

## V - METAMORFISMO

Unità policcicliche con metamorfismo pretriasico di alto grado sono ben documentate in tutti i lembi superiori del sistema tettonico austroalpino e sono presenti anche in quelli inferiori, ma in buona parte rielaborate da una pervasiva sovraimpronta polifasica alpina. Sembrano invece mancare nella falda del Mont Fort (Gran San Bernardo) in cui, nonostante l'età cambro-ordoviciana attribuita ai protoliti (SARTORI *et alii*, 2006), non sono segnalati relitti significativi degli antichi eventi in facies eclogitica e/o anfibolitica ben documentati nelle unità del Rutor e del Siviez-Mischabel (THÉLIN, 1992; GOUFFON, 1993; SCHIAVO, 1997; DESMONS *et alii*, 1999c; GIORGIS *et alii*, 1999), unità di basamento appartenenti allo stesso supersistema medio-pennidico. Unità monocicliche alpine sono presenti negli stessi lembi austroalpini e nella Zona Piemontese, caratterizzate da protoliti ignei permiani, da sequenze silicoclastiche e carbonatiche permiane e/o mesozoiche (Zona di Roisan, Pancherot-Cime Bianche, Frilihorn) e infine dalle ofioliti mesozoiche, dai sedimenti oceanici e dai depositi torbiditici del Combin (Tsaté) e di Zermatt-Saas. Il Quadro del metamorfismo a margine del campo carta utilizza come base lo schema tettonico del Foglio Monte Cervino e degli otto fogli che lo circondano, dalla Valle d'Aosta al Vallese meridionale: illustra in modo schematico le facies del metamorfismo orogenico alpino, con particolare riguardo alle principali associazioni mineralogiche di HP e alla loro età, trascurando la sovraimpronta barroviana in facies scisti verdi, ubiquitaria nel prisma austroalpino-pennico e commentata in legenda e nel testo assieme ai relitti metamorfici prealpini.

### 1. - METAMORFISMO PREALPINO

L'impronta tettono-metamorfica alpina a carattere polifasico, in genere pervasiva, non ha cancellato le tracce della storia metamorfica e strutturale antecedente, ricostruibile in varia misura nelle unità di basamento cristallino policciclico esposte nel foglio: come ricordato nei capitoli precedenti, a cui rimandiamo per dettagli e ulteriori riferimenti bibliografici, un metamorfismo pretriasico in facies granulitica e/o anfibolitica è ben preservato, spesso integralmente, nell'unità superiore dei lembi austroalpini Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary-Cervino (complesso kinzigitico) e, come relitti parziali (litologici e/o mineralogici) più o meno evidenti, nei domini di *low strain* delle loro unità inferiori e nel lembo del Pillonet.

La diversità del complesso kinzigitico consente di esaminare *fabric* e associazioni mineralogiche prealpine nei sistemi pelitico, quarzoso-feldspatico, carbonatico e mafico. Sono descritte due fasi metamorfiche principali (NICOT, 1977; CESARE, 1987; ZAGGIA, 1987; GARDIEN *et alii*, 1994): i) la prima è rappresentata da granuliti felsiche a granato-plagioclasio calcico-quarzo-ortopirosseno  $\pm$  clinopirosseno  $\pm$  grafite e anfibolo secondario e da granuliti mafiche a granato-pirosseno  $\pm$  plagioclasio calcico; ii) la seconda, prevalente, è rappresentata da associazioni a biotite-granato-sillimanite (porfiroblasti e fibrolite)  $\pm$  ilmenite nei paragneiss kinzigitici, in evoluzione verso condizioni di bassa pressione documentate dallo sviluppo di cordierite e da diffuse migmatiti di anatessi. Nelle varietà impure dei marmi antichi (MYSd) si osservano associazioni a diopside, granato, flogopite, mica bianca, epidoto-plagioclasio calcico, olivina, scapolite, anfiboli di Ca-Mg, grafite, concentrati in letti e noduli. Nelle metabasiti (MYSc) l'associazione dominante in facies anfibolitica è costituita da anfibolo bruno e plagioclasio anortitico-bitownitico  $\pm$  biotite, titanite, sovente con granato e pirosseni riferibili alla fase granulitica. Le condizioni P-T stimate per la storia metamorfica prealpina del complesso kinzigitico nel lembo della Dent Blanche *s.s.* sono dell'ordine di 1.0-0.4 GPa e T: 800-600°C (DAL PIAZ *et alii*, 1983; CESARE, 1987; ZAGGIA, 1987; GARDIEN *et alii*, 1994; MALASPINA *et alii*, 2011). In particolare, nelle metapeliti si registra uno stadio granulitico iniziale di relativa HP a granato-cianite-rutilo-feldspato potassico (P > 0.8 GPa, T: 800°C) e uno stadio granulitico di bassa pressione a granato-biotite-sillimanite (P: 0.6 GPa, T: 800°C), in evoluzione verso la facies anfibolitica con sviluppo di cordierite, migmatiti ricche in neosomi quarzoso-feldspatici a biotite, indicativi di una fase di progressiva decompressione (T  $\geq$  700°C e P  $\approx$  0.3 GPa); segue infine una fase di alterazione in facies scisti verdi di età discussa, alpina o più probabilmente prealpina, ipotesi condivisa da PENNACCHIONI & GUERMANI (1993). Una diversa evoluzione prealpina è stata recentemente proposta da MANZOTTI & ZUCALI (2012) in base a nuovi dati strutturali e microchimici su una sezione del complesso kinzigitico nel versante destro della bassa Valpelline, a monte di Thoules, comprendente gneiss kinzigitici, migmatiti, marmi a olivina-granato e granuliti basiche. Rispetto al modello di GARDIEN *et alii*, (1994), il primo stadio ha stime termobariche sensibilmente più basse (T: 700  $\pm$  50°C, P: 5.7  $\pm$  0.1 Kb), mentre la successiva fase di fusione parziale ha valori analoghi ed è suddivisa in due stadi molto simili (T: 810  $\pm$  40°C, P: 7  $\pm$  1 Kb; T: 800  $\pm$  30°C, P: 6  $\pm$  0.7 Kb). La figura 99 mostra le traiettorie P-T di GARDIEN *et alii*,

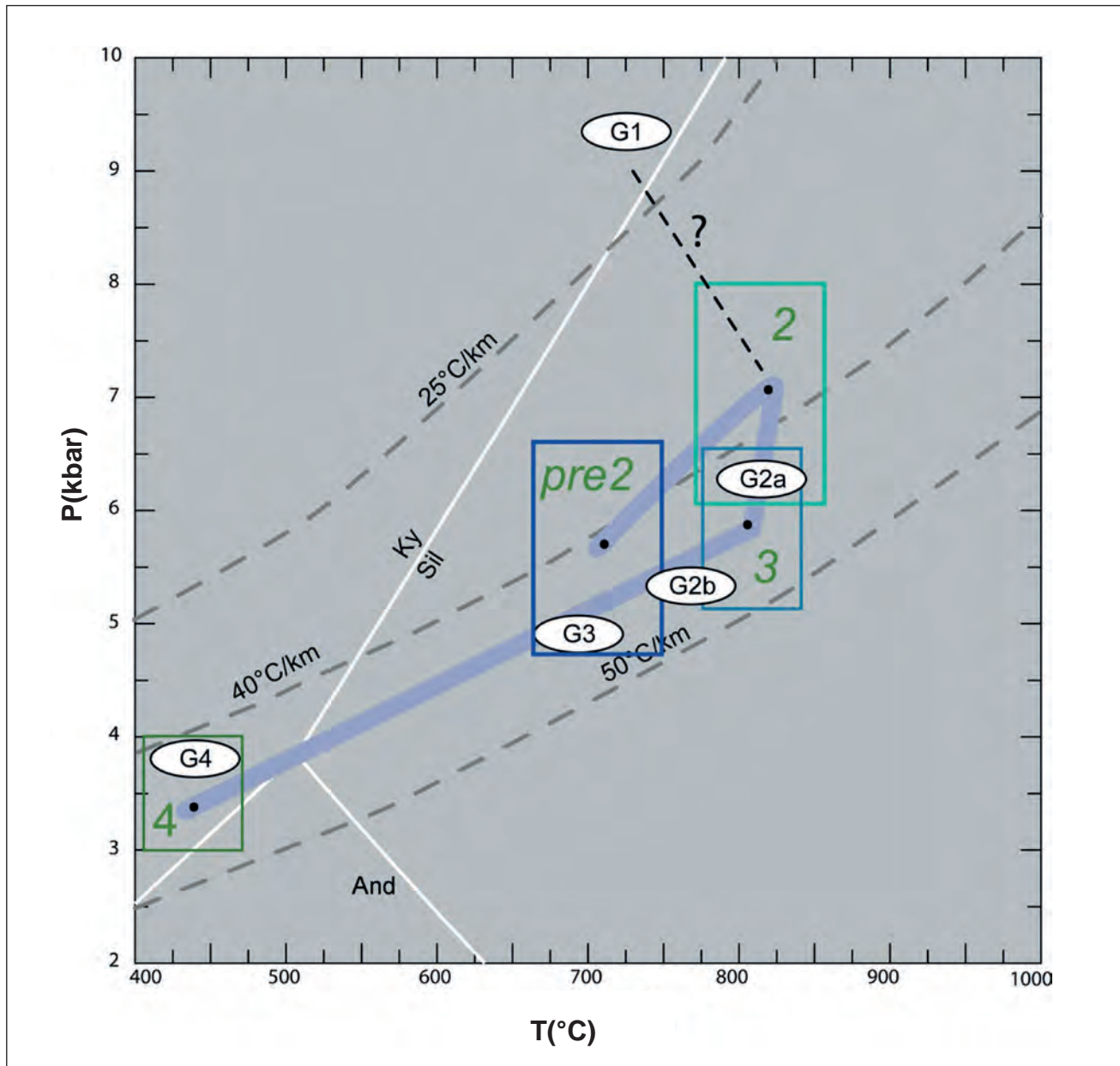


Fig. 99 - Evoluzione P-T-t prealpina del complesso kinzigitico nel lembo della Dent Blanche. G1, G2a, G2b, G3 e G4: GARDIEN *et alii* (1994); Pre-2, 2, 3: MANZOTTI & ZUCALI (2012).  
 - Pre-Alpine P-T-t evolution of the kinzigitic complex in the Dent Blanche nappe s.s. G1, G2a, G2b, G3 e G4: GARDIEN *et alii* (1994); Pre-2, 2, 3: MANZOTTI & ZUCALI (2012).

(1994) e di MANZOTTI & ZUCALI (2012), contrastanti per quanto riguarda la fase iniziale. Il modello di GARDIEN *et alii* (1994), è corroborato dalle stime petrologiche di MALASPINA *et alii* (2011), sul complesso kinzigitico affiorante al fondo della media Valpellina presso Dzovenno (vicino alla nostra sezione E), il cui stadio iniziale, definito nelle metabasiti, è caratterizzato da  $T > 750^{\circ}\text{C}$  e  $P > 1.3 \text{ GPa}$ , seguito da decompressione e raffreddamento finale.

Analoghe condizioni fisiche sono valutabili nelle kinzigiti e nelle metabasiti del sottostante lembo Mont Mary-Cervino. Le lenti di peridotiti a spinello

presenti nell'unità superiore del Mont Mary, derivate verosimilmente da matello sottocontinentale (spinello con basso contenuto in Cr), mostrano una riequilibrio metamorfica in facies granulitica-anfibolitica ( $800\text{-}600^{\circ}\text{C}$ ) analoga a quella del complesso kinzigitico incassante (ZAGGIA, 1987; CESARE *et alii*, 1989). L'unità superiore del lembo del Cervino si distingue, tuttavia, per la presenza di locali micascisti granatiferi a biotite-muscovite affioranti nella zona del Gran Lago, alla testata della comba di Cignana, passanti verso est (M. Serriola-Vofrede) ad un tipico complesso kinzigitico,

con paragneiss, migmatiti, metabasiti e marmi a silicati. Condizioni metamorfiche prealpine di bassa pressione erano presenti nell'elemento tettonico inferiore del Mont Mary, indicate da porfiroblasti di andalusite con parziale trasformazione in sericite entro scisti quarzosi a biotite-granato  $\pm$  muscovite del Foglio Chatillon (DAL PIAZ *et alii*, 2010).

Il picco del metamorfismo prealpino di alto grado nella Serie di Valpelline non è datato. Sono state a lungo disponibili solo alcune età Rb-Sr delle miche nelle kinzigiti della Valpelline, comprese tra 207 e 184 Ma (HUNZIKER, 1974), integrate recentemente da datazioni U-Pb su monazite (304-248 Ma) e zircone ( $274 \pm 1$  Ma; ZUCALI *et alii*, 2011). Sulla base di questi dati risulterebbe quindi permiana la fusione parziale a bassa pressione delle granuliti felsiche della Serie di Valpelline, con sviluppo di diffuse migmatiti e filoni leucocratici concordanti e discordanti. Le età isotopiche permo-mesozoiche sono simili a quelle della Zona Ivrea-Verbanò, analogia che conferma l'originaria contiguità dei basamenti austro-sudalpini in lento raffreddamento durante il Mesozoico. Il picco metamorfico e il *fabric* granulitico del complesso kinzigitico risalgono verosimilmente al ciclo ercinico, o a eventi più antichi, per confronto con la Zona di Ivrea e la Serie dei Laghi (BORIANI *et alii*, 1976; QUICK *et alii*, 1992, 1994): l'evento tettono-metamorfico è quindi più antico del *igneous underplating* in regime di estensione litosferica dei batoliti gabbrici e dei granitoidi permiani, e della sensibile perturbazione termica ad essi associata, anche se non lo si può dimostrare perché il loro contatto è tettonico, marcato ovunque da miloniti polifasiche, estensionali e/o orogeniche. Un contatto intrusivo è preservato tuttavia nel massiccio del M. Morion, ma riguarda paragneiss, migmatiti e anfiboliti riferibili all'unità tettonica inferiore del lembo Dent Blanche s.s., intrusi in discordanza dai granitoidi permiani della Serie di Arolla (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; DAL PIAZ, 1999; BUCHER *et alii*, 2004; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MALASPINA *et alii*, 2011): ricorda il classico contatto intrusivo esposto al Monte Mucrone nel settore interno della Zona Sesia-Lanzo, posteriore senza dubbio al *fabric* di alto grado e all'evento anatettico nelle kinzigiti incassanti (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI & MAFFEO, 1973; COMPAGNONI *et alii*, 1977; ZUCALI, 2002; ENGI *et alii*, 2009).

Relitti di associazioni a biotite-granato sono preservate nei parascisti polimetamorfici del lembo del Pillonet (non eclogitico): indicano la presenza di un metamorfismo barroviano di medio-alto grado di età varisica, documentato da età di raffreddamento della mica bianca (CORTIANA *et alii*, 1998) ottenute con i metodi Rb-Sr ( $310 \pm 4$  Ma) e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ( $260.3 \pm 1.5 - 253.8 \pm 1.5$  Ma).

Passando ai lembi austroalpini inferiori (eclogitici), significativi relitti prealpini di alto grado sono descritti da LARDEAUX & SPALLA (1991) nel lembo polimetamorfico di Verres, ubicato nel foglio omonimo (rilievo inedito, DAL PIAZ *et alii*, 2011): si tratta di limitati frammenti di un complesso ad affinità kinzigitica, con granuliti felsiche e mafiche (T: 800-700°C, P: 0.9-0.7 GPa) in evoluzione verso la facies anfibolitica (T  $\approx$  600 °C, P: 0.4-0.5 GPa), sfuggiti localmente alla ricristallizzazione polifasica alpina in facies eclogitica e scisti verdi (LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ *et alii*, 2011). Prealpino (Permiano?) è il *fabric* statico in facies granulitica dei metagabbri di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983), indicativo di cristallizzazione in ambiente di crosta inferiore. Prealpini sono probabilmente i nuclei di alcuni porfiroblasti zonati di granato e l'originaria biotite (alterata o sostituita da mica bianca e rutile sagenitico) presenti nei parascisti dei lembi eclogitici di Etirol-Levaz (BELTRANDO *et alii*, 2010b) e Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988). Sicuramente prealpine sono le spettacolari associazioni di granato, biotite e sillimanite, sostituita quest'ultima da minuti aggregati policristallini di cianite, presenti nella scaglia di parascisti kinzigitici con sovrasimpronta eclogitica (tipo M. Emilius) affiorante sul fianco destro della Grand Valley (impostata lungo una faglia nord-est), a monte di Saint Vincent, entro l'unità eclogitica di Zernatt-Saas, e correlabile al lembo di Grun (Foglio Chatillon, DAL PIAZ *et alii*, 2010): sono queste alcune delle migliori evidenze che i parascisti eclogitici dei lembi inferiori derivano da protoliti metamorfici con chiara affinità kinzigitica.

Passando alle unità pennidiche affioranti nei fogli al contorno, analoghe pseudomorfosi di cianite su sillimanite e di granato-cianite su cordierite (pinitizzata) sono diffusi nei paragneiss e nelle migmatiti del Monte Rosa (DAL PIAZ, 1971a, 2010; ENGI *et alii*, 2001), assieme a relitti di granato e biotite rosso-bruna, indicativi di un basamento cristallino sottoposto ad estesa anatessi e poi intruso, con contatti nettamente discordanti, da un batolite granitico-granodioritico e dal suo apparato di filoni leucocratici (BEARTH, 1952; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986; DAL PIAZ, 2001c, 2004, 2010) di età tardo-carbonifera (isocrona Rb-Sr:  $310 \pm 50$  Ma, HUNZIKER, 1970) e/o permiana inferiore (U-Pb SHRIMP su zircone:  $272 \pm 4$  Ma; LIATI *et alii*, 2001). Come si riscontra al meglio nel basamento sudalpino, nei complessi kinzigitici austroalpini e in quello, ad essi affine, del Monte Rosa-Gran Paradiso, i processi anatettici, l'attività dei fluidi e le condizioni P-T regionali tendono a riassetare la memoria isotopica di eventi tettono-metamorfici varisici o più antichi, giustificando l'esistenza di prevalenti o esclusive età radiometriche permo-triassiche, e comunque vicine a quelle delle manifestazioni magmatiche

maggiori. Il *fabric* metamorfico di alto grado e la diffusa migmatizzazione nel basamento pregranitico del Monte Rosa possono essere riferiti all'orogenesi ercinica in base all'età dei graniti intrusivi, alla datazione chimica Th-U-Pb di rare monaziti incluse in due granati prealpini (330 Ma, ENGI *et alii*, 2001) e all'evoluzione termo-barica dell'evento in discussione. Si noti che la maggior parte delle monaziti datate da ENGI *et alii*, (2001) nei parascisti a tetto del batolite si concentrano attorno a  $288 \pm 32$  Ma: esse sono riferibili all'effetto termico del corpo intrusivo piuttosto che ad un evento metamorfico di carattere regionale, permiano e/o mesozoico (HUNZIKER & BEARTH, 1969; FERRARA & INNENTI, 1974), ipotesi riprese da alcuni autori per ricostruire l'evoluzione tettono-metamorfica postvarisica nel dominio austro-sudalpino (LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993, 1999; DAL PIAZ & MARTIN, 1996; PENNACCHIONI & CESARE, 1998; REBAY & SPALLA, 2001; MAROTTA & SPALLA, 2007; MANZOTTI *et alii*, 2012). Tenui tracce del metamorfismo pregranitico sono presenti anche nei parascisti policiclici situati a tetto degli gneiss occhiadini nella cupola di Arcesa-Brusson (DAL PIAZ & GOVI, 1968; BISTACCHI *et alii*, 2001; Foglio Verres): questi litotipi contengono lenti e noduli di eclogiti retrocesse e sono analoghi a quelli del Monte Rosa, ma fortemente rielaborati dalla sovrainpronta polifasica alpina.

Sicuramente prewestfaliano (vincoli stratigrafici) è il metamorfismo regionale in facies anfibolitica preservato in varia misura nelle unità policicliche del Gran San Bernardo (Ruitor-Pontis, Siviez-Mischabel), rappresentate negli schemi a margine del foglio. A nord della Dora esso è documentato da *fabric* e/o da associazioni mineralogiche in facies anfibolitica a biotite-granato-staurolite  $\pm$  cianite nelle metapeliti del Mont Mort, unità del Ruitor (STELLA, 1902; THÉLIN, 1992; BUSSY *et alii*, 1996b; GIORGIS *et alii*, 1999; rilievi inediti per il Foglio Gran San Bernardo), e da associazioni eclogitiche rinvenute in Vallese nelle anfiboliti della piega-falda Siviez-Mischabel, in località Adlerflüe e Minugrat (BEARTH, 1978-80; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; RAHN, 1991; EISELE *et alii*, 1997). Le metapeliti di alto grado del Mont Mort, variamente preservate lungo lo spartiacque italo-svizzero nei pressi del Passo del Gran San Bernardo, mostrano una evoluzione prealpina polifasica a temperatura circa costante e pressione decrescente (esumazione): il primo stadio è caratterizzato dalla associazione granato-staurolite-biotite-muscovite-plagioclasio-quarzo  $\pm$  cianite (T: 550-600°C, P: 0.5-0.8 GPa), il secondo da sillimanite-andalusite-biotite-muscovite (T: 550-600°C, P: 0.2 GPa), con sviluppo finale di vene ad andalusite, segnalate da OULIANOFF & TRÜMPY (1958) vicino al Passo del Gran San Bernardo. Le unità di basamento policiclico

(Ergischhorn e Barneuzza) della falda Siviez-Mischabel sono costituite da parascisti con pervasiva sovrainpronta alpina e relitti di granato almandino, muscovite, biotite, plagioclasio e feldspato potassico e da lenti di metabasiti in facies anfibolitica a pargasite-zoisite-plagioclasio, contenenti nuclei di più antiche associazioni eclogitiche a granato-omfacite-fengite-rutilo  $\pm$  cianite, in parte retrocesse (T: 650°C, P: 1.5-2.0 GPa; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; RAHN, 1991).

Il metamorfismo in facies anfibolitica dei paragneiss del Mont Mort è riferibile, come quello del Pillonet, all'orogenesi varisica in base alle età U-Pb della monazite e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  della muscovite, rispettivamente di  $330 \pm 2$  Ma (picco termico) e di 310-290 Ma (BUSSY *et alii*, 1996b; GIORGIS *et alii*, 1999), analoghe a quella ottenuta nel basamento prenamuriano del Brianzone ligure (327 Ma, GAGGERO *et alii*, 2004). L'evento di HP non è datato: per confronto con le tholeiiti eclogitiche del basamento cristallino elvetico potrebbe essere riferito all'intervallo 470-440 Ma (BIINO, 1995; THÉLIN, 2001; RUBATTO *et alii*, 2001), più antico o coevo, secondo il modello geodinamico seguito, rispetto al magmatismo ordoviciano rappresentato dai metagranitoidi di Sapey-Modane ( $452 \pm 5$  Ma; BERTRAND *et alii*, 2000b), dagli gneiss occhiadini del Ruitor ( $465 \pm 11$  e  $460 \pm 7$  Ma; GUILLOT *et alii*, 2002) e da altri corpi intrusivi e subvulcanici esposti nel Foglio Gran San Bernardo (BERGOMI, datazioni U-Pb inedite).

A sud della Dora le unità policicliche del Ruitor e delle "zone interne" sono caratterizzate da relitti di eventi prealpini in facies eclogitica (CABY & KIENAST, 1989; DESMON, 1992: T  $\geq$  650°C, P  $\geq$  1.5 GPa, idem Siviez-Mischabel) e anfibolitica (BAUDIN, 1987; DESMONS, 1992; SCHIAVO, 1997, T: 650°C, P: 0.8 GPa), sfuggiti alla riequilibrio polifasica alpina in facies scisti blu e scisti verdi. La loro età è discussa, varisica o più antica: la presenza in Ambin, Vanoise, Valle d'Aosta e Vallese di corpi intrusivi e subvulcanici di età ordoviciana (GUILLOT *et alii*, 1991, 2002; BUSSY *et alii*, 1996a; BERTRAND *et alii*, 2000a) in unità precedentemente attribuite al "Permiano metamorfico" o in unità comunque prive di significativi relitti prealpini in facies anfibolitica pone seri problemi sulla natura (evento di basso grado) o sull'esistenza stessa del metamorfismo varisico nelle unità interne di questo dominio paleo-strutturale. Le tradizionali difficoltà di correlare le varie unità del sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo dalla Francia alla Svizzera attraverso la Valle d'Aosta (e.g., GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005; SARTORI *et alii*, 2006) sono state riconsiderate da GUILLOT *et alii*, (2004), suggerendo l'esistenza nell'assetto paleo-strutturale paleozoico del Sistema del Gran San Bernardo di due province igneo-metamorfiche appaiate: i) la cintura esterna (occidentale) Ruitor-Pontis, caratterizzata da corpi

intrusivi alluminosi di 480-450 Ma con metamorfismo varisico di alto grado; ii) la cintura interna (orientale) Vanoise-Fallère-Siviez-Mischabel (Mont Fort) caratterizzata da magmatismo alcalino di 520-480 Ma e da limitate tracce di un metamorfismo varisico di basso grado. Questa ricostruzione è confermata dall'età cambro-ordoviciana (SARTORI *et alii*, 2006, con rif. bibl.) attribuita ad unità sedimentarie ed ignee delle zone interne, prima ritenute di età permiana (*e.g.*, ELLENBERGER, 1958; CABY, 1968; DESMONS & MERCIER, 1993), unità quindi policicliche, ma con eventuale metamorfismo varisico in facies scisti verdi, analogo a quello alpino e quindi facilmente confondibile con esso, o di grado ancora più basso ed ora invisibile. L'ipotesi non è più contrastata dall'età del corpo di tonaliti-granodioriti in facies scisti verdi del Gran Nomenon (MALUSÀ *et alii*, 2005), la cui intrusione risale al limite tra Devoniano e Carbonifero (363-356 Ma, BERTRAND *et alii*, 2000; 360 Ma: GUILLOT *et alii*, 2012;  $371.5 \pm 1$  Ma, U-Pb zirconio: BERGOMI, inedito), non al Permiano come universalmente assunto in precedenza.

## 2. - EVENTI PERMO-MESOZOICI

L'esistenza di un metamorfismo permiano nelle Alpi occidentali, postulato da ELLENBERGER (1958) per presunti processi metasomatici nella Vanoise (gneiss di Sapey), è stata proposta da alcuni autori per spiegare le numerose età radiometriche permo-mesozoiche nel basamento di alto grado austroalpino e sudalpino ed il magmatismo bimodale permiano. Il modello proposto è quello di una crosta continentale fortemente assottigliata e perturbata in campo termico e isotopico ad opera della risalita di astenosfera e della messa in posto dei batoliti gabbrici permiani, intrusi e cristallizzati alla base della ridotta crosta felsica (*e.g.*, DAL PIAZ & ERNST, 1978; DESMONS & HUNZIKER, 1988; LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993, 1999; GARDIEN *et alii*, 1994; DAL PIAZ & MARTIN, 1998; DESMONS *et alii*, 1999c; REBAY & SPALLA, 2001; RODA & ZUCALI, 2008; BALETTI *et alii*, 2012; MANZOTTI & ZUCALI, 2012; MANZOTTI *et alii*, 2012).

Età U-Pb di circa 275 Ma sono state ottenute su zirconi delle kinzigiti della Serie di Valpelline (ZUCALI *et alii*, 2011). Le granuliti coronitiche dei metagabbri di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983) potrebbero rientrare in questo gruppo per l'età permiana dello zirconio (BELTRANDO *et alii*, 2009b) e per analogia con le granuliti mafiche della Zona d'Ivrea (*e.g.*, QUICK *et alii*, 1994). Coroniti di alto grado si osservano anche nei litotipi meglio preservati dei metagabbri e delle ultramafiti cumulitiche con protoliti di età permiana della falda

Dent Blanche: i) corpo del Cervino: corone di reazione tra olivina e plagioclasio calcico formate da ortopirosseno e da simplectiti di anfibolo edenitico e spinello vermicolare (fig. 76; DAL PIAZ *et alii*, 1977); ii) corpo della Sassa: sviluppo di anfiboli edenitico-orneblendici su pirosseni e anfiboli magmatici e variazione della loro composizione, indicativi di una riequilibrio in facies anfibolitica a pressione decrescente (BALETTI, 2003; BALETTI *et alii*, 2012), con stime termobariche ottenute in base al contenuto in Ti (T: 700-630°C) e Al (P: 0.30-0.20 GPa) dell'anfibolo secondario. Seguono, in entrambi i casi, trasformazioni mineralogiche in facies scisti verdi di età incerta.

Le anisotropie planari prealpine sono di tipo magmatico nei corpi intrusivi e metamorfico nei paragneiss. Esse sono associate a o tagliate da *detachment* estensionali milonitico-cataclastici che hanno favorito la circolazione dei fluidi, l'evoluzione della crosta profonda e la sua progressiva esumazione. Esempio convincente sono le miloniti prealpine in facies anfibolitica presenti nell'unità kinzigitica del lembo del Mont Mary (MYSe), al limite tra i fogli Chatillon e Monte Cervino (PENNACCHIONI & CESARE, 1998; PENNACCHIONI *et alii*, 2001). Esse contengono quarzo, biotite II, muscovite, plagioclasio, granato, ilmenite, grafite  $\pm$  sillimanite, indicano condizioni di relativa bassa pressione (P: 0.45-0.25 GPa, T: 580-510°C) e sono attribuibili a una fase tettonica prealpina di estensione ed esumazione di possibile età tardo permiana e/o triassica, probabilmente la stessa che ha giustapposto lateralmente i gabbri e i granitoidi permiani della Serie di Arolla, allocati in origine a livelli strutturali diversi. Analogo significato geodinamico è attribuibile alle miloniti con associazioni di bassa-P ed alta-T presenti nel corpo ultramafico incluso nei micascisti eclogitici del M. Emilius (BENCIOLINI, 1996). Altre foliazioni milonitiche in facies scisti verdi sono probabilmente il prodotto dell'inversione alpina delle faglie normali a basso angolo che hanno generato l'iperestensione del margine continentale passivo adriatico secondo modelli sbocciati in questi ultimi anni (FROITZHEIM & MANATSCHALL, 1996; DAL PIAZ, 1999; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b; FERRANDO *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b, 2012): l'ipotesi è sostenuta dalla tettonica regionale e dall'esistenza nelle zone di taglio di *pattern* strutturali polifasici molto complessi (*e.g.*, PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; RODA & ZUCALI, 2008; BALETTI *et alii*, 2012).

Mancano evidenze dirette (strutture e minerali) del metamorfismo di ambiente oceanico descritto in alcune metabasiti delle Alpi Cozie (MÉVEL *et alii*, 1978) e Pennine (BARNICOAT & BOWTELL, 1995), ad eccezione di nuclei relitti di

anfibolo bruno in qualche metagabbro. Non mancano tuttavia le prove indirette. Il processo era certamente diffuso nell'intera Zona Piemontese, tenuto conto degli estesi fenomeni di idratazione a varia termalità documentati, anche su base geochimica, in numerosi litotipi della *suite* ofiolitica: peridotiti serpentizzate, cloritosciti, glaucofaniti a lawsonite (ex), prasiniti ed ovariditi di origine basaltica, depositi idrotermali a Cu-Fe e Mn. Ai fluidi attivi durante la serpentizzazione oceanica delle peridotiti sono imputabili i fenomeni di alterazione metasomatica segnalati dai gabbri rodingitici, poi ricristallizzati durante l'orogenesi alpina: come indicato nei capitoli III e IV, questi processi sono caratterizzati dal fortissimo aumento del tenore in CaO e dalla diminuzione del tenore in alcali sino a valori prossimi a zero (DAL PIAZ, 1969b; LI, 2002; LI *et alii*, 2004; ZANONI *et alii*, 2011).

### 3. - METAMORFISMO ALPINO

Il quadro del metamorfismo alla scala 1:600.000 a margine del foglio e in figura 100 distingue: i) unità continentali e oceaniche con associazioni mineralogiche di UHP e/o HP (eclogiti) sostanzialmente simili, ma diacrone, di età sia cretacea superiore (Sesia-Lanzo), sia eocenica (*Lower austroalpine outliers* della Dent Blanche *s.l.*, Zermatt-Saas, Monte Rosa), separate da un *gap* temporale di 25-30 Ma; ii) unità continentali ed oceaniche con associazioni mineralogiche di relativa HP (scisti blu, scisti verdi a glaucofane) di età cretacea superiore (*Upper austroalpine outliers*), cretacea sup.-eocenica inf. (Zona del Combin), eocenica (Gran San Bernardo); iii) unità continentali ed ofiolitiche di età discussa (Pennidico esterno, Zona Sion-Courmayeur, Zona Vallesana) con metamorfismo in facies eclogitica e scisti blu (NIGGLI *et alii*, 1978; FREY *et alii*, 1979; BIGI *et alii*, 1990; BOUSQUET *et alii*, 2002, 2004; GOFFÉ *et alii*, 2004; DESMONS *et alii*, 2004a-b; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

#### 3.1. - METAMORFISMO DI SUBDUZIONE

##### 3.1.1. - *Upper Austroalpine outliers*

Rari relitti mineralogici di un metamorfismo di subduzione in facies scisti blu ad epidoto sono segnalati nel lembo della Dent Blanche in Vallese (Mt Dolin: AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1988, 1999) e in Valpelline (KIENAST & NICOT, 1971; CESARE, 1987; DE LEO *et alii*, 1987; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BALETTI, 2003; RODA & ZUCALI, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; BALETTI *et alii*, 2012), nel lembo Mont Mary-Cer-

vino (DAL PIAZ *et alii*, 1977; CANEPA *et alii*, 1990; SCHIAVO, 1992; HÖPFER, 1997), nella Zona di Roisan in Valtournenche (BALLÈVRE & KIENAST, 1987; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012) e, con diffusione relativamente maggiore, nel lembo del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a) in cui, come ricordato, è stata datata la mica fengitica coesistente con anfiboli sodici (75-74 Ma; CORTIANA *et alii*, 1998). Negli gneiss della Serie di Arolla, nelle metabasiti e nei micascisti (Pillonet) le associazioni relitte sono costituite, in prevalenza, da anfiboli sodici e fengite (Si: 3.5-3.6 atomi p.f.u.)  $\pm$  pirosseni augitico-egirini, mentre nelle quarziti a Fe-Mn della comba di Cignana si osservano anfiboli sodici (crossiti a forte tenore in Fe<sup>3+</sup>, magnesioriebeckiti), granato, ematite  $\pm$  epidoto e stilpnomelano. Negli scisti albitico-micacei e negli gneiss minuti dell'unità inferiore del Mont Mary (lago di Arpisson, Blavy) sono presenti relitti di glaucofane, Fe-glaucofane e crossite ed anfiboli zonati con nucleo di riebeckite e periferia di glaucofane (CESARE 1987; ZAGGIA, 1987).

Le prime valutazioni termobariche dell'impronta alpina di relativa HP risalgono a KIENAST & NICOT (1971) che hanno proposto T: 500-400°C e P: 0.8-0.7 GPa per lo sviluppo dell'associazione cloritoide-cianite nelle metapeliti del complesso kinzigitico del lembo della Dent Blanche. Analisi di Fe-cloritoide in associazione con clorite (ex biotite) e con sericite (ex staurolite) nel complesso kinzigitico del Mont Mary sono riportate da CESARE (1987).

Per la Serie di Arolla, stime petrologiche basate essenzialmente sul contenuto in Si della mica bianca indicano valori attorno a T: 450°C e P: 1.2 GP nei lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino, leggermente inferiori a quelli proposti da HÖPFER (1997) nel settore interno della falda Dent Blanche e da RODA & ZUCALI (2008) nel massiccio del M. Morion, rispettivamente T: 500°C - P: 1.4 GPa e T  $\leq$  550°C - P  $\leq$  1.4 GPa; valori di T: 460-390°C e P: 1.0-0.6 GPa sono riportati nella bella tesi di BALETTI (2003) per l'associazione winchite-glaucofane, fengite ed epidoto che definisce la foliazione alpina S<sub>1</sub> nella comba della Sassa.

##### 3.1.2. - *Lower Austroalpine outliers*

Relitti eclogitici di età eocenica sono diffusi nel Lembo di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), unico *outlier* eclogitico compreso nel foglio assieme alla piccola scaglia di Crebuchette. Analoghe e coeve associazioni di HP sono presenti nei lembi di Chatillon, St Vincent, Grun-Vollon e, a sud della faglia Aosta-Ranzola, in quelli del Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel-Verres e soprattutto del M. Emilius (figg. 52, 61), ove l'impronta eclogitica è

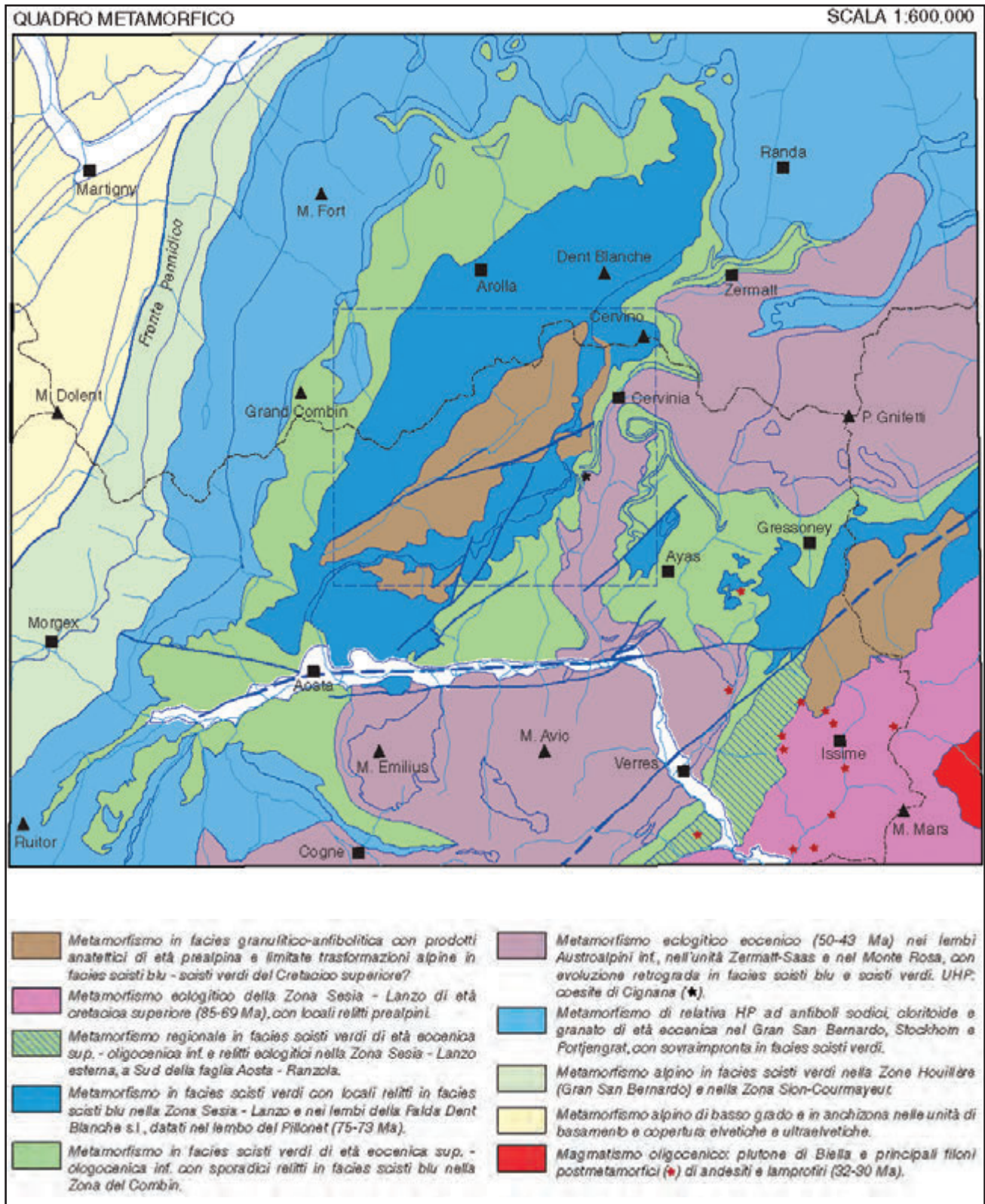


Fig. 100 - Inquadramento metamorfico regionale alla scala 1:600.000.  
- Regional metamorphic map at 1:600,000 scale.

più diffusa e meglio preservata (BEARTH *et alii*, 1980; DAL PIAZ *et alii*, 1983, 2001, 2010; PENNACCHIONI, 1996; SCAMBELLURI *et alii*, 1998). Lo schema a mar-

gine della carta li raffigura tutti con il simbolo del metamorfismo eclogitico di età eocenica, esteso anche all'unità ofiolitica di Zermatt-Saas (49-43 Ma)

e alla sottostante falda del Monte Rosa (44 Ma): si tratta di eclogiti felsiche e mafiche caratterizzate da relitti mineralogici della fase progradata (inclusi nel granato) e da una evoluzione in facies scisti blu II a epidoto (retrogradata) e/o in facies scisti verdi (38-35 Ma), da blanda a pervasiva.

Il metamorfismo di HP descritto nel lembo di Etirol-Levaz (fig. 51; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986) è osservabile in metapeliti, piccoli inclusi di micascisti eclogitici in gneiss granitici e soprattutto in metabasiti derivate da protoliti gabbri di probabile età permiana, con associazioni rispettivamente di:

i) granato-omfacite-quarzo-fengite-rutilo  $\pm$  glaucofane, ii) quarzo-granato-omfacite-fengite  $\pm$  albite, iii) omfacite-granato-talco  $\pm$  cianite, cloritoide, clorite, fengite, corindone. L'età eocenica è definita da datazioni concordanti con i metodi Rb-Sr sulla mica chiara ( $47 \pm 0.9$  -  $45 \pm 0.7$  Ma; DAL PIAZ *et alii*, 2001) e U-Pb sulla periferia di zirconi tardo-permiani ( $47.5 \pm 1.0$  Ma, BELTRANDO *et alii*, 2010b). Le condizioni termobariche del metamorfismo eclogitico nel lembo di Etirol-Levaz ( $550^\circ\text{C}$  -  $1.5$ - $1.6$  GPa; KIENAST, 1983) sono analoghe a quelle stimate a quei tempi negli altri *lower Austroalpine outliers* e nelle ofioliti eclogitiche della Zona di Zermatt-Saas ad essi associate, il cui picco di pressione è stato poi elevato a valori di  $2.3$ - $3$  GPa (BUCHER *et alii*, 2005; GROPPA *et alii*, 2009).

### 3.1.3. - Zona Piemontese

*Zermatt-Saas* - È costituita da unità coerenti di litosfera oceanica con metamorfismo di subduzione in facies eclogitica, espresso con particolare evidenza dal gruppo di metabasiti in cui eclogiti a granato-omfacite-rutilo e glaucofaniti granatiferi sono i termini estremi. L'impronta metamorfica di HP è riconoscibile anche nei sedimenti, con associazioni a granato, fengite  $\pm$  glaucofane, Mg-cloritoide e, in qualche caso, con l'associazione granato-piroseno giadeitico-quarzo-fengite (Valtournenche e Val d'Ayas, DAL PIAZ *et alii*, 1979b), con le quarziti eclogitiche di St Marcel (TUMIATI, 2005; MARTIN *et alii*, 2008) e con quelle di UHP del Lago di Cignana (REINECKE, 1991; FORSTER *et alii*, 2004; GROPPA *et alii*, 2009). Appare poco fondata l'ipotesi di BOUSQUET (2008) secondo cui la Zona di Zermatt-Saas sarebbe un *melange* di corpi eclogitici imballati in una matrice di metasedimenti in facies scisti blu, affine alla *Franciscan Fm* della California. D'altro canto, è poco probabile che la Zona di Zermatt-Saas sia un'unica enorme scaglia (larga 60 km) di litosfera oceanica staccata dallo *slab* a profondità di 70-80 km e rimasta integra durante l'esumazione (ANGIBOUST *et alii*, 2009), essendo piuttosto

un insieme discreto di unità coerenti, di dimensioni varie, spesso non ben delimitabili, comunque analoghe nei caratteri litostratigrafici e nelle stime delle traiettorie P-T e/o delle condizioni di picco, distinguibili sul terreno solo in base alla presenza di limiti milonitici. In molti casi appare aleatorio stabilire se la loro individuazione come unità tettono-metamorfiche indipendenti sia significativa e, nel caso risulti tale, sia attribuibile alla fase progradata oppure a quella decompressionale.

In Vallese ed in Valle d'Aosta il picco eclogitico della Zona di Zermatt-Saas ha fornito stime in parte contrastanti, con variazioni legate in prevalenza al progressivo raffinamento dei termobarometri (fig. 101A). A nord della faglia Aosta-Ranzola: 1) Allalin, Saas-Fee, gabbro eclogitico a Mg-cloritoide (CHINNER & DIXON, 1973), T:  $570$ - $700^\circ\text{C}$ , P: 15 kb; 2) Zermatt, metabasalti e metagabbri eclogitici (FRY & BARNICOAT, 1987), T:  $550$ - $600^\circ\text{C}$ , P: 17.5-20 kb; 3) Breuil-St Jacques, metabasalti e metagabbri eclogitici (ERNST & DAL PIAZ, 1978), T:  $470 \pm 50^\circ\text{C}$ , P:  $10 \pm 2$  kb, bassa attività di  $\text{H}_2\text{O}$ ; scisti blu retrogradi: T:  $450 \pm 50^\circ\text{C}$ , P > 7 kb; scisti verdi (prasiniti): T:  $400 \pm 50^\circ\text{C}$ , P:  $3 \pm 2$  kb, con alta attività di  $\text{H}_2\text{O}$ . Tra la faglia Aosta-Ranzola e il massiccio del Gran Paradiso, la coppia granato-piroseno in eclogiti mafiche e in metasedimenti delle coperture sopraoceaniche hanno fornito valori compresi tra  $420$  e  $600^\circ\text{C}$ , con *cluster* a  $450$ - $500^\circ\text{C}$  (MARTIN-VERNIZZI, 1982; BALDELLI *et alii*, 1985; MOTTANA, 1986; BATTISTON *et alii*, 1987; BENCIOLINI *et alii*, 1987; TARTAROTTI, 1988; MARTIN & TARTAROTTI, 1989; NOVO *et alii*, 1989; TARTAROTTI & CAUCIA, 1993); queste stime sono simili a quelle ottenute per il coevo metamorfismo eclogitico nei già citati *lower Austroalpine outliers*. Temperature dell'ordine di  $450$ - $550^\circ\text{C}$  sono ritenute consistenti con l'associazione glaucofane-Mg cloritoide-talco, in assenza di cianite e coesite, e sono rappresentative di condizioni eclogitiche a P: 1.5 GPa. Condizioni P-T più elevate (T:  $550$ - $600^\circ\text{C}$ , P >  $1.5$ - $2.0$  GPa) sono state calcolate in metabasiti con associazioni eclogitiche a granato-omfacite-cloritoide-zoisite-talco e a granato-omfacite-cianite-clinozoisite  $\pm$  talco (OBERHÄNSLI, 1980; BARNICOAT & FRY, 1986; GANGUIN, 1988; SPALLA *et alii*, 1996; BOCCHIO *et alii*, 2000; BOUSQUET *et alii*, 2004).

Nuove stime basate sull'analisi di pseudosezioni hanno elevato le condizioni di picco del metamorfismo di subduzione nella regione di Zermatt a valori di T:  $550$ - $600^\circ\text{C}$  e P:  $2.5$ - $3.0$  GPa (BUCHER *et alii*, 2005), al limite tra la facies delle quarzo-eclogiti e quella delle eclogiti a coesite. Nelle lave a *pillow* scoperte da BEARTH (1959) alla Pfulve, presso Zermatt, il nucleo dei cuscinetti è costituito da normali tipi eclogitici a granato-omfa-



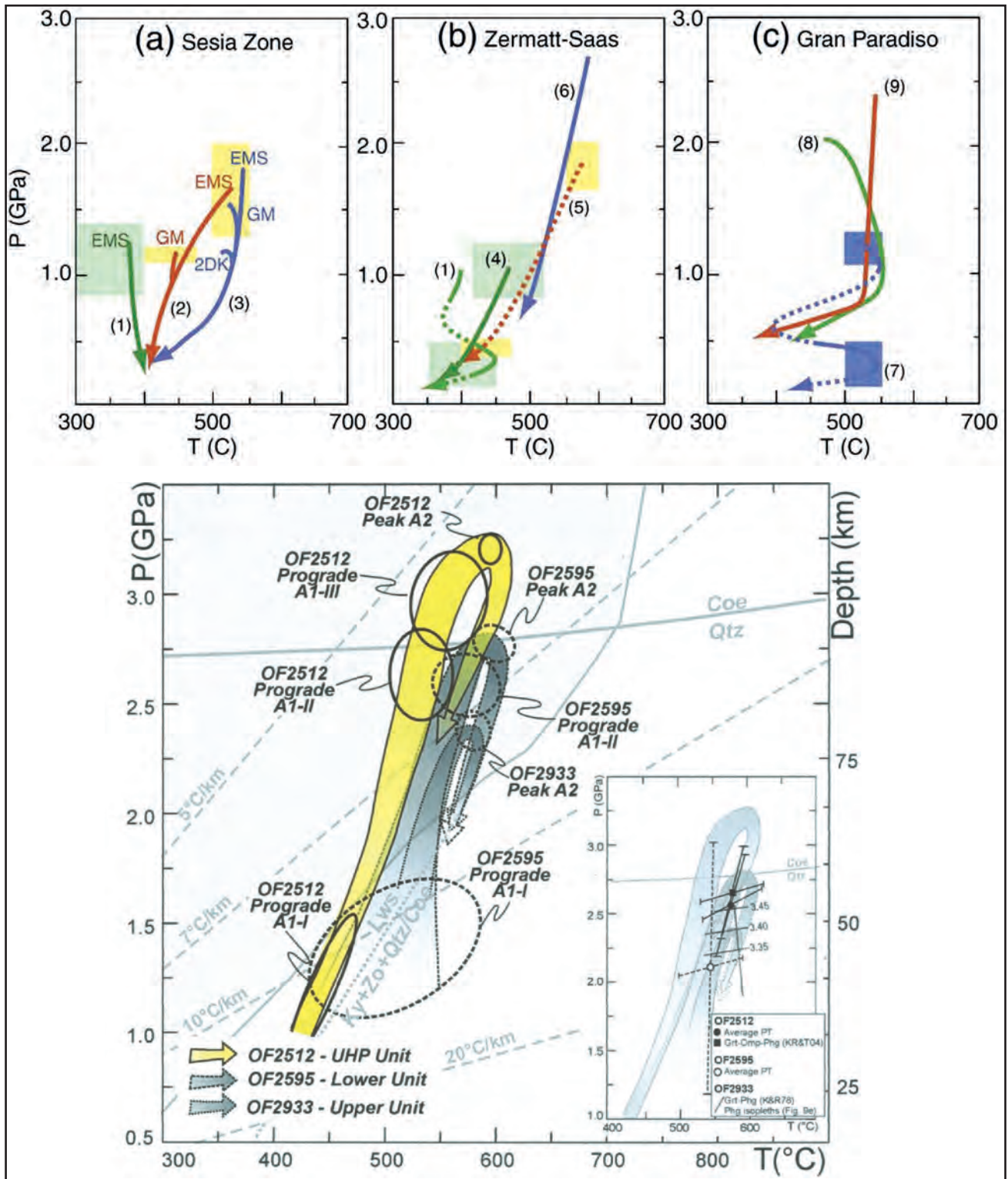


Fig. 101 - Metamorfismo di subduzione e stime petrologiche. (A) Quadro sinottico delle stime P-T proposte da vari autori per la Zona Sesia-Lanzo (a), la Zona di Zermatt-Saas (b) e il Gran Paradiso (c), compilato da BELTRANDO *et alii* (2010a): 1) BOCQUET, 1974; 2) POGNANTE, 1989; 3) KONRAD-SCHMOLKE *et alii*, 2006; 4) ERNST & DAL PLAZ, 1978; 5) CARTWRIGHT & BARNICOAT, 2002; 6) BUCHER *et alii*, 2005; 7) BORGHI *et alii*, 1996; 8) LE BAYON *et alii*, 2006; 9) GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009. Si noti che, con l'evolversi della petrologia, i valori di P crescono a partire dalle prime stime degli anni 70' a quelle più recenti. (B) Traiettorie P-T dell'unità di UHP del lago di Cignana (OF2512) e delle unità circostanti a letto (OF2595) e a tetto (OF2933) della Zona di Zermatt-Saas (GROPPO *et alii*, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2013). Per confronto, nell'inserito sono riportati i vincoli PT stimati con metodi convenzionali (POWELL & HOLLAND, 1988) e confrontati con quelli ottenuti con l'analisi delle pseudosezioni.

- Subduction metamorphism and petrological estimates. (A) Synoptic view of P-T estimates suggested by various authors for the Sesia-Lanzo (a), Zermatt-Saas (b) and Gran Paradiso (c) nappes, compiled by BELTRANDO *et alii* (2010a): 1) BOCQUET, 1974; 2) POGNANTE, 1989; 3) KONRAD-SCHMOLKE *et alii*, 2006; 4) ERNST & DAL PLAZ, 1978; 5) CARTWRIGHT & BARNICOAT, 2002; 6) BUCHER *et alii*, 2005; 7) BORGHI *et alii*, 1996; 8) LE BAYON *et alii*, 2006; 9) GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009. Note that, following the evolution of petrology, P values are increased from the first results of the seventies to the recent estimates. (B) P-T path of the UHP Lago di Cignana unit (OF2512) and surrounding top (OF2595) and bottom (OF2933) units of the Zermatt-Saas Zone (GROPPO *et alii*, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2013). By comparison are inserted the PT constraints inferred from conventional methods (POWELL & HOLLAND, 1988) and compared with pseudosections estimates.

cite-rutilo, mentre il loro involucro, idrato in ambiente oceanico, è trasformato in scisti glaucofanici a mica bianca, clorite, epidoto, granato, carbonato. Vi sono quindi eclogiti e glaucofaniti sostanzialmente coeve, derivate da basalti con differente contenuto in H<sub>2</sub>O e formate da omfacite, granato, glaucofane, epidoto, dolomite ferrifera, Mg-cloritoide, talco, paragonite, clorite, rutilo in rapporti quantitativi molto variabili (e.g., DAL PIAZ & NERVO, 1971; BEARTH & STERN, 1979; DAL PIAZ & ERNST, 1978; OBERHÄNSLI, 1980; BUCHER *et alii*, 2005; ANGIBOUST & AGARD, 2010). L'originaria lawsonite, talora molto abbondante sia a nord che a sud della faglia Aosta-Ranzola, è segnalata da caratteristiche pseudomorfofosi a losanga di mica bianca-epidoto (FRY & BARNICOAT, 1987; MARTIN *et alii*, 2008; ANGIBOUST & AGARD, 2010, con rif. bibl.); da notare che esse non sono esclusive della matrice eclogitica, ma a volte sono incluse nel granato, appartenendo in questo caso ad una fase progradata, assieme ad anfiboli sodico-calcici ed epidoto. Le stime petrologiche più recenti sono sostanzialmente analoghe a quelle proposte per le metabasiti ed i metasedimenti a coesite (UHP) del Lago di Cignana (REINECKE 1991, 1998, T: 590-630°C, P: 2.6-2.8 GPa; FOSTER *et alii*, 2004; GROppo *et alii*, 2009, T: 590-605°C, P > 3.2 GPa), con un gradiente di 5-6°C/km, tipico di un ambiente di subduzione attiva. In figura 101B è riprodotto il diagramma P-T che GROppo *et alii* (2009) hanno costruito per illustrare l'evoluzione metamorfica dell'unità del lago di Cignana (UHP) e delle unità eclogitiche circostanti nell'ambito della Zona di Zermatt-Saas.

Analoghi valori sono stati ottenuti per il grande corpo di serpentiniti eclogitiche ad olivina-titanclinohumite-piroseno di Perrères-Valtournanche (T: 600±20°C, P > 2.5±0.3 GPa, mentre valori più bassi (550±50°C, 1.00±0.4 GPa) sono proposti per lo sviluppo dell'associazione serpentino, minerali opachi ± clorite, ilmenite e anfibolo che accompagna la fase deformativa F<sub>3</sub> (REBAY *et alii*, 2012).

L'evoluzione decompressionale a temperatura grosso modo costante e poi decrescente che accompagna l'esumazione dell'unità ofiolitica è caratterizzata da un *continuum* di trasformazioni metamorfiche con sviluppo di feltri uralitici, simplectiti a diopside e/o albite-barroisite, grandi blasti di glaucofane II con frequente disposizione *random*, zonati e con bordo di anfibolo blu-verde, seguiti da aggregati diablastici di albite-anfiboli calcici, paragonite, clorite, epidoto, biotite (BEARTH, 1967; DAL PIAZ & NERVO, 1971; ERNST & DAL PIAZ, 1978; BENCIO LINI *et alii*, 1984; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BUCHER *et alii*, 2004, 2005). Le maggiori trasformazioni sono legate a zone di

taglio duttile con marcata attività dei fluidi. Gli effetti delle trasformazioni finali in facies scisti verdi sono molto variabili, da quasi inesistenti a pervasivi.

*Zona del Combin* - Il metamorfismo nelle unità oceaniche ad affinità ligure esterna e in quelle di copertura ad affinità continentale (Pancherot-Cime Bianche, Frilhorn) nell'insieme di unità tettoniche riunite nella Zona del Combin è assai meno studiato di quello della Zona di Zermatt-Saas. La causa più probabile è la minore attrazione suscitata dai rari e mal conservati relitti mineralogici di relativa alta pressione sfuggiti alla monotona e ubiquitaria impronta regionale in facies scisti verdi. I relitti sono rappresentati da singoli cristalli o limitate associazioni di anfiboli sodici e sodico-calcici, fengite, paragonite, rutilo e talora granato, segnalati in metagabbri, metabasalti e metasedimenti affioranti nell'area dei fogli Monte Cervino (KIENAST, 1973; DAL PIAZ, 1974, 1976, 1999; DAL PIAZ & ERNST, 1978; BALDELLI *et alii*, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; SPERLICH, 1988), Monte Rosa (GOSSO *et alii*, 1979; VANNAY & ALLEMANN, 1990; REDDY *et alii*, 1999, 2003; MARTIN & CORTIANA, 2001), Aosta (CABY, 1981; POLINO *et alii*, 2012). Il granato, ove presente, è in genere ricco in molecola spessartina. Metagabbri in facies scisti blu a epidoto, massicci e a grana grossa, affiorano ai piedi del piccolo ghiacciaio della Forca, lungo la cresta omonima, sul versante di Cervinia (DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978), presso il laghetto di q. 2343 sul fianco sinistro del vallone della Forca (Ayas) e al M. Rothorn (DE GIUSTI *et alii*, 2004). Nei metabasalti tholeiitici in facies scisti verdi (prasiniti, ovariditi, anfiboliti albitiche) i rari anfiboli sodici relitti sono rappresentati da cristalli submillimetrici inclusi nei porfiroblasti di albite, spesso organizzati secondo un scistosità relitta, piana o ripiegata, discordante rispetto a quella in facies scisti verdi della matrice che marca la scistosità regionale S<sub>2</sub>; sono segnalati nel versante destro dell'alta Valtournanche (DAL PIAZ, 1976), al Gran Tournalin (MARTIN & CORTIANA, 2001) e nel Foglio Aosta (unità dell'Aouilletta, POLINO *et alii*, 2012; CABY, 1981). Anfiboli sodici sono infine comuni nelle quarziti e negli scisti quarziticci con mineralizzazione a manganese e/o a solfuri di Fe-Cu presenti in varie località della Zona del Combin, da Les Vorpilles (GLOM, 1977; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978), sul fianco destro dell'alta Valtournanche, a Lignan (BALDELLI *et alii*, 1983; SPERLICH, 1988), in Valle di St Barthélemy, all'Aouilletta (CABY, 1981) e, in Vallese, nei dintorni della Capanna Chanrion (BURRI *et alii*, 1998, 1999).

Gli anfiboli sodici analizzati da MARTIN & CORTIANA

(2001) nelle metabasiti del Combin sono glaucofani e crossiti generati nelle condizioni della facies scisti blu ad epidoto (T: 350-400°C, P: 0.6-0.7 GPa), detta anche degli scisti verdi a glaucofane (BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & KIENAST, 1987). Si rinven-gono in metabasiti derivate da protoliti gabbri e basaltici con rapporto  $FeO_{tot}/MgO$  compreso tra 2 e 3 (MARTIN & CORTIANA, 2001); la cristallizza-zione di Fe-glaucofane nei gabbri metamorfici ricchi in titanite è favorita dall'elevato tenore in Fe, mentre quella di glaucofane e crossite nei metabasalti ricchi in epidoto è favorita dalla perdita di Mg prodotta dal metamorfismo oceanico. Con tenori in Fe normali, i metagabbri sono in genere privi di minerali di HP.

Un granato di tipo almandino è presente nelle sequenze ofiolitiche situate a letto dell'unità Pan-cherot-Cime Bianche, nel settore compreso tra St Jacques e la Finestra di Cignana, indicate col nome di Zona di Zermatt-Saas superiore (*Zermatt-Saas top unit*, DAL PIAZ & ERNST, 1978; *Ayas* o *Upper Slice*, ANGIBOUST & AGARD, 2010) o del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2004; FORSTER *et alii*, 2004), termine quest'ultimo ritenuto più ap-propriato e utilizzato nello schema tettonico del foglio. Si noti che il granato dei micascisti cloriti-co-granatiferi a carbonato presenti nell'incas-sante del giacimento piritoso-cuprifero di Les Vorpilles contiene e preserva abbondanti pri-smetti geminati di Fe-cloritoide (diversi, anche nell'abito, dal Mg-cloritoide nelle associazioni eclogitiche).

Le condizioni fisiche dei relitti in facies scisti blu a epidoto (EVANS, 1990) o di transizione scisti verdi/scisti blu (BALLÈVRE *et alii*, 1986) della Zona del Combin in Valle d'Aosta ed in Vallese sono del-l'ordine di T: 350-400°C e P: 0.6-0.7 GPa (SPERLICH, 1988; MARTIN & CORTIANA, 2001) o di T: 300-450°C e P: 0.9 GPa (REDDY *et alii*, 1999), valori simili a quelli stimati per l'associazione relitta glaucofane-crossite-fengite nella sovrastante falda Dent Blanche *s.l.* (T ≤ 400°C, P: 0.7-0.8 GPa; BALLÈVRE & MERLE, 1993; CORTIANA *et alii*, 1998). Valori leg-germente più elevati (P: 1.00-1.10 GPa) si otte-nono applicando ai dati disponibili, editi ed inediti, i metodi più moderni di calcolo delle condizioni termobariche.

Nelle quarziti e scisti quarziticci permo-eotriasi-ci dell'unità Pancherot-Cime Bianche è segnalato un singolo ritrovamento di cianite lungo il versante italiano della cresta del Furggen, in un orizzonte di "*scistes à disthène et à muscovite*", di spessore me-trico (ROETLISBERGER, 1985), poco oltre il margine orientale del foglio: l'autore descrive cristalli blua-stri di cianite sia nei piani di scistosità, sia negli es-sudati di quarzo idrotermale. L'affioramento non è stato ritrovato.

L'associazione granato-cloritoide-fengite segna-lata nella zona di Entrelor a sud della Dora (Foglio Aosta) indica valori dell'ordine di T: 450°C e P: 1.2-1.4 GPa (BOUSQUET, 2007; BERGER & BOUSQUET, 2008). Analoghi relitti sarebbero presenti anche nel settore interno della Zona del Combin, su-bito a nord della Dora (BOUSQUET *et alii*, 2004, fig. 1), suggerendo l'esistenza di un gradiente me-tamorfico tra il settore esterno e quello interno dell'unità ofiolitica. Nella carta "*Metamorphic struc-ture of the Alps*" di OBERHÄNSLI *et alii* (2004) i due settori in discussione sono riferiti rispettivamente alla *blueschist facies* (BS: gl-lw-grt nelle metabasiti, carfolite-fengite ± pirofillite nei metasedimenti; T = 250-400°C; 0.8 < P < 1.5 GPa), come per la Dent Blanche, e a una *blueschist-eclogite transition* (BET: glaucofane-zoisite-granato ± cpx; gra-nato-Mg-cloritoide-cianite; granato-lawsonite-ky; T: 380-550°C, 1.3 < P < 1.8 GPa). La distinzione si basa su pseudomorfofi di carfolite segnalate da PFEIFER *et alii* (1991), in Val di Bagnes, a nord-est del lembo Dent Blanche, e sulla associazione granato-cloritoide ricco in Mg-fengite segnalata da BOUSQUET *et alii* (2004), in metapeliti albitiche fortemente retrocesse nel settore compreso tra Dent Blanche e Sesia-Lanzo, poco a nord della faglia Aosta-Ranzola, presso il contatto con le eclogiti della Zona Zermatt-Saas. L'ubicazione è generica, indicata da simboli in una mappa strut-turale a piccola scala che non distingue le due principali unità della Zona Piemontese. Siamo convinti che si tratti della Zona di Zermatt-Saas e quindi non documentata nel settore interno della Zona del Combin, a nord della linea Aosta-Ranzola, la supposta transizione verso la facies eclogitica, mentre confermiamo l'esistenza di un marcato *gap* del picco di pressione tra le unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas.

Le datazioni isotopiche dell'evento in facies sci-sti blu sono scarse, influenzate dalla vigorosa rie-laborazione in facies scisti veri e di significato non sempre chiaro. Sono disponibili in Valle d'Aosta e in Vallese alcune analisi K-Ar di miche bianche di-stribuite nell'intervallo 49-30 Ma, interprete come età di raffreddamento sotto i 400°C (DELALOYE & DESMONS, 1976; AYRTON *et alii*, 1982; HUNZIKER *et alii*, 1999). Analoga interpretazione può essere formulata per la datazione  $^{40}Ar-^{39}Ar$  dei relitti di anfibolo sodico nelle metabasiti del Gran Tournalin ( $43.0 \pm 0.3$  Ma; MARTIN & CORTIANA, 2001), valore peraltro molto vicino alle età più giovani ot-tenute nelle eclogiti di Zermatt-Saas e nel basa-mento del Monte Rosa.

Numerose analisi Rb-Sr e  $^{40}Ar-^{39}Ar$  di miche estratte da vari litotipi coinvolti nella zona di ta-glio duttile a carattere polifasico che marca il con-tatto tra Austroalpino (Sesia-Lanzo, Pillonet,

Dent Blanche) e Zona del Combin indicano una fase di accrezione e trasporto tettonico verso nord-ovest, tra 60 e 48 Ma, e una fase estensionale antitettonica tra 45 e 36 Ma (REDDY *et alii*, 1999, 2003). I valori maggiori sono prossimi alle età Rb-Sr (57-52 Ma) delle miche fengitiche analizzate nelle scaglie frontali della Zona Sesia-Lanzo in Val d'Ayas (CORTIANA *et alii*, 1998). Le strutture antitettoniche hanno carattere duttile-fragile e sono probabilmente più giovani.

### 3.1.4. - Monte Rosa e Gran San Bernardo

La falda pennidica interna del Monte Rosa e la "cupola" di Arcesa-Brusson, entrambe al di fuori del foglio, sono situate a letto della Zona di Zermatt-Saas e, assieme alla falda del Gran Paradiso, sono attribuite al dominio prepiemontese e al margine passivo europeo (figg. 36, 52, 100). Hanno un metamorfismo eclogitico di età eocenica (Gran Paradiso: Rb-Sr  $43.0 \pm 0.5$  Ma, MEFFAN-MAIN *et alii*, 2004; Monte Rosa: U-Pb  $42.6 \pm 0.5$  Ma, LAPEN *et alii*, 2007) ben preservato nei parascisti polimetamorfici, nei *boudins* di metabasiti in essi inclusi e nei caratteristici graniti miloniti in facies *white schists* a cianite-talco-cloritoide (DAL PIAZ, 1971b; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986; GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009). Le condizioni P-T stimate per il metamorfismo di HP variano da P > 1.8 GPa e T: 500-550°C a P: 1.9-2.7 GPa e T: 515-600°C (fig. 101A).

Età SHRIMP molto più giovani sono state recentemente ottenute su cristalli di monazite ( $37.4 \pm 0.9$  Ma) e di allanite ( $33.7 \pm 1.6$  Ma) appartenenti ai *silvery micaschists* del Gran Paradiso e riferite rispettivamente a una fase progradata e al picco del metamorfismo eclogitico (GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009). Questi valori sono analoghi all'età di 35 Ma ottenuta da RUBATTO & GEBAUER (1999) sullo zircone di quarziti micacee della zona del Gornergrat, riferita alla falda del Monte Rosa. Su queste basi, GABUDIANU RADULESCU *et alii* (2009), attribuiscono al picco eclogitico nel Gran Paradiso e nel Monte Rosa una età di 35-33 Ma. Tenuto conto che il margine continentale distale cui sono attribuiti Monte Rosa e Gran Paradiso dovrebbe entrare nella zona di subduzione prima del dominio Brianzese, l'ipotesi trova le difficoltà seguenti: i) i sedimenti più recenti delle coperture metamorfiche Brianzese sono dell'Eocene medio in Vanoise e probabilmente anche nella serie del Barrhorn, in Vallese (ELLENBERGER, 1958; SARTORI, 1990); ii) attorno a 35 Ma si sono verificati i noti fenomeni di *back-folding* o retroscorrimento duttile-clastico del prisma pennidico a livelli strutturali relativamente superficiali, consistenti con condizioni metamorfiche in facies scisti verdi,

dalla Valle d'Aosta (Grand Nomenon-Entrelor: FREEMAN *et alii*, 1995) al Vallese (Mischabel: BARNICOAT *et alii*, 1995; MARKLEY *et alii*, 1998, 1999); iii) il magmatismo oligocenico e la tettonica fragile che ha consentito l'apertura di vie di risalita indicano che il prisma collisionale attualmente visibile era in buona parte esumato e freddo a 32-30 Ma; iv) l'età di 35 Ma ottenuta da RUBATTO & GEBAUER (1999) si riferisce all'evoluzione post-eclogitica del Monte Rosa o, in alternativa, al metamorfismo in facies scisti blu se la zona del Gornergrat è attribuita alla falda del Mont Fort e quindi al Gran San Bernardo (ESCHER *et alii*, 1987, 1997; DAL PIAZ, 2001c).

Il Sistema tettonico del Gran San Bernardo è caratterizzato da una generale impronta metamorfica in facies scisti verdi di età terziaria e da associazioni relitte in facies scisti blu di vario tipo, variamente preservate nel basamento policiclico e nel tegumento postvarisico (BOCQUET, 1974; FREY *et alii*, 1974; DESMONS *et alii*, 1999b; BOUSQUET *et alii*, 2004; GOFFÈ *et alii*, 2004). Nelle carte metamorfiche più recenti sono state distinte una facies *blueschist* e una facies *upper blueschist*, caratterizzate rispettivamente da associazioni a glaucofane-lawsonite e a glaucofane-epidoto  $\pm$  granato, nelle rocce basiche, e da associazioni a carfolite-fengite  $\pm$  pirofillite ed a cloritoide-fengite  $\pm$  granato nelle metapeliti, indicative di condizioni di T: 300-400°C e  $0.8 < P < 1.5$  GPa, nel primo caso, e di T: 400-500°C e  $1.0 < P < 1.5$  GPa nel secondo (FREY *et alii*, 1974; DESMONS *et alii*, 1999b; GOFFÈ *et alii*, 2004, 2008; BOUSQUET *et alii*, 2004, 2008). In Valle d'Aosta e in Vallese le associazioni in facies scisti blu superiore sono presenti nel basamento polimetamorfico del Ruitor (BAUDIN, 1987; SCHIAVO, 1992; MALUSA *et alii*, 2005) e soprattutto nella falda del Mont Fort, con cloritoide, anfiboli sodici, epidoto, granato e fengite (SCHAER, 1959a; BEARTH, 1963; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993; THÉLIN *et alii*, 1994; CHESSEX, 1995; BURRI *et alii*, 1998; STECK *et alii*, 2001), mentre sembrano mancare nel basamento Siviez-Mischabel (effetto della pervasiva rielaborazione in facies scisti verdi?). La *Zone bouillère* (o permo-carbonifera assiale), unità esterna del sistema del Gran San Bernardo, è caratterizzata da metamorfismo in facies scisti verdi, con *gap* di pressione rispetto alla contigua unità del Ruitor (CABY *et alii*, 1978; BOUSQUET *et alii*, 2008).

### 3.1.5. - Pennidico esterno

Evidenze di un metamorfismo di HP sono note da tempo nelle unità pennidiche esterne del dominio vallesano (non presente nel foglio), con associazioni in facies scisti blu superiore a clori-

toide-granato descritte nel basamento, nelle metabasiti e nei metasedimenti del Versoyen (T: 425-500°C, P: 1.5-1.6 GPa; CANNIC, 1996; DESMONS *et alii*, 1999b; BOUSQUET *et alii*, 2002; BELTRANDO *et alii*, 2010), assieme a relitti in facies scisti blu di bassa temperatura nelle unità sottostanti (Sion-Courmayeur, Breccie di Tarentasia). Le eclogiti segnalate nella zona del Versoyen (*e.g.* CANNIC, 1996; BOUSQUET *et alii*, 2002) sono ubicate in scaglie di basamento e forse riferibili a eventi orogenici prealpini (BELTRANDO, *com. pers.*).

### 3.2. - METAMORFISMO BARROVIANO

La zona di subduzione fossile esumata nel prisma collisionale austroalpino-pennidico è caratterizzata da una sovraimpronta tettono-metamorfica regionale di tipo barroviano che maschera, in parte o completamente, le associazioni eclogitiche e in facies scisti blu di età cretacea superiore ed eocenica descritte in precedenza. Essa conclude il *continuum* di trasformazioni decompressionali, a partire da quelle in facies scisti blu II (posteclogitiche), che accompagnano la progressiva esumazione delle unità di HP, sviluppando trasformazioni e nuove associazioni mineralogiche in facies scisti verdi nelle unità esposte in valle d'Aosta e nel Vallese. Non si tratta di un metamorfismo "esotico" o "trasportato", come lo è quello di HP, formatosi nella zona di subduzione e poi traslato durante l'esumazione e l'appilamento finale delle falde, ma è un evento posteriore alla strutturazione del prisma collisionale, come attestato dal progressivo aumento di grado termico procedendo verso il basso della catena e dalle isograde che tagliano in discordanza molti limiti tettonici tra le falde: lo si osserva all'interno della falda Monte Rosa dove le trasformazioni albite-oligoclasio e cloritoide-stauroilite marcano il passaggio dalla facies scisti verdi a quella anfibolitica (BEARTH, 1958; FREY *et alii*, 1974; ENGI *et alii*, 2001).

Nel foglio Monte Cervino e nelle zone circostanti, rappresentate nello schema a margine (fig. 100), il metamorfismo in facies scisti verdi del prisma austroalpino-pennidico è caratterizzato, da tetto a letto, dalle seguenti associazioni mineralogiche principali:

*Lembi austroalpini superiori* - Kinzigiti, Gneiss di Arolla, Zona di Roisan: albite-miche bianche-epidoto-clorite-anfiboli calcici, biotite oliva e/o stilpnomelano, granato ricco in spessartina.

*Zona del Combin* - Calcescisti *s.l.*: miche bianche, clorite, albite, epidoto; metagabbri: actinolite, clinozoisite, clinocloro, albite  $\pm$  mica bianca; metabasalti: albite, actinolite, clorite, epidoto, titanite, struttura prasinitica.

*Lembi austroalpini inferiori e Zona di Zermatt-Saas* - Micascisti, marmi impuri e calcescisti: albite, miche bianche, clorite, epidoto; eclogiti-glaucofaniti: anfiboli calcici, albite, clorite, clinozoisite, epidoto, miche chiare, biotite oliva, titanite.

*Monte Rosa e Arcesina-Brusson* - Parascisti: muscovite, biotite rosso-bruna, albite, oligoclasio, epidoto, anfiboli calcici, granato; eclogiti: albite, orneblenda, clorite, epidoto, titanite.

*Gran San Bernardo* - Associazioni analoghe a quelle della Zona del Combin.

*Zone esterne* - Le unità *elvetiche* presenti nell'Inquadramento metamorfico comprendono il basamento cristallino di parte del Monte Bianco e delle Aiguilles Rouges e unità di copertura permo-cenozoiche (ANTOINE, 1971; FREY *et alii*, 1974, 1999; ANTOINE *et alii*, 1978). Il granito del Monte Bianco è caratterizzato da una debole e discontinua impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi di basso grado, con associazioni a quarzo, albite, muscovite, biotite, clorite, epidoto e stilpnomelano, e da vene idrotermali di quarzo  $\pm$  clorite, muscovite, adularia e calcite: le vene hanno età isotopiche Rb-Sr e K-Ar di 18-13 Ma e sono coeve con zone di taglio che accompagnano l'esumazione delle scaglie di basamento (BOUSQUET *et alii*, 2004, ROSSI *et alii*, 2005; GLOTZBACH *et alii*, 2011, con rif. bibl.). Le successioni clastiche terziarie delle falde elvetiche ad occidente dei massicci cristallini mostrano associazioni in facies zeolitica (DESMONS *et alii*, 1999a).

### 3.3. - ATTIVITÀ IDROTERMALE OLIGOCENICA

La presenza e l'attività dei fluidi sono un fattore fondamentale per lo sviluppo dei processi metamorfici, l'innescio e la distribuzione delle deformazioni nelle fasi di *rifting* continentale e *drifting* oceanico e durante l'intera orogenesi alpina, con tracce evidenti nelle rocce eclogitiche e in facies scisti verdi. L'attività idrotermale successiva al metamorfismo barroviano e alle deformazioni duttili associate ha la massima espressione macroscopica nella genesi delle breccie di faglia listvenitiche e dei filoni di quarzo aurifero diffusi nei Fogli Chatillon, Monte Rosa e Verres (BISTACCHI *et alii*, 2001, con rif. bibl.): queste manifestazioni, di dimensioni imponenti soprattutto lungo la linea tettonica Aosta-Ranzola, sono posteriori alla scistosità regionale S<sub>2</sub> e, ove datate, sono coeve con il magmatismo postcollisionale di età oligocenica. Oltre ai consueti fluidi acquosi ricchi in silice, si registra una forte attività di CO<sub>2</sub> di origine profonda, documentata nell'Oligocene dalla estesa carbonatizzazione di alcuni lamprofiri e soprattutto dei frammenti di serpentinite antigoritica in molte breccie di faglia listvenitiche.