite, egirina-augite, granato (DIEHL *et alii*, 1952; AYRTON *et alii*,

1982; CANEPA *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1992, 1993; SCHIAVO, 1992; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; CORTIANA *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004).

I litotipi più diffusi sono gli gneiss granitici a grana media o fine, talora microocchiadini, di colore verdognolo chiaro (Gneiss di Arolla), analoghi agli Gneiss minuti del settore esterno della Zona Sesia-Lanzo (COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; SPALLA *et alii*, 1991; CORTIANA *et alii*, 1998). Vi si associano, con passaggi graduali, varietà meno deformate contenenti cristalli tabulari nerastri di orneblenda (metagraniti ad anfibolo, archesine *Auct.*). Gli anfiboli magmatici del corpo intrusivo del M. Morion e i prodotti della loro trasformazione alpina in facies scisti blu (winchite, magnesioriebeckite) e scisti verdi (actinolite) sono descritti e analizzati in microsonda da RODA & ZUCALI (2008). La scistosità regionale alpina è una S_2 definita da associazioni mineralogiche in facies scisti verdi. La scistosità S_1 , localmente ben preservata ed evidente in alcune varietà crenulate, è definita da fengiti con elevato contenuto in Si (3.6-3.5 atomi p.f.u.; SCHIAVO, 1992), indicative di condizioni metamorfiche di relativa alta pressione (MASSONNE & SCHREYER, 1987). Gli ortogneiss milonitici hanno tessitura omogenea o a bande, con fitte alternanze di letti leucocratici e di letti grigio verdognoli, talora con liste e noduli di epidoto giallastro.

I parascisti sono scarsi nell'unità di Arolla. Paragneiss, migmatiti, anfiboliti e gneiss anfibolici, discretamente preservati, formano pendenti di tetto più o meno trasposti nel corpo intrusivo del M. Morion. Nella spalla a sud-est della Dent d'Hérens e alla base del lembo del Cervino sono presenti micascisti milonitici e filloniti con pervasiva impronta alpina in facies scisti verdi e patina d'alterazione bruno-ruggine, talora molto marcata (BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

Mont Mary-Cervino - Il lembo del Mont Mary s.s. *Auct.* affiora tra la Dora Baltea, il vallone di St Barthélemy e il versante sinistro della bassa Valpelline, poggia sull'unità ofiolitica del Combin ed è sovrascorso dal lembo della Dent Blanche (STUTZ & MASSON, 1938; ELTER, 1960; CANEPA *et alii*, 1990; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). Il lembo del Mont Mary ha struttura composita per la presenza, a tetto, di successioni carbonatiche mesozoiche (Zona di Roisan) e di due principali unità tettono-metamorfiche, derivate da protoliti pretriassici di tipo differente (fig. 44A-B). Il Mont Mary *Auct.* è associato lateralmente alle unità cristalline del Cervino (tipo Arolla e Valpelline) con cui forma il lembo Mont Mary-Cervino, situato a letto dell'unità di Arolla del lembo Dent Blanche s.s. ed esteso dalla bassa Valle del Buthier sino al vallone di Zmutt, presso Zermatt.

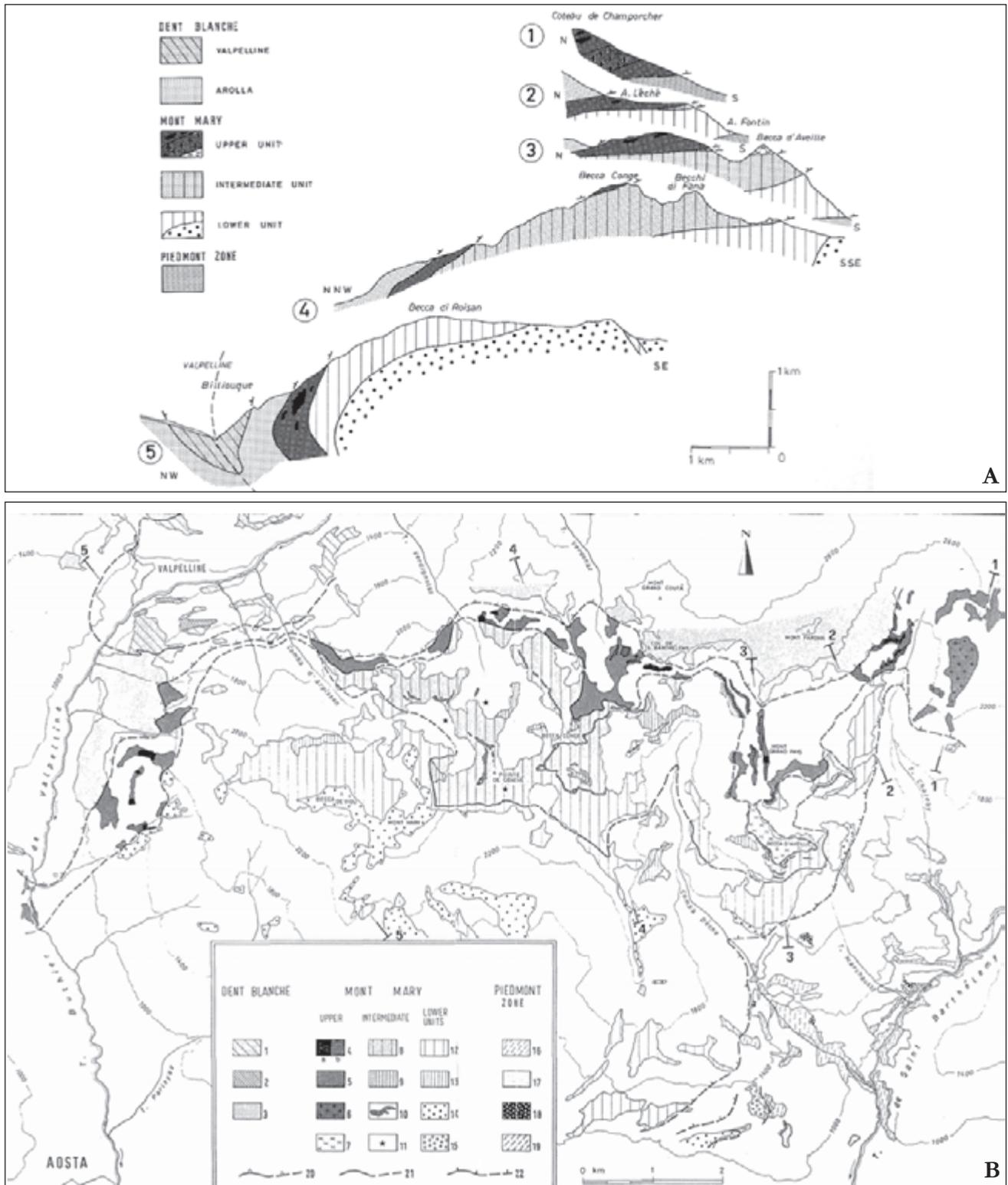


Fig. 44 - Il lembo del Mont Mary tra la Valle di St. Barthélemy e il T. Butthier, suddiviso in tre unità (CANEPA *et alii*, 1990, figura 2 e Plate 1). (A) Sezioni geologiche 1-5. (B) Carta geologica: Dent Blanche: 1) Serie di Valpelline: paragneiss e anfiboliti, 2) marmi a silicati; 3) Serie di Arolla: ortogneiss; Mont Mary: i) Unità superiore: 4a) marmi dolomitici (Trias?), 4b) calcescisti (Cretaceo?), 5) miloniti, 6) gneiss granitici occhiadini, 7) gabbrodioriti; ii) Unità intermedia (Serie di Valpelline Auct.): 8) paragneiss, 9) anfiboliti, 10) marmi a silicati, 11) peridotiti; iii) Unità inferiore: 12) parascisti e gneiss minuti, 13) anfiboliti, 14) metagranitoidi, ortogneiss, occhiadini, 15) ortogneiss albitici. Zona Piemontese: 16) calcescisti, 17) prasiniti, 18) serpentiniti, 19) metagabbri prasinitici. Simboli: 20) thrust Dent Blanche-Mont Mary, 21) limiti interni, 22) thrust Mont Mary-Zona piemontese; 1-5: estremi delle sezioni in A.

- The Mont Mary nappes between the St. Barthélemy valley and Butthier river, including three tectono-metamorphic units (CANEPA *et alii*, 1990, figure 2 and Plate 1). (A) Geological cross-sections 1-5. (B) Geological map: Dent Blanche: 1) Valpelline Series: paragneiss and amphibolites, 2) old marbles; 3) Arolla Series: orthogneiss; Mont Mary: i) Upper unit: 4a) dolomitic marbles (Triassic?), 4b) calcschists (Cretaceous?), 5) mylonites, 6) granitic augengneiss, 7) gabbro-diorite; ii) Intermediate unit (Valpelline Series Auct.): 8) paragneiss, 9) amphibolites, 10) old marbles, 11) peridotites; iii) Lower unit: 12) parascists and fine-grained gneiss, 13) amphibolites, 14) metagranitoids, orthogneiss, augengneiss, 15) albitic gneiss. C) Piemontese zone: 16) calcschists, 17) prasinite, 18) serpentinite, 19) prasinitic metagabbro. Symbols: 20) Dent Blanche-Mont Mary thrust, 21) internal boundaries, 22) Mont Mary-Piemonte zone thrust; 1-5: traces of cross-sections (A).

Zona di Roisan - Esposta localmente, presso il paese omonimo, al margine orientale del Foglio Aosta, attraversa l'intero Foglio Monte Cervino, fino alla cresta dell'Hörnli e al versante sinistro del valone di Zmutt (DAL PIAZ, 1976, 1992; CANEPA *et alii*, 1990; SCHIAVO, 1992; MONOPOLI, 1993; BUCHER *et alii*, 2003, 2004; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012). Il settore principale, compreso tra il paese di Roisan ed il Mt. Blanc du Creton, è descritto da CANEPA *et alii* (1990) sulla base di rilievi inediti alla scala 1:10.000, allegati alle loro tesi di laurea.

Le deformazioni polifasiche alpine sono estremamente pervasive, rendendo molto difficile la ricostruzione del *puzzle* stratigrafico. La zona è costituita da successioni non ofiolitiche di calcescisti, marmi impuri, filladi e loro miloniti, con protoliti di possibile età giurassica-cretacica inf., da miloniti di basamento, in prevalenza gneiss di Arolla, e da vistosi corpi carbonatici (dintorni del Colle di St Barthélemy, Grand Pays, Col Salvè-Tsa de Chavalary, Cima Bianca, Mt Blanc du Creton e altri minori).

Gli affioramenti tra il lago Tsan e la Cima Bianca sono i più estesi, ma le successioni stratigrafiche meglio conservate sono quelle esposte presso Tsa de Chavalary (Cuney) e nella comba del Saleron, descritte in dettaglio nel capitolo della stratigrafia. Gli unici fossili della Zona di Roisan sono stati rinvenuti recentemente negli affioramenti della vetta del M. Grand Pays e nel suo versante orientale (CIARAPICA *et alii*, 2010; figg. 45, 46): si tratta di alghe dasicladali e di foraminiferi bentonici riferibili al Triassico superiore. Appaiono invece inesistenti le arenarie e i "conglomerati metamorfici a ciottoli di feldspato potassico" cartografati da HÖPFER (1997) sopra il paese di Roisan, nella dorsale tra Becca Conge e il Colle di St Barthélemy, nel massiccio della Cima Bianca, tra il Col Tsomiyo e il Bivacco Tzan, e nella comba del Saleron, interpretati come successioni silicoclastiche permiane della Zona di Roisan: di fatto si tratta di gneiss granitici occhiadini, minuti, milonitici e cataclastici della Serie di Arolla.

Vi sono infine le quarziti mineralizzate (Fe-Mn) a granato e anfiboli sodici rinvenute da BALLÈVRE & KIENAST (1987) nella parete a nord-ovest del Lago di Cignana: si tratta di rocce di attribuzione cronologica discussa (Giurassico medio-sup., BALLÈVRE & KIENAST, 1987, vs Paleozoico, MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012), riferire prima alla Zona di Roisan, poi al basamento ad essa associato.

Unità di basamento superiore - L'unità superiore è un frammento di crosta continentale profonda, a tratti ben preservata dalla rielaborazione metamorfica alpina, del tutto analoga alla Serie di Valpelline del lembo Dent Blanche s.s. Affiora nel lembo del Mont Mary, tra la Becca de Navailloz e il vallone di Chaleby (fig. 44), e nel lembo del Cervino, al M. Rouge-alti laghi della comba di Cignana, nel tratto

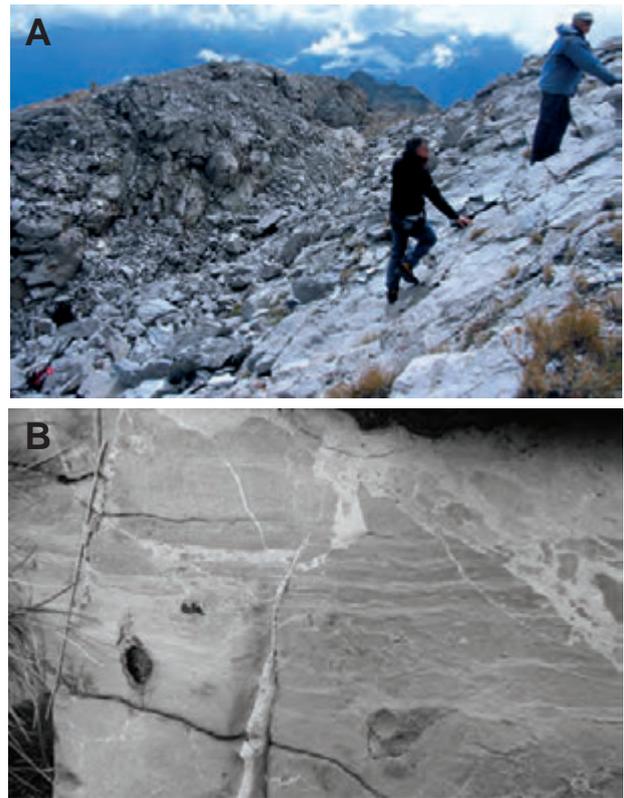


Fig. 45 - (A) Dolomie della Zona di Roisan in vetta al M. Grand Pays con profonda deformazione gravitativa. (B) Stromatoliti, breccie sedimentarie e alghe dasicladacee visibili sul lato destro (occidentale) della trincea della figura A (CIARAPICA *et alii*, 2010).

- (A) Dolostone of the Roisan Zone, Mt. Grand Pays summit, with deep gravitational deformation. (B) Stromatolites, sedimentary breccias and Dasycladales algae on the right (western) flank of trench in figure A (CIARAPICA *et alii*, 2010).

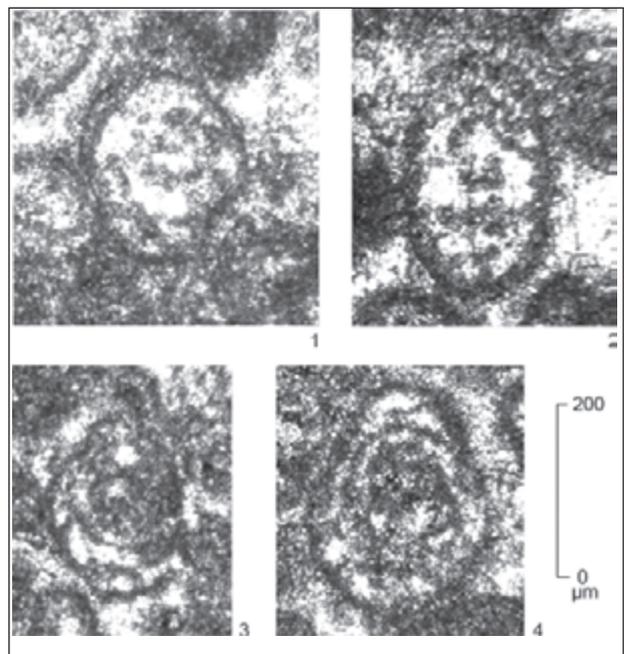


Fig. 46 - Dolomie del Grand Pays: associazione di foraminiferi riferibili al Triassico sup. (CIARAPICA *et alii*, 2010): 1) *Aulotortus friedli*, 2) *A. ex gr. sinuosus*, 3-4) *Gandinella falsofriedli*.

- Grand Pays dolostones: foraminifer association referable to the Late Triassic (CIARAPICA *et alii*, 2010): 1) *Aulotortus friedli*, 2) *A. ex gr. sinuosus*, 3-4) *Gandinella falsofriedli*.

inferiore delle Piccole e Grandi Muraglie e alla testa del Cervino (figg. 16, 47 e 48). È costituita da paragneiss kinzigitici, anfiboliti a orneblenda-plagioclasio con locali relitti granulitici, marmi a silicati (diopside-granato) e, nel Mont Mary, anche da qualche scaglia di ultramafiti di mantello (harzburgiti a spinello e orneblenda) più o meno serpentinnizzate (CANEPA *et alii*, 1990; CESARE *et alii*, 1989). La scistosità prealpina principale, in facies anfibolitica di alto grado, è deformata lungo orizzonti milonitici sviluppati in condizioni di relativa bassa pressione (T: 510-580°, P: 0.25-0.45 GPa; PENNACCHIONI & CESARE, 1998; PENNACCHIONI *et alii*, 2001), attribuibili a una fase prealpina di estensione crostale, di probabile età permiana e/o triassica. La retrocessione alpina in facies scisti verdi, spesso molto pervasiva, ha caratteri identici a quelli descritti nella Serie di Valpelline del lembo Dent Blanche.

Unità di basamento inferiori - L'unità inferiore del lembo Mont Mary *s.s.*, di gran lunga la più estesa, affiora quasi completamente nel Foglio Chatillon (DAL PIAZ *et alii*, 2010) ove mostra caratteri litologici completamente diversi da quelli dell'unità inferiore (Serie di Arolla, metagabbri compresi) dei lembi del Cervino e della Dent Blanche. Nel Mont Mary essa è costituita da prevalenti paradeprivati in facies anfibolitica, talora ben preservati dalla sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, in genere concentrata lungo orizzonti milonitici discreti. Si tratta di micascisti biotitico-granatiferi

e di scisti a due miche, talora con staurolite o con porfiroblasti di andalusite (Valenzana-Castello di Quart; BERNARDIS, 1958; DAL PIAZ, 1993), minerali non conosciuti nel basamento delle altre unità austroalpine. Questi litotipi sono spesso associati a corpi concordanti e/o a filoni di pegmatiti a muscovite, talora in masse ragguardevoli. Nel Foglio Monte Cervino l'unità inferiore, fortemente assottigliata, è formata da ortogneiss porfirici, minuti e miloniti della Serie di Arolla, giustapposti lateralmente ai micascisti dominanti nel Foglio Chatillon e all'unità kinzigitica del Mont Mary *s.s.*, lungo un gruppo di faglie trascorrenti sinistre del sistema di Trois Villes. Gli ortogneiss, in facies generalmente molto deformata, affiorano a letto delle successioni carbonatiche mesozoiche di Chaleby-Morion, Punta Bianca e M. Saleron-Becca di Salé (Zona di Roisan), talora in alternanza con esse, estendendosi con continuità sino al bacino di Cignana. Si tratta di una zona di taglio duttile, di spessore variabile da qualche centinaio di metri ad oltre un chilometro, con pieghe isoclinali senza radice e comprendente a più livelli strutturali le intercalazioni di rocce mesozoiche della Zona di Roisan. Tra il T. Buthier, presso il paese di Roisan, e il vallone di Chaleby essa separa l'unità superiore del Mont Mary e poi (ove essa si chiude) quella inferiore dall'unità di Arolla del sovrastante lembo Dent Blanche *s.s.*, che continua verso nord-est sino alla bastionata dei Jumeaux e al Colle di Weismatten. Al di sotto, gli

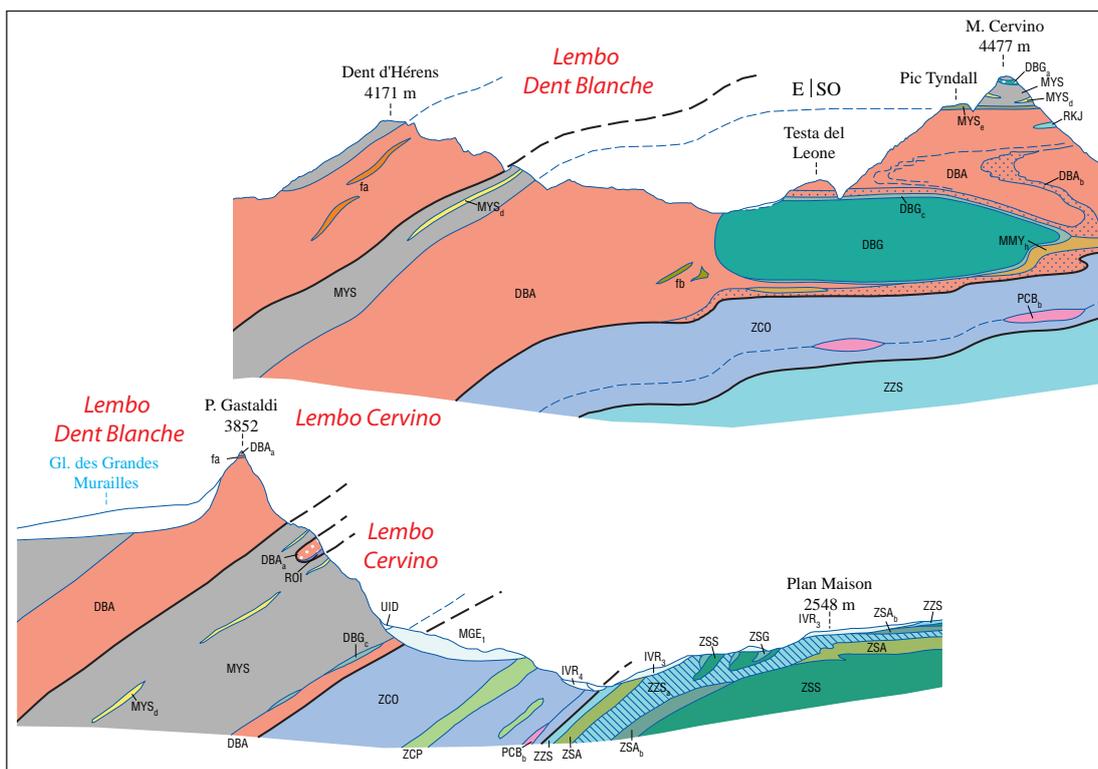


Fig. 47 - Lembo della Dent Blanche e lembo del Cervino: unità di basamento superiori, complesso kinzigitico (MYS); unità di basamento inferiori, Serie di Arolla (DBA) e metagabbro del Cervino (DBG). Zona Piemontese: Zona del Combin (ZCO), comprendente l'unità Pancherot-Cime Bianche (PCB), e sottostante Zona di Zermatt-Saas (ZSS). Estratto dai profili A e B a margine del foglio, dettagli nella legenda.

- Dent Blanche and Matterhorn Austroalpine outliers: upper basement units, kinzigitic complex (MYS); lower basement units, Arolla Series (DBA) and Matterhorn metagabbro (DBG). Piemonte Zone: Combin Zone (ZCO), including the Pancherot-Cime Bianche unit (PCB), and underlying Zermatt-Saas Zone (ZSS). From profiles A and B on the map margin, details in legend.



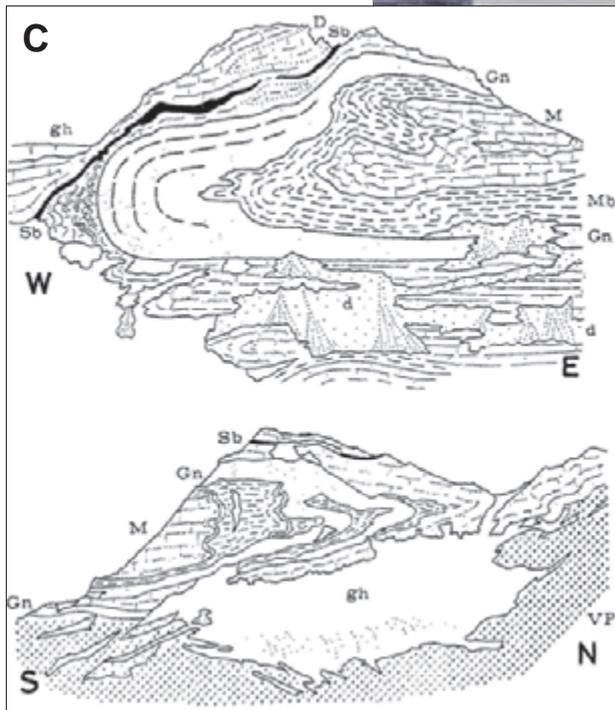
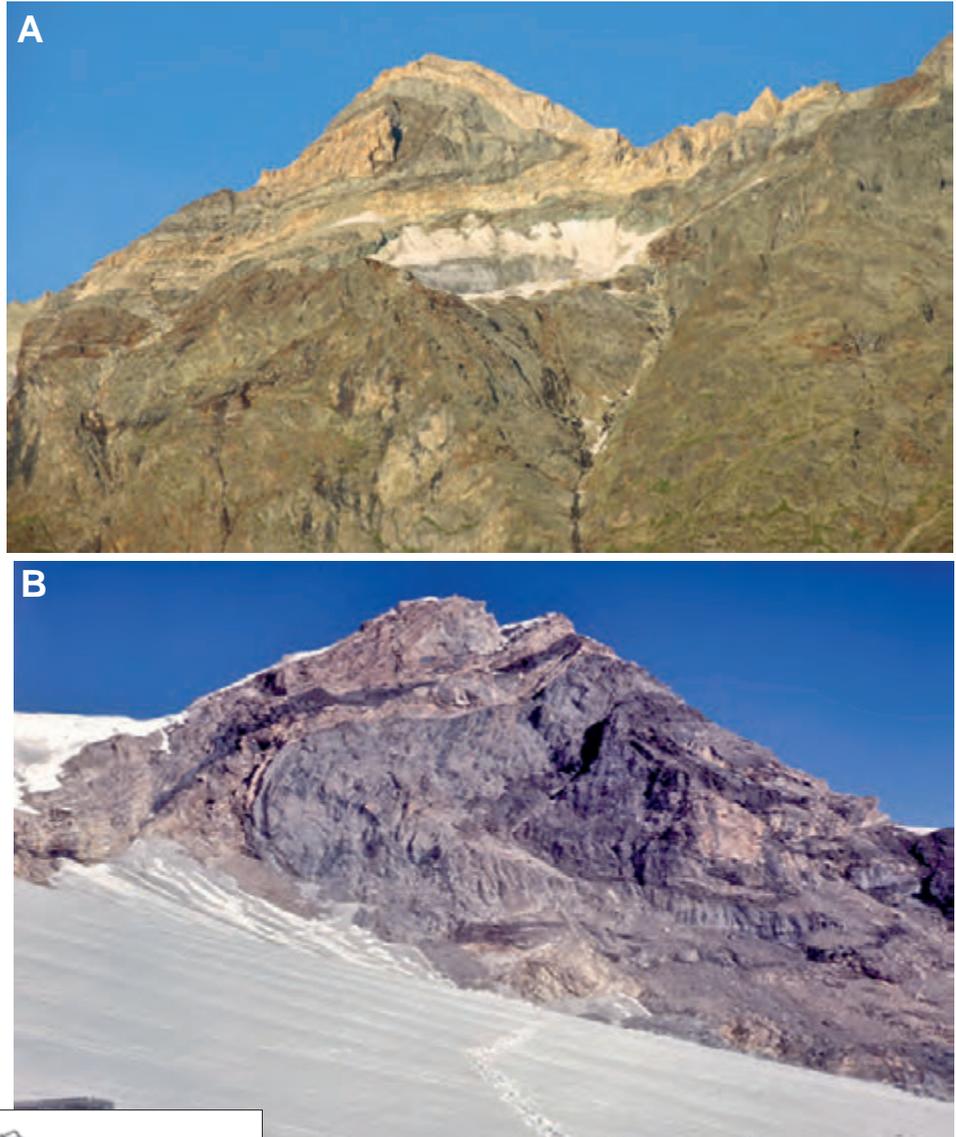
Fig. 48 - Panorama dalla Becca di Salè del versante meridionale della dorsale Château des Dames (1), Passo di Vofrede (2), Mt Rouge (3) e, in secondo piano, Mont Blanc du Creton (4), Tour de Creton (5), Jumeaux-P. Gastaldi (6), Cervino (7); Grand Lac (8). Da sinistra (tetto) a destra (letto): i) Serie di Valpelline (VpDB) e Serie di Arolla (Ar) del lembo Dent Blanche; ii) Successioni mesozoiche della Zona di Roisan (R), associati gneiss minuti di Arolla e miloniti (Ar+R) della zona di taglio polifasica, in evidenza la piega coricata del Château des Dames-Mt Blanc du Creton; iii) elemento superiore (complesso kinzigitico) del lembo del Cervino (VpC).

- Panorama from the Becca di Salè of the southern side of the Château des Dames (1), Passo di Vofrede (2) and Mt Rouge (3) ridge and, in the background, Mont Blanc du Creton (4), Tour de Creton (5), Jumeaux-P. Gastaldi (6), Matterhorn (7); Grand Lac (8). From left (top) to right (bottom): i) Valpelline Series (VpDB) and Arolla Series (Ar) of the Dent Blanche nappe; ii) Mesozoic successions of Roisan Zone (R), associated Arolla fine-grained gneiss and mylonites (AR + R) of the polyphase shear zone, deformed by the Château des Dames-Mt Blanc du Creton recumbent fold; iii) upper element (kinzigitic complex) of the Matterhorn nappe (VpC).

gneiss di Arolla del Mont Mary-Cervino, in facies milonitica, si assottigliano a becco di flauto alla base e al nucleo delle megapieghe (F_2 - F_3) del Mt Blanc du Creton e del Château des Dames, vergenti a NNW (figg. 48, 49); nell'alta comba di Cignana essi sono giustapposti lateralmente, con contatto duttile poliripiegato, ad un complesso di paragneiss e micascisti a due miche che, nella dorsale M. Seriola-Vofrede, fanno passaggio ad un tipico complesso kinzigitico con lenti di granuliti basiche-anfiboliti e letti di marmi a silicati, a luoghi ben preservati. Come accennato in precedenza, l'unità prosegue verso nord-est a costituire la parte inferiore della grande bastionata orientale delle Piccole e Grandi Muraglie, sino alla cresta est della Dent d'Hérens (P. Carrel). Questa unità, costituita da litotipi della Serie di Valpelline, è situata a letto della sovrastante unità di Arolla, elemento inferiore del lembo Dent Blanche s.s., con cui è in marcato contatto tettonico. L'unità kinzigitica prosegue "in

aria" e ricompare alla Testa del Cervino, con paragneiss, migmatiti, marmi, rocce basiche e con i loro prodotti di retrocessione alpina. A sua volta essa è sovrascorsa, con evidente contatto milonitico, sopra l'unità basale formata da vari litotipi della Serie di Arolla, dalla grande lente gabbrica del Cervino e dai parascisti milonitici basali, a patina rosso-bruna, descritti in precedenza, con spessore complessivo di oltre 1 km. Siamo di fronte, come già osservato da ARGAND, ad un raddoppio della coppia Valpelline/Arolla. Nelle interpretazioni classiche (STUTZ & MASSON, 1938; ELTER, 1960; SPICHER, 1980; BIGI *et alii*, 1990), il lembo del Mont Mary è fatto terminare, con chiusura a becco di flauto, lungo la dorsale Col Saleron-M. Ersaz e, procedendo verso nord-est, è sostituito lateralmente dal sovrastante lembo Dent Blanche s.s., comprendente il Cervino e ricoperto a sua volta dai *Klippen* Jumeaux-Punta Cian (ELTER, 1960) (figg. 27A-B, 28B). La nostra interpretazione, basata sui nuovi rilievi e anticipata

Fig. 49 - La piega coricata vergente a NNW del Mont Blanc du Creton (3409), parete orientale (A) e meridionale (B); immagini rispettivamente del 2008 e del 1967. Legenda (C): gli gneiss granitici minuti e microocchiadini della Serie di Arolla (Gn), di colore grigio chiaro, avvolti da sequenze mesozoiche, tipo Roisan, con marmi a patina giallastra e breccie sedimentarie (M), lenti dolomitiche (D), scisti carbonatici neri (Sb) e calcescisti bruni (Mb); a letto, visibili in (A), ulteriori gneiss di Arolla milonitici e sottostante complesso kinzigitico del lembo del Cervino con micascisti polimetamorfici a patina bruna e ruggine ad impronta alpina e miloniti. Detrito di falda (d), piccolo ghiacciaio (gh), (DAL PIAZ, 1976, 1992). - *The NNW-vergent recumbent fold of the eastern (A) and southern (B) face of Mont Blanc du Creton (3409); images taken in the 2008 and 1967, respectively. (C) Legend: light grey fine-grained gneiss and microaugengneiss of the Arolla Series (Gn), mantled by Mesozoic Roisan-type successions of yellowish marble and sedimentary breccia (M), dolomitic lenses (D), black carbonate schists (Sb) and brown calcschist (Mb); beneath, evident in Fig. A, further mylonitic Arolla gneiss and the underlying kinzigitic complex of the Matterhorn nappe, consisting of rusty-brown polymetamorphic micascists with Alpine overprint and mylonites. Debris (d), small glacier (gh), (DAL PIAZ, 1976, 1992).*



nella Carta geotettonica della Valle d'Aosta (DE GIUSTI *et alii*, 2004) e nel *Tektonische Übersicht del Blatt Matterhorn* (DAL PIAZ in BUCHER *et alii*, 2003), prevede l'estensione del lembo del Mont Mary dalla comba di Cignana al Cervino e sino al versante sinistro del basso vallone di Zmutt. Parleremo quindi di un lembo del Cervino *s.s.* e di un lembo Mont Mary *s.s.* (*Auct.*), distinti dal punto di vista litologico e in origine probabilmente indipendenti, anche se ora appaiono interconnessi da mutue implicazioni per pieghe isoclinali, riuniti nel già citato lembo M. Mary-Cervino, a cui può essere riferita anche la Zona di Roisan.

Metamorfismo alpino - Il metamorfismo alpino polifasico è analogo a quello descritto nella omologa Serie di Arolla del lembo Dent Blanche, con relitti di una fase ad anfiboli sodici, fengite, egrinaugite e granato, localmente sfuggiti alla rielaborazione metamorfica e strutturale in facies scisti verdi

(DAL PIAZ *et alii*, 1977b; CANEPA *et alii*, 1990; SCHIAVO, 1992; ZANELLA, 1992; HÖPFER, 1997; REDDY *et alii*, 2003; BALLETTI *et alii*, 2012). La composizione dei relitti di orneblenda magmatica nei metagranitoidi della comba di Cignana e la loro trasformazione in anfiboli blu e/o in anfiboli calcici di tipo actinolitico sono descritte da SCHIAVO (2008). Utilizzando le isoplete del contenuto in Si delle miche fengitiche (MASSONNE & SCHREIER, 1987) di ortogneiss della Serie di Arolla raccolti nella Comba di Cignana, SCHIAVO (1992) ha ottenuto contenuti massimi in Si dell'ordine di 3.5-3.6, identici a quelli riportati per il lembo Dent Blanche, corrispondenti a condizioni di relativa alta pressione ($P = 1-1.2$ GPa). Valori simili sono stati stimati da HÖPFER (1997) nella stessa zona, unitamente a una traiettoria P-T che, utilizzando come limite la reazione albite/giadeite + quarzo, propone condizioni di T: 500°C - P: 1.4 GPa per il metamorfismo di subduzione nel settore interno della falda Dent Blanche, analoghi a quelli stimati da RODA & ZUCALI (2008) al M. Morion per la fase in facies scisti blu ($T \leq 550^\circ\text{C}$, $P \leq 1.4$ GPa).

Pillonet - Il lembo del Pillonet è situato a mezzavia tra il *thrust* frontale della Zona Sesia-Lanzo e il lembo della Dent Blanche ed è correlabile all'unità inferiore del lembo composito Mont Mary-Cervino dal punto di vista litologico e geometrico. Il foglio comprende solo il settore sud-occidentale del lembo, costituito da un basamento cristallino policiclico e monociclico e da limitate successioni mesozoiche (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976); l'altra metà affiora nel Foglio Monte Rosa. Basamento policiclico: micascisti a predominante impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi, con relitti in facies scisti blu-scisti verdi a glaucofane (anfiboli sodici, mica bianca ad elevata sostituzione celadonitica) e relitti prealpini degli originari paragneiss (granato, muscovite, biotite rosso-bruna), contenenti lenti di anfiboliti, orizzonti di marmi puri e a silicati e filoni di gneiss granitici e aplittico-pegmatitici. Basamento monociclico: complesso degli gneiss granitici minuti e milonitici, localmente occhiadini (Serie di Arolla *s.l.*), e complesso dei metagabbri anfibolici e anfiboliti albitiche del M. Tantanè, confrontabili con quelli del lembo Dent Blanche, derivati entrambi da intrusivi pretriassici di probabile età permiana. I metagabbri del M. Tantanè sono situati a tetto degli gneiss occhiadini e minuti e il loro contatto è marcato dal consueto orizzonte di miloniti. Successioni mesozoiche: dolomie massicce e marmi dolomitici stratificati, marmi tabulari grigio-bluastri e giallastri, con intercalazioni di marmi micaceo-cloritici, seguiti da calcescisti carbonatici e pelitici; nel foglio sono compresi solo piccoli affioramenti di marmi giallastri debolmente micacei, intercalati nei micascisti e negli gneiss albitici.

Datazioni radiometriche Rb-Sr e *plateau* ^{40}Ar - ^{39}Ar (CORTIANA *et alii*, 1998) consentono di riferire all'orogenesi varisica (310 Ma, età di raffreddamento) la muscovite relitta del metamorfismo in facies anfibolitica e all'evento eoalpino (75-73 Ma) la mica bianca fengitica coesistente con anfibolo sodico nel basamento cristallino del Pillonet. Età Rb-Sr di 60 Ma sono state ottenute da REDDY *et alii* (1993) nella fengite degli ortogneiss scistosolaminati della Becca di Nana, associata alla lineaazione top-to-NW, già segnalata da DAL PIAZ & SACCHI (1969), unitamente a numerose età eoceniche (45-36 Ma) riferite alla successiva fase di taglio estensionale descritta al contatto Austroalpino/Combin lungo il transetto dalla Zona Sesia-Lanzo in Valle di Gressoney alla Dent Blanche presso Cervinia, attraverso il lembo del Pillonet.

3.1.2. - Lembi inferiori (eclogitici)

Come già ricordato, a nord e a tetto della faglia Aosta-Ranzola i "lower Austroalpine outliers" sono rappresentati dai lembi eclogitici di Etirol-Levaz (SALIOT *et alii*, 1980; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), Chatillon e St Vincent (DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; DAL PIAZ, 1999; ROLFO *et alii*, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 2010), Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988) e Vollon (DAL PIAZ *et alii*, 2011a). Solo il primo lembo è compreso nel Foglio Monte Cervino, assieme alla piccola scaglia di Crebuchette esposta sul versante occidentale della Becca d'Aran, in Valtournenche (DE GIUSTI *et alii*, 2004), mentre gli altri lembi sono situati nei Fogli Chatillon e Verres (inedito).

Questi elementi austroalpini inferiori, unitamente al *Klippe* del M. Emilius e agli altri lembi situati a sud e a letto della faglia Aosta-Ranzola (fig. 37), sono caratterizzati da un metamorfismo eclogitico analogo a quello della Zona Sesia-Lanzo, ma di età eocenica medio-inferiore (DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), da una sovraimpronta in facies scisti verdi spesso pervasiva e dalla mancanza di litotipi riferibili alle successioni mesozoiche di copertura.

Etirol-Levaz - Rappresentato in parte nel Foglio Monte Rosa alla scala 1:100.000 (1912, rilievo di MATTIROLO), nella carta di HERMANN (1938) delle Alpi Occidentali alla scala 1:200.000 e nei profili di SALIOT *et alii* (1980; fig. 50), il lembo è stato rilevato *ex novo* e descritto in dettaglio da KIENAST (1983 e in BALLÈVRE *et alii*, 1986; fig. 51). Affiora lungo il ripido versante destro della media Valtournenche, a tetto di metabasalti, metagabbri e serpentiniti della Zona di Zermatt-Saas, e nell'alto vallone del T. Torgnon, dove sparisce sotto le prasinita con minori calcescisti della Zona del Combin. È costituito da

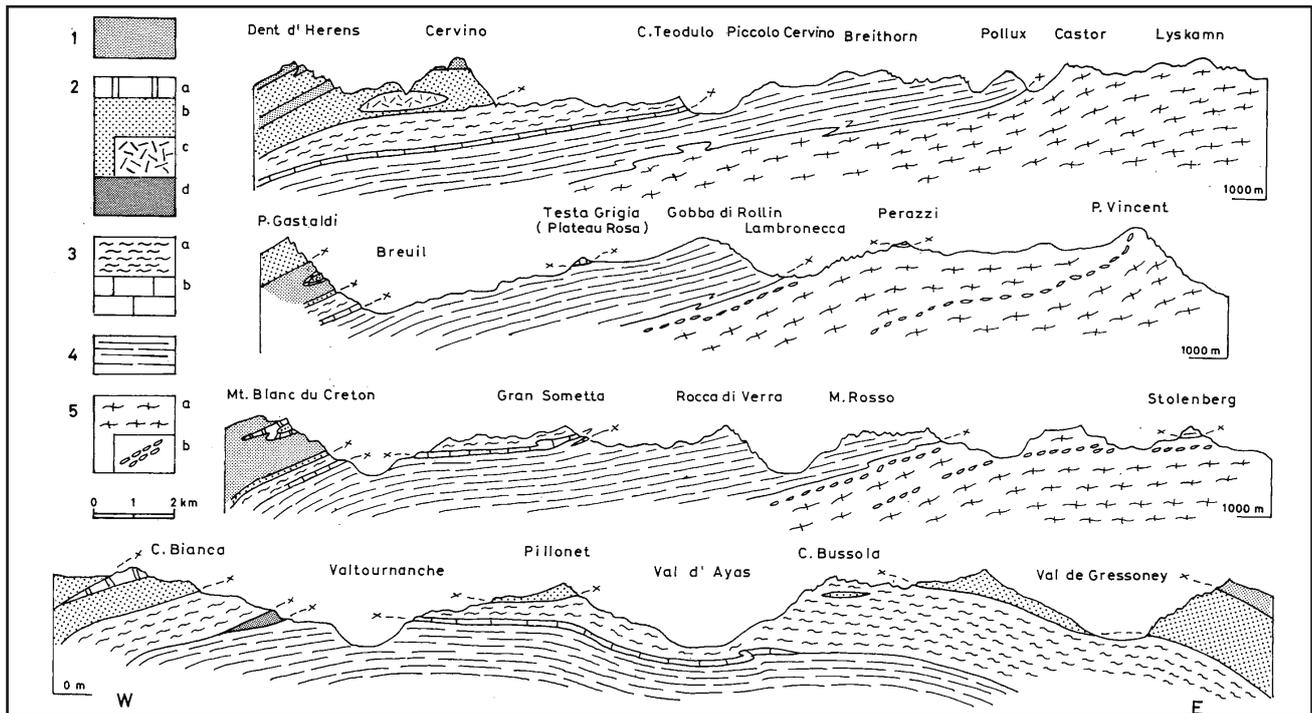


Fig. 50 - Profili serati del prisma austroalpino-pennidico tra la Valtourneche e la Valle di Gressoney (SALLOT *et alii*, 1980). Sistema austroalpino: 1) Unità tettonica superiore, Serie di Valpelline e 2a Zona diorito-kinzigitica; 2) Unità tettonica inferiore: Zona di Roisan, triassico-liassica (a), Gneiss di Arolla e Gneiss minuti albatico-fengitici (b), metagabbri del Cervino (c), micascisti eclogitici e varietà retrocesse (d); Falda ofiolitica piemontese: 3) elemento tettonico superiore (Combin): complesso ofiolitifero (a), complesso preofiolitico basale, triassico-liassico (b); 4) elemento tettonico inferiore ad affinità oceanica (Zermatt-Saas); 5) Falda pennidica del Monte Rosa: complesso a metamorfismo pregranitico con sovrainpronta polifasica alpina e metagraniti tarso-ercinici (a), Zona di Furgg (b); micascisti con intercalazioni di metabasiti e marmi antichi; (DAL PIAZ, 2001c).

- Serial cross-sections of the Austroalpine-Penninic wedge between Valtourneche and Gressoney valley (SALLOT *et alii*, 1980). Austroalpine system: 1) Upper tectonic unit, Valpelline Series and 2nd Diorite-kinzigitic zone; 2) Lower tectonic unit: Roisan Zone, Triassic-Liassic (a); Arolla gneiss and fine-grained albite-phengitic gneiss (b), Matterhorn metagabbro (c), Eclogitic micaschists and retrogressed varieties (d); Ophiolitic Piemonte nappe: 3) Upper tectonic element (Combin): ophiolitic complex (a), Triassic-Liassic pre-ophiolitic basal complex (b); 4) Lower tectonic element with oceanic affinity (Zermatt-Saas); 5) Penninic Monte Rosa nappe: pre-granitic metamorphic complex with Alpine polyphase overprint and late-Variscan metagranite (a), Furgg Zone (b): micaschists with intercalations of old marbles and metabasites; (DAL PIAZ, 2001c).

micascisti granatiferi, gneiss "pipernoidi" analoghi a quelli del M. Emilius, metagabbri, eclogiti e anfiboliti granatifere. I micascisti granatiferi contengono relitti prealpini di granato e biotite, sostituita quest'ultima da clorite e rutilo sagenitico: la sovrainpronta alpina produce paragenesi eclogitiche a granato-omfacite-quarzo-fengite e granato-quarzo-fengite-paragonite-cloritoide a seconda della composizione chimica del protolite, con retrocessione in facies scisti verdi da debole a pervasiva. Gli "gneiss pipernoidi", termine coniato da AMSTUTZ (1954, 1962) nel M. Emilius per una presunta derivazione da depositi piroclastici, sono scisti chiari con abbondanti lenticelle e noduli di eclogiti massicce e scistose a glaucofane e mica bianca, probabilmente derivati, come quelli dell'Emilius (DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 2010), da graniti ricchi di nuclei di rocce femiche e scistose, talora con aspetto di metaconglomerati: i principali affioramenti si osservano nel circo sopra Etirol (Tirol), nel dosso di q. 1845 sopra Châtelard e presso Crêt. Tra le intercalazioni di metabasiti sono stati distinti alcuni corpi maggiori di eclogiti, metagabbri eclogitici e anfiboliti ad albite-

epidoto e i metagabbri a relitti di granuliti prealpini (granato, plagioclasio, orto e clinopirosseno, spinello) scoperti e descritti da KIENAST (1983) nelle pareti impervie e franose sopra Fiernaz e Buisson. Il metamorfismo eclogitico ha prodotto classiche associazioni a omfacite-granato-talco ± cianite, cloritoide, clorite, corindone.

L'età eocenica del metamorfismo eclogitico, analoga a quella dei principali lembi meridionali, è documentata dalla datazione Rb-Sr della fengite di due campioni di gneiss leucocratici con lenticelle eclogitiche raccolti nel circo di Etirol (47 ± 0.9 ; 45 ± 0.7 : DAL PIAZ *et alii*, 2001). L'età terziaria è confermata da BELTRANDO *et alii* (2010b), che hanno datato gli zirconi (U-Pb *in situ*) di due campioni del lembo cristallino: i) un ortogneiss milonitico raccolto a meno di un metro dal contatto basale con serpentiniti e metagabbri ofiolitici, caratterizzato da fabric milonitico in facies scisti verdi, definito da mica bianca, albite, quarzo, epidoto, biotite, anfibolo, clorite e titanite; ii) una lente di eclogite entro i parascisti nella parte mediana del lembo cristallino, con paragenesi a granato, omfacite (Jd₄₀₋₅₀), fengite (3.45-3.50 atomi p.f.u.), rutilo e parziale retrocessione dell'omfacite in simplectiti di pirosseno II (Jd₁₀) e albite.

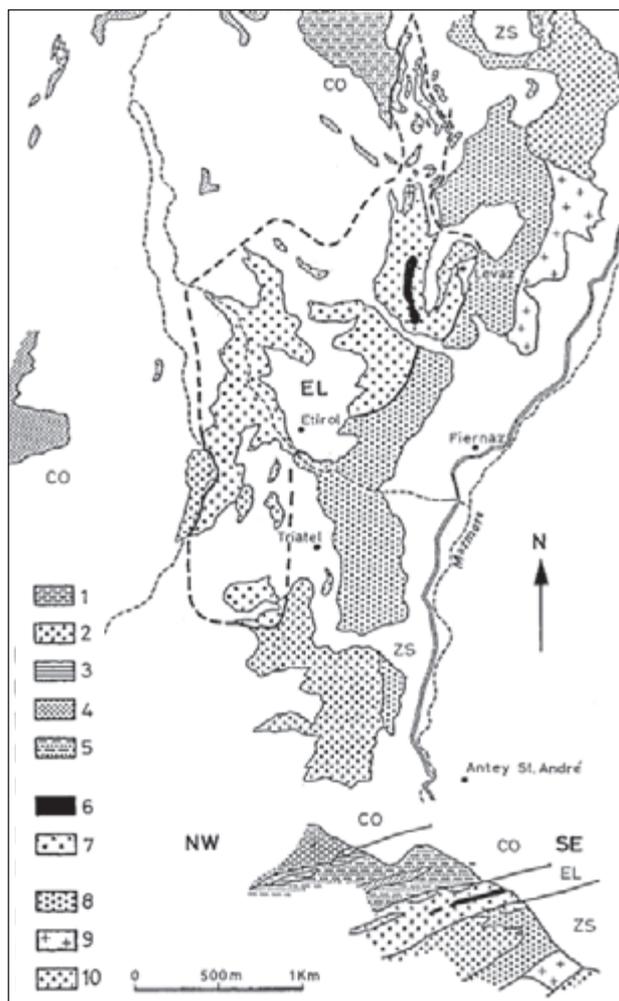


Fig. 51 - Carta geologica e sezione del lembo austroalpino di Etiroi-Levaz (KIENAST, 1983). Dall'alto al basso: i) Zona del Combien (CO): calcescisti con alternanze di prasiniti, corpi prasinitici maggiori e serpentiniti (1-5); ii) Lembo di Etiroi-Levaz: metagabbro granulitico ad impronta eclogitica eoalpina (6) e micascisti eclogitici retrocessi (7); iii) Unità di Zermatt-Saas (ZS): glaucofaniti (8), metagabbri (9), serpentiniti (10).

- Geological map and cross-section of the Austroalpine Etiroi-Levaz slice (KIENAST, 1983). From top to bottom: i) Combien Zone (CO): calc-schists with interbeddings of prasinites, major bodies of prasinite and serpentinite (1-5); ii) Etiroi-Levaz slice: granulitic metagabbro with eoalpine eclogitic overprint (6) and retrogressed eclogitic micaschists (7); Zermatt-Saas unit (ZS): glaucophanite (8), metagabbro (9), serpentinite (10).

Gli zirconi dello gneiss milonitico mostrano tre distinti domini: i) il più antico ha caratteristiche magmatiche ed età apparenti $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ comprese tra 285 Ma e 200 Ma, con principale gruppo di analisi concordanti attorno a 265 Ma; ii) il secondo dominio, costituito dal bordo degli zirconi precedenti o da singoli cristalli euedrali, ha fornito età $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ tra 166 e 95 Ma, con concentrazione di analisi concordanti tra 160 e 153 Ma; iii) il terzo zircone, raro e privo di zonatura magmatica, ha fornito età apparenti $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ di 120-115 Ma.

Gli zirconi della lente eclogitica hanno nuclei con caratteristiche magmatiche (zonatura oscillatoria, Terre Rare) che hanno dato una coppia di età permiane (263-253 Ma), mentre i bordi non

zonati hanno fornito una età eocenica (47.5 ± 1.0 Ma), riferibile al metamorfismo di subduzione.

Sulla base di questi dati, BELTRANDO *et alii* (2010b), propongono la seguente storia evolutiva per il lembo di Etiroi-Levaz: i) associazione litostratigrafica iniziale di un mantello serpentinitizzato, alloctoni estensionali di origine continentale, gabbri MOR di età giurassica (oltre a quelli probabilmente permiani) e sedimenti post-rift, tipici di una zona di transizione oceano-continente; ii) gli zirconi magmatici permiani sono accreti da una seconda generazione di zirconi a 166-150 Ma, riferibili a infiltrazione di fusi associati all'intrusione dei gabbri sottostanti, indicando che le scaglie di basamento continentale e oceanico sarebbero state giustapposte già nel Giurassico come parte di una crosta superestesa legata all'apertura della Tetide.

Scaglia di Crebuchette - In questo gruppo di unità tettono-metamorfiche di HP rientra la piccolissima scaglia di basamento cristallino con relitti eclogitici rinvenuta da MONEGATO (1997) e TOFFOLON (1998) a q. 2350 m circa sul fianco sinistro della Valtourvenche, ai piedi dello sperone NNO della Becca d'Aran, sopra la falesia che chiude il circo dell'Alpe Crebuchette. La scaglia è costituita da micascisti cloritico-granatiferi con marcata patina rosso-ruggine, gneiss granitoidi albitici, in parte con l'aspetto "pipernoide" di quelli del lembo di Etiroi-Levaz, e da una lente di granatite ad anfibolo blu, clorite, epidoto, biotite, mica bianca e solfuri. La scaglia è indicata nello schema tettonico del Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003), al limite tra la Zona del Combien inferiore e la sottostante Zona di Zermatt-Saas, ed è attribuita al complesso dei micascisti eclogitici della "Etiroi-Levaz-Schuppe".

3.2. - ZONA PIEMONTESE

La Zona piemontese comprende due principali gruppi di unità ofiolitiche definite nel Vallese (BEARTH, 1953, 1967) e in Valle d'Aosta (DAL PIAZ, 1965, 1974, 1988, 1999, 2004; ELTER, 1971, 1972; KIENAST, 1973; DAL PIAZ & ERNST, 1978; BALLÈVRE *et alii.*, 1986; TARTAROTTI, 1988; STECK *et alii.*, 1997, 2001; BUCHER *et alii.*, 2004; DE GIUSTI *et alii.*, 2004; FORSTER *et alii.*, 2004; MARTIN *et alii.*, 2004) in base alla loro posizione strutturale all'interno del prisma collisionale, per sostanziali differenze nell'assetto litostratigrafico e soprattutto per contrastanti caratteri del metamorfismo di subduzione (figg. 37-38, 52): i) unità superiori, non eclogitiche (Zona del Combien *Auct.*); ii) falde inferiori, eclogitiche (Zona di Zermatt-Saas *Auct.*). Questa suddivisione è estrapolabile, a grandi linee, sino alle Alpi Cozie e al Gruppo di Voltri (BEARTH, 1967; DAL PIAZ, 1974, BIGI *et alii.*, 1990; FREY *et alii.*, 1999; GOFFÈ *et alii.*, 2004). L'insieme di unità non eclogitiche (Zona

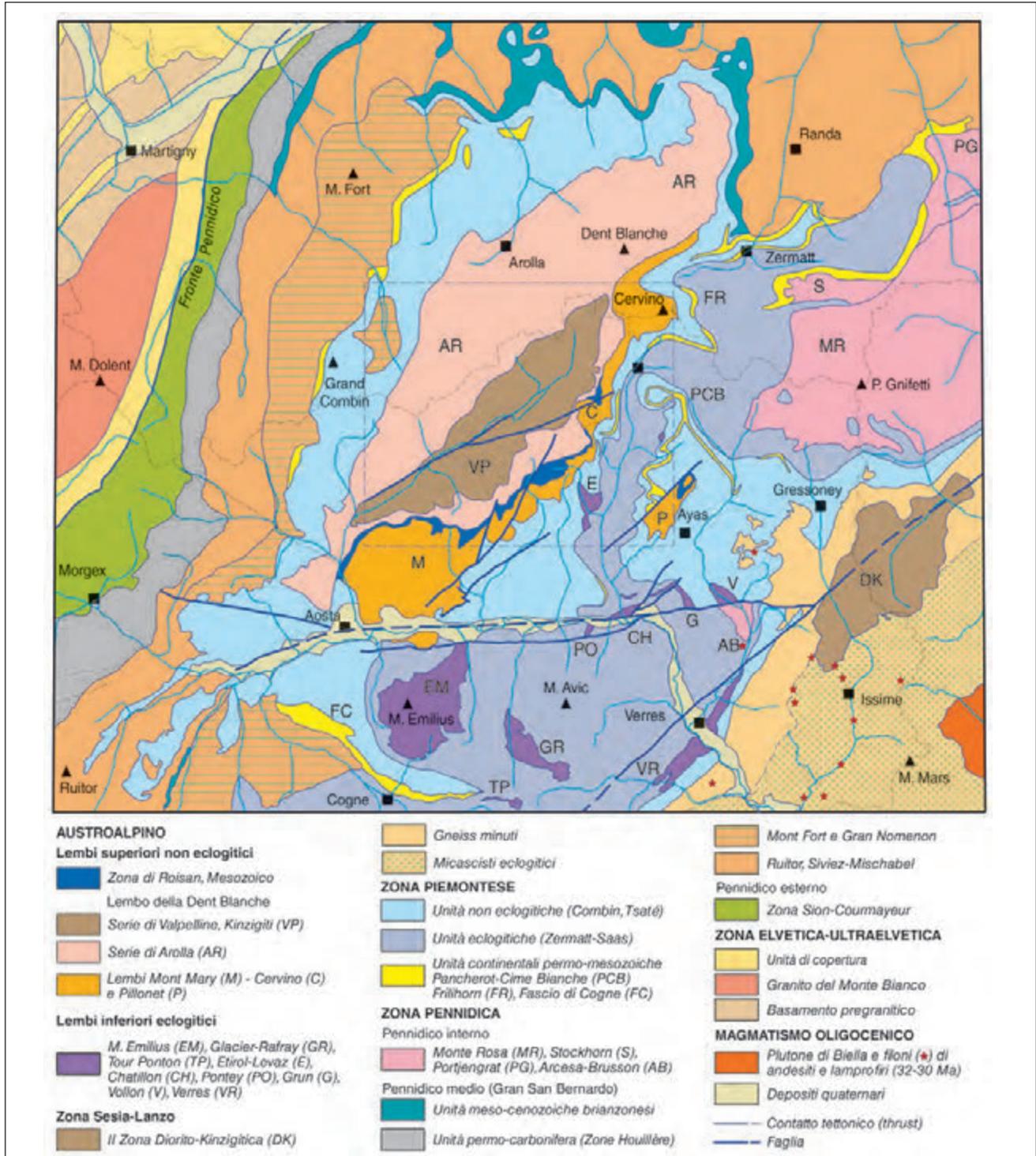


Fig. 52 - Inquadramento tettonico regionale.
- Tectonic regional framework.

del Combin, Tsaté in Vallese) costituisce il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet) e del settore frontale della Zona Sesia-Lanzo (Fogli Chatillon, Monte Cervino, Verres); verso ovest ricopre la falda del Mont Fort (ESCHER *et alii*, 1987, 1997; GOUFFON, 1991, 1993) e, in Valle d'Aosta, le unità

interne (orientali) del sistema del Gran San Bernardo (Zona di Avise: GOVI, 1966, 1967; CABY, 1981; MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005a; Foglio Aosta, in stampa: unità dell'Ouillella). Le unità eclogitiche sottostanti affiorano a tetto delle falde pennidiche superiori-interne (Monte Rosa, Arcesa-Brusson, Gran Paradiso) e spariscono al di sotto

delle strutture retroflesse dei Mischabel e del Gran Nomenon (figg. 34, 36) (HERMANN, 1925b; DAL PIAZ, 1928; ELTER, 1971, 1972, 1987; CABY *et alii*, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986; ESCHER *et alii*, 1987, 1997; POLINO *et alii*, 1990; FREEMAN *et alii*, 1997; MARKLEY *et alii*, 1999). La composizione litologica e la storia metamorfica contrastante di queste unità ofiolitiche dimostra che esse derivano da settori diversi del bacino piemontese e hanno seguito traiettorie cinematiche indipendenti prima del loro accoppiamento finale, avvenuto durante la fase collisionale, come attestato dalla comune sovraimpronta tettono-metamorfica in facies scisti verdi (FREY *et alii*, 1974, 1999; NIGGLI *et alii*, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & MERLE, 1993; DAL PIAZ, 1999; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004) di età Eocene superiore-Oligocene medio (HUNZIKER *et alii*, 1992; FREEMAN *et alii*, 1997; MARKLEY *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

Circa metà dell'area del Foglio Monte Cervino è occupata da unità piemontesi, affioranti o subaffioranti. Prevalgono nettamente le successioni del Combin, esposte all'esterno (nord-ovest, Vallese) e all'interno (sud-est, Valle d'Aosta) del *Klippe* ellissoidale della Dent Blanche s.s. La Zona di Zermatt-Saas è circoscritta al vasto circo del Breuil e all'asta della Valtourneche, a nord e a tetto della faglia Aosta-Ranzola, mentre diventa predominante a sud e a letto di questo grande accidente tettonico, tra la Valle di Champorcher, il massiccio del Gran Paradiso e il vallone del Comboè, a ovest del M. Emilius (fig. 52; Foglio Chatillon).

3.2.1. - Zona del Combin (Auct.) e unità non eclogitiche

Nella ricostruzione di ARGAND (1909a), la Zona del Combin era concepita come sinclinale contenente tutte le successioni mesozoiche situate tra le ultrapieghe del Gran San Bernardo e della Dent Blanche, escluse le quarziti di presunta età eotriassica riferite ai nuclei cristallini. Documentata la sua indipendenza strutturale (STUTZ & MASSON, 1938), la Zona del Combin (DAL PIAZ, 1974, 1988, 1999; SARTORI, 1987) o "nappe du Tsaté" in Vallese (SARTORI & MARTHALER, 1994) è divenuta un sistema multifalda costituito da dominanti unità di calcescisti con ofioliti metamorfiche (pietre verdi), designate con vari nomi locali (e.g., "Obere e Untere Zermatter-Schuppenzone": STAUB, 1942a, BEARTH, 1953; "Gressoney-Gran Tournalin": DAL PIAZ, 1965; "Lurette, Pleureur": BURRI *et alii*, 1998), e da alcune sottili unità di copertura, non oceaniche, scollate da un fantomatico basamento continentale di natura discussa: si tratta delle unità "Pancherot-Cime Bianche" (DAL PIAZ, 1988, 1999) e "Frilhorn" (MARTHALER, 1984; ESCHER *et alii*, 1987), sostanzialmente identiche. Nello stesso gruppo

possono essere inserite anche le scaglie di quarziti e rocce carbonatiche ("unità di Madzeria": BURRI *et alii*, 1998) affioranti alla base della "nappe du Tsaté" nel settore nord-occidentale del foglio. Rispetto alla ricostruzione di ARGAND (1909a), non fanno più parte della Zona del Combin le unità sedimentarie del Barrhorn e di Toûno, riferite alle coperture in facies brianzonese del Gran San Bernardo (ELLENBERGER, 1953a-b; SARTORI, 1990).

L'unità ofiolitica del Combin e i suoi duplex raggruppano le sequenze di calcescisti e pietre verdi che affiorano a letto dei lembi Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet e, nel settore svizzero (cupola di Boussine), a tetto dell'unità sommitale e interna (falda di Mont Fort) del Sistema tettonico del Gran San Bernardo, per locale retrovergenza delle strutture nel ventaglio Val de Bagnes-Valsavarenche (figg. 30, 53) (HERMANN, 1925b-c, 1927b; ESCHER *et alii*, 1987; BURRI *et alii*, 1998). Le unità ofiolitiche del Combin sono costituite da potenti sequenze di calcescisti calcariferi e terrigeni (flysch cretacico *p.p.*, MARTHALER, 1981, 1983), con ripetute intercalazioni tabulari (colate e/o filoni strato, locale detritismo) di metabasalti prasinici e da corpi lenticolari maggiori (olistoliti e/o scaglie tettoniche) di metabasalti, metagabbri e serpentiniti. Le pietre verdi tendono a concentrarsi nella parte superiore dell'unità. Talora esse sono associate a limitati relitti di coperture in facies oceanica franca (quarziti e scisti quarziticci a Mn: STAUB, 1942b; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; BEARTH & SCHWANDER, 1981; CASTELLO, 1981, 1990), situate all'interfaccia tra metabasalti e metasedimenti e a contatto con corpi di serpentiniti (Lignan: BALDELLI *et alii*, 1983; q. 2934 a NNO della Testa Grigia, Foglio Monte Rosa: DAL PIAZ, 1969a), indicando che il mantello litosferico poteva essere esposto al fondo del-

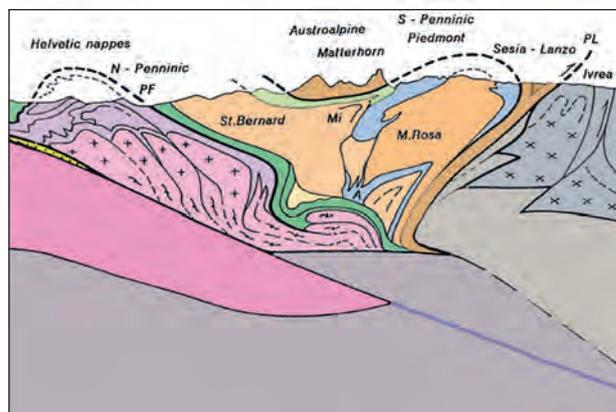


Fig. 53 - Sezione crostale del prisma austroalpino-pennidico nelle Alpi nord-occidentali, con indicazione delle tre principali unità ofiolitiche: Combin (verde chiaro), Zermatt-Saas (celeste), Vallesano-Versoyen (verde scuro).

Dettagli sulle altre unità in figura 36A.

- Crustal section of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps, showing the principal ophiolitic units: Combin (light green), Zermatt-Saas (blue), Valais-Versoyen (dark green). Details in figure 36A.

l'oceano mesozoico anche nel caso della Zona del Combin. L'impronta metamorfica è in facies scisti verdi, con rari relitti (anfibioli sodici, fengite) di associazioni in facies scisti blu a epidoto (EVANS, 1990) o scisti verdi a glaucofane (BALLÈVRE *et alii*, 1986), non ancora datati in modo risolutivo: rassegna e discussione in BALLÈVRE & MERLE (1993), DAL PIAZ (1999), BELTRANDO *et alii* (2010a).

L'unità tettonica Pancherot-Cime Bianche si estende con continuità dalla media e alta Valtournenche (Foglio Monte Cervino) alla testata della Val d'Ayas (Foglio Monte Rosa) e al Vallese (GERLACH, 1869; BEARTH, 1953; DAL PIAZ, 1974, 1976; 1988, 1992, 1999, 2010; DAL PIAZ & ERNST, 1978; MARTHALER, 1984; ESCHER *et alii*, 1987, 1997; SARTORI, 1987;

VANNAY & ALLEMAN, 1990; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Nel settore valdostano l'unità è ubicata all'interno della Zona del Combin e consente di individuare una o più unità ofiolitiche superiori e, a tratti, una inferiore (schema tettonico in BUCHER *et alii*, 2003), caratterizzata quest'ultima dalla presenza di granato e di un *pattern* strutturale indipendente (DAL PIAZ & ERNST, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986). L'unità Pancherot-Cime Bianche (fig. 54) è una successione di metasedimenti ritenuti di età permo-mesozoica, scollati da un basamento continentale agli inizi della subduzione e poi inseriti nelle sequenze ofiolitiche durante la crescita pre-collisionale del prisma orogenico. L'unità è priva di fossili e carat-

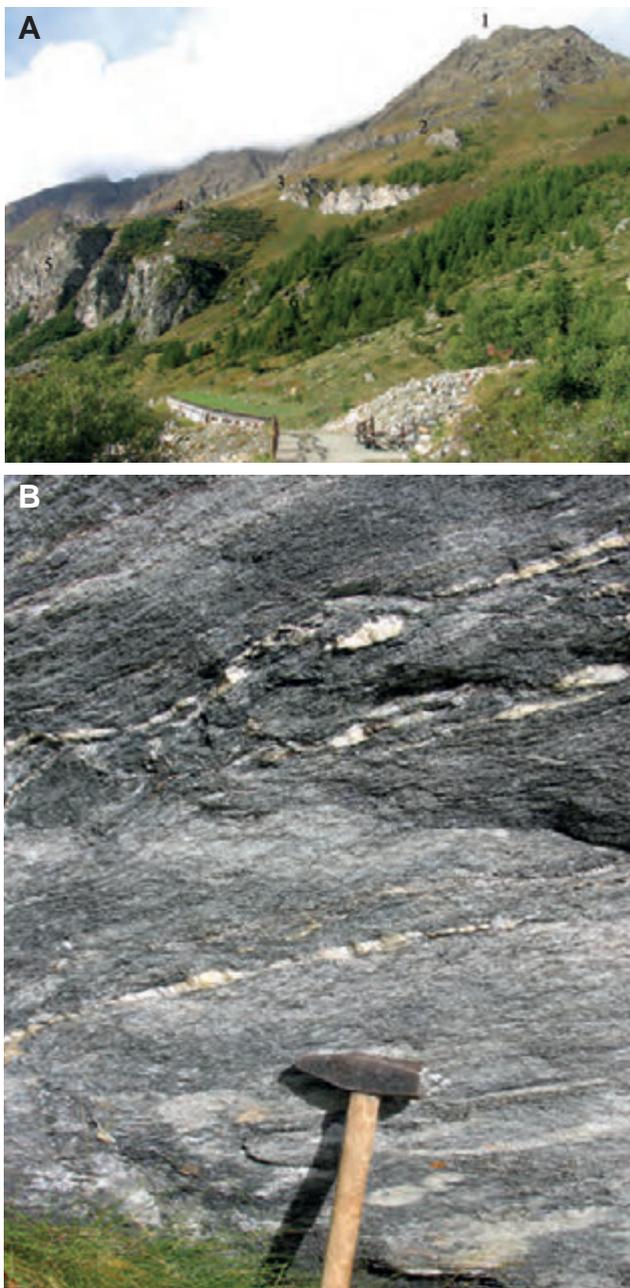


Fig. 54 - (A) Versante destro della Valtournenche visto dalla base del vallone di Vofrede. Lembo del Cervino: 1) Complesso kinzigitico (MYS) con filloniti basali, 2) orizzonte decametrico di gneiss microocchiadini, minuti e milonitici della Serie di Arolla alla base della parete, in contatto tettonico con calcescisti e prasiniti dell'unità superiore del Combin, nascosta dal prato (fig. 82A). Unità Pancherot-Cime Bianche: 3) falesia di dolomie e quarziti lastroidi, 4) scisti quarzoso-micacei ad albite. Zona del Combin inferiore (Zermatt-Saas in DAL PIAZ & ERNST, 1978): 5) parete di prevalenti prasiniti sopra Creton; 6) mineralizzazione a Fe-Cu di les Vorpilles (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978). (B) Dettaglio degli scisti quarzoso-micacei ad albite di possibile età permiana, ca 2150 m, 300 m a NW dell'Alpe Creton. (C) Dettaglio delle quarziti lastroidi di probabile età eotriassica.

- A) The Valtournenche right slope from the base of Vofrede valley. Matterhorn nappe: 1) kinzigitic complex (MYS) with basal phyllonites, 2) decametric horizon of micro-augengneiss, fine-grained and mylonitic gneiss of Arolla Series at wall bottom, in tectonic contact with calcescists and prasinites of the upper Combin unit, hidden under the lawn (figure 82A). Pancherot-Cime Bianche unit: 3) cliff of dolomite and tabular quartzite, 4) albite-bearing quartz-micaschists. Lower Combin unit (top Zermatt-Saas in DAL PIAZ & ERNST, 1978): 5) wall of dominant prasinites over Creton; 6) Cu-Fe mineral deposit of Les Vorpilles (DAL PIAZ & OMENETTO 1978). (B) Detail of albite-bearing quartz-micaschists possibly of Permian age, ca 2150 m, 300 m to NW of Alpe Creton. (C) Detail of probably Early Triassic tabular quartzites.

terizzata da sistematiche trasposizioni interne per piegamento isoclinal e taglio duttile che rendono la ricostruzione stratigrafica molto aleatoria e poco verosimile l'esistenza di rapporti stratigrafici con i calcescisti ofiolitiferi (DAL PIAZ, 1965, ipotesi ripresa da GASCO & GATTIGLIO, 2011). Sulla base di confronti alla scala della catena (ELTER, 1971, 1972; STURANI, 1975) e dei modelli proposti per il settore italiano (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 1988, 1992; VANNAY & ALLEMANN, 1990) e quello svizzero (ARGAND, 1934; MARTHALER, 1984; SARTORI, 1987; ESCHER *et alii*, 1993, 1997; SARTORI & MARTHALER, 1994), l'unità Pancherot-Cime Bianche può essere ricostruita nel modo seguente, dal basso all'alto: i) scisti quarzoso-albitici grigio-argentei e metaconglomerati con ciottoli di quarzo (Permiano); ii) quarziti bianche finemente stratificate, talora con clasti di feldspato potassico e limitati livelli di metaconglomerati (Triassico inferiore); iii) dolomie massicce e cicliche, marmi di vario tipo e microbreccie (Triassico medio-superiore); iv) breccie metasedimentarie sin-rift ad elementi cm-dm appiattiti di dolomie scure (Giurassico ?); calcescisti carbonatici, spesso a patina bruna, non ofiolitiferi (Giurassico medio-superiore-Cretacico ?); la presenza di calcescisti derivati da successioni sin-rift depositate durante la formazione del margine continentale passivo è molto probabile, ma non documentata. In ogni caso, si tenga presente che si tratta di una ricostruzione ipotetica, priva di documentazione paleontologica o geometrica. L'unità mostra una certa affinità di facies con le coperture Brianzoni: in particolare, nell'ambito dei depositi silicoclastici le quarziti tabulari sono riferite al Triassico inferiore (di età carnica nel Sudalpino) e gli scisti quarzoso-albitici grigio-argentei alle successioni permo-eotriassiche Brianzoni (ELLENBERGER, 1966; MICHARD & VIALON, 1966).

Le unità Pancherot-Cime Bianche e Frilhorn, distinte nelle carte italiane e svizzere, potrebbero essere unificate in un unico elemento tettonostratigrafico, smembrato dalle deformazioni polifasiche alpine e corrispondente alle due branche del fascio vermicolare di ARGAND (SARTORI, 1987). L'origine di queste unità è tuttora incerta: è stata riferita al margine continentale europeo distale (Prepiemontese: ELTER 1960, 1972; DAL PIAZ, 1974; MARTHALER, 1984), al dominio Brianzoni (ESCHER *et alii*, 1987; SARTORI *et alii*, 2006), al margine austroalpino (CABY *et alii*, 1978) o ai "lower Austroalpine outliers", cioè ad alloctoni estensionali abbandonati nell'oceano piemontese (DAL PIAZ, 1999, 2010; DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2010), interpretazione seguita in queste note.

Nonostante non manchino opinioni diverse, il termine classico di Zona del Combin appare ancora la migliore soluzione per definire un sistema

multifalda che, seppure di composizione ed origine eterogenee, mostra una genesi (accrezione) ed una evoluzione tettono-metamorfica unitaria, costituendo in genere la parte superiore e probabilmente più antica del prisma ofiolitico e, in ogni caso, il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori, parimenti non eclogitici.

3.2.2. - Unità inferiori eclogitiche (Zona di Zermatt-Saas *Auct.*)

Il tratto inferiore della Zona piemontese (Zona di Zermatt-Saas *Auct.*) è dominato da unità ofiolitiche ad affinità oceanica, impronta eclogitica e retrocessione in facies scisti verdi da tenue a pervasiva. La Zona (falda) di Zermatt-Saas affiora con continuità dal Vallese (fig. 30), ove è stata definita (BEARTH, 1953, 1967, con rif. bibl.), alla conca del Breuil (figg. 55 e 1A-B) e al versante settentrionale della media Valle d'Aosta (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 1999), rappresentata nel

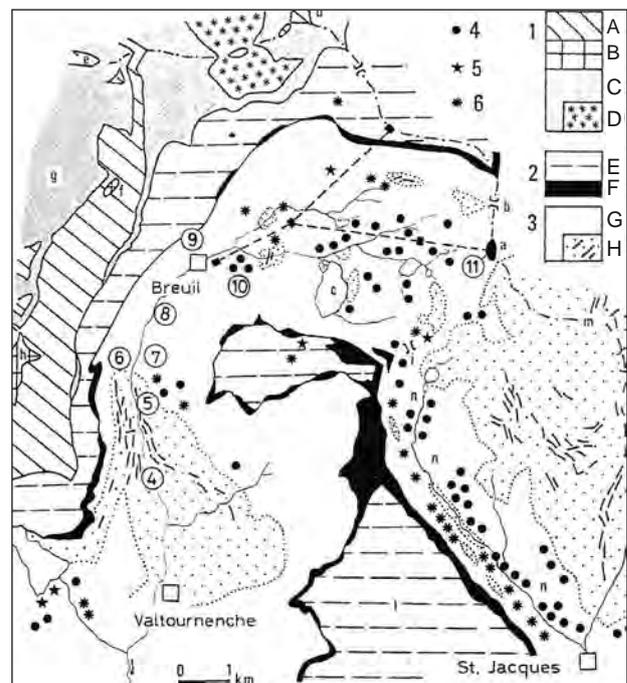


Fig. 55 - Schema tettonico e litologico della regione Breuil-St Jacques (DAL PIAZ & ERNST, 1978, modificato). 1) Falda della Dent Blanche: Serie di Valpelline (A), Zona di Roisan (B), Serie d'Arolla (C), metagabbro del Cervino (D). 2) Zona del Combin: calcescisti con pietre verdi (E), complesso di base pre-ofiolitico, poi nominato unità Pancherot-Cime Bianche (F). 3) Zona di Zermatt-Saas: metasedimenti e metabasiti (G), serpentiniti e filoni rodingitici (H). 4) Eclogiti, 5) quarziti a Mn, 6) metagabbri. Località: Plateau Rosà (a), Colle del Teodulo (b), Lago Goillet (c), Cervino (d), Dent d'Hérens (e), Bivacco Balestrieri (f), Grandes Murailles (g), Mt Blanc du Creton (h), Colle delle Cime Bianche (i), Roisetta (l), Gobba di Rollin (m), Vallone di Courtod (n). 4 → 11: stop dell'itinerario n. 7 "La Valtournenche" in DAL PIAZ (1992). - *Tectonic and lithological sketch of the Breuil-St Jacques area* (DAL PIAZ & ERNST, 1978, modified). 1) Dent Blanche nappe: Valpelline Series (A), Roisan Zone (B), Arolla Series (C), Matterhorn metagabbro (D). Combin Zone: calcscists and greenstones (E), pre-ophiolitic basal complex, later renamed Pancherot-Cime Bianche unit (F). 3) Zermatt-Saas Zone: metasediments and metabasites (G), serpentinites and rodingitic dykes (H). 4) Eclogite, 5) Mn-rich quartzite, 6) metagabbro. Localities: Plateau Rosà (a), Teodul Pass (b), Goillet lake (c), Matterhorn (d), Dent d'Hérens (e), Balestrieri Bivouac (f), Grandes Murailles (g), Mt Blanc du Creton (h), Cime Bianche hill (i), Roisetta (l), Roisetta (l), Gobba di Rollin (m), Courtod Valley (n). 4 → 11: stops of fieldtrip n. 7 "La Valtournenche" in DAL PIAZ (1992).

Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003, 2004) dell'Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000 e nei Fogli Monte Cervino, Monte Rosa e Verres del progetto CARG. A sud della Dora Baltea e del *Graben* asimmetrico associato alla linea tettonica Aosta-Ranzola (figg. 37, 38, 52), successioni identiche a quelle della Zona di Zermatt-Saas s.s. formano il Massiccio ultrabásico del M. Avic (BATTISTON *et alii*, 1987; TARTAROTTI *et alii*, 1998; FONTANA *et alii*, 2008) e le unità ofiolitiche circostanti, a letto del M. Emilius e in alternanza tettonica con gli altri lembi austroalpini eclogitici del Foglio Chatillon, più volte ricordati (DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1979c, 2001; CASTELLI, 1985; DE GIUSTI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007; ANGIPOUST & AGARD, 2010).

Nel settore valdostano a nord della Dora l'unità di Zermatt-Saas mostra in prevalenza e con piccole variazioni locali la seguente successione litologica e strutturale, da letto a tetto (DAL PIAZ, 1965, 1988; 1992, 1999, 2004; DAL PIAZ & ERNST, 1978; SALIOT *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2004): i) unità di Verra: sottili scaglie basali di metabasalti e metagabbri (circo di Verra, Val d'AYas), in contatto milonitico con il basamento cristallino del Monte Rosa (DAL PIAZ, 2004; ii) unità del Breithorn-Gobba di Rollin-Monte Rosso di Verra, gigantesco corpo di serpentiniti derivato da peridotiti di mantello, ricco in magnetite e in aggregati di Ti-clinohumite, olivina e diopside (associazione eclogitica), farcito da centinaia di filoni e *boudins* di metagabbri rodingitici e minori rodingiti a grana fine (DAL PIAZ, 1967, 1969b, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1980; LI *et alii*, 2002, 2004, 2008; ZANONI *et alii*, 2011), con splendidi minerali di litoclase (CARPANESE, 1932, 1933a-b) di cui purtroppo è stato fatto scempio; le serpentiniti si assottigliano rapidamente verso est, sino a ridursi a discontinue scaglie milonitiche (Valle del Lys), rimpiazzate lateralmente da metabasiti; iii) successioni di crosta oceanica, costituite da metagabbri e/o metavulcaniti basaltico-spilitiche (eclogiti, glaucofaniti granatifere, anfiboliti albitico-epidotiche), seguite da discontinui e sottili affioramenti di quarziti impure, talora ricche in silicati e ossidi di manganese (DAL PIAZ *et alii*, 1979a; BEARTH & SCHWANDER, 1981), di accertata età giurassica (lago di Cignana, RUBATTO *et alii*, 1998), marmi arenacei e metasedimenti orogenici (micascisti granatiferi ad ankerite \pm cloritoidi, glaucofane, giadeite; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979b). Alcuni di questi litotipi sono indicati in figura 55. La potente successione di metabasalti oceanici a tetto delle serpentiniti del Breithorn-Rocca di Verra contiene, poco sopra il contatto tettonico basale, una caratteristica unità di metasedimenti ricca di frammenti cm-dm di eclogiti ed anfiboliti-albitiche, di origine basaltica, in genere ben arrotondati, e qual-

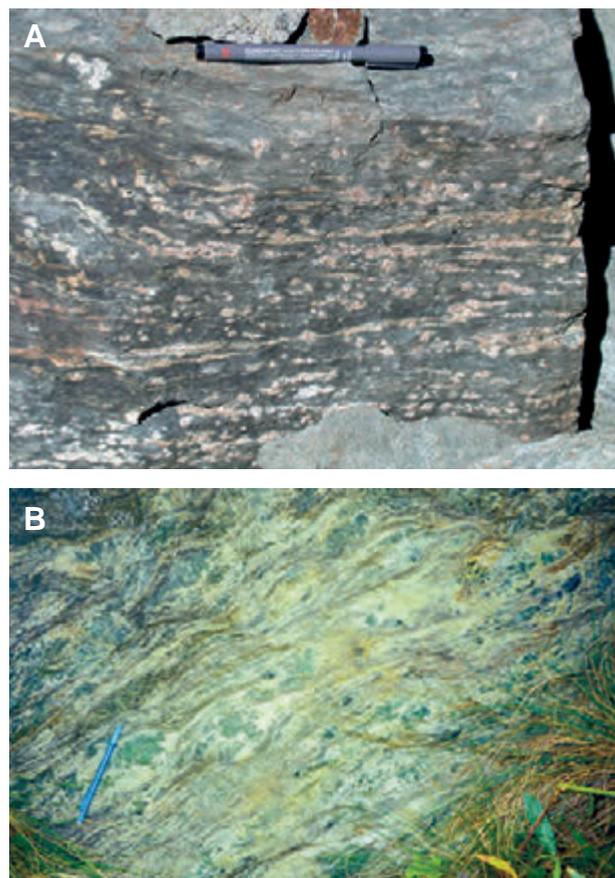


Fig. 56 - Metabasiti della Zona di Zermatt-Saas, crosta oceanica piemontese. (A) Glaucofanite granatifera con aggregati a losanga di mica bianca-epidoto pseudomorfi su originaria lawsonite, dosso di q. 2713 a NNE di Plan Maison; la roccia deriva da un basalto tholeiitico con alterazione idrotermale di ambiente oceanico. (B) Mg-metagabbro a onfacite-zoisite, versante destro della Valtournenche, tra Liortere e Pramoron.

- Metabasites of the Zermatt-Saas Zone, Piemonte oceanic crust. (A) Garnet-glaucophanite with losange pseudomorphs after lawsonite, mound of 2713 m to NNE of Plan Maison; this rock is derived from a tholeiitic basalt with oceanic hydrothermal alteration. (B) Na-pyroxene and zoisite-bearing Mg-metagabbro, right flank of Valtournenche between Liortere and Pramoron.

che *boudins* maggiore). I ciottoli, generalmente in rilievo, sono sparsi (in media 10-30 individui per m²) in una matrice formata da micascisti fengitico-carbonatici di colore grigio chiaro, spesso con *pois* di ankerite ocrea, ricchi in granato rossastro \pm zoisite, epidoto e cloritoidi magnesiaci in caratteristici cristalli neri di dimensioni anche centimetriche. La formazione contiene subordinati livelli di quarziti micacee, calcescisti e marmi impuri. Cartografata (Foglio Zermatt) e descritta nelle zone del Rifelberg e del Garten (BEARTH, 1953, 1963, 1967), da cui ha tratto il nome, l'unità litostratigrafica mostra i migliori affioramenti e notevole continuità longitudinale in alta Valle d'AYas, ove si estende per circa 7 km dal Colle superiore delle Cime Bianche al Palon di Resy (figura 57, Foglio Monte Rosa), poco sopra il contatto tettonico tra i metabasalti e le sottostanti serpentiniti della Gobba di Rollin-Monte Rosso di Verra-Bettolina (DAL PIAZ, 1965, 2004). Altri affioramenti si os-

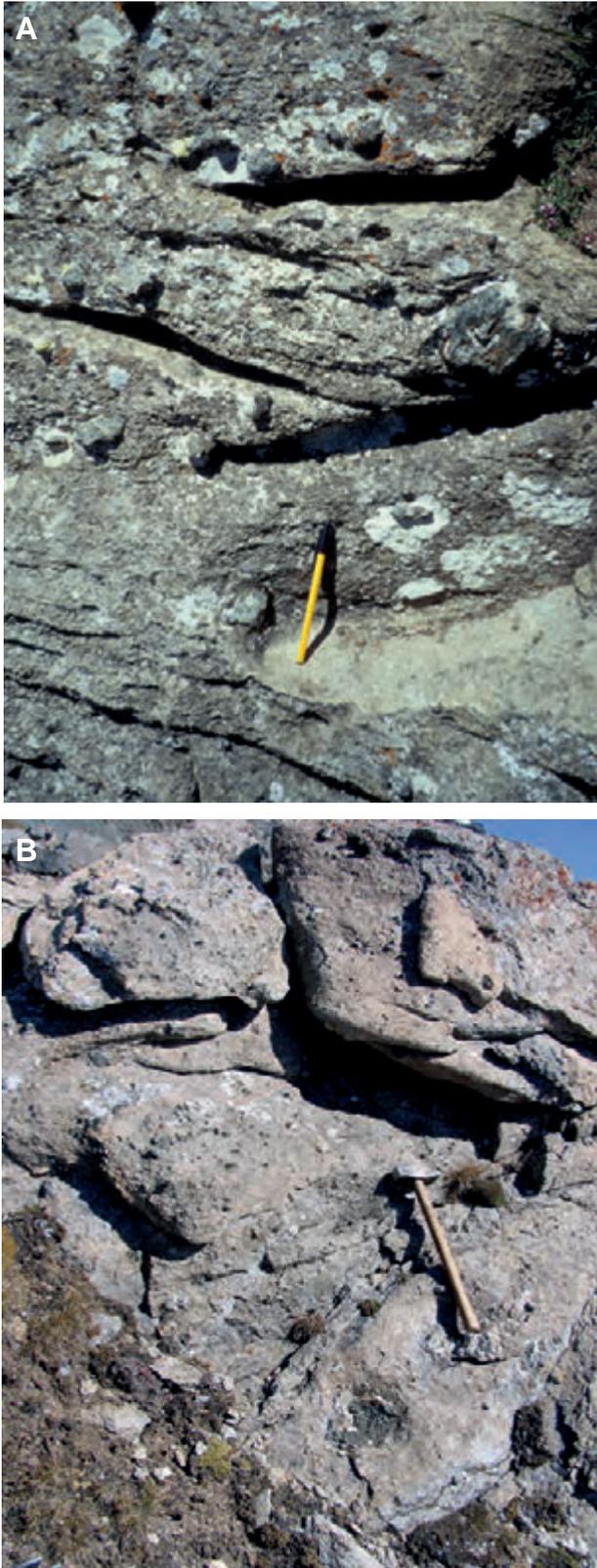


Fig. 57 - Unità litostратigrafica del Rifelberg-Garten, coperture sopraofiolitiche della Zona di Zermatt-Saas: (A-B) ciottoli centimetrici di metabasalti eclogitici a grana fine, più o meno retrocessi, in rilievo entro scisti quarzoso-micacei a carbonato. Colle e alto Vallone delle Cime Bianche, Foglio Monte Rosa, DAL PIAZ (2004).

- Rifelberg-Garten lithostratigraphic unit, supra-ophiolitic cover of the Zermatt-Saas Zone: (A-B) prominent cobbles of fine-grained and more or less retrogressed eclogitic metabasalts, within carbonate-quartz-white micas-bearing schists. Hill and high Cime Bianche valley, Monte Rosa map, DAL PIAZ (2004).

servano nell'alta conca del Breuil, in vari dossi montonati tra Plan Maison, il Colle del Teodulo e il lago delle Cime Bianche, sia in facies a piccoli inclusi arrotondati, sia nella varietà con lenti e *boudins* maggiori di eclogiti glaucofaniche integre o retrocesse. Questa successione di metasedimenti con ciottoli di metabasalti di probabile ambiente oceanico è interpretata non come prodotto di attività piroclastica, ma come effetto di “*submarine Vermischung*” (BEARTH, 1963), frane sottomarine e *melange* sedimentario rielaborati dall'orogenesi alpina (DAL PIAZ, 1965, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1979b). Litotipi analoghi ricompaiono nella zona di Challant e sul versante destro della Dora, a sud di Verres.

L'unità di Zermatt-Saas affiora nel settore orientale del Foglio Monte Cervino, dalla conca del Breuil al limite con il Foglio Monte Rosa, ove costituisce una semifinestra tettonica al di sotto della Zona del Combin esposta nel versante destro del circo, ai piedi del Cervino e delle Grandes Murailles, e sul lato opposto, lungo la cresta Gran Sometta-Motta di Pletè (CORNELIUS, 1935; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 1988; VANNAY & ALLEMANN, 1990; BUCHER *et alii*, 2003; ANGIBOUST & AGARD, 2010.). Verso valle, l'unità continua lungo l'asse della Valtournenche, di cui forma la parte più profonda e ripida, modellata dall'azione glaciale, sino ai circhi laterali sospesi, impostati nelle successioni più “dolci” della Zona del Combin (KIENAST, 1973; DAL PIAZ 1976, 1992; DAL PIAZ *et alii*, 1980). Scendendo verso Antey-St-André, al margine meridionale del foglio, superata la grande frana alla base della parete delle Murailles e la deformazione gravitativa della Motta di Pletè, a partire dalla centrale idroelettrica di Perrière la Zona piemontese si riduce di spessore alla base dell'Austroalpino. In particolare, l'unità di Zermatt-Saas è costituita in prevalenza da un grande corpo di serpentiniti, probabilmente connesse in profondità con quelle del lago Goillet e del Breithorn; le ultramafiti sono zeppe di gabbri rodingitici in bella esposizione lungo i tornanti della strada regionale e sul versante opposto (DAL PIAZ, 1967, 1992; DAL PIAZ *et alii*, 1980), riportati in carta solo in piccola parte e in modo schematico. A tetto delle serpentiniti si osservano, sopra l'alpeggio di Promindo (IGM), alternanze di metabasalti (eclogiti e glaucofaniti retrocesse) e calcescisti (GLOM, 1977; DAL PIAZ *et alii*, 1980), mentre sul versante destro della valle affiorano le successioni di prasiniti, calcescisti e quarziti mineralizzate di Vorpilles-Creton (figg. 54A), attribuite dubitativamente alla Zona del Combin inferiore. Il corpo di serpentiniti prosegue da Valtournenche a Perteille e Chesau. Seguono anfiboliti albitico-epidotiche a relitti eclogitici, derivate da protoliti tholeiitici e, oltre Fiernaz, estesi affioramenti di Mg-gabbri e Fe-gabbri eclogitici,

contenenti boudins di glaucofaniti granatifere e con associazioni mineralogiche di HP a luoghi perfettamente preservate.

3.2.3. - *Geochimica, attività idrotermale e mineralizzazioni*

Le pietre verdi della Zona piemontese in Valle d'Aosta e in Vallese sono state oggetto di dettagliate indagini geochimiche, con particolare riguardo alle metabasiti in facies eclogitica e scisti verdi. Nell'ambito del Foglio Monte Cervino e delle zone circostanti, sono disponibili in letteratura analisi roccia totale (elementi maggiori, minori, tracce) di 47 campioni rappresentativi della Zona di Zermatt-Saas (23) e di quella del Combin (24), raccolti nella conca di Cervinia, in Val d'AYas e in Valle di Gressoney (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984), in particolare: i) Zermatt-Saas: 13 metabasalti (eclogiti, eclogiti glaucofaniche, anfiboliti albitico-epidotiche a relitti eclogitici), 7 Mg-metagabbri e 3 Fe-Ti-metagabbri in facies eclogitica; ii) Combin: 21 metabasalti in facies scisti verdi (prasiniti) e 3 metagabbri. Verso nord, litotipi analoghi sono stati analizzati nella regione di Zermatt e nell'unità di Antrona (BEARTH & STERN, 1971, 1979; PFEIFER *et alii*, 1989; BARNICOAT & BOWTELL, 1995). In Valle d'Aosta, nel prolungamento della Zona di Zermatt-Saas a sud della faglia Aosta-Ranzola (Foglio Chatillon), sono stati analizzati 2 metagabbri eclogitici, 1 eclogite glaucofanica e 1 glaucofanite del vallone di Savoney, a letto del lembo del Glacier-Rafray (DAL PIAZ & NERVO, 1971), analisi ignorate nel lavoro di ANGIBOUST & AGARD (2010) dedicato agli stessi litotipi. Altre analisi riguardano i metagabbri eclogitici della Val Soana (BOCCHIO *et alii*, 2000) e alcune metavulcaniti (glaucofaniti granatifere e cloritoscisti granatiferi a glaucofane e cloritoide) della miniera di Servette, situate in Valle di St Marcel a tetto delle serpentiniti del M. Avic, a letto delle quarziti a Mn di Praborna e alla base del lembo del M. Emilius (DAL PIAZ *et alii*, 1981). Le analisi documentano la natura oceanica delle metabasiti, derivate da tholeiiti normal-MORB e transizionali di *low spreading* (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984; PFEIFER *et alii*, 1989; BOCCHIO *et alii*, 2000; GROppo *et alii*, 2009). Il contenuto in H₂O, talora molto elevato, conferma l'esistenza, accanto a tipi normali, di protoliti spilittici e con pervasiva alterazione idrotermale (BARNICOAT & BOWTELL, 1995; TARTAROTTI, 1988; ANGIBOUST & AGARD, 2010), confermata dalla presenza non solo di eclogiti classiche (granato-omfacite-rutilo), ma anche di prevalenti varietà con percentuali variabili, talora molto elevate, di fasi idrate (glaucofane, mica bianca, talco, clorite, ex lawsonite; figura 56A).

L'attività idrotermale di fondo oceanico è documentata anche dalle note mineralizzazioni a Cu-Fe e a Mn presenti in entrambe le unità ofiolitiche piemontesi, in facies eclogitica e scisti blu: i) le prime entro le metavulcaniti, al limite con i metasedimenti soprastanti, in genere ricchi in quarzo, e talora in questi ultimi (PIEPOLI, 1933, 1934; HUTTENLOCHER, 1934; DEBENEDETTI, 1965; GAMALERO, 1969; BURTET-FABRIS *et alii*, 1971; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; CASTELLO, 1980; CASTELLO *et alii*, 1980; CASTELLO, 1981; TUMIATI *et alii*, 2005), ii) le seconde in quarziti e scisti quarzosi situati alla base delle coperture sedimentarie (DAL PIAZ, 1969a; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; MARTIN-VERNIZZI, 1982; BALDELLI *et alii*, 1983; MOTTANA, 1986; MARTIN & KIENAST, 1987; TARTAROTTI, 1988; TARTAROTTI & CAUCIA, 1993; BURRI *et alii*, 1998; TUMIATI, 2005; MARTIN *et alii*, 2008; TUMIATI *et alii*, 2010). L'attività idrotermale in ambiente oceanico è testimoniata infine dalla costante presenza di serpentiniti al posto dei loro protoliti peridotitici di mantello, dalle migliaia di filoni di gabbri rodingitici (fig. 55) e dalle zone di reazione tra peridotiti serpentinite e rocce incassanti presenti in entrambe le unità piemontesi in discussione (v. rif. precedenti). Date le dimensioni dei corpi serpentinitici e la stabilità dell'antigorite sino a notevole profondità (ULMER & TROMMSDORFF, 1995) sono questi i veicoli principali per l'introduzione di fluidi nella zona di subduzione e nel mantello (POLI & SCHMIDT, 1995; SCHMIDT & POLI, 1998; SCAMBELLURI *et alii*, 1995; LIU *et alii*, 2000; LI *et alii*, 2004b; REBAY *et alii*, 2012), a cui si aggiunge il contributo di glaucofaniti a lawsonite (ANGIBOUST & AGARD, 2010). Il processo rodingitico è legato a fenomeni di alterazione idrotermale e di scambio metasomatico tra le peridotiti in fase di serpentinite e i filoni di gabbro e subordinato basalto: inizia certamente in ambiente oceanico (e.g., HONNOREZ & KIRST, 1975), ma può svilupparsi ulteriormente e completarsi in ambiente orogenico ad elevata attività dei fluidi (e.g., SCAMBELLURI *et alii*, 1998, 2004; SCAMBELLURI & PHILLIPOT, 2001), con la ripresa del processo di serpentinite e con la ricristallizzazione polifasica delle associazioni mineralogiche (DAL PIAZ, 1969b; LI *et alii*, 2004b; FERRANDO *et alii*, 2010; ZANONI *et alii*, 2011, 2012). Analoghe trasformazioni metasomatiche e analoghe associazioni mineralogiche (idrogranato, diopside, vesuviana, epidoto, clorite) si rinvennero anche nelle rocce incassanti dei corpi ultramafici nei rari casi in cui la zona di contatto non sia stata modificata in modo sensibile da eventi tettonici: si osservano in calcescisti *s.l.*, metabasiti e, nel caso del massiccio di Lanzo, anche a spese dei micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ, 1969b; CASTELLI *et alii*, 1995; BUCHER *et alii*, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 2010).

3.2.4. - *Metamorfismo*

Agli inizi degli anni '70 del secolo scorso le prime stime petrologiche hanno consentito di assegnare al metamorfismo eclogitico il ruolo di *marker* di un margine convergente attivo e di una zona di subduzione fossile (DAL PIAZ, 1971b, 1974; ERNST, 1971, 1973; DAL PIAZ *et alii*, 1972; BOCQUET, 1974; FREY *et alii*, 1974; COMPAGNONI *et alii*, 1977a), attribuendo ad un regime di alta-P e bassa-T la genesi delle associazioni eclogitiche da tempo note nella crosta continentale e nelle unità ofiolitiche delle Alpi Occidentali (e.g., FRANCHI, 1895, 1897, 1902; FRANCHI *et alii*, 1908; GODARD, 2001), ma riferite, prima dello sviluppo della petrologia sperimentale, a gradienti termici normali (e.g., NIGGLI, 1960; NIGGLI & NIGGLI, 1965). In seguito, le ricerche sul metamorfismo di subduzione nelle Alpi occidentali hanno avuto grande sviluppo (BENCIOLINI *et alii*, 1987, 1988; SPALLA *et alii*, 1996; REINECKE, 1998; DESMONS *et alii*, 1999b; FREY *et alii*, 1999; COMPAGNONI, 2003; LAPEN *et alii*, 2003; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004; BOUSQUET *et alii*, 2004, 2008; GOFFÉ *et alii*, 2004; REBAY & MESSIGA, 2007; GROppo *et alii*, 2009; MÜLLER & COMPAGNONI, 2009): le stime dei valori di P-T e la geometria delle traiettorie cinematiche che descrivono la subduzione e l'esumazione delle unità coinvolte sono state incrementate e raffinate, senza tuttavia variazioni radicali del metamorfismo di subduzione e del suo peculiare gradiente termico (BELTRANDO *et alii*, 2010a, con rif. bibl.). Il notevole aumento del valore assegnato al picco di pressione e delle corrispondenti profondità massime raggiunte dalle unità subdotte prima del loro ritorno verso la superficie (*turnpoint*) è legato ai progressi della petrologia sperimentale, all'evoluzione dei termo-barometri, alla loro calibrazione e al rinvenimento di coesite in unità continentali (Brossasco-Isasca, Dora-Maira: CHOPIN, 1984) e oceaniche (lago di Cignana, Zermatt-Saas: REINECKE, 1991) delle Alpi Occidentali. Lo stato dell'arte è documentato da ricche banche dati di stime petrologiche, traiettorie cinematiche e datazioni isotopiche (e.g., SPALLA *et alii*, 1996; DESMONS *et alii*, 1999; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a, con rif. bibl.). La descrizione del metamorfismo polifasico alpino e del metamorfismo prealpino nelle unità continentali e oceaniche del foglio, in parte già esposta e sintetizzata nello schema a margine del foglio, è ripresa e completata nei prossimi capitoli.

3.3. - RICOPRIMENTO DEL GRAN SAN BERNARDO

La configurazione del Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo ha subito una radicale revisione a partire dal dopoguerra, passando dall'ul-

trapiega coricata di ARGAND (ricoprimento IV, fig. 21-22) a una pila di unità tettoniche di basamento policiclico, tegumento silicoclastico monociclico e copertura carbonatica (ELTER, 1960; BEARTH, 1963; CABY *et alii*, 1978; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993; STECK *et alii*, 1999, 2001; BERTRAND *et alii*, 2000a-b; MALUSÀ *et alii*, 2005a; SARTORI *et alii*, 2006) (figg. 36A, 52). Affiora lungo l'intero arco delle Alpi Occidentali, dal Sempione al Golfo di Genova, attraverso le Alpi Pennine, Graie, Cozie e Marittime (FRANCHI *et alii*, 1908; ARGAND, 1911a-b, 1916; HERMANN, 1938; STURANI, 1975; BIGI *et alii*, 1990; VANOSI, 1991).

Il Sistema tettonico del Gran San Bernardo è riferito al settore centrale del margine continentale passivo europeo (dominio brianzonese) ove, nel Giurassico, formava una vasta piattaforma affiancata all'esterno dal bacino ensialico subbrianzonese, al limite con il dominio elvetico e, all'interno, dalla zona brianzonese interna (prepiemontese *Auct.*), settore distale del margine continentale passivo europeo, origine delle falde pennidiche superiori del Monte Rosa-Gran Paradiso e transizione all'oceano piemontese (ELLENBERGER, 1958; ELTER, 1960, 1972; DAL PIAZ, 1974; TRÜMPY *et alii*, 1980; LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982; ESCHER *et alii*, 1987, 1997; STECK *et alii*, 2001). In alternativa, il blocco continentale brianzonese è ritenuto provenire da una penisola orientale della placca iberica che, con l'apertura nel Cretacico del bacino vallesano, di natura discussa (e.g., SCHÄRER *et alii*, 2000; BELTRANDO *et alii*, 2007b; MASSON *et alii*, 2008), si sarebbe inserita come *terrain exotique* tra la placca europea e quella adriatica (STAMPFLI, 1993).

In ogni caso, durante la convergenza alpina la litosfera continentale brianzonese fa parte della placca inferiore, è subdotta assieme alla litosfera oceanica piemontese sotto il margine attivo adriatico (austro-sudalpino) ed è privata di una parte delle successioni di copertura, scollate e trasferite nelle falde superficiali delle Prealpi Romande e del Chiablese (TRÜMPY *et alii*, 1980; BIGI *et alii*, 1990; BILL *et alii*, 1997; STECK *et alii*, 2001; SARTORI *et alii*, 2006). Il ricoprimento del Gran San Bernardo è un sistema multifalda esumato e accreto alla fronte del prisma collisionale, forma il substrato tettonico delle unità ofiolitiche superiori della Zona del Combin, non eclogitiche, e a sua volta ricopre le unità pennidiche inferiori-esterne della Zona vallesana e Sion-Courmayeur (CITA, 1953; ELTER, 1960; ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1971; TRÜMPY *et alii*, 1980; BURRI, 1983a-b; BIGI *et alii*, 1990; STECK *et alii*, 1999, 2001). L'evoluzione alpina è attestata da deformazioni polifasiche e da una impronta metamorfica in facies scisti blu e/o scisti verdi, in genere molto pervasiva (BOCQUET, 1974; BOCQUET *et alii*, 1974; FREY *et alii*, 1974; NIGGLI *et*

alii, 1978; MESSIGA *et alii*, 1981; DESMONS *et alii*, 1999a-b; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004).

In Vallese e in Valle d'Aosta il Sistema del Gran San Bernardo è formato da un basamento cristallino policiclico, costituito da paragneiss e micascisti a biotite-granato-staurolite \pm cianite, con intercalazioni di rocce basiche (anfiboliti ed eclogiti antiche) e gneiss granitoidi, preservati localmente (Siviez-Mischabel e Ruitor: STELLA, 1902; BEARTH, 1963, 1978-80; CABY, 1968; CABY & KIENAST, 1989; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; GIORGIS *et alii*, 1999), da un tegumento di scisti silicoclastici di età in parte discussa e dalle classiche successioni in facies brianzonese di età meso-cenozoica, in prevalenza carbonatiche (ELLENBERGER, 1953a-b; BURRI, 1983a-b; SARTORI, 1987; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1991, 1993; SARTORI *et alii*, 2006). Sembrano invece assenti i marmi antichi diffusi nella Serie di Valpelline e nel Monte Rosa. Il basamento cristallino in facies anfibolitica è stato riferito a eventi tettono-metamorfici e magmatici prenamuriani, in genere al ciclo ercinico, mentre vi era discussione sull'età dei protoliti in alcune unità del tegumento (scisti, gneiss albitici e rocce basiche con metamorfismo in facies scisti blu-scisti verdi), riferiti al basamento policiclico nell'ipotesi che l'impronta alpina avesse cancellato ogni relitto della storia antica (DESMONS, 1992; DESMONS & MERCIER, 1993), oppure a successioni monocicliche di età carbonifera e/o permiana (ELLENBERGER, 1958; GOUFFON, 1993; CORTESOGNO *et alii*, 1998), unitamente a numerosi corpi di rocce intrusive, subvulcaniche ed effusive (BIGI *et alii*, 1990; BONIN *et alii*, 1993).

Da tetto a letto e dall'interno all'esterno il sistema del Gran San Bernardo comprende le unità tettonometamorfiche (falde) seguenti, definite in Vallese e nel versante sinistro della Valle d'Aosta (GOUFFON, 1993; BUSSY *et alii*, 1996a, ESCHER *et alii*, 1997; STECK *et alii*, 2001; SARTORI *et alii*, 2006): i) falda del Mont Fort, con le unità Mont Fallère e Métailler, permo-carbonifere o più antiche, descritte in seguito; ii) falda Siviez-Mischabel, grande piega coricata vergente a nord-ovest (ESCHER, 1988), con nucleo di basamento polimetamorfico in facies anfibolitica (parascisti, metagabbri, anfiboliti), gneiss granitici e successioni monometamorfiche permo-carbonifere (arcose e grovacche), a loro volta intruse dal granito permiano di Randa (269 ± 2 Ma, BUSSY *et alii*, 1996b); la successione stratigrafica è completata da scisti quarzosi, conglomerati e quarziti di presunta età permo-eotriassica e dalla classica serie brianzonese del Barrhorn, a nord-ovest di Zermatt (ELLENBERGER, 1953b; BEARTH, 1978-80; SARTORI, 1987). Questa serie è costituita da dolomie, marmi, breccie intraformazionali triassiche, marmi scuri e scisti grafitici del Giurassico inf.-medio, marmi zonati chiari (Malm?),

marmi fillitici giallastri e flysch nero (Cretacico-Eocene medio?); solo al Barrhorn la serie è completa, altrove è molto ridotta o assente; iii) falda di Pontis (Vallese): paragneiss e micascisti polimetamorfici analoghi ai precedenti, con corpi di gneiss granitici e rocce basiche, estesi alla Valle d'Aosta (zona del Ruitor), con discontinue coperture silicoclastiche e metaconglomerati permocarboniferi, quarziti, gessi, carnirole, marmi e dolomie triassiche; iv) Zona carbonifera (*Zone houillère*), elemento esterno del Gran San Bernardo, esteso con continuità dalla Svizzera alle Alpi Marittime (FRANCHI *et alii*, 1908; BIGI *et alii*, 1990), costituito da scisti con livelli di carbone, arenarie e conglomerati, suddiviso in due unità maggiori separate da discontinui terreni mesozoici (FABRE, 1961; CABY, 1974; BURRI, 1983a-b; STECK *et alii*, 1999, 2001).

Il quadro tettonostratigrafico descritto nel versante destro della Valle d'Aosta e in Vanoise (ELLENBERGER, 1958; AMSTUTZ, 1962; CABY, 1968; GOVI, 1975; CABY *et alii*, 1978; DESMONS, 1992; SCHIAVO, 1997; DESMONS *et alii*, 1999a-b; BOUSQUET *et alii*, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005a; Foglio Aosta, in stampa) sembra in parte differente. Dall'interno all'esterno sono distinte le unità seguenti, con dominante retrovergenza verso le zone interne della catena: i) unità del Gran Nomenon: grande corpo di gneiss tonalitici e subordinati parascisti, scisti grafitici e gneiss albitici (DAL PIAZ, 1928; CIGOLINI, 1992); ii) unità di Leverogne, corrispondente alla Zona di Arvier di DAL PIAZ & GOVI (1966) e GOVI (1975): micascisti e scisti albitici a due miche, clorite e granato \pm cloritoide, glaucofane, con intercalazioni di anfiboliti albitico-epidotiche e di granofiri metamorfici; iii) zona del Ruitor: basamento polimetamorfico analogo a quello Siviez-Mischabel, con paragenesi prealpine localmente ben preservate nel settore esterno e con dominante sovraimpronta alpina in facies scisti blu e/o scisti verdi in quello interno (DAL PIAZ & GOVI, 1966; CABY, 1968, 1996; BOCQUET, 1974; SCHIAVO, 1997; GUILLOT *et alii*, 2002, 2012; MALUSÀ *et alii*, 2005a); iv) *Zone Houillère* o "permocarbonifera assiale" (FRANCHI & STELLA, 1903; ARGAND, 1911; ELTER, 1960; MALUSÀ *et alii*, 2005a; Foglio Aosta, in stampa), suddivisa anche qui in due scaglie sovrapposte: quella superiore, costituita da scisti neri, con rari orizzonti di antracite, arenarie e flora dello Stefaniano inf. (PEOLA, in FRANCHI & STELLA, 1903), coperte da arcose e da sequenze di conglomerati, arenarie e quarziti permo-eotriassiche, seguite da gessi, carnirole, marmi e dolomie del Triassico medio-sup.; quella inferiore, costituita da scisti e arenarie con livelli di conglomerati, antracite e rare vulcaniti basiche permo-carbonifere, coperte localmente da quarziti, marmi e dolomie triassiche, il tutto con sovraimpronta metamorfica alpina in facies scisti verdi.

Età radiometriche cambro-ordoviciane ottenute su zirconi di corpi eruttivi apparentemente monociclici (GUILLOT *et alii*, 1991, 2002, 2012; BUSSY *et alii*, 1996a-b; BERTRAND & LETERRIER, 1997; BERTRAND *et alii*, 2000a-b) riferiti in precedenza al tegumento carbonifero sup. e/o permiano hanno avviato una profonda rivoluzione nella “colonna stratigrafica” dei terreni pretriassici del Gran San Bernardo, con particolare riguardo alle unità interne (MALUSA *et alii*, 2005a; SARTORI *et alii*, 2006, con rif. bibl.), sollevando problemi tuttora aperti sulla affidabilità di certe estrapolazioni cronologiche, sulla presenza di unità con metamorfismo varisico di basso o bassissimo grado (*e.g.*, Mont Fort, Leverogne) accanto a quelle con classica impronta in facies anfibolitica (*e.g.*, Ruitor, Mont Mort), e sulla conseguente loro restaurazione paleogeografica.

In Vallese il basamento cristallino è intruso dal granito di Tyon (500 ± 4 Ma, BUSSY *et alii*, 1996a), da corpi gabbrici (504 ± 2 , BUSSY in SARTORI *et alii*, 2006) e da graniti porfirici (450 Ma; THÉLIN, 2001), in Valle d’Aosta dai granofiri cambriani della Valle di Rhêmes (511 ± 9 Ma; BERTRAND *et alii*, 2000a-b) e dal granito leucocratico di Vedun (460 Ma, supposti nel Foglio Aosta, per confronto con BERTRAND *et alii*, 2000b) e in Vanoise dai granofiri del Mont Pourri (507 ± 9 Ma; GUILLOT *et alii*, 1991; BERTRAND & LETERRIER, 1997). Anche la tonalite del Gran Nomenon (monometamorfica alpina) risulta invecchiata a seguito di una inaspettata età dello zircone al limite Devoniano-Carbonifero (363-356 Ma; BERTRAND *et alii*, 2000b; 360 Ma; GUILLOT *et alii*, 2012). Di contro, i paragneiss a granato-stauroilite-cianite del Mont Mort (zona del Ruitor),

senza dubbio il complesso più antico (pregranitico) del Gran San Bernardo, hanno fornito età U-Pb della monazite di 330 Ma ed età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ della muscovite di 310-290 Ma (GIORGIS *et alii*, 1999; THÉLIN, 2001), confermando la classica età varisica del metamorfismo regionale prealpino in facies anfibolitica.

Nel foglio Monte Cervino il sistema del Gran San Bernardo è rappresentato solo dal suo elemento tettonico sommitale e interno, la falda del Mont Fort (fig. 52), esposta nella “cupola di Bous-sine”, piccola finestra tettonica aperta entro le successioni ofiolitiche piemontesi in alta Val de Bagnes (ARGAND, 1911, fig. 20; BURRI *et alii*, 1998, fig. 58). La falda del Mont Fort, istituita da ESCHER (1985, 1988) a spese della parte superiore della *Zone Siviez-Mischabel* di BEARTH (1963), è stata poi aggiornata nel suo assetto litostratigrafico e strutturale da ALLIMANN (1987), GOUFFON (1991, 1993), SARTORI & MARTHALER (1994), ESCHER *et alii*, (1997), BURRI *et alii*, (1998), STECK *et alii*, (1999, 2001), SARTORI *et alii*, (2006) e riferita al dominio Brianzese interno. Come indicato nell’inquadramento tettonico a margine (fig. 52), la falda del Mont Fort affiora dalla Val d’Hérens alla Val de Bagnes, attraversa la media Valle d’Aosta e si estende verso sud sino al bordo settentrionale della Vanoise (GOUFFON, 1993). Dal punto di vista strutturale poggia, in contatto tettonico, sulle unità (falde) Siviez-Mischabel e Ruitor ed è sovrascorsa e retroscorsa al margine interno da unità mesozoiche della Zona del Combin (Tsaté).

La falda del Mont Fort è costituita da successioni silicoclastiche permo-triassiche affioranti a

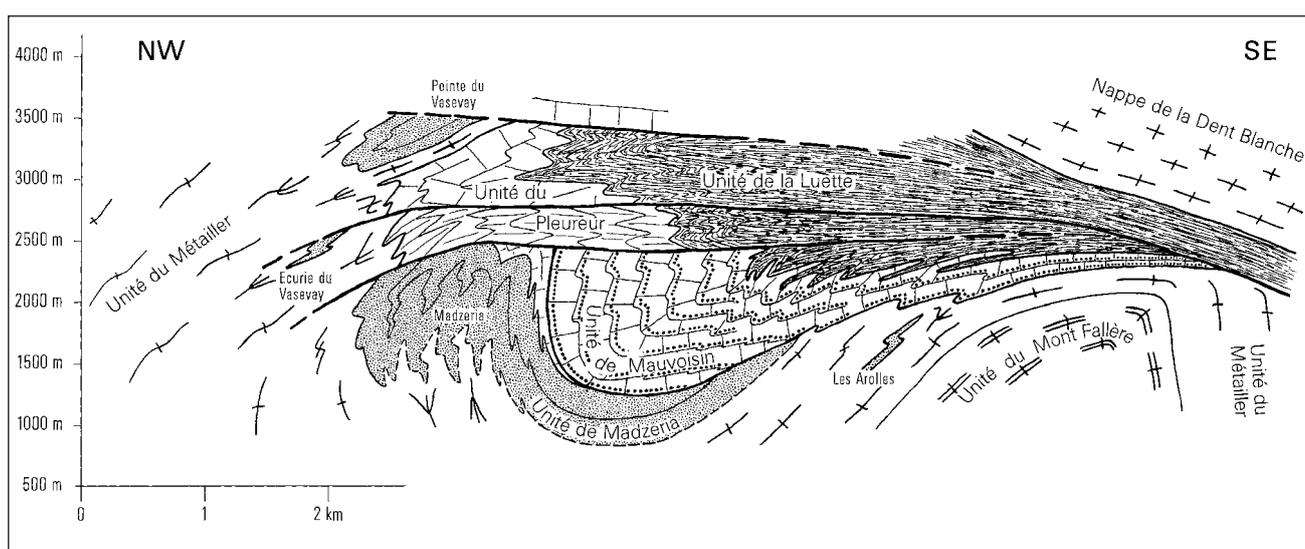


Fig. 58 - Schema strutturale sintetico della pila delle falde affioranti in alta Val de Bagnes al di sotto e all'esterno della falda della Dent Blanche (BURRI *et alii*, 1998, fig. 2): i) unità ofiolitica della Lurette (Combin), ii) unità mesozoiche non ofiolitiche di Pleureur, Mauvoisin e Madzeria, iii) unità paleozoiche del Métailler e del Mont Fallère (Falda del Mont Fort), esposte nella finestra di Bous-sine.

- Synthetic structural sketch of the nappe pile exposed in high Bagnes valley, below and externally to the Dent Blanche nappe (BURRI *et alii*, 1998, fig. 2): i) ophiolitic Lurette unit (Combin); ii) ophiolite-free Mesozoic units of Pleureur, Mauvoisin and Madzeria; iii) Paleozoic units of Métailler and Mont Fallère (Mont Fort nappe), inside the Bous-sine window.

nord del foglio ("série du Greppon Blanc"; SCHAER, 1959a) e da un basamento cristallino di età discussa (tegumento carbonifero sup. e/o permiano o zoccolo più antico), suddiviso nelle unità del Métailler e del Mont Fallère (ALLIMANN, 1987; GOUFFON, 1991, 1993; BURRI *et alii*, 1998; STECK *et alii*, 1999, 2001). Le unità di basamento sono formate in prevalenza da micascisti, scisti carbonioso-grafitici, gneiss quarzoso-albitici e rocce basiche con pervasiva impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi e, specie nel Métailler, anche in facies scisti blu (anfibioli sodici, Fe-cloritoide) di età eocenica, posteriore al "flysch nero" sommitale della Vanoise (ELLENBERGER, 1958) e del Barrhorn (SARTORI, 1990) (fig. 59). Molto simili dal punto di vista litostratigrafico, le due unità sono distinte sul terreno soprattutto per il colore dominante, grigio verdastro l'unità del Métailler, bruno ruggine quella del Mont Fallère.

La recente revisione della successione stratigrafica dello zoccolo pretriassico nel Sistema del Gran San Bernardo effettuata da SARTORI *et alii* (2006) alla luce delle nuove datazioni radiometriche citate in precedenza attribuisce alle unità del Métailler e

del Mont Fallère di GOUFFON (1991), la dignità di formazioni con protoliti di età prevarisica nonostante l'apparente assenza di relitti metamorfici in facies anfibolitica: la prima (Fm del Métailler) è ritenuta di probabile età cambro-ordoviciano, la seconda (Mont Fallère, corrispondente alla Fm di Distulberg; SARTORI, 1990), di età cambriana. Le età dei protoliti sono proposte sulla base del confronto con unità similari provviste di datazioni isotopiche: complesso d'Ambin (BERTRAND *et alii*, 2000b) per la Fm del Métailler e l'unità di Leverogne in Val di Rhêmes (BERTRAND *et alii*, 2000a; MALUSÀ *et alii*, 2005a) per la Fm di Distulberg.

Se confermate definitivamente l'età e l'assenza di relitti metamorfici prealpini di medio-alto grado, la falda del Mont Fort e le unità brianzonesi interne del versante destro della Valle d'Aosta e della Vanoise sarebbero rappresentative di una crosta continentale caratterizzata da metamorfismo varisico debole, se non assente. Il problema rimane aperto e necessita di robuste verifiche: nuove datazioni U-Pb su zircone sono in corso ad opera di M. BERGOMI nell'ambito delle ricerche per il Foglio 069 Gran San Bernardo.

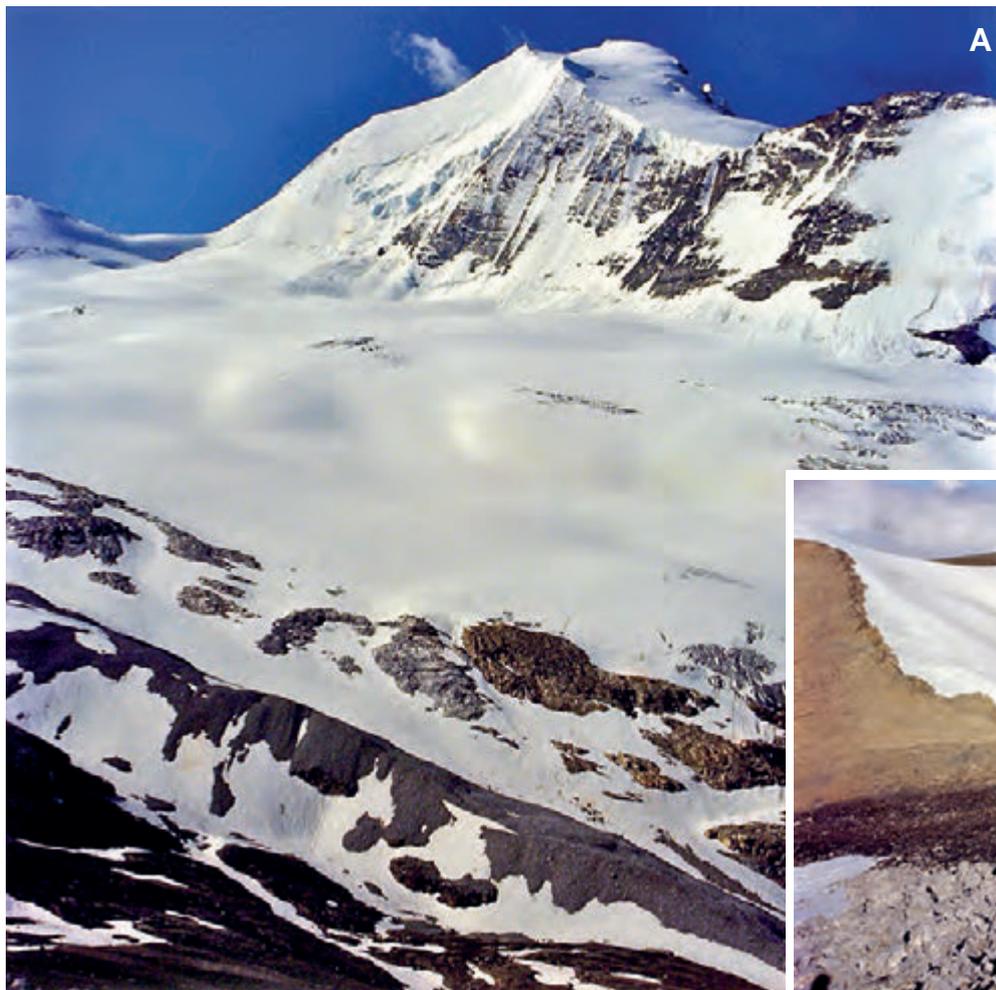


Fig. 59 - Panorama della serie brianzonese del Barrhorn, tratto superiore. (A) Dal basso all'alto: marmi bianchi (Malm), marmi cloritico-sericitici lastroidi a patina giallastra (Cretacico), ghiacciaio di Turtmann, parete nord del Bishorn (4134 m), Serie di Arolla, falda della Dent Blanche. (B) Marmi impuri cretacei e filliti nere (flysch eocenico ?), q. 3057, cresta ovest del Barrhorn. - *Panorama of the upper part of the Briançonnais series in the Barrhorn massif. (A) From bottom to top: white marble (Malm), yellowish chlorite-sericite marble (Cretaceous), Turtmann glacier, northern face of Bishorn (4134 m), Arolla Series, Dent Blanche nappe. (B) Cretaceous impure marbles and black phyllites (Eocene flysch ?), 3057 m, Barrhorn western ridge.*