

Geologia dell'Ambiente

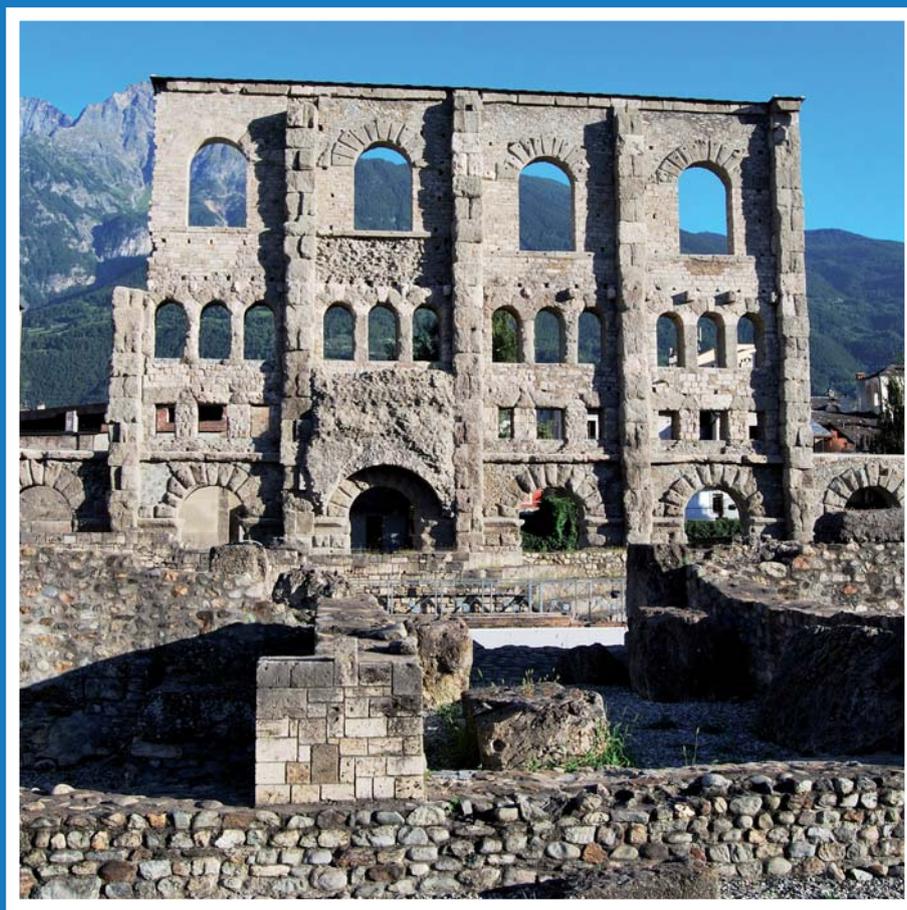
Periodico trimestrale della SIGEA
Società Italiana di Geologia Ambientale



Supplemento al n. 2/2017

ISSN 1591-5352

Poste Italiane S.p.a. - Spedizione in Abbonamento Postale - D.L. 353/2003 (conv. in L. 27/02/2004 n° 46) art. 1 comma 1 - DCB Roma



Atti del convegno nazionale Geologia urbana di Aosta

Aosta, 28 ottobre 2016

A cura di LUCIANO MASCIOCO

La geologia della Conca d'Aosta: il substrato

MARCO G. MALUSÀ
Dipartimento di Scienze Ambiente e Territorio e
Scienze della Terra
Università di Milano-Bicocca
E-mail: marco.malusa@unimib.it

1. INTRODUZIONE

La città di Aosta è ubicata in corrispondenza di uno dei transetti meglio studiati della catena alpina (e.g., Argand, 1911; Hermann, 1937; Dal Piaz *et al.*, 1983; Elter, 1987; Polino *et al.*, 1990; Beltrando *et al.*, 2010a, con bibl. rel.). Il suo substrato pre-quaternario è il risultato della complessa evoluzione che vede la formazione, a partire dal Giurassico, di due margini continentali separati dal bacino oceanico ligure-piemontese, o Tetide alpina: il paleomargine europeo, a nord-ovest, e il paleomargine adriatico, a sud-est (e.g., Lemoine *et al.*, 1986; Manatschal, 2004). A partire dal Cretaceo, la progressiva subduzione della crosta oceanica ligure-piemontese al di sotto della placca adriatica, seguita dalla subduzione dell'adiacente crosta continentale assottigliata ad affinità prevalentemente europea, ha dato origine ad un prisma di accrezione composito (e.g., Schmid *et al.*, 2004; Malusà *et al.*, 2015, con bibl. rel.), che include rocce metamorfiche che hanno subito, nell'ambito di un ampio spettro di condizioni di pressione e temperatura, una storia deformativa polifasica in condizioni sia duttili che fragili (e.g., Compagnoni & Maffeo, 1973; Rubatto *et al.*, 1998; Groppo *et al.*, 2009). In questa breve nota, verranno illustrati gli aspetti salienti dell'evoluzione del prisma di accrezione alpino lungo il transetto valdostano (Fig. 1), a partire dalle prime fasi di subduzione fino alle ultime fasi di sollevamento ed erosione, con particolare attenzione ai fattori che ne hanno determinato l'attuale complessità litologica e strutturale.

2. L'EREDITÀ GIURASSICA E L'EVOLUZIONE SINMETAMORFICA

Nelle Alpi occidentali, le unità metamorfiche alpine affiorano all'interno della cosiddetta zona assiale, cioè nella porzione di catena delimitata a est dalla Linea Insubrica e ad ovest dal Fronte Pennidico (Fig. 2) (e.g., Polino *et al.*, 1990). Le rocce prive di sovraimpronta metamorfica post-varisica che affiorano ad ovest del Fronte Pennidico, ovvero i Massicci Cristallini Esterni e le successioni di copertura elvetiche, sono ascrivibili dal punto di vista paleogeografico al paleomargine europeo non assottigliato. All'interno della catena assiale affiorano invece

unità metamorfiche di grado progressivamente crescente procedendo da ovest verso est (Fig. 1), ascrivibili a porzioni progressivamente più distali ed iperestese del paleomargine europeo e dell'antistante dominio oceanico, note in letteratura come unità ultraelvetiche, vallesane, Brianzoni e piemontesi (e.g., Dal Piaz *et al.*,

2003; Beltrando *et al.*, 2010b, con bibl. rel.). La catena assiale include inoltre unità derivanti del paleomargine adriatico (unità austroalpine, es. Sesia-Lanzo e Dent Blanche), classicamente distinte dalle unità di pertinenza europea per la presenza di rocce riconducibili a sezioni di crosta inferiore. L'esumazione di crosta inferio-

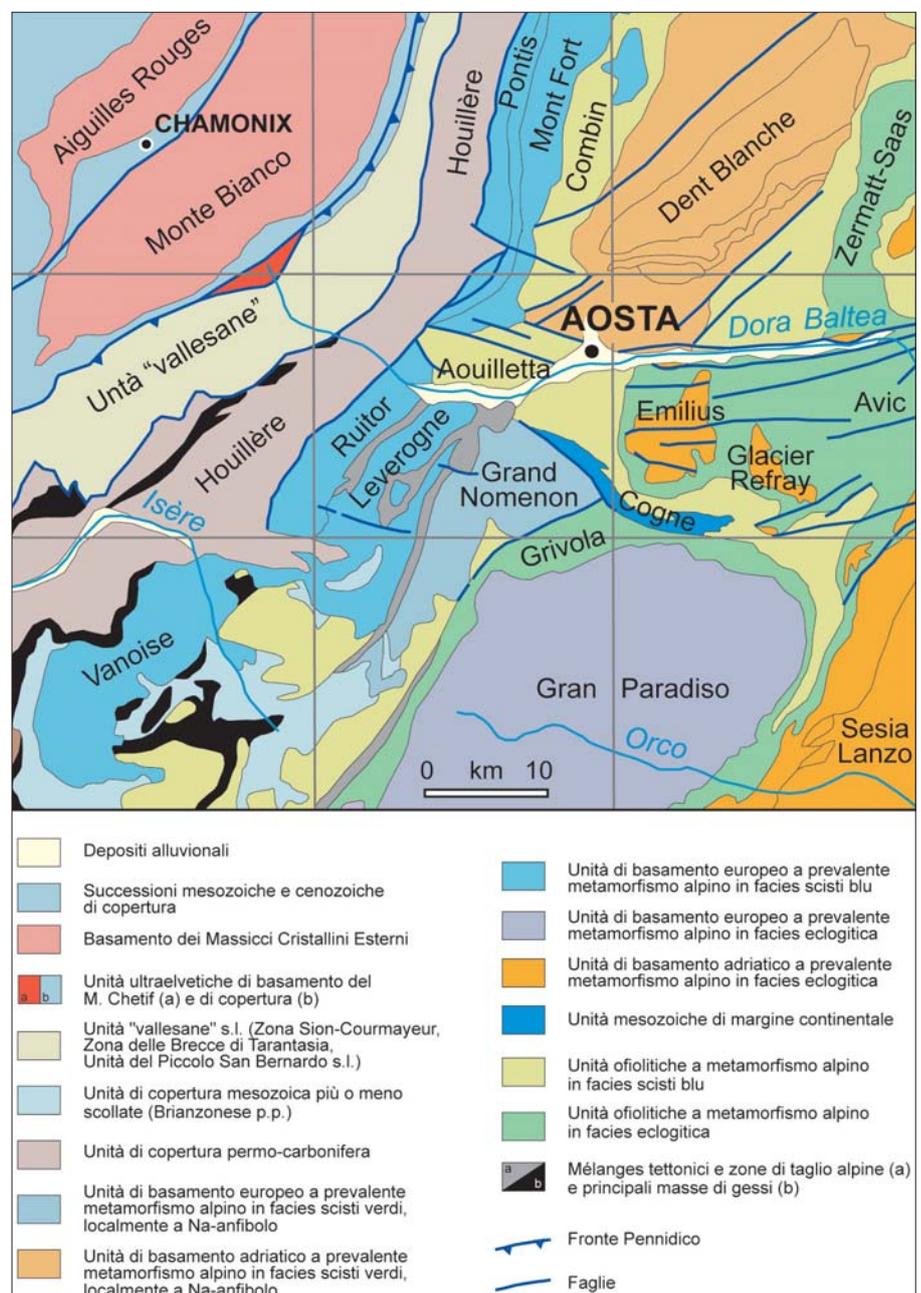


Figura 1 – Schema tettonico della conca di Aosta e delle aree limitrofe. In grigio sono indicati i limiti dei nuovi fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (modificato da Polino *et al.*, 2012)

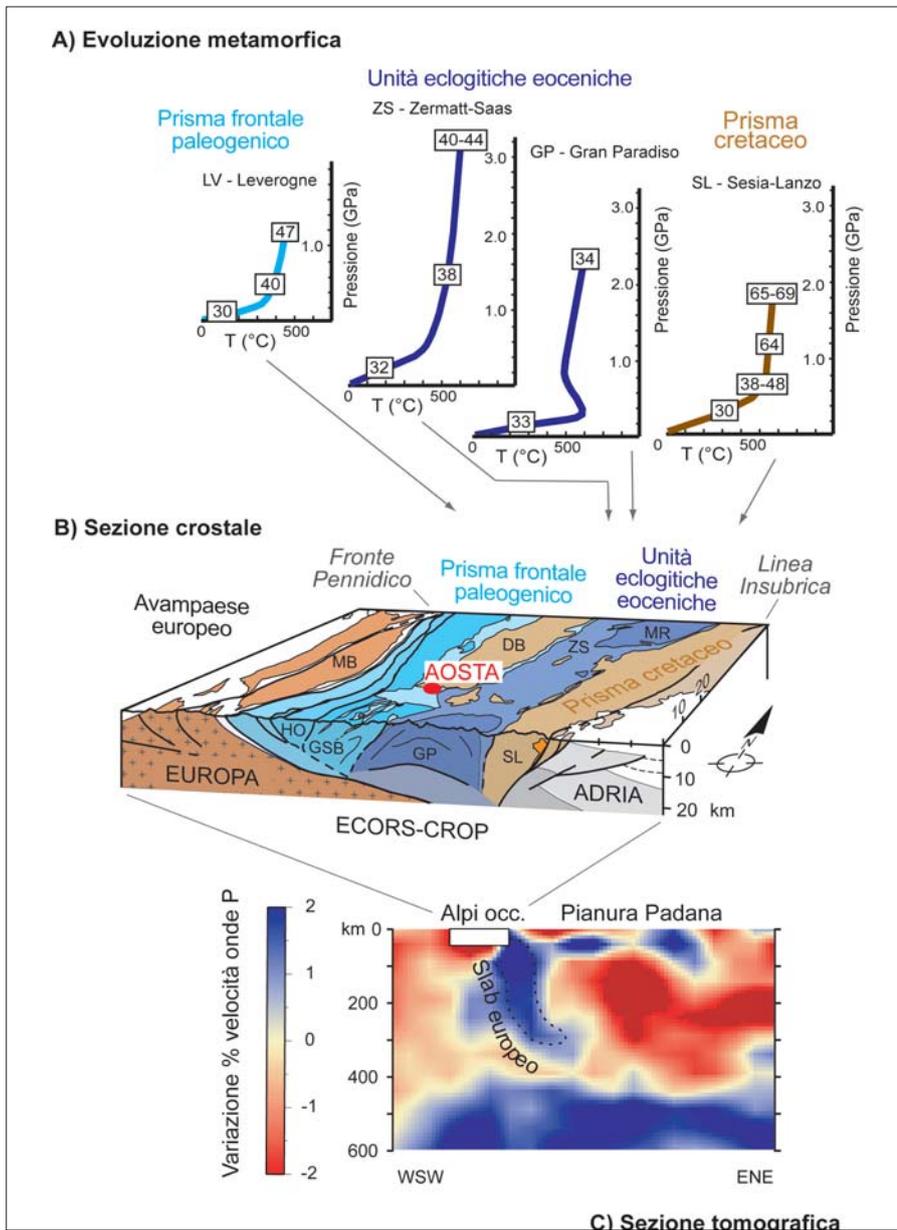


Figura 2 – Evoluzione sinmetamorfica del prisma di accrezione alpino. (a) Percorsi P-T-t rappresentativi; (b) Sezione crostale basata su dati ECORS-CROP; (c) Sezione tomografica (modificato da Malusà *et al.*, 2011, 2015, con bibl. rel.)



Figura 3 – Possibile evoluzione della subduzione alpina (modificato da Malusà *et al.*, 2011, 2015, con bibl. rel.)

re sul paleomargine adriatico si contrappone all'esposizione generalizzata di crosta superiore sul paleomargine europeo, ed è riconducibile al carattere marcatamente asimmetrico del rifting giurassico (e.g., Lemoine *et al.*, 1986; Malusà *et al.*, 2015).

La subduzione di crosta oceanica e continentale lungo il transetto valdostano è testimoniata dalla presenza di rocce metamorfiche con paragenesi tipiche delle facies scisti blu ed eclogitica, localmente associate a fasi mineralogiche tipiche di pressione

ultra-alta, come ad esempio la coesite (e.g., Reinecke, 1991; Frezzotti *et al.*, 2011). Dal punto di vista geofisico, le prime evidenze di subduzione di litosfera europea al di sotto della catena assiale del settore valdostano derivano dagli esperimenti svolti nel quadro del progetto ECORS-CROP (Fig. 2) (Nicolas *et al.*, 1990). I risultati di tali esperimenti sono stati successivamente integrati da indagini tomografiche basate sull'analisi di telesismi, che hanno documentato la presenza dello slab europeo, comprendente sia crosta continen-

tale europea che porzioni di crosta oceanica antistante, fino ad una profondità di circa 300 km (e.g., Piromallo & Faccenna, 2004) (Fig. 2). Analisi di maggior dettaglio hanno permesso di individuare la presenza di crosta continentale europea subdotta all'interno del mantello sottocontinentale adriatico sino ad una profondità di circa 75 km (Zhao *et al.*, 2015).

La subduzione alpina è caratterizzata da una marcata obliquità del piano di subduzione rispetto all'orientazione del paleomargine europeo (Malusà *et al.*, 2016a), e all'orientazione del movimento relativo tra placca europea e adriatica desunto da dati paleomagnetici (e.g., Dewey *et al.*, 1989). Tale subduzione obliqua ha dato origine, a partire dal Cretaceo, ad un prisma di accrezione composto (Fig. 2), suddivisibile in tre domini tettonici principali (Malusà *et al.*, 2011, 2015): (i) a est, un prisma costituito da unità di pertinenza adriatica con metamorfismo di alta pressione di età cretacea; (ii) ad ovest, un prisma frontale a doppia vergenza composto prevalentemente da unità di pertinenza europea o ligure-piemontese, con impronta metamorfica di età paleogenica in facies scisti blu o scisti verdi; (iii) in posizione intermedia, duomi di crosta continentale europea (i Massicci Cristallini Interni, es. Gran Paradiso) avviluppati da unità ofiolitiche con metamorfismo eclogitico di età eocenica. Tali duomi eclogitici includono unità che sono state subdotte a profondità dell'ordine del centinaio di km ($P > 3$ GPa nell'unità Zermatt-Saas), per poi risalire molto rapidamente verso la superficie grazie ad un'esumazione di tipo prevalentemente tettonico (e.g., Rubatto e Hermann, 2001).

In Fig. 2 sono riportati alcuni percorsi P-T-t (pressione-temperatura-tempo) ricostruiti grazie all'analisi petrografica e geocronologica di rocce appartenenti al prisma frontale paleogenico, alle unità eclogitiche eoceniche,

e al prisma cretaceo (GP, Gran Paradiso; LV, Leverogne; SL, Sesia-Lanzo; ZS, Zermatt-Saas) (e.g., Amato *et al.*, 1999; Babist *et al.*, 2006; Borghi *et al.*, 1996; Duchêne *et al.*, 1997; Gabudianu-Radulescu *et al.*, 2009; Malusà *et al.*, 2005a; 2006; Meffan-Main *et al.*, 2004; Rubatto *et al.*, 1998; 1999; Villa *et al.*, 2014). La Fig. 3 mostra invece la posizione di tali unità all'interno della zona di subduzione alpina durante tre diversi stadi della sua evoluzione, alla luce dei loro percorsi P-T-t (Malusà *et al.*, 2011, 2015). Nell'Eocene inferiore (Fig. 3a), le

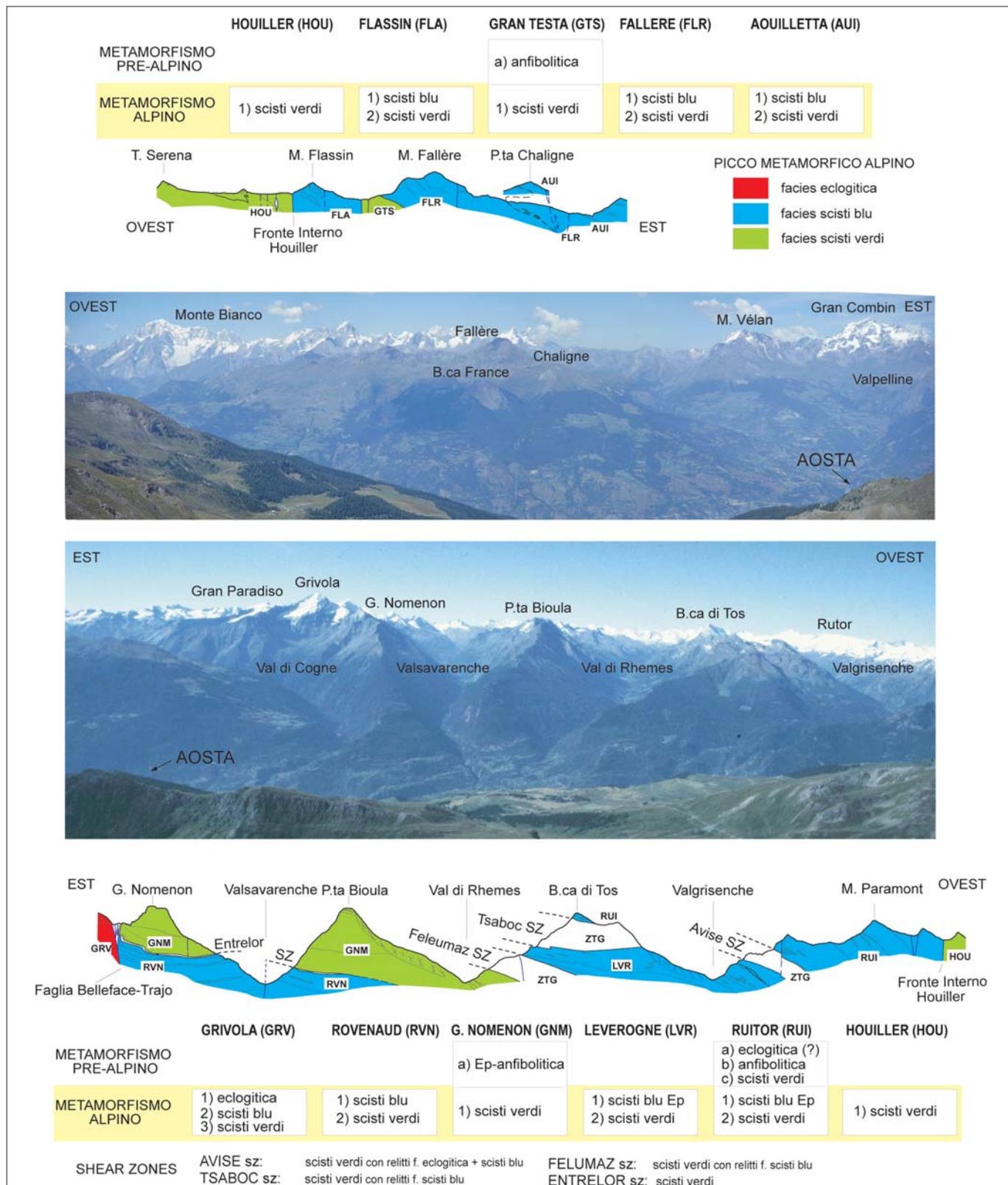


Figura 4 – Assetto tettonico del prisma frontale paleogenico sul versante sinistro (in alto) e destro (in basso) della valle principale. Si noti il diverso assetto morfologico dei due versanti della valle (modificato da Malusà et al., 2005a; Polino et al., 2012)

unità appartenenti al prisma di accrezione cretaceo (SL) erano già sostanzialmente esumate e solidali con la placca superiore adriatica, mentre le unità di pertinenza europea (GP, LV) e ligure-piemontese (ZS) venivano attivamente subdotte. Tali unità venivano quindi scollate ed esumate all'interno del prisma frontale paleogenico (LV), oppure raggiungevano profondità ancora maggiori al di sotto del mantello sottocontinentale adriatico (GP, ZS). La

rapida esumazione delle unità eclogitiche avvenuta nell'Eocene superiore (Fig. 3b), seguita dall'intrusione di plutoni e corpi filoniani di età oligocenica, potrebbe essere legata ad un episodio di divergenza tra placca adriatica e slab europeo in un contesto più generale di trascorrenza sinistra tra le placche stesse. Tale componente divergente avrebbe permesso la rapida risalita delle unità eclogitiche in assenza di erosione, e la loro messa in posto a retro

del prisma frontale paleogenico (Malusà et al., 2011; 2015). La città di Aosta è ubicata proprio in corrispondenza del limite tra unità eclogitiche eoceniche e prisma frontale (Figg. 1, 2).

La recente realizzazione dei nuovi fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 ha messo in evidenza come la strutturazione interna del prisma frontale paleogenico sia alquanto complessa (Figg. 4 e 5) (e.g., Polino et al., 2012). Le unità di grado metamorfo

più basso sono generalmente impilate lungo la porzione nord-occidentale del prisma, e sono separate da piani di taglio a basso angolo immergenti verso sud-est, come ad esempio il Fronte Brianzonese. Le unità di pressione più elevata (fino alla facies scisti blu), classicamente attribuite alla Falda del Gran San Bernardo, sono invece impilate in corrispondenza della porzione sud-orientale del prisma stesso, e giustapposte lungo zone di taglio immergenti verso nord-ovest. Tali zone di taglio sono sottolineate da mélanges tettonici dello spessore di alcune centinaia di metri (es., zone di taglio di Avise, Feleumaz e Tsaboc in Fig. 4), costituiti prevalentemente da calce-

scisti con subordinati livelli di ofioliti e rocce di crosta continentale (Malusà *et al.*, 2005a; Polino *et al.*, 2012). Questi mélanges tettonici trovano prosecuzione lungo la media valle ad ovest della città di Aosta (Fig. 5). Le diverse unità di basamento messe a contatto lungo queste zone di taglio presentano composizione litologica ed evoluzione metamorfica alpina e prealpina sostanzialmente differenti (Fig. 4). A nord e a sud della valle principale, inoltre, è possibile ricostruire una diversa successione di unità metamorfiche (Fig. 4), a testimonianza dell'assenza di cilindrismo – ovvero di continuità laterale delle strutture tettoniche – che caratterizza questo settore di catena alpina.

3. L'EVOLUZIONE FRAGILE POST-OLIGOCENICA

La complessità strutturale della catena assiale ereditata dall'evoluzione sinmetamorfica è stata ulteriormente complicata da una storia deformativa fragile che ha interessato l'area di studio nel corso degli ultimi 30 Ma. Le rocce della catena assiale hanno accomodato le ultime fasi di convergenza tra la placca europea e quella adriatica attraverso la riattivazione fragile dei contatti sinmetamorfici preesistenti, e lo sviluppo di sistemi di faglie caratterizzati da rigetti talvolta plurichilometrici (e.g., Bistacchi *et al.*, 2001; Malusà *et al.*, 2009). Tali faglie, riportate nella carta strutturale di Fig. 5, complicano notevolmente

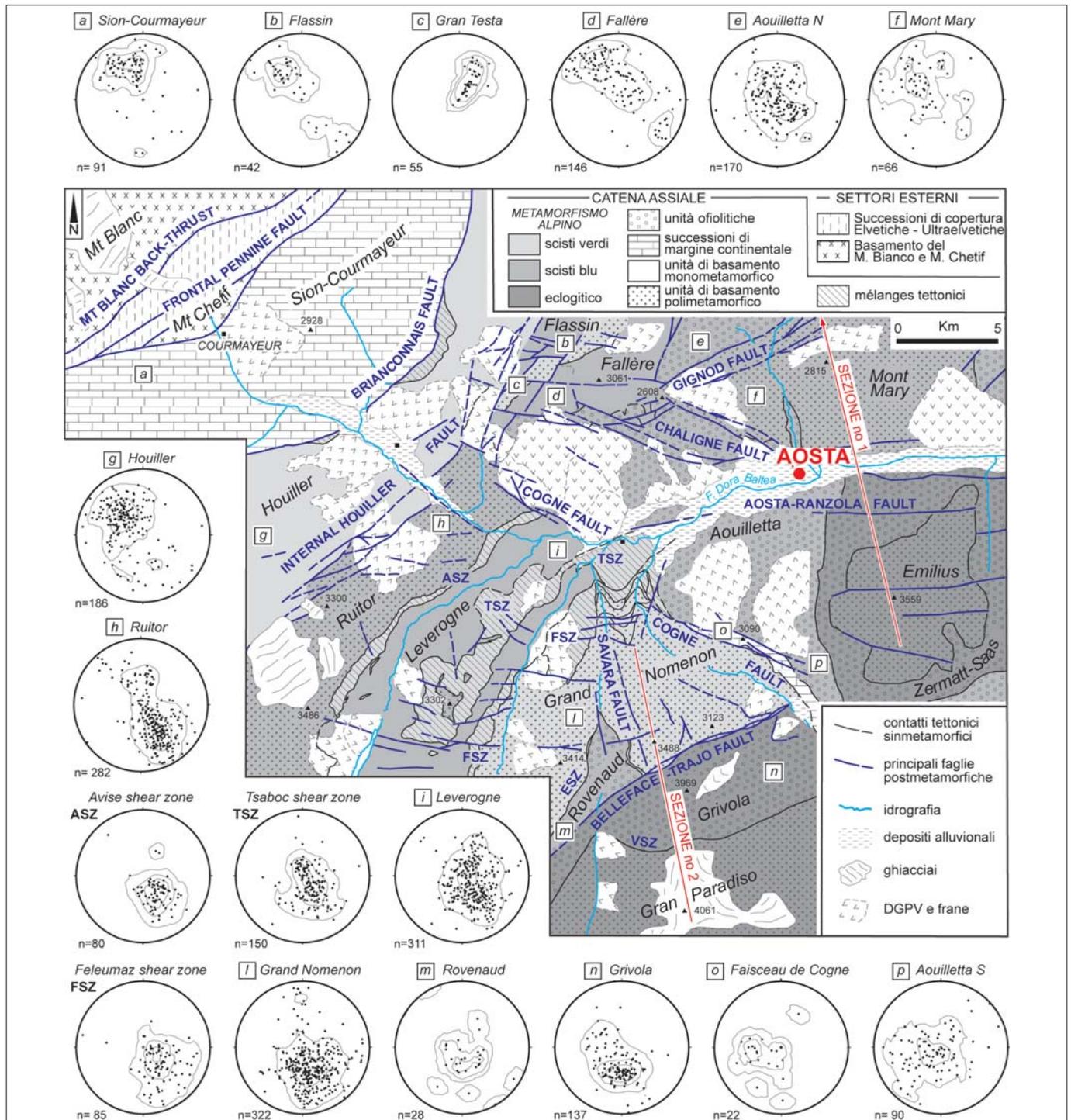


Figura 5 – Carta strutturale della conca di Aosta e delle aree limitrofe. I diagrammi strutturali riportano i poli della foliazione regionale delle varie unità (reticolo equiareale, emisfero inferiore) (modificato da Malusà *et al.*, 2009)

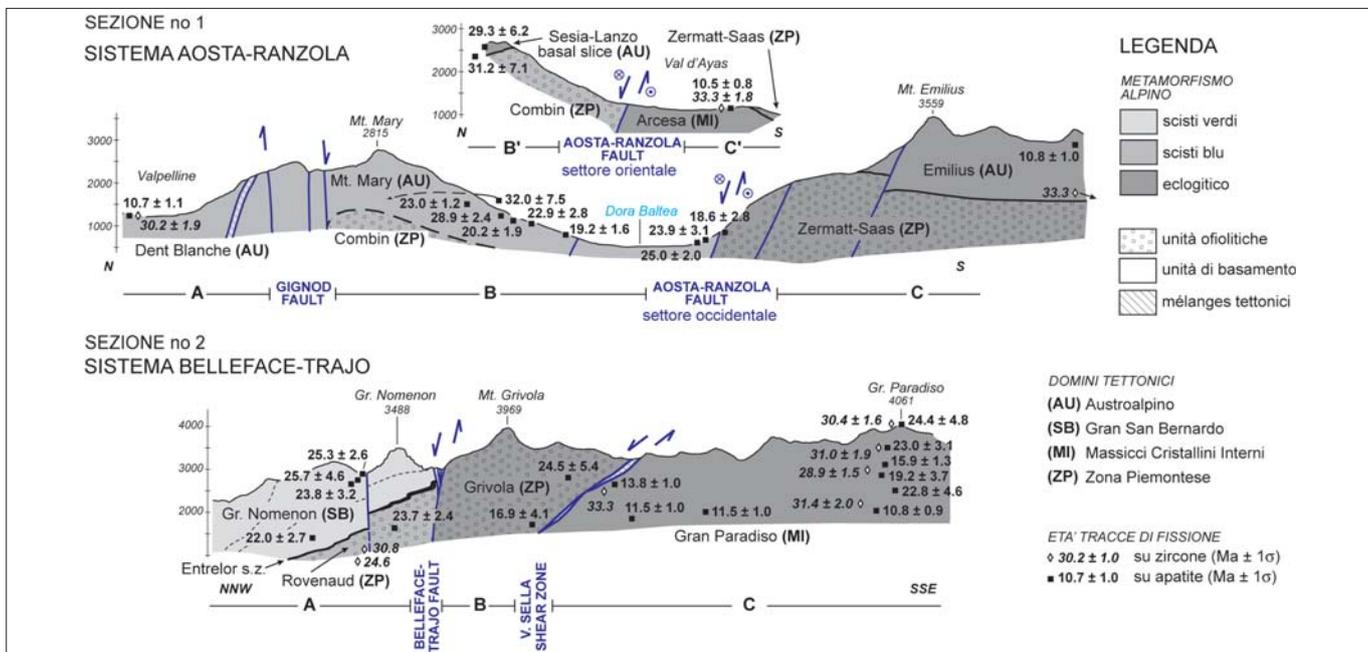


Figura 6 – Sezioni geologiche semplificate attraverso i sistemi di faglie Aosta-Ranzola e Belleface-Trajo (vedi ubicazione in Fig. 5), ed età di tracce di fissione su apatite e zirconio (modificato da Malusà et al., 2009, con bibl. rel.)

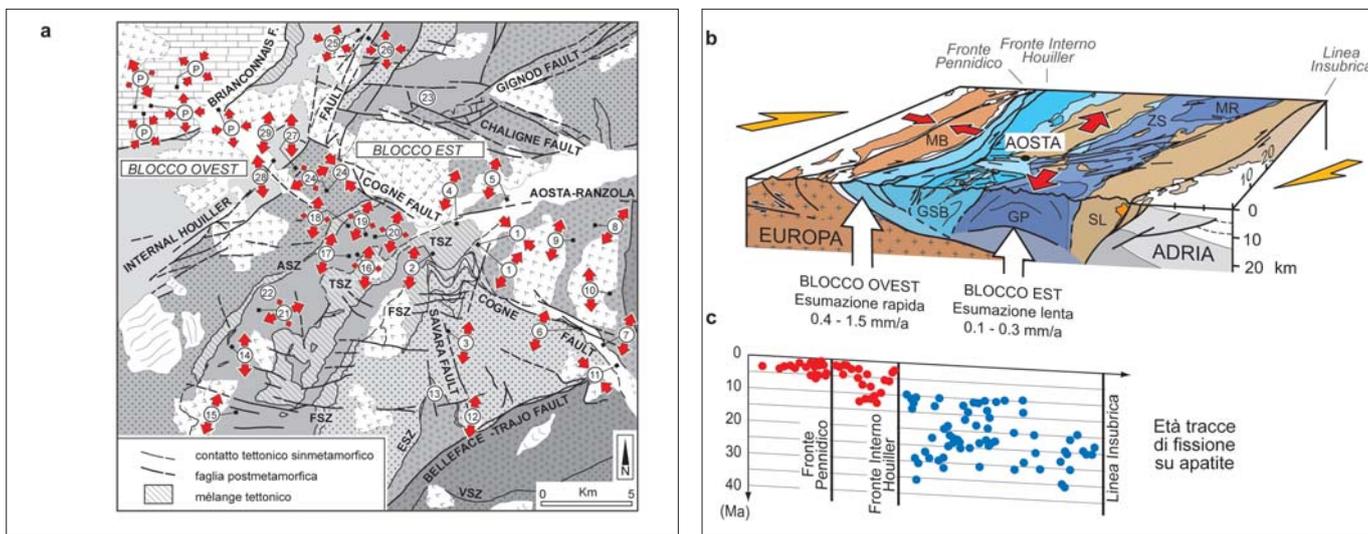


Figura 7 – Evoluzione post-metamorfica del prisma di accrezione alpino. (a) Assi della deformazione fragile alla mesoscala (in rosso); (b) Direzioni medie di estensione e raccorciamento nei blocchi est ed ovest del prisma di accrezione (freccie rosse), tassi di esumazione (freccie bianche) e relazioni con la tettonica trascorrente a scala di catena (freccie gialle); (c) Età di tracce di fissione su apatite nel blocco ovest (in rosso) e nel blocco est (in blu) (modificato da Malusà et al. 2005b; 2009; 2015, con bibl. rel.)

la comprensione dei rapporti geometrici tra le diverse unità affioranti nella conca di Aosta. La struttura fragile più nota è sicuramente rappresentata dalla faglia Aosta-Ranzola (e.g., Stella, 1905; Carraro et al., 1994), ad orientazione est-ovest, che controlla dal punto di vista strutturale l'orientazione della media valle d'Aosta ad est del capoluogo (Bistacchi et al., 2001; Malusà et al., 2009). Faglie con orientazione analoga sono state riconosciute anche nell'unità Sesia-Lanzo, all'interno del prisma cretaceo (Malusà et al., 2006). Ad ovest della città di Aosta, invece, sono presenti sistemi di faglie ad orientazione NW-SE, come ad esempio i sistemi della P.ta Chaligne e della Val di Cogne, e sistemi ad orientazione NE-SW, come ad esempio i sistemi di faglie di Gignod e Belleface-Trajo (Polino et al., 2012). Lo sviluppo di tali faglie è limitato verso nord-ovest dal Fronte Interno Houiller, un sistema di faglie

subverticali che separa la porzione di prisma paleogenico a vergenza europea da quella a vergenza adriatica (Malusà et al., 2009). Come si può osservare nelle sezioni geologiche riportate in Fig. 6, il rigetto verticale accomodato lungo queste strutture fragili è sufficientemente elevato da determinare la giustapposizione in superficie di unità non confrontabili. Lungo il sistema Aosta-Ranzola, le unità eclogitiche si trovano a diretto contatto con unità metamorfiche in facies scisti blu, mentre la faglia Belleface-Trajo giustappone unità eclogitiche, a sud-est, ed unità in facies scisti blu o scisti verdi, a nord-ovest. L'intersezione tra diversi sistemi di faglie e zone di taglio duttile all'interno della conca di Aosta ha condizionato la morfologia dei suoi versanti vallivi, decisamente più acclivi sul versante meridionale della valle principale (settore Val di Cogne – Valgrisenche in Fig.

4), dove i sistemi di faglie post-oligoceniche sono meno sviluppati. Il rigetto e l'età del movimento lungo queste faglie sono stati determinati grazie all'analisi di tracce di fissione su apatite e zirconio (e.g., Bistacchi et al., 2001; Malusà et al., 2005b; 2006; 2009). Tale tecnica permette di ricostruire il percorso temperatura-tempo di singoli volumi rocciosi a partire da una profondità di 6-7 km fino alla superficie, in un intervallo di temperatura (240° - 60°C circa) tipico della deformazione fragile. I risultati hanno evidenziato l'attività prolungata di queste faglie dalla fine dell'Oligocene a buona parte del Miocene. Nel caso del sistema Aosta-Ranzola, l'attività tettonica post-oligocenica ha determinato il sollevamento relativo dei blocchi meridionali rispetto a quelli ubicati a nord della faglia (Fig. 6). L'attività delle faglie riportate in Fig. 5 è associata ad una diffusa deformazione fragile

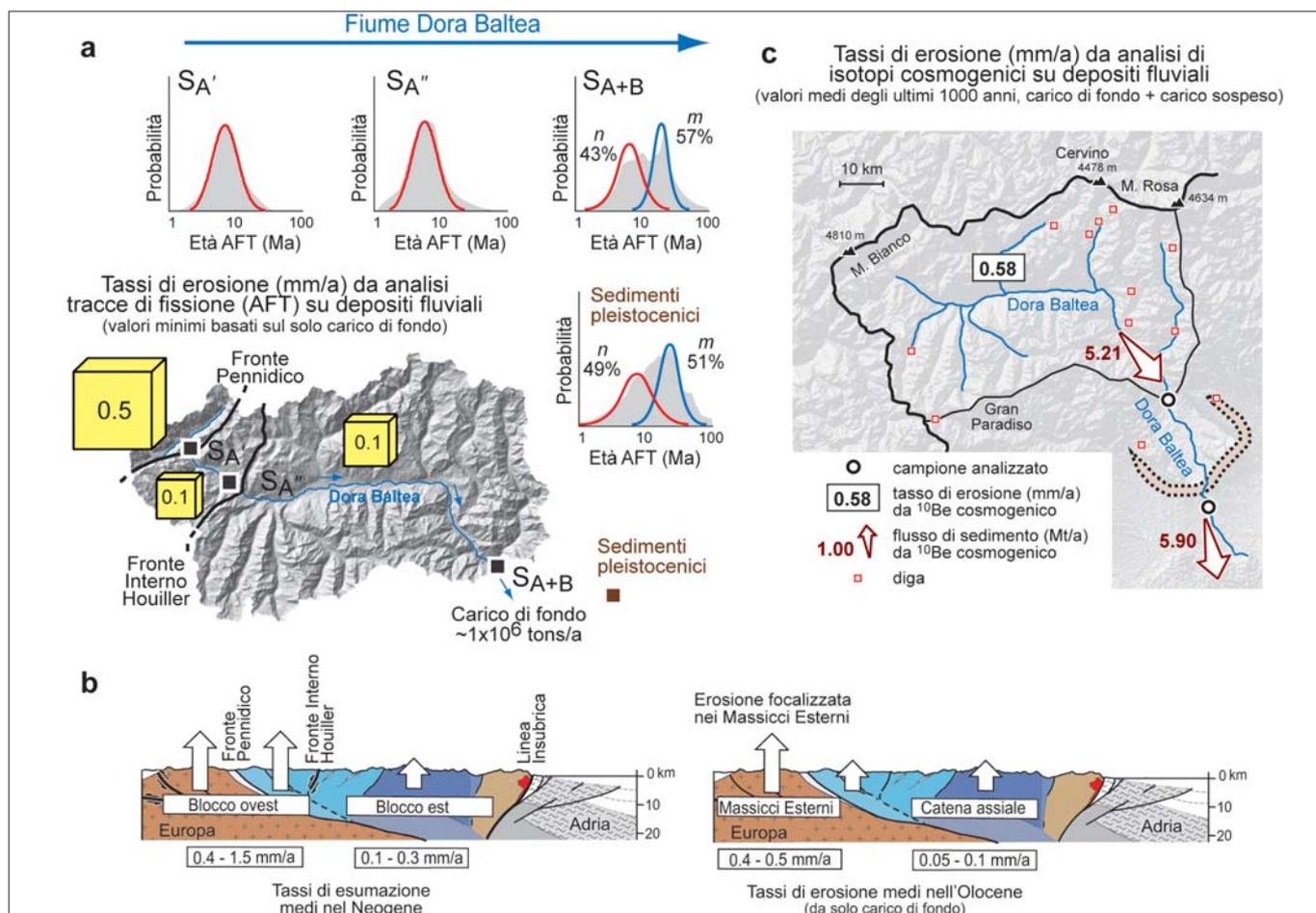


Figura 8 – Evoluzione post-glaciale del prisma di accrezione alpino. (a) Tassi di erosione dedotti dall'analisi di tracce di fissione su apatite in sedimenti fluviali della Dora Baltea e su sabbie pleistoceniche; (b) Confronto tra il pattern di erosione neogenica e olocenica; (c) Tassi di erosione basati sull'analisi di ^{10}Be cosmogenico in sedimenti attuali (modificato da Resentini & Malusà, 2012; Malusà et al., 2016c; Wittmann et al., 2016).

alla mesoscala di tipo estensionale (e.g., Bistacchi & Massironi, 2000; Champagnac et al., 2004), osservabile in tutta la media Valle d'Aosta ed associata, ad ovest del Fronte Interno Houiller, ad una deformazione fragile a carattere trascorrente (e.g., Malusà et al., 2009). L'insieme di queste osservazioni è inquadrabile in un contesto cinematico di trascorrenza destra alla scala dell'intera catena assiale (Fig. 7b), probabilmente innescato dalla rotazione antioraria di Adria a partire dalla fine dell'Oligocene (Malusà et al., 2016b). L'analisi di tracce di fissione mostra come il settore di catena alpina caratterizzato da deformazione fragile estensionale (blocco est in Fig. 7b), nel quale ricade anche la conca di Aosta, sia caratterizzato da tassi di esumazione – cioè di risalita delle rocce verso la superficie terrestre – molto più bassi rispetto a quelli osservati più ad ovest, nel settore caratterizzato da deformazione fragile di tipo trascorrente (blocco ovest in Fig. 7b). Il blocco est mostra età di tracce di fissione su apatite comprese tra 35 e 10 Ma (punti blu in Fig. 7c), corrispondenti a velocità di esumazione di 0.1-0.3 mm/a a partire dall'Oligocene, mentre il blocco ovest mostra età di tracce di fissione su apatite generalmente inferiori ai 10 Ma (punti rossi in Fig. 7c), corrispondenti a velocità di esumazione di 0.4-1.5 mm/a (Malusà et al., 2005b).

4. L'EVOLUZIONE POST-GLACIALE DEL PRISMA DI ACCREZIONE

Nella conca di Aosta, l'esumazione del substrato pre-quadernario procede ancora oggi grazie all'azione combinata di processi erosivi e di tipo gravitativo. L'intersezione di grandi sistemi di faglie, la presenza di una diffusa fratturazione alla mesoscala, e la locale presenza di rocce con caratteristiche meccaniche scadenti, hanno favorito lo sviluppo di grandi frane e di numerose deformazioni gravitative profonde di versante (e.g., Giardino & Ratto, 2007; Polino et al., 2012; Agliardi et al., 2013). L'esarazione glaciale ha contribuito allo smantellamento del prisma di accrezione, con produzione di detrito attualmente trasportato verso la Pianura Padana dalle acque della Dora Baltea, per raggiungere quindi il Mare Adriatico. Il detrito proveniente dai diversi settori del bacino idrografico valdostano presenta caratteri peculiari in termini di età di tracce di fissione, e tali caratteri possono essere utilizzati per effettuare budget sedimentari e calcolare i tassi di erosione medi nelle diverse porzioni di bacino (Resentini & Malusà, 2012). Le apatiti detritiche derivanti dall'erosione del blocco ovest della catena (curve in rosso in Fig. 8a) sono ancora ben riconoscibili nei sedimenti della Dora Baltea campionati allo sbocco della Valle d'Aosta. Il rapporto volumetrico tra apatiti provenienti dai diversi blocchi cristallini costitui-

sce il punto di partenza per calcolarne i rispettivi tassi di erosione, che risultano essere dell'ordine di 0.1 mm/a nella catena assiale, e di 0.5 mm/a nel Massiccio del Monte Bianco (Malusà et al., 2016c). Trattasi di valori approssimati per difetto, poiché il detrito trasportato come carico sospeso non è incluso in tale calcolo. Alla scala dell'intera Valle d'Aosta, l'analisi di isotopi cosmogenici nel sedimento trasportato dalla Dora Baltea ha permesso di valutare i tassi di erosione medi degli ultimi 1000 anni in 0.58 mm/a (Fig. 8c) (Wittmann et al., 2016). Come mostrato in Fig. 8b, l'attività erosiva è attualmente focalizzata in corrispondenza dei Massicci Cristallini Esterni, al di fuori della catena metamorfica, con valori decisamente più bassi all'interno della conca di Aosta. Lo stesso pattern di erosione ha caratterizzato il bacino della Dora Baltea durante il Pleistocene, come evidenziato dall'analisi di apatite detritica in sedimenti fluvioglaciali dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea (Fig. 8a).

5. CONCLUSIONI

La complessità litologica e strutturale del substrato della conca di Aosta è il risultato di un'evoluzione polifasica che si innesta sull'articolata paleogeografia ereditata dalle fasi di rifting giurassico, per proseguire con i processi tettonometamorfici che hanno caratterizzato le fasi di subduzione ed esumazione del prisma

orogenico, e terminare con una complessa evoluzione fragile dall'Oligocene sino ad oggi. La corretta comprensione di tale evoluzione richiede un approccio multidisciplinare e l'integrazione di dataset diversi, e rappresenta un requisito fondamentale per una corretta pianificazione degli interventi antropici in contesto alpino.

BIBLIOGRAFIA

- AGLIARDI F., CROSTA G. B., FRATTINI P., MALUSÀ, M. G. (2013), *Giant non-catastrophic landslides and the long-term exhumation of the European Alps*. Earth and Planetary Science Letters, 365, 263-274.
- AMATO J. M., JOHNSON C. M., BAUMGARTNER L. P., BEARD, B. L. (1999), *Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm Nd and Rb Sr geochronology*. Earth and Planetary Science Letters, 171(3), 425-438.
- ARGAND E. (1911), *Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales et les territoires environnants*. Mat. Carte Géol. Suisse, Bern, carte spec., 64, 3 plates.
- BABIST J., HANDY M. R., KONRAD-SCHMOLKE M., HAMMERSCHMIDT K. (2006), *Precollisional, multistage exhumation of subducted continental crust: The Sesia Zone, western Alps*. Tectonics, 25(6).
- BELTRANDO M., COMPAGNONI R., LOMBARDO B. (2010a), *(Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: An Alpine perspective*. Gondwana Research, 18(1), 147-166.
- BELTRANDO M., RUBATTO D., MANATSCHAL G. (2010b), *From passive margins to orogens: The link between ocean-continent transition zones and (ultra) high-pressure metamorphism*. Geology, 38(6), 559-562.
- BISTACCHI A., MASSIRONI M. (2000), *Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach*. Tectonophysics, 327(3), 267-292.
- BISTACCHI A., DAL PIAZ G., MASSIRONI M., ZATTIN M., BALESTRIERI M. (2001), *The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps*. International Journal of Earth Sciences, 90(3), 654-667.
- BORGHİ A., COMPAGNONI R., SANDRONE R. (1996), *Composite PT paths in the internal Penninic massifs of the western Alps: petrological constraints to their thermo-mechanical evolution*. Eclogae Geologicae Helveticae, 89(1), 345-367.
- CARRARO F., GHIBAUDO G., GIARDINO M., PEROTTO A. (1994), *Intense deformazioni in depositi fluviolacustri olocenici nella media Valle d'Aosta*. Atti Ticinensi Scienze della Terra Serie Speciale, 1, 123-136.
- CHAMPAGNAC J. D., SUE C., DELACOU B., BURKHARD M. (2004), *Brittle deformation in the inner NW Alps: From early orogen-parallel extrusion to late orogen-perpendicular collapse*. Terra Nova, 16(4), 232-242.
- COMPAGNONI R., MAFFEO B. (1973), *Jadeite-bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 53, 355-378.
- DAL PIAZ G. V., GOSSO G., LOMBARDO B. (1983), *Metamorphic evolution of the Mt. Emilius klippe, Dent Blanche nappe, western Alps*. American Journal of Science, 283A, 438-458.
- DAL PIAZ G. V., BISTACCHI A., MASSIRONI M. (2003), *Geological outline of the Alps*. Episodes, 26(3), 175-180.
- DEWEY J. F., HELMAN M. L., KNOTT S. D., TURCO E., HUTTON D. H. W. (1989), *Kinematics of the western Mediterranean*. Geological Society, London, Special Publications, 45(1), 265-283.
- DUCHÈNE S., Blichert-Toft J., LUIS B., TÉLOUK P., LARDEAUX J. M., ALBARÈDE F. (1997), *The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism*. Nature, 387, 586-588.
- ELTER G. (1987), *Carte géologique de la Vallée d'Aoste, scale 1:100.000*, SELCA, Società Elaborazioni Cartografiche, Florence, Italy.
- FREZZOTTI M. L., SELVERSTONE J., SHARP Z. D., COMPAGNONI R. (2011), *Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps*. Nature Geoscience, 4(10), 703-706.
- GABUDIANU RADULESCU I., RUBATTO D., GREGORY C., COMPAGNONI R. (2009), *The age of HP metamorphism in the Gran Paradiso Massif, Western Alps: a petrological and geochronological study of "silvery micaschists"*. Lithos, 110(1), 95-108.
- GIARDINO M., RATTO S. (2007), *Analisi del dissesto da frana in Valle d'Aosta*. Trigila A. (a cura di): Rapporto sulle frane in Italia, APAT Rapporti, 78(2007), 121-150.
- GROPPO C., BELTRANDO M., COMPAGNONI R. (2009), *The P-T path of the ultra-high pressure Lago di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: insights into the evolution of the subducting Tethyan slab*. Journal of Metamorphic Geology, 27(3), 207-231.
- HERMANN F. (1937), *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali alla scala 1:200.000, con note illustrative e carta strutturale alla scala 1:750.000*. Tipografia Allegretti di Campi, Milano, 24 pp.
- LEMOINE M., BAS T., ARNAUD-VANNEAU A., ARNAUD H., DUMONT T., ET AL. (1986), *The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps*. Marine and petroleum geology, 3(3), 179-199.
- MALUSÀ M. G., POLINO R., MARTIN S. (2005a), *The Gran San Bernardo nappe in the Aosta valley (western Alps): a composite stack of distinct continental crust units*. Bulletin de la Société géologique de France, 176(5), 417-431.
- MALUSÀ M. G., POLINO R., ZATTIN M., BIGAZZI G., MARTIN S., PIANA F. (2005b), *Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology*. Tectonics, 24(3).
- MALUSÀ M. G., PHILIPPOT P., ZATTIN M., MARTIN S. (2006), *Late stages of exhumation constrained by structural, fluid inclusion and fission track analyses (Sesia-Lanzo unit, Western European Alps)*. Earth and Planetary Science Letters, 243(3), 565-580.
- MALUSÀ M. G., POLINO R., ZATTIN M. (2009), *Strain partitioning in the axial NW Alps since the Oligocene*. Tectonics, 28(3).
- MALUSÀ M. G., FACCENNA C., GARZANTI E., POLINO R. (2011), *Divergence in subduction zones and exhumation of high pressure rocks (Eocene Western Alps)*. Earth and Planetary Science Letters, 310(1), 21-32.
- MALUSÀ M. G., FACCENNA C., BALDWIN S. L., FITZGERALD P. G., ROSSETTI F., BALESTRIERI M. L., DANISIK M., ELLERO A., OTTRIA G., PIROMALLO C. (2015), *Contrasting styles of (U) HP rock exhumation along the Cenozoic Adria-Europe plate boundary (Western Alps, Calabria, Corsica)*. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 16(6), 1786-1824.
- MALUSÀ M. G., DANIŠIK M., KUHLEMANN J. (2016a), *Tracking the Adriatic-slab travel beneath the Tethyan margin of Corsica-Sardinia by low-temperature thermochronometry*. Gondwana Research, 31, 135-149.
- MALUSÀ M. G., ANFINSON O. A., DAFOV L. N., STOCKLI D. F. (2016b), *Tracking Adria indentation beneath the Alps by detrital zircon U-Pb geochronology: Implications for the Oligocene-Miocene dynamics of the Adriatic microplate*. Geology, 44(2), 155-158.
- MALUSÀ M. G., RESENTINI A., GARZANTI E. (2016c), *Hydraulic sorting and mineral fertility bias in detrital geochronology*. Gondwana Research, 31, 1-19.
- MANATSCHAL G. (2004), *New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps*. International Journal of Earth Sciences, 93(3), 432-466.
- MEFFAN-MAIN S., CLIFF R. A., BARNICOAT A. C., LOMBARDO B., COMPAGNONI R. (2004), *A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso massif, Western Alps: A Rb-Sr microsampling study*. Journal of Metamorphic Geology, 22(4), 267-281.
- NICOLAS A., HIRN A., NICOLICH R., POLINO R. (1990), *Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse*. Geology, 18(7), 587-590.
- PIROMALLO C., FACCENNA C. (2004), *How deep can we find the traces of Alpine subduction?*. Geophysical Research Letters, 31(6).
- POLINO R., DAL PIAZ G. V., GOSSO G. (1990), *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. Mémoires de la Société géologique de France, 156, 345-367.
- POLINO R. (COORD.) ET AL. (2012), *Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:50.000, Foglio 090 Aosta*. Regione Autonoma Valle d'Aosta, ISPRA, Roma.
- REINECKE T. (1991), *Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing meta-sediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps*. European Journal of Mineralogy, 7-18.
- RESENTINI A., MALUSÀ, M. G. (2012), *Sediment budgets by detrital apatite fission-track dating (Rivers Dora Baltea and Arc, Western Alps)*. Geological Society of America Special Papers, 487, 125-140.
- RUBATTO D., HERMANN J. (2001), *Exhumation as fast as subduction?*. Geology, 29(1), 3-6.
- RUBATTO D., GEBAUER D., FANNING M. (1998), *Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 132(3), 269-287.
- RUBATTO D., GEBAUER D., COMPAGNONI R. (1999), *Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps)*. Earth and Planetary Science Letters, 167(3), 141-158.
- SCHMID S. M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E., SCHUSTER R. (2004), *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae Geologicae Helveticae, 97(1), 93-117.
- STELLA A. (1905), *Relazioni di rilevamento*, Bollettino Regio Comitato Geologico Italiano, 36, 35-38.
- VILLA I. M., BUCHER S., BOUSQUET R., KLEINHANN I. C., SCHMID S. M. (2014), *Dating polygenetic metamorphic assemblages along a transect across the Western Alps*. Journal of petrology, 55(4), 803-830.
- WITTMANN H., MALUSÀ M. G., RESENTINI A., GARZANTI E., NIEDERMANN S. (2016), *The cosmogenic record of mountain erosion transmitted across a foreland basin: Source-to-sink analysis of in situ ¹⁰Be, ²⁶Al and ²¹Ne in sediment of the Po river catchment*. Earth and Planetary Science Letters, 452, 258-271.
- ZHAO L., PAUL A., GUILLOT S., SOLARINO S., MALUSÀ M. G., ET AL. (2015), *First seismic evidence for continental subduction beneath the Western Alps*. Geology, 43(9), 815-818.