



**I contributi
degli esperti**

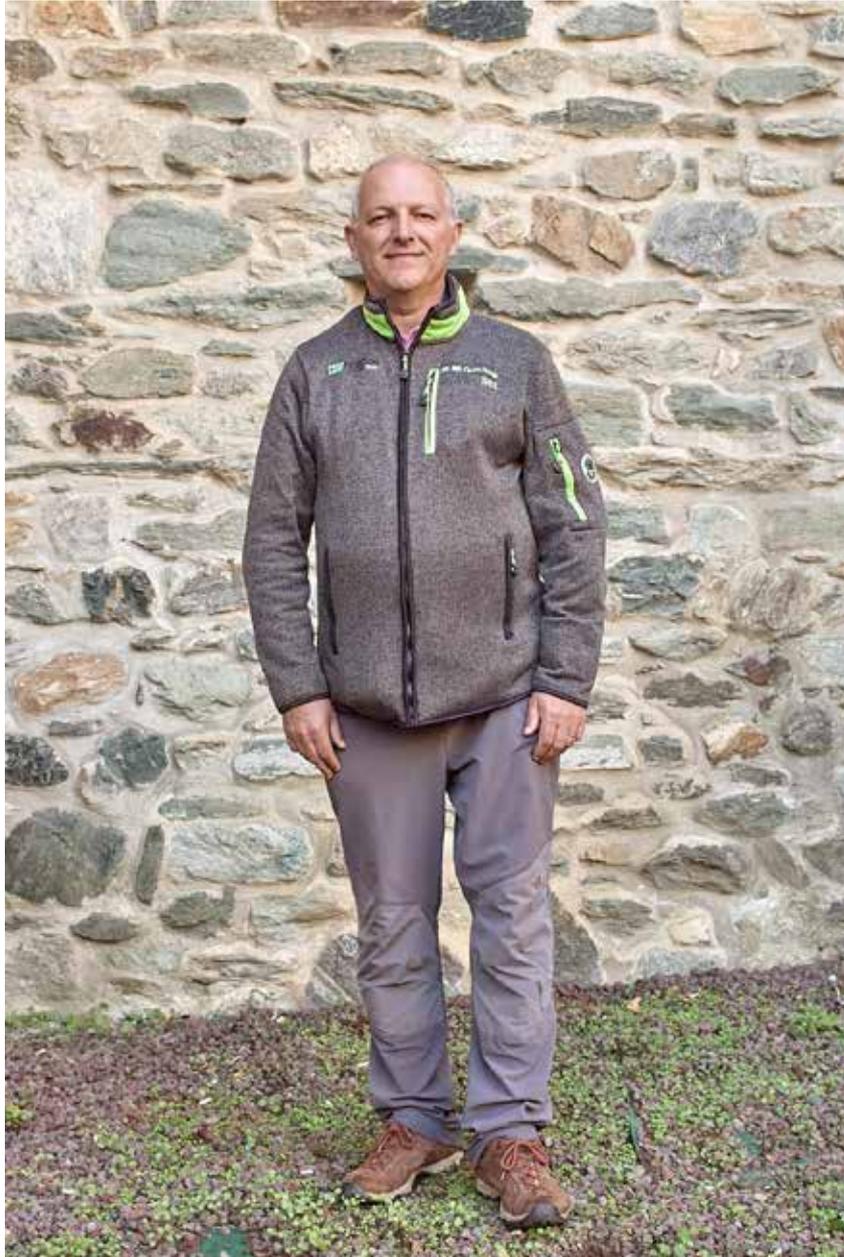
Geologia

**Franco
Gianotti**

**découvrir
pour
promouvoir**
SAINT-VINCENT

Franco Gianotti

Geologia

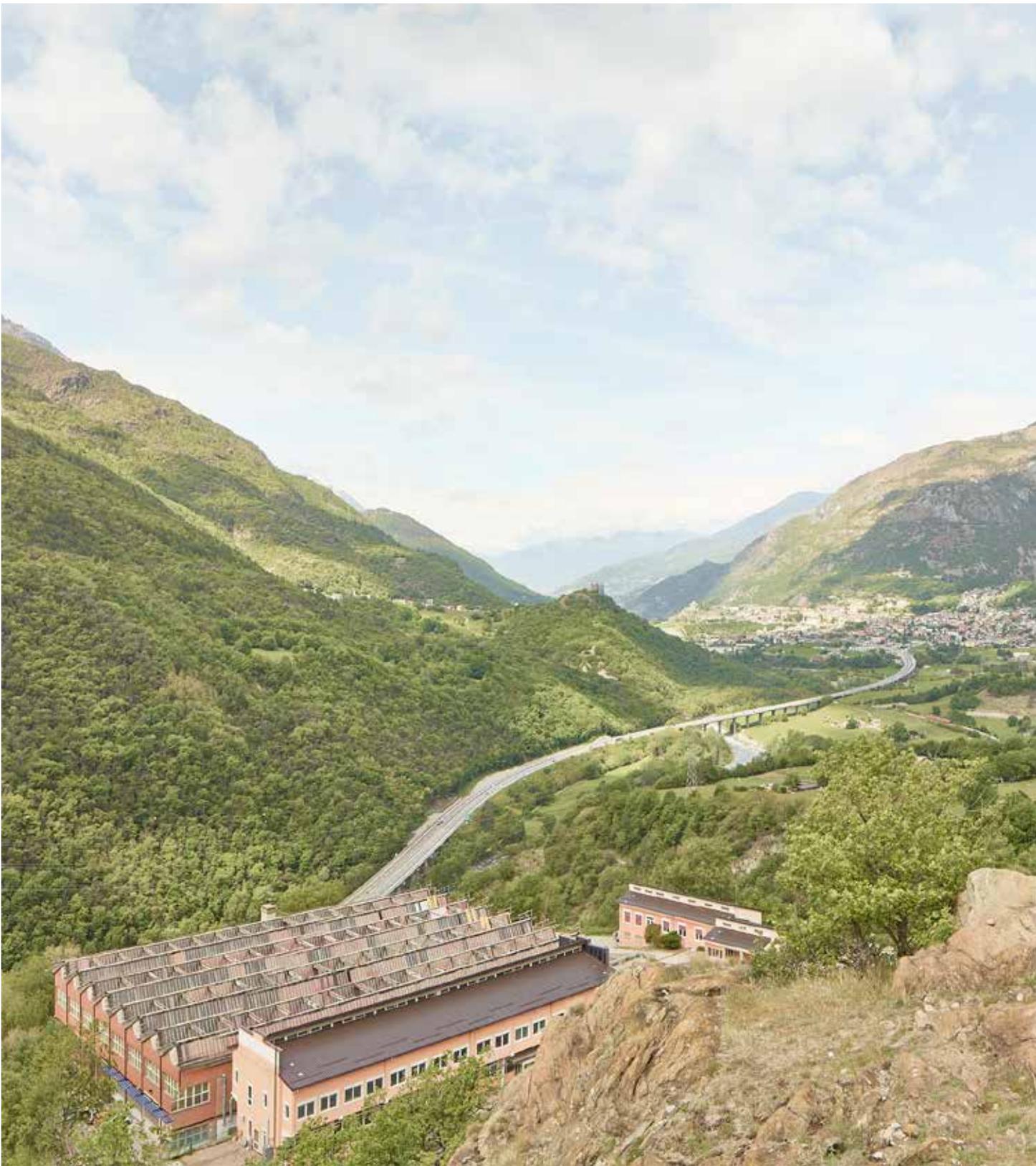




Mi chiamo Franco Gianotti. E sono un geologo del Dipartimento di Scienze della Terra - Università degli Studi di Torino : mi occupo in particolare del Quaternario, quel periodo della storia del nostro pianeta che riguarda gli ultimi 2 milioni e mezzo di anni. In quanto conoscitore della geologia della Valle d'Aosta, il mio ruolo, all'interno del progetto, è di approfondire gli aspetti geologici e geomorfologici più caratterizzanti del territorio di Saint-Vincent in relazione ai siti individuati.

Da dove nasce la passione per questa disciplina?

Mi piace la natura in generale, mentre l'amore per le rocce è nato dopo. Ho sempre avuto una forte curiosità per lo spazio che abitiamo e un geologo ha molte possibilità di viaggiare e esplorare: cosa raccontano le rocce che calpestiamo? Da dove provengono e cosa possono dirci della storia di un luogo?



1.

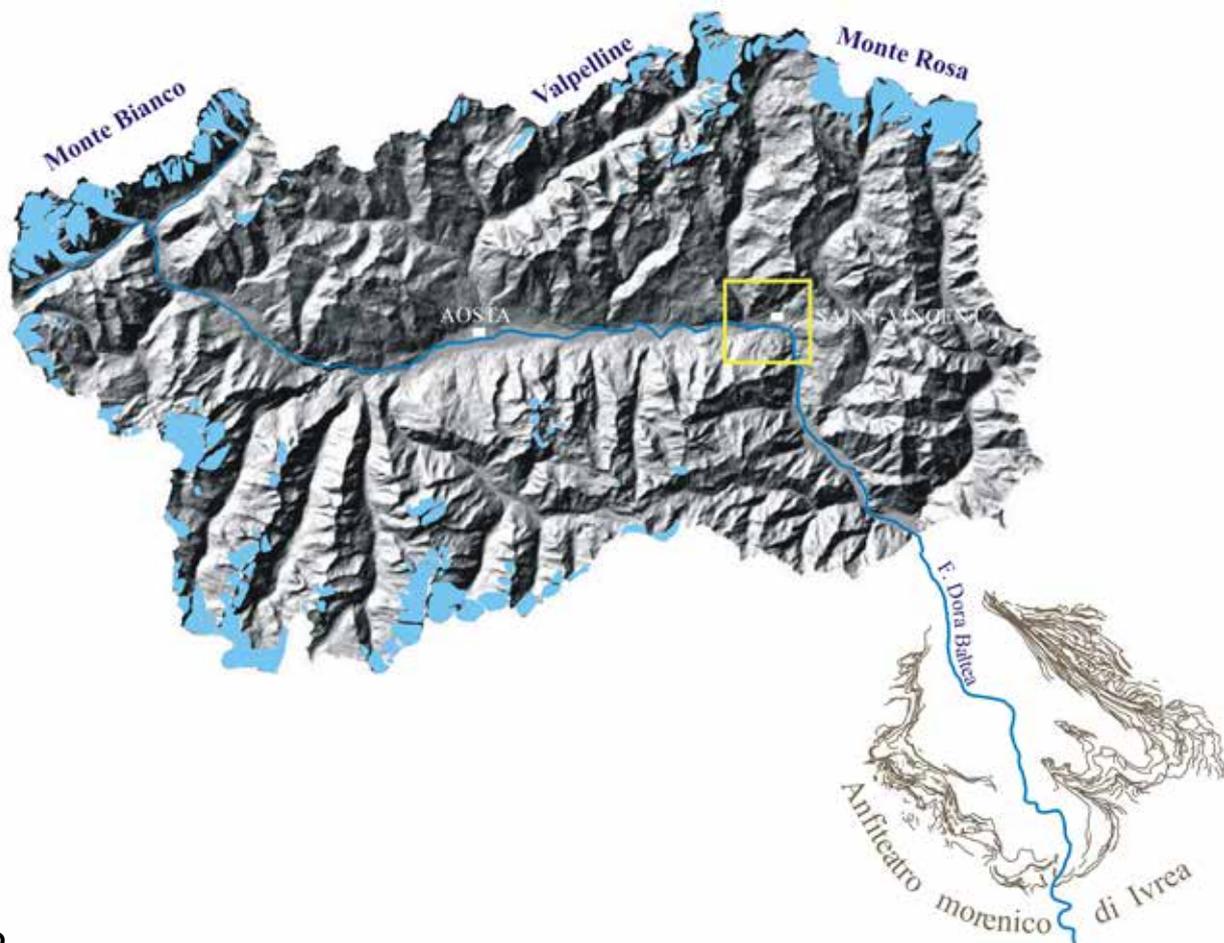
La conca di Saint-Vincent vista da Cillian, poco sopra la stretta di Montjovet. A destra è l'abitato di Saint-Vincent. In fondo al centro è l'abitato di Châtillon, sito allo sbocco della Valtournenche (foto di A. Guida)



Gli aspetti geologici del territorio di Saint-Vincent

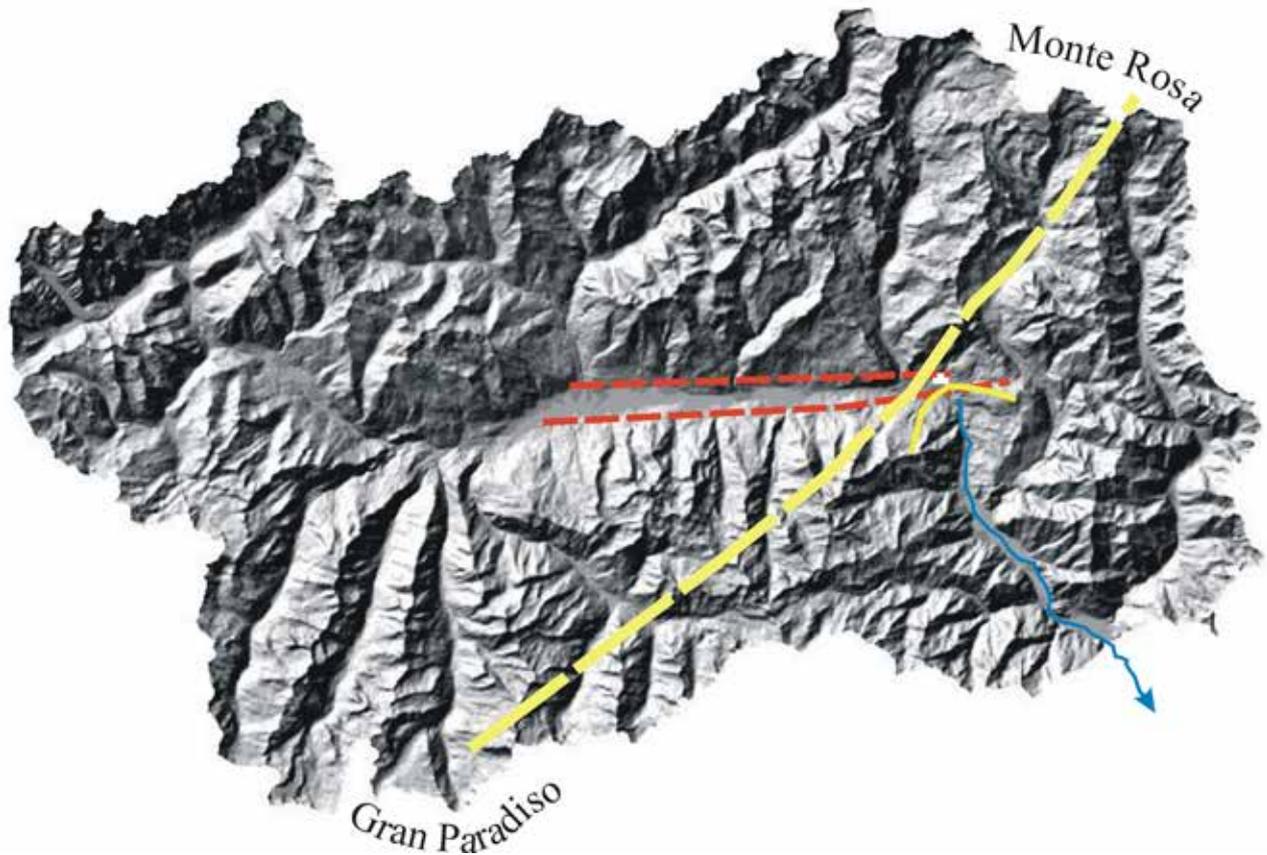
L'abitato di Saint-Vincent si sviluppa entro uno dei maggiori slarghi del fondovalle della Dora Baltea in Valle d'Aosta, che, con una larghezza di 1,8 km e un'area intorno agli 8 km², risulta secondo solo alla conca di Aosta (> 20 km²) (Fig. 1).

Ad uno sguardo complessivo la geografia della conca di Saint-Vincent appare caratterizzata da due situazioni eccezionali nel contesto regionale. La prima caratteristica è il trovarsi in corrispondenza ad una netta svolta



2.

Posizione della conca di Saint-Vincent nell'ambito della Valle d'Aosta e del bacino della Dora Baltea (su modello digitale del terreno, DTM). Sono riportati i ghiacciai attuali alle testate vallive e l'Anfiteatro Morenico d'Ivrea allo sbocco della valle principale



3.

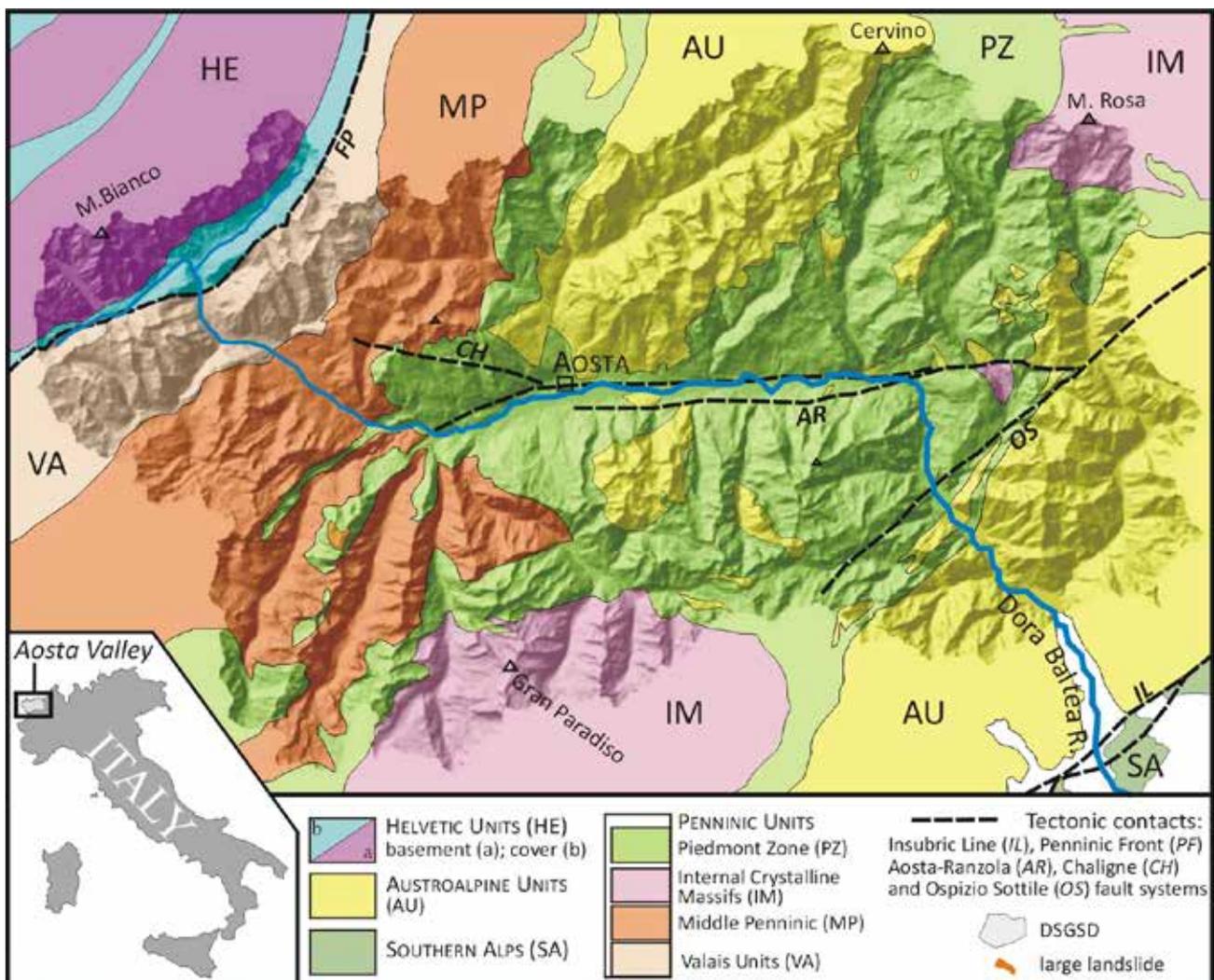
Configurazione ipotetica di un precedente antichissimo spartiacque alpino in posizione più interna (linea gialla) e circa coincidente con i paleo-gruppi del Gran Paradiso e del Monte Rosa in sollevamento. La bassa valle della Dora era una breve valle fluviale con testata nel settore di Montjovet, mentre più a monte andava impostandosi una valle nella fossa tettonica delimitata dal sistema di faglie Aosta-Ranzola (linee tratteggiate rosse). Le rocce che formavano l'antico rilievo montuoso, molto diverso dall'attuale, furono poi completamente erose, mentre il rilievo attuale è costituito da rocce che si trovavano alla profondità di alcuni chilometri

del solco vallivo principale, che da una direzione W-E tra Arvier e Saint-Vincent piega a SSE verso Pont-Saint-Martin e mantiene la traiettoria fino allo sbocco a Borgofranco di Ivrea (Fig. 2). Tale andamento è conseguente all'intersezione tra due valli forse originariamente separate: la fossa tettonica (del tipo semi-graben) della media valle della Dora Baltea e la bassa valle della Dora Baltea. Quest'ultima doveva nascere come una semplice valle fluviale con la testata chiusa a sud di Saint-Vincent e drenante verso il bacino marino padano, quando lo spartiacque alpino correva tra Monte Rosa e Gran Paradiso e dunque in posizione molto più interna (e non

com'è ora al Monte Bianco). Tale ipotetica configurazione risalirebbe a prima del Periodo Quaternario (> 2,6 Ma fa), forse al Miocene (23-5,6 Ma) e certamente a una fase di molto precedente le grandi glaciazioni (da 900.000 anni fa al presente) che hanno modellato la Valle d'Aosta come ora la vediamo (Fig. 3). Allargando lo sguardo a tutta la catena alpina, è noto che le Alpi sono una catena a falde di ricoprimento prodotta da un immane ma lentissimo scontro tettonico tra la placca adriatico-africana e la placca iberico-europea, scontro avvenuto a partire da 100 milioni di anni fa nel Cretacico superiore e non ancora concluso (ciclo orogenetico

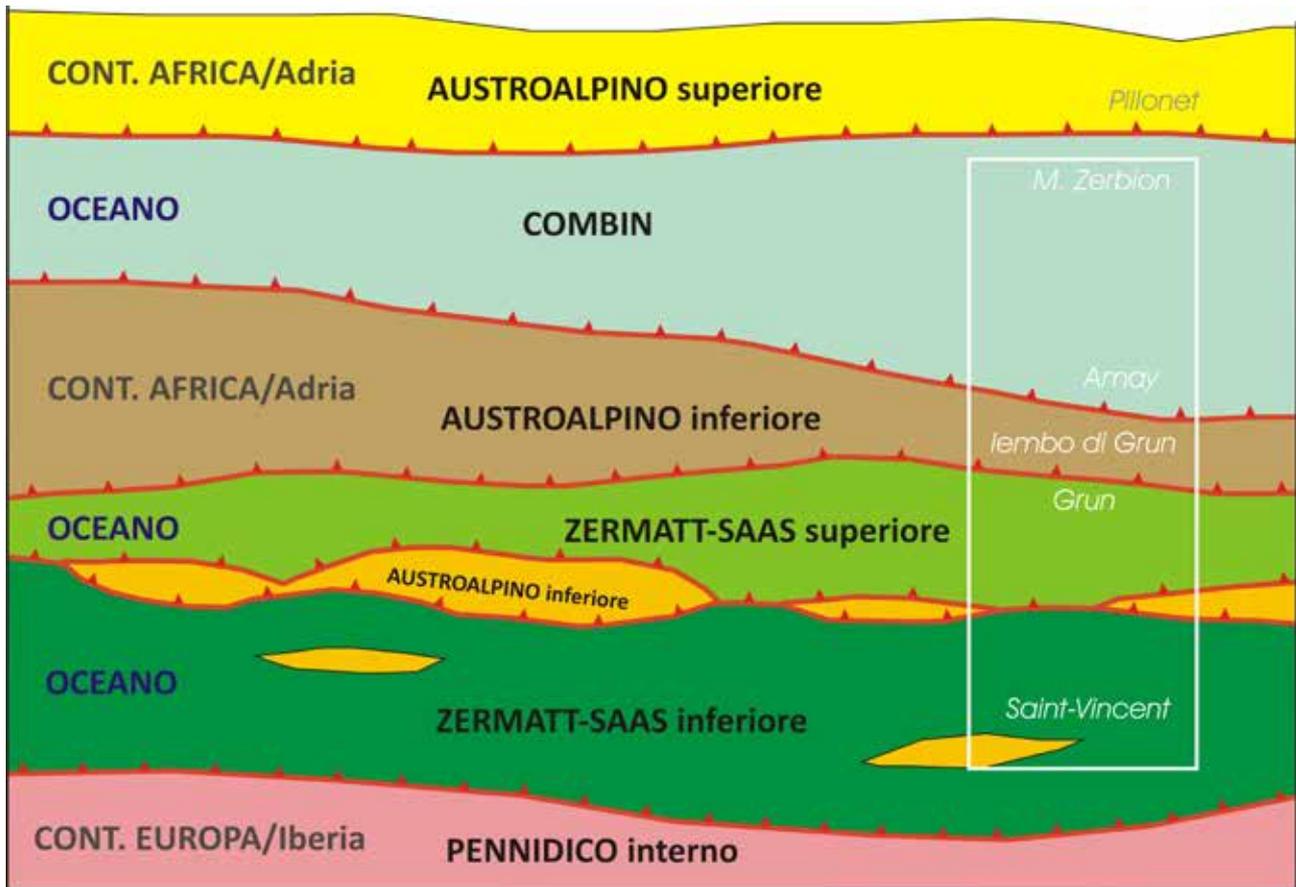
alpino). A farne le spese maggiori è stato il substrato gabbrico e basaltico della Tetide, un piccolo oceano che originariamente (nel Giurassico-Cretacico) separava i due continenti, poi consumato, in parte sprofondato nel mantello e in parte preso in mezzo tra i due margini continentali accavallatisi uno sull'altro. Ciò risulta evidente in Valle d'Aosta (Fig. 4), dove in seguito all'impilamento delle falde di ricoprimento (datato all'Eocene: 56-34 Ma), le rocce oceaniche e del mantello sub-oceanico

(Zona Piemontese) coprono rocce di crosta continentale del margine europeo (Dominio Pennidico: Monte Rosa, Gran Paradiso e Arcesa-Brusson) e sono a loro volta coperte dai brandelli (detti klippen austroalpini) di una falda di crosta continentale proveniente dal margine continentale africano (Dominio Austroalpino, Dominio Sudalpino) (Dal Piaz, 1992).



4.

Carta geologica schematica della Valle d'Aosta. La Valle della Dora Baltea interseca tutti e quattro i grandi domini rocciosi che formano la catena alpina (Sudalpino, Austroalpino, Pennidico ed Elvetico). Sono mappati i principali lineamenti tettonici. Le rocce metamorfiche del ciclo alpino sono comprese tra la Linea Insubrica (IL) e il Fronte Pennidico (FP). In verde sono le rocce di origine oceanica (Zona Piemontese) entro cui si situa il territorio di Saint-Vincent



5.

Composizione e struttura dell'edificio alpino nel settore della media valle tra Aosta e Saint-Vincent. Falde rocciose di crosta continentale (placca adriatico-africana e iberico-europea) e di crosta oceanica (Tetide) sono impilate una sull'altra attraverso superfici di sovrascorrimento tettonico (linee rosse dentellate). Le rocce oceaniche (raggruppate complessivamente nella Zona Piemontese) si sovrappongono su una falda di crosta continentale europea (Pennidico interno: Monte Rosa, Gran Paradiso e Arce-saz-Brusson) e sono coperte dalla falda austroalpina superiore (Dent-Blanche+Mont-Mary+Valpelline, Pillonet). Una seconda falda austroalpina, strutturalmente più profonda (unità austroalpine inferiori: Mont Emilius, Grun), intercalata entro la Zona Piemontese, separa l'Unità del Combin (prevalenti calcescisti e prasiniti; impronta metamorfica in facies scisti blu) dall'Unità di Zermatt-Saas (substrato oceanico con impronta metamorfica di facies eclogitica). Infine alcune scaglie di unità austroalpine inferiori (Tour Ponton, Glacier-Rafray, Châtillon, Saint-Vincent) sono pizzicate entro l'Unità Zermatt-Saas a separare un settore inferiore a prevalenti serpentiniti (e senza calcescisti) da un settore superiore (a prevalenti metabasiti e con calcescisti). Il rettangolo bianco indica il territorio di Saint-Vincent e Châtillon, di cui sono specificati i principali siti di affioramento delle diverse unità geologiche. La ricostruzione non tiene conto della dislocazione prodotta dalla faglia Aosta-Ranzola

SAINT-VINCENT NEL REAME DELLE ROCCE OCEANICHE MA CON TRUCIOLI DI CROSTA CONTINENTALE

Ora, Saint-Vincent si situa in un settore dell'edificio alpino costituito da rocce metamorfiche di origine oceanica (metabasalti e metagabbri) e dal

sottostante mantello (serpentiniti del M. Avic, uno dei maggiori complessi ultrabasici delle Alpi), che fan parte di un sistema di falde di ricoprimento raggruppato sotto il nome di Zona Piemontese (Fig. 4). La Zona Piemontese affiora al centro delle Alpi Occidentali, come una fascia che si snoda dal Piemonte meridionale fino al Canton Ticino. La Zona Piemontese si divide in

due unità geologiche sovrapposte (Fig. 5): in basso, l'unità eclogitica di Zermatt-Saas a prevalenti serpentiniti (e metabasalti); sopra, l'unità non eclogitica del Combin a prevalenti calcescisti (e metabasalti). In Valle d'Aosta queste rocce, dette anche ofioliti, si estendono per una larghezza considerevole (40 km) sul fondovalle tra Verrèse Avise e in altezza sino ai 4000 m del Breithorn a nord e della Grivola a ovest. Tra i siti di interesse considerati nel Progetto, i resti del Ponte Romano di Saint-Vincent costruito sul T. de Cillian a q. 620 m e in funzione dal I sec. a.C. fino al 1839, poggiano sulle serpentiniti dell'Unità di Zermatt-Saas, mentre la Cappella dei Partigiani di Amay, edificata nel 1953 a q. 1500 m, giace sulle prasiniti (metabasalti) in facies scisti-verdi) dell'Unità del Combin.

Un fatto notevole è che, pizzicati tra

i metabasalti di crosta oceanica e le serpentiniti, tutt'intorno alla conca di Saint-Vincent affiorano delle grosse scaglie di crosta continentale, trucioli raschiati dal margine africano e inglobati nel melange oceanico in subduzione: sono i lembi austroalpini inferiori di Châtillon (ortogneiss formanti la grande parete sotto il Castello Gamba, gli stessi su cui poggia l'arcata del ponte romano di Châtillon), di Saint-Vincent (due lenti di micascisti eclogitici e gneiss kinzigitici sul versante sopra Tréan e sulla parete sovrastante la cava Marbrière di Châtillon), di Grun (sopra la frazione omonima) e di Pontey (micascisti quarzosi lungo la strada per Fenis a W di Epinay). In particolare, se si segue la strada del Col de Joux tra Grun e Salirod oppure il sentiero che taglia verso Petit-Run, si incontrano gli affioramenti di questi



6.

Profilo geologico del versante a Est di Saint-Vincent scolpito nel blocco settentrionale, quello ribassato dalla Faglia Aosta-Ranzola. In evidenza il lembo austroalpino di Grun, una scaglia di crosta continentale pizzicata tra le unità oceaniche di Zermatt-Saas (in basso) e del Combin (in alto)

micascisti e gneiss di colore grigio (Fig. 6). In più punti del versante si celano degli anfratti in cui poterono nascondersi i partigiani: non sono grotte carsiche, ma fratture delle rocce apertesi per incipienti collassi gravitativi del versante. Il villaggio di Petit-Run (q. 1310 m) poggia su un terrazzo di modellamento glaciale costituito ancora da queste rocce continentali, ma la parete sovrastante è già formata da metabasalti oceanici della Zona del Combin, qui rappresentati dalle belle prasiniti verde chiaro con cui sono state edificate le vecchie case di Petit-Run. Invece più in basso il villaggio di Grun (q. 980 m) giace sui metabasalti dell'unità Zermatt-Saas. Ration per cui il lembo di Grun è un lembo di crosta continentale austroalpina potente circa 300 m (tra i 1000 m sopra Grun e i 1320 m sopra Petit-Run) incastrato nel mezzo della Zona Piemontese a marcare il contatto tettonico tra le unità di Zermatt-Saas e del Combin, in una posizione cioè analoga a quella del ben più grande lembo austroalpino del Mont Emilius che si innalza a 22 km di distanza.

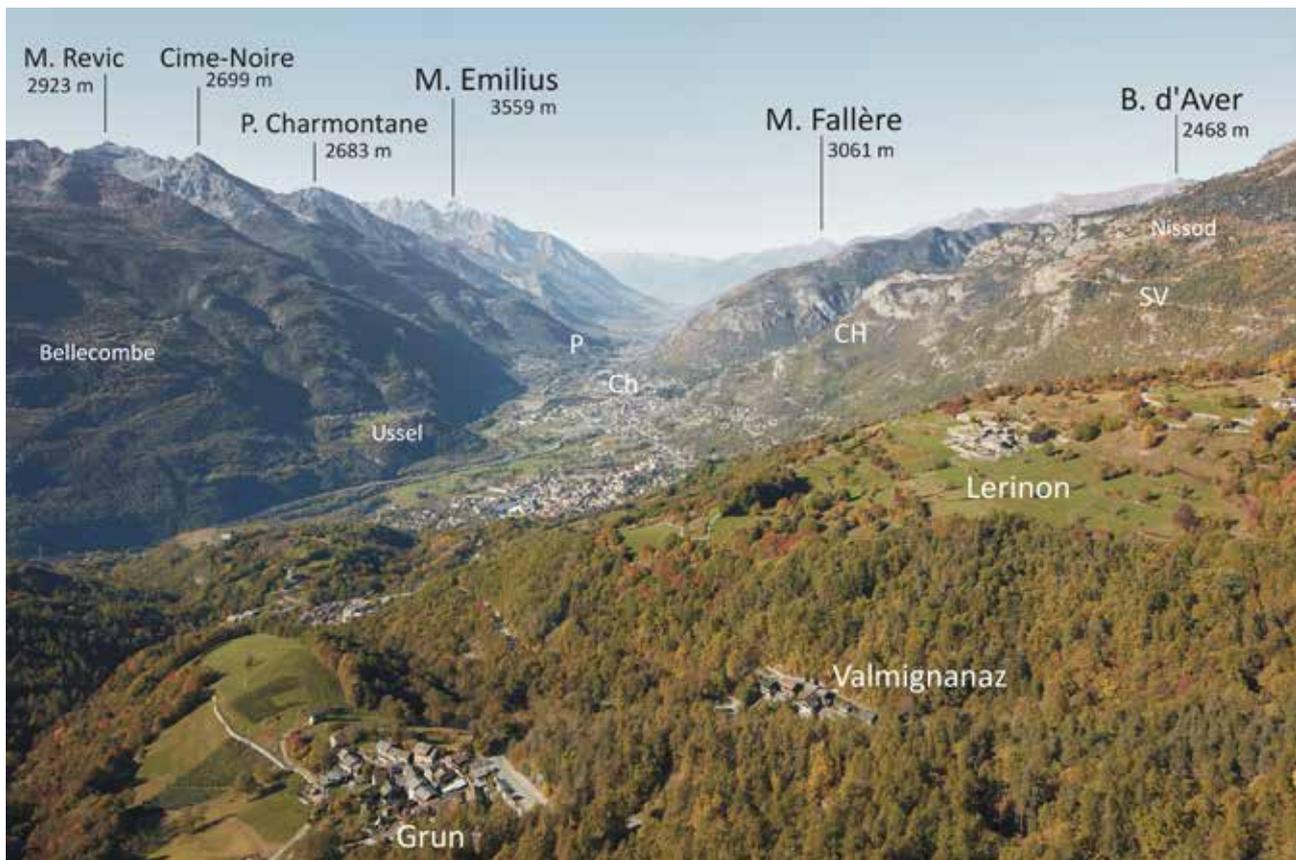
LA FAGLIA AOSTA - COLLE DELLA RANZOLA

Questi pezzi tutto sommato modesti (sono spessi da 100 a 300 m) di crosta continentale, che affiorano a bassa quota (450-1300 m s.l.m.) fanno parte di un complesso di rocce (lembi e klippen australpini inferiori) che sul versante orografico destro della Dora Baltea si distribuisce a quota superiore (1500-3500 m sl.m.) a formare gli elevati gruppi montuosi del Glacier-Rafay e del Mont Emilius (Fig. 7). Questa differente posizione altimetrica a nord e a sud della valle principale si spiega con l'azione di una grande faglia normale, cioè a dislocazione verticale in regime distensivo, che si è attivata successivamente all'impilamento delle falde e che ha causato la formazione stessa del solco vallivo principale.

La media Valle d'Aosta da Arvier a Saint-Vincent è infatti impostata su un sistema di deformazione fragile noto come Faglia Aosta-Colle della Ranzola, una gigantesca spaccatura che nell'Oligocene (33-23 Ma fa) dislocò in senso verticale la pila delle falde alpine in due mega-blocchi, separati morfologicamente dalla valle della Dora Baltea (Bistacchi et al., 2001; De Giusti et al., 2004).

Il blocco roccioso settentrionale, corrispondente a tutte le montagne che si trovano in sinistra Dora (ad es. il M. Zerbion, la Becca d'Aver e il Mont Mary fino al Cervino), giace a tetto della faglia ed è stato abbassato fino a 3 km rispetto al blocco settentrionale, che giace a letto della faglia, nel quale sono modellate le montagne in destra Dora (rappresentate dal Massiccio del M. Avic e dal gruppo del M. Emilius). In realtà entrambi i blocchi sono stati sollevati, ma uno molto più dell'altro. L'altezza confrontabile delle montagne a nord e a sud della faglia è dovuta all'erosione, che ha agito in superficie contemporaneamente al sollevamento tettonico e che ha pareggiato le quote dei due blocchi (Fig. 8).

Dunque la Faglia Aosta-Ranzola è l'elemento fondamentale per capire struttura e composizione del territorio di Saint-Vincent. Il suo effetto principale è la dislocazione a diverse altezze di corpi rocciosi originariamente continui lateralmente, che sono quelli che formano il fondovalle e i due versanti della media Valle d'Aosta. Sotto l'aspetto geomorfologico, l'abbassamento prodotto dal sistema di faglia ha causato la formazione di una grande valle centrale orientata come la faglia e cioè W-E (orientazione propria anche di altri grandi valli delle Alpi italiane, quali la Valtellina e la Val Venosta). Anche l'ampio Col de Joux a quota 1640 m è espressione morfologica della faglia, il cui decorso continua verso Est attraverso la Val d'Ayas fino al Colle della Ranzola. Il passaggio della faglia al Col de Joux giustifica la



7.

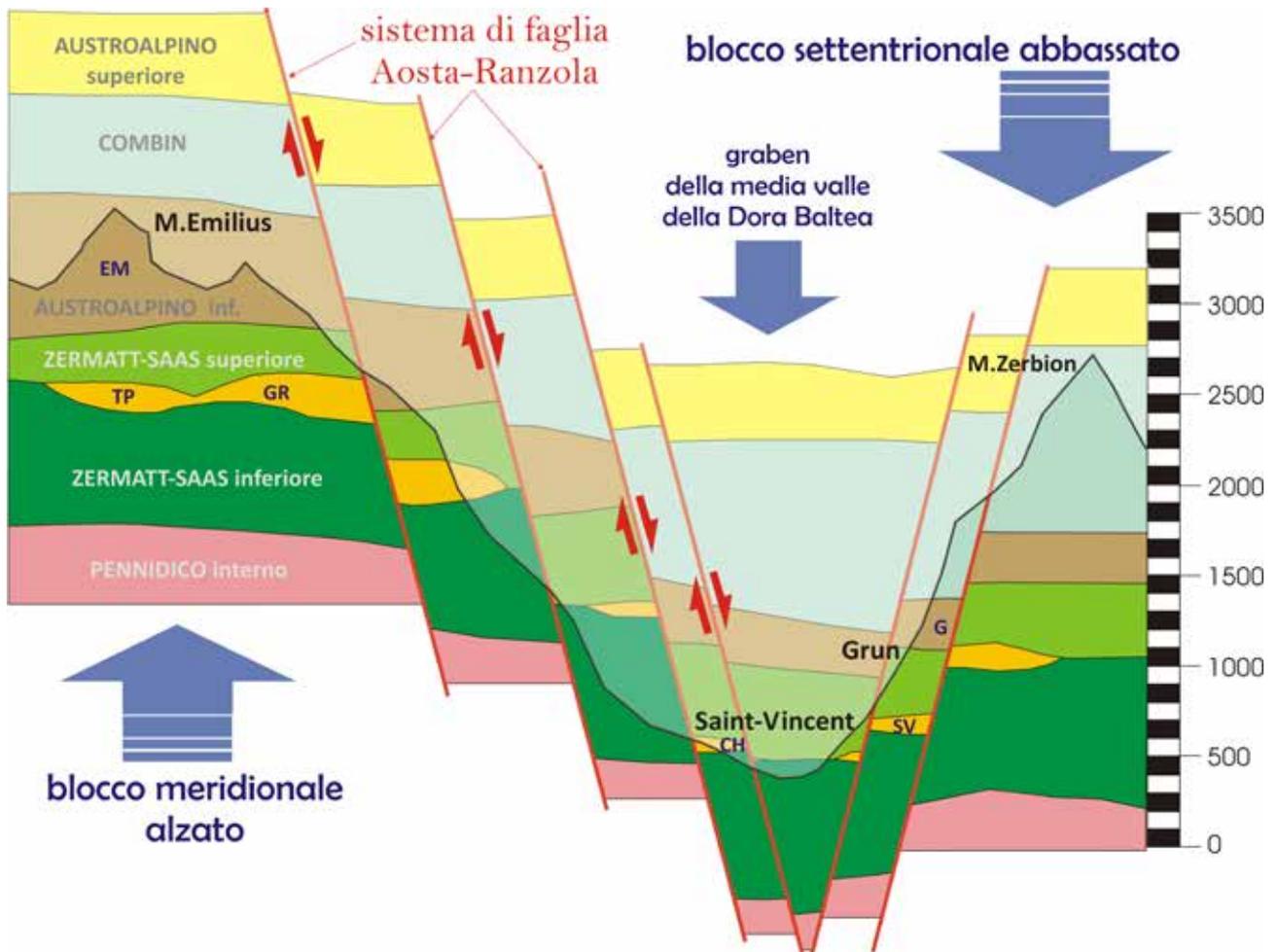
Panorama sulla valle centrale dalla montagna di Saint-Vincent. Sono indicati i diversi lembi di crosta continentale austroalpina pizzicati entro le meta-ofioliti oceaniche: Châtillon-Castello Gamba in basso (Ch) e Châtillon-Marbrière in alto (CH), Saint-Vincent (SV), Pontey (P) e Grun. Il piccolo lembo austroalpino di Grun è geologicamente analogo al maestoso gruppo del M. Emilius visibile sullo sfondo. Il gruppo Pointe-Charmontane - Cima-Nera - Mont-Revic, insieme al rilievo di Ussel, sono costituiti interamente da serpentiniti del Massiccio Ultrabasico del M. Avic, uno dei maggiori pezzi di mantello delle Alpi. L'incisione in basso a sinistra (di fianco alla dorsale di Grun) è espressione morfologica della faglia Aosta-Ranzola (vista da punto panoramico lungo la mulattiera tra Grun e Petit-Run)

diversa composizione dei due versanti del colle: il fianco settentrionale è inciso nelle prasiniti del Combin, mentre quello a sud su anfiboliti e serpentiniti di Zermatt-Saas. Infine, ma molto più in basso, alla stessa faglia è legata l'emergenza di un'importante sorgente d'acqua fredda (7.2 °C), la Fons Salutis, che sgorga a q. 630 m slm, però con una portata estremamente bassa (0.25 l/minuto = 360 l/giorno). Il chimismo delle acque bicarbonato-sodiche e cloruro-solfato-sodiche, caratterizzate da un elevato tenore di CO₂ e di Mg disciolto, indica la miscela di acque meteoriche (piovane e nivali) con fluidi generati in profondità da processi metamorfici e risaliti attraverso la faglia (Dal Piaz et al., 2010).

Sulle proprietà terapeutiche della Fons Salutis si fonda la rinomanza turistica di Saint-Vincent (Decanale Bertoni, 2012). In ultimo, va detto che la faglia Aosta-Ranzola è un antichissimo sistema di deformazione fragile ormai inattivo e non dà origine a terremoti.

L'IMPRONTA GLACIALE A SAINT-VINCENT

Mentre la catena alpina era in una fase avanzata di formazione e sollevamento, circa 34 milioni di anni fa, all'inizio dell'Oligocene, sotto l'aspetto climatico inizia l'epoca glaciale cenozoica, che fa seguito alla lunghissima epoca interglaciale mesozoica e all'Eocene,

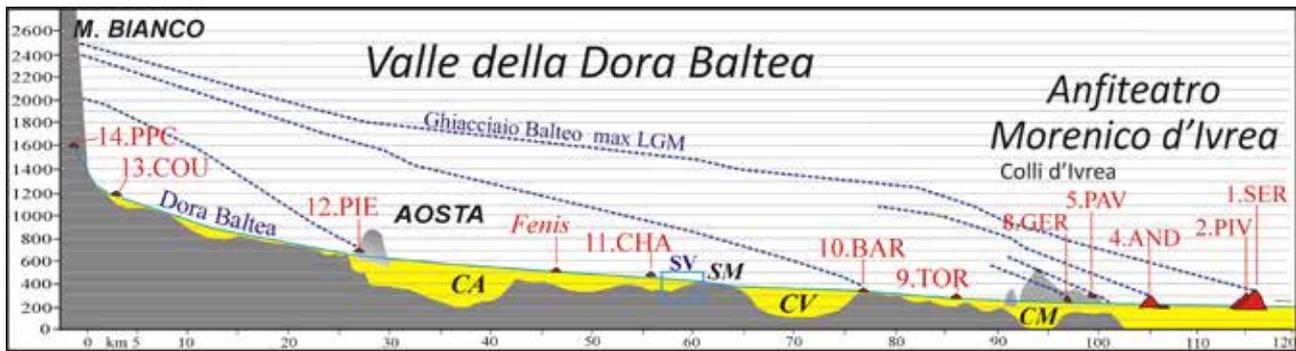


8.

Effetto della Faglia Aosta-Ranzola che alcune decine di milioni di anni fa dislocò la pila delle falde alpine in due blocchi. Il blocco meridionale risulta sollevato fino a 3 km in più rispetto a quello settentrionale, ma l'erosione nel frattempo ha quasi pareggiato la superficie topografica dei due blocchi. Il risultato è che i lembi continentali di Saint-Vincent (SV) e di Châtillon (CH), pizzicati entro le rocce dell'Unità di Zermatt-Saas, affiorano nel fondovalle, mentre i corrispondenti lembi del Glacier-Rafraay (GR) e della Tour Ponton (TP) formano due klippen austroalpine in cui sono scolpite alcune alte vette del blocco meridionale. Allo stesso modo il lembo di Grun (G), interposto al contatto tra Zona Zermatt-Saas e la sovrastante Zona del Combin, occupa la stessa posizione tettonica del lembo del Mont Emilius (EM), che però affiora 1,5 km più in alto. Mentre il lembo di Grun è ancora coperto dalle rocce oceaniche dell'Unità del Combin, che formano la vetta del Mont Zerbion, a sud della faglia queste sono state completamente erose e dunque il lembo austroalpino del Mont Emilius affiora alla sommità della pila delle falde a formare i rilievi più alti (gruppo del Mont Emilius - Becca di Nona - Mont Père Laurent). Il solco della valle della Dora Baltea si è impostato e via via approfondito, per erosione prima fluviale e poi essenzialmente glaciale, nella fascia in cui le rocce erano meno resistenti all'erosione perché fratturate e allentate dall'azione delle faglie. Posizione delle unità geologiche e quote sono solo indicative, perché lo spaccato mette insieme aree molto distanti una dall'altra.

caratterizzati da clima molto caldo in cui non poterono esistere ghiacciai in nessuna parte del mondo. Il grande raffreddamento climatico avviene a tappe segnate dalla comparsa dei primi ghiacciai, dapprima con la nascita della calotta antartica (34 Ma), poi con la comparsa e sviluppo della calotta

groenlandese (13-8 Ma, nel Miocene medio) e infine con la formazione di ghiacciai anche sulle catene montuose delle medie latitudini, come le Alpi (3,6 e 2,6 Ma). L'ultimo evento di raffreddamento globale, datato a 2,6 milioni di anni fa, segna l'inizio del Periodo Quaternario, che rappresenta la fase di acme



9.

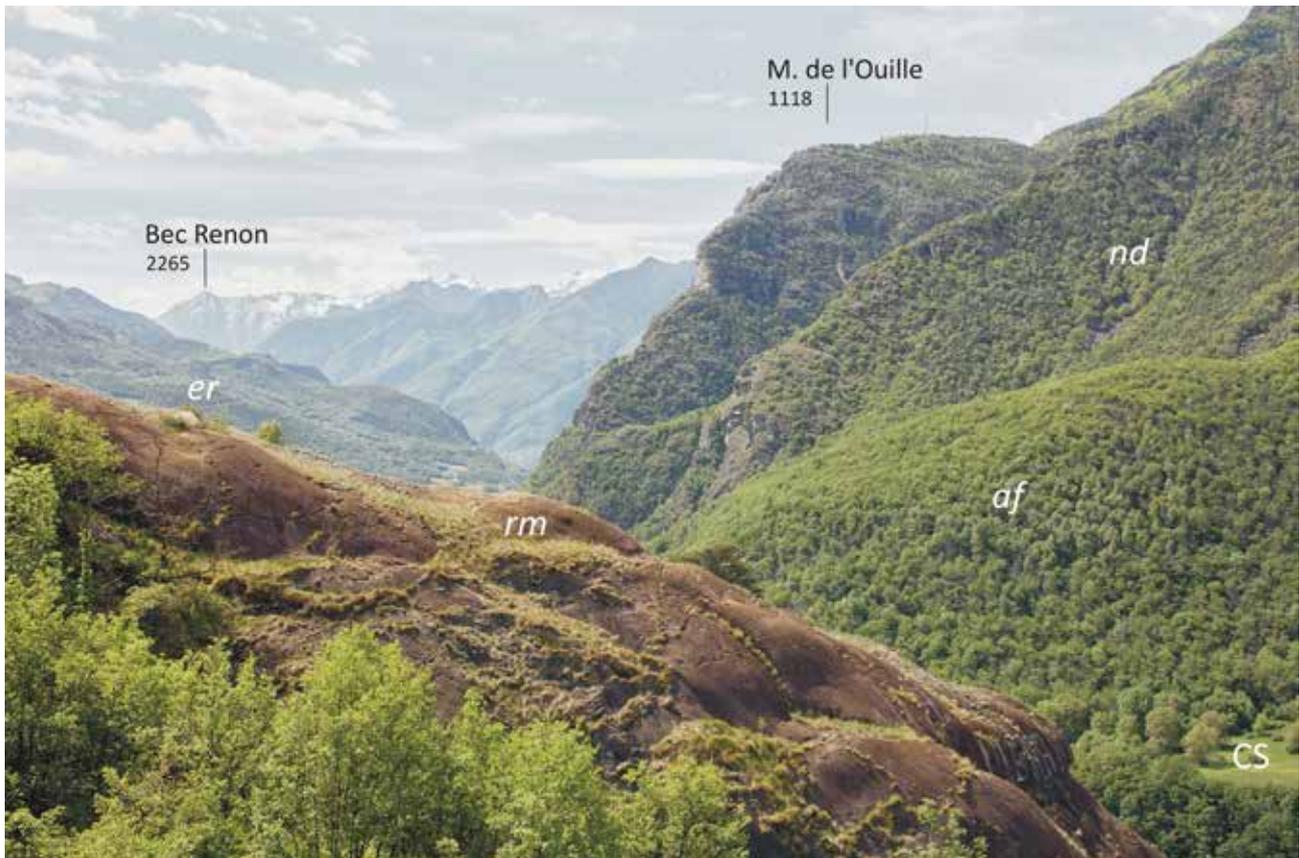
Profilo longitudinale della Valle della Dora Baltea, che mostra l'andamento del fondovalle in roccia articolato in conche di sovraescavazione (CA: di Aosta; CV: di Verrès; CM: di Montalto d'Ivrea), sepolte da centinaia di metri di sedimenti (in giallo) e separate dalle soglie intravallive fatte di roccia affiorante (ad es. a Montjovet, SM). Sono indicati gli stadi glaciali dell'ultima glaciazione con la ricostruzione della rispettiva superficie del ghiacciaio. Viene evidenziato il settore di Saint-Vincent (rettangolo azzurro) (da Gianotti e Forno, 2017, mod.)

dell'epoca glaciale cenozoica (34 Ma-Attuale). Nella prima parte del Periodo Quaternario, tra i 2,6 Ma e i 900.000 anni fa, si susseguirono una quarantina di piccole glaciazioni, assai frequenti (cicli di 40.000 anni) ma poco intense, i cui effetti sui continenti sono difficilmente riconoscibili, ma che sono state ben identificate e datate grazie al segnale isotopico registrato dai sedimenti oceanici. Nel corso dell'ultimo milione di anni le glaciazioni si intensificarono e si riproposero con regolarità in cicli glaciali molto più lunghi (100.000 anni). In Valle d'Aosta il Ghiacciaio Balteo si riformò ed espanse con dimensioni tali da sboccare in pianura oltre Ivrea per almeno nove volte. Nell'Anfiteatro Morenico di Ivrea (Fig. 2) sono conservate le morene di tutte queste grandi glaciazioni della terza parte del Periodo Quaternario (900.000 anni fa - Attuale).

Se però si abbandona l'anfiteatro morenico e ci si addentra nella valle da cui proveniva il ghiacciaio, qui sono conservati depositi e morene soltanto dell'ultima grande espansione glaciale, avvenuta tra i 30.000 e i 19.000 anni fa a cui è seguito il ritiro glaciale (nel Tardoglaciale) completatosi 11.700 anni fa. Alle quote superiori dei versanti poche tracce della penultima glaciazione sono differenziabili non senza difficoltà. Al

momento del suo massimo sviluppo (Last Glacial Maximum o LGM, 26-23.000 anni fa) nel corso dell'ultima glaciazione, il Ghiacciaio Balteo occupava tutta la valle con oltre 1 km di spessore, raggiungendo sopra Saint-Vincent la quota di almeno 1500 m e con ciò attestandosi poco sotto il Col de Joux (q. 1640 m). A Châtillon avveniva la confluenza con il ghiacciaio di Valtournanche proveniente dal Cervino, mentre a Verrèsvi si univa il Ghiacciaio di Ayas nato dal Monte Rosa. Tuttavia quest'ultimo ghiacciaio, in corrispondenza all'odierna Brusson, era troppo potente per essere interamente contenuto entro il proprio solco vallivo, per cui una parte valicava lo spartiacque attraverso il Col de Joux con un lobo di ghiaccio che si saldava anticipatamente al Ghiacciaio Balteo. In quella fase di acme glaciale la Testa di Comagna (q. 2102 m) doveva emergere come un'isola rocciosa dal mare di ghiaccio.

In fondo alla valle dove ora sorge Saint-Vincent, sradicando e abradendo il substrato roccioso su cui scorreva, il Ghiacciaio Balteo vi modellò una depressione, seppur modesta in confronto alle maggiori conche di sovraescavazione glaciale quali quella di Aosta (la maggiore della valle, colmata da oltre 350 m di sedimenti), di Verrès di Montalto d'Ivrea (che scende al



10.

Rocce montonate di serpentiniti (rm), abrase e striate dall'azione del Ghiacciaio Balteo, sul versante sinistro a Cillian, su cui poggia un masso erratico (er). In secondo piano è parte della nicchia (nd) e dell'accumulo di frana (af) che sbarrò la stretta di Montjovet, andando a poggiare sul terrazzo di Champ-sotterrou (CS). Sullo sfondo è la bassa valle della Dora Baltea, con la cresta del Bec Renon a confine con il Piemonte (foto A. Guida)

di sotto del livello del mare) (Fig. 9). L'assembramento di discontinuità tettoniche nel fondovalle tra Chambave e Saint-Vincent (dato dall'accavallamento delle unità oceaniche del Combin su quelle di Zermatt-Saas, con le scaglie continentali austroalpine pizzicate al contatto, e il tutto ulteriormente dislocato dalle faglie normali del sistema Aosta-Ranzola) aveva già frammentato e indebolito le rocce di questo settore favorendone l'erosione da parte del ghiacciaio.

La conca di Saint-Vincent è chiusa a valle dalla stretta di Montjovet, una dorsale rocciosa dominata dal castello di Saint-Germain, attraverso cui avviene la svolta tra la media Valle d'Aosta, ampia e svasata, e la bassa Valle d'Aosta, più stretta e rocciosa. La stretta di Montjovet è il più completo di tre sbarramenti della

valle principale, in quanto è preceduto 15 km a valle dalla stretta di Bard ed è seguito 40 km a monte dalla stretta di Avise. Bard, Montjovet e Avise sono tre soglie intravallive affioranti che chiudono il decorso della valle principale, ma non sono le uniche: sepolte dai sedimenti di fondovalle sono presenti anche altre soglie, individuabili in coincidenza di restringimenti vallivi. Tutte queste soglie, sepolte e affioranti, sono dei rialzi del fondovalle principale in coincidenza di rocce con maggiore resistenza all'erosione e separano le conche di sovraescavazione glaciale.

La Dora Baltea attraversa lo sbarramento di Montjovet (serpentinites dell'U. di Zermatt-Saas) in un'incisione fluviale stretta e profonda lunga quasi 3 km (forra od orrido di Montjovet). Le vie di comunicazione, a loro volta,



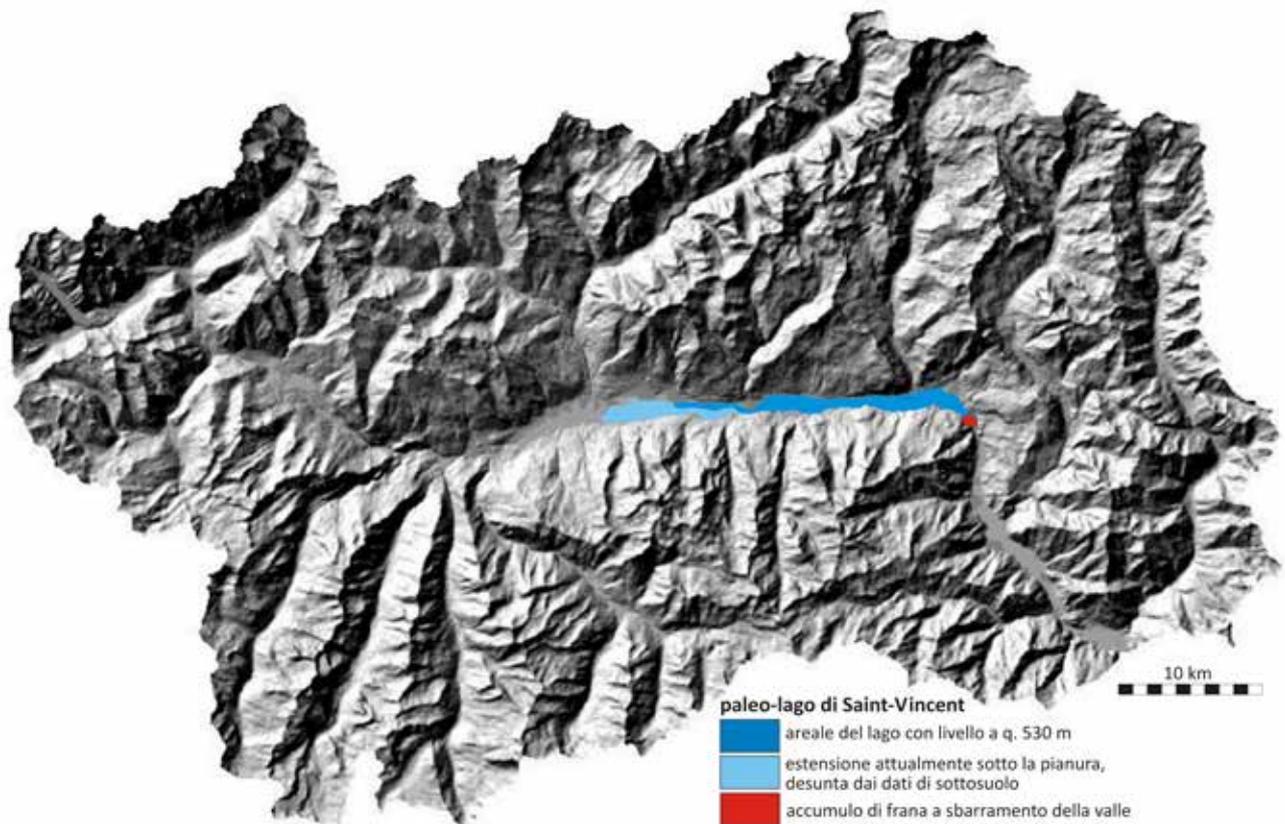
11.

Veduta della stretta di Montjovet incisa dall'orrido della Dora Baltea e dominata dal castello di Saint-Germain (SG). Sono indicati i due lembi dell'accumulo di frana di Champsotterout (toponimo sulla tavoletta IGM) conservati ai due fianchi dell'orrido (asterischi bianchi) e la configurazione originaria dell'accumulo (linea tratteggiata gialla) (foto A. Guida, mod.)

riescono a superare il rialzo roccioso in modi alternativi: la Via delle Gallie lo scavalcava con una graduale salita di 170 m di dislivello sfruttando vallecole di abrasione subglaciale; il tratto della Strada Statale 26 detto Mongiovetta (1771) aggrappandosi a mezza costa con sbancamenti e sostegni; ferrovia (1886) e autostrada (1968) in galleria. Durante i lavori di scavo dei tunnel autostradali (Grasso, 1967) si rinvennero eccellenti cristalli di minerali (carbonati: aragonite, artinite, coalingite, hydromagnesite; silicati: vesuvianite, grossularia) entro filoni di rodingiti (Ratto & Gramaccioli 1967; Dal Piazz & Grasso, 1967), come peraltro anche altrove al contatto tra serpentiniti con metagabbri e cloritoscisti (Franchini & Ferraris, 1971; Castello, 1978, 1990).

Percorrendo a piedi il sentiero che

attraversa la Dora sul fondo dell'orrido grazie al Ponte delle Capre e che risale il versante sinistro fino al Mont-des-Fourches e da qui a Cillian, si vedono le roches moutonnées (forme di abrasione in roccia a dorso di cetaceo) o più semplici lisciature che il Ghiacciaio Balteo produsse sul substrato roccioso sul quale scorreva. Le bellissime forme montonate dipendono dal fatto che in questo settore il substrato è costituito da serpentiniti, tra le rocce più idonee a ricevere e conservare le tracce dell'erosione subglaciale (Fig. 10). Inoltre, a Champ-Ceillin la strada statale taglia un gruppo di piccole morene latero-frontali sinistre del Ghiacciaio Balteo, che rappresentano uno stadio tardoglaciale locale finora non considerato.



12.

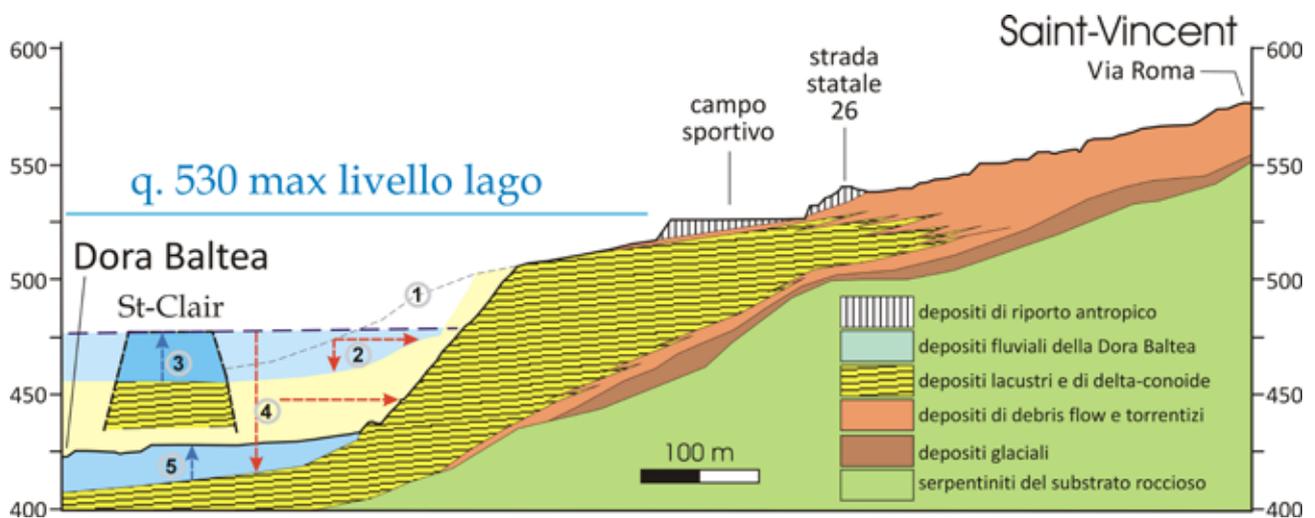
Ricostruzione del paleo-lago di Saint-Vincent sbarrato dalla frana di Champsotherout

IL PALEO-LAGO DI SAINT-VINCENT

La seconda caratteristica eccezionale di Saint-Vincent è di essere edificato molto in alto (150 m di dislivello) rispetto alla piana della Dora Baltea (420 m s.l.m.), su una serie di gradini che degradano a teatro verso una profonda conca. Quasi tutti gli altri maggiori centri abitati della valle principale sorgono invece sui conoidi fluviali distribuiti allo sbocco di valli tributarie (ad es. Pont-Saint-Martin sul conoide del T. Evançon; Verrèssul conoide del T. Lys; Issogne su quello del T. de Boccoûl; e poi Aosta sul conoide del T. Buthier, il maggiore della valle; Nus su quello del T. Saint-Barthelemy, Saint-Marcel sul conoide omonimo; Pollein sul conoide del T. Comboué,

e così via) oppure su terrazzi rocciosi di modellamento glaciale in rilievo sul fondovalle (Aymaville, Introd) o sul dorso di grandi frane (Courmayeur). Saint-Vincent poggia anch'esso su un conoide (quello del T. Grand-Valey), ma fortemente sospeso (similmente a La Salle sul conoide del T. d'Echarlod) e inserito in un contesto più complesso: infatti condivide con Châtillon e Pontey la rara condizione di distribuirsi su rilievi e terrazzi di genesi e composizione diversa (rocciosi, glaciali, lacustri e fluviali), in cui si incastrano i vari conoidi alluvionali, sospesi intorno a una conca un tempo occupata da un lago: il paleo-lago di Saint-Vincent.

La presenza nel passato di un vasto bacino lacustre tra Saint-Vincent e Aosta è certa. Prima di tutto occorre una depressione chiusa atta a trattenere le acque e questa è assicurata dallo



13.

Profilo geologico tra l'alveo della Dora Baltea e il centro storico di Saint-Vincent. Posizione del substrato roccioso e spessori dei corpi sedimentari sono solo ipotetici e indicativi, non disponendo di dati di sottosuolo. Il livello massimo del lago di q. 530 m s.l.m. risulta coincidere con una rottura di pendenza della superficie del conoide del T. Grand-Valey. In basso, la posizione di un'antica, più alta, piana alluvionale di fondovalle è testimoniata da vari lembi di ghiaie fluviali della Dora sospesi di una quarantina di metri sull'alveo attuale (come Saint-Clair a Châtillon). 1) conformazione della superficie originaria del delta-conoide fluvio-lacustre; 2) morte del lago ed erosione dei depositi lacustri da parte della Dora Baltea; 3) sedimentazione di ghiaie sabbiose fluviali da parte della Dora Baltea fino a creare un'antica pianura di fondovalle; 4) approfondimento erosionale dell'alveo della Dora e contemporaneo arretramento della scarpata per erosione fluviale; 5) sedimentazione delle ghiaie sabbiose fluviali da parte della Dora, costituenti l'attuale piana alluvionale di fondovalle

sbarramento della valle principale operato da una grande frana di crollo, caduta nel posto giusto e cioè proprio sulla forra di Montjovet dove la valle è massimamente stretta. Sul versante destro della valle è ben visibile l'esemplare nicchia di distacco (larghezza di 450 m) aperta sulla parete rocciosa sottostante il terrazzo di Rodoz. Sotto la nicchia c'è l'accumulo di frana, con forma a panettone, costituito da blocchi angolosi di serpentiniti e di metagabbri (volume residuo stimato in 6 milioni di mc). Questa frana è nota come frana del M. Avi (Grasso, 1968) e ridenominata frana di Champsotterrou/Champ-Steirou (Dal Piaz et al., 2010) o di Rhodo (Prinetti, 2000). L'accumulo ha risalito per un certo tratto il versante opposto, andando a poggiare sull'esteso ripiano terrazzato sospeso di Champerieux (ov'è un ristorante) e con ciò sbarrando completamente la valle della Dora (Fig. 11). Ma la prova dell'effettiva formazione del lago è data dalla presenza di depositi fini

lacustri, visibili in affioramento tra Saint-Vincent e Valery (Dal Piaz et al., 2010) e particolarmente ben esposti nella cava Zerbion di Châtillon (Carraro et al., 1994; Giardino, 2005). Più a monte, verso Aosta, il corpo di sedimenti lacustri prosegue sepolto nella piana della Dora fino a Pontey, come livello di limi spesso dai 2 ai 7 m intercettato da numerosi sondaggi e pozzi per acqua al di sotto di una trentina di metri di ghiaie fluviali. Dunque il lago doveva aver raggiunto una lunghezza minima di 25 km e attestarsi tra il corpo di frana di Champsotterrou, che faceva da diga, e il conoide del T. Buthier ad Aosta. Le quote massime a cui si rinvergono i depositi lacustri attestano che il livello del lago non dovette essere inferiore, nel momento del suo massimo sviluppo, ai 530 m s.l.m.. Per cui si può ricostruire una profondità massima del lago di almeno 120 m a Saint-Vincent, una lunghezza di 25 km e un'estensione del lago intorno ai 20-25 km², superiore a quella del Lago d'Orta! Si trattava di un tipico lago



14.

Scavo archeologico sotto la chiesa parrocchiale di Saint-Vincent. A I reperti murari di epoca romana poggiano su antichi depositi di debris flow costituiti da un miscuglio di blocchi (b), ciottoli (c) e ciottolotti inglobati in una matrice (m) poco selezionata, data da sabbie da grossolane a finissime debolmente limose. La tessitura è prevalentemente a supporto di matrice. B Depositi di riporto antropico (ra), confinati entro opere murarie e che fanno da base per altri muri, poggiano sui depositi di debris flow (df). C Dettaglio dei depositi di debris flow

di sbarramento da frana, con forma particolarmente lunga e stretta (Fig. 12). La morte del lago avvenne per incisione della soglia rappresentata dall'accumulo di frana e non per completo colmamento sedimentario del lago (Dal Piaz, 1992; Dematteis, 1994): la Dora Baltea, come emissario del lago, avrebbe eroso l'accumulo di frana, riesumando progressivamente la forra sepolta e producendo continui abbassamenti del livello del lago. Nello stesso tempo sul fondo del lago si riversavano i sedimenti apportati dai numerosi corsi d'acqua, la Dora Baltea da monte e i torrenti tributari ai lati, contribuendo a ridurre la profondità e l'estensione in lunghezza e in larghezza. I centri storici di Châtillon e di Saint-Vincent sono edificati sui grandi delta-conoidi del T. Marmore e del T. Grand-Valey, cioè su conoidi alluvionali che terminavano nel lago.

La superficie dei conoidi è articolata in diversi ripiani corrispondenti a più ordini di terrazzi, ma solo quelli più elevati, tra le quote di almeno 530 m e di 485 m sono interpretabili come veri terrazzi lacustri e cioè collegati agli abbassamenti del livello del lago. Infatti un lembo di ghiaie fluviali della Dora Baltea, che forma la parte superiore della collinetta di Saint-Clair in pieno fondovalle (presso la stazione ferroviaria di Châtillon) attesta il completo colmamento del bacino nel tratto a sud di Châtillon quando il livello del lago era sceso ad una quota inferiore ai 460 m. La Dora si sarebbe successivamente approfondita nei propri depositi alluvionali, riesumando i sottostanti depositi fluvio-lacustri e ritagliandovi quel testimone isolato che è il rilievo di Saint-Clair, per un abbassamento complessivo dell'alveo fluviale di una quarantina di metri (fino agli attuali 440 m di quota). A questo approfondimento è riconducibile il modellamento del sistema di scarpate che terrazza i delta-conoidi di Châtillon e di Saint-Vincent: i terrazzi costituiti dai depositi fluvio-lacustri della conca di Saint-Vincent sono, perlomeno nella parte

inferiore ai 485 m di quota (superficie sommitale del terrazzo di Saint-Clair), e dunque per la maggior parte del loro sviluppo, dei terrazzi fluviali e non dei terrazzi lacustri (Fig. 13).

La vicenda di questo lago è cronologicamente confinata tra l'ultimo ritiro del Ghiacciaio Balteo (in questo tratto vallivo da collocarsi nel primo tardoglaciale tra i 18.000 e i 16.000 anni fa) e l'epoca pre-romana (poiché il lago non è documentato storicamente), ma una datazione più precisa si deve a un'analisi pollinica dei sedimenti lacustri che fa riferire il lago all'Olocene medio (Caramiello in Carraro et al., 1994) e quindi a un intervallo tra i 8.200 e i 4.200 anni fa (6200-2200 a.C.) che comprende il Neolitico e l'Età del Rame. Nella scala dei tempi geologici (cronostratigrafia) si colloca nel Piano Northgrippiano.

IL SOTTOSUOLO DEL CENTRO STORICO DI SAINT-VINCENT

Il centro abitato di Saint-Vincent con via Roma (q. 570 m) e la chiesa parrocchiale (q. 565 m) si situano ben al di sopra del massimo livello raggiunto dal lago (q. 530 m) e comunque già in epoca protostorica il lago non esisteva più da migliaia di anni. Gli scavi archeologici condotti nel sottosuolo della chiesa parrocchiale permettono di osservare direttamente la costituzione del settore di conoide distribuito al di sopra della riva del paleo-lago (q. 530 m), dove si sviluppa gran parte del centro storico di Saint-Vincent. Qui si vede come i manufatti di interesse archeologico (di età romana e medioevale) sono scavati o poggiano su antichi depositi di debris flow, con blocchi e ciottoli frammisti a sabbie debolmente limose, trasportati e sedimentati dal T. Grand-Valey in occasione di eventi alluvionali (Fig. 14).

BIBLIOGRAFIA

Bistacchi A., Dal Piaz G.V., Massironi M., Zattin M. & Balestrieri M.L. (2001) - The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the north-western Alpine nappe stack. *Int. J. Earth Sci.*, 90, 654-667.

Carraro F., Ghibaudo G., Giardino M. & Perotto A. (1994) - Intense deformazioni in depositi fluviolacustri olocenici nella media Valle d'Aosta. *Atti Ticinensi Sci. Terra, ser. spec.*, 1, 123-136.

Castello P. (1978) - Informazioni di mineralogia valdostana. Minerali delle serpentine e delle rodingiti di Châtillon e Montjovet. *Revue Valdôtaine d'Histoire Naturelle*, 32, 95-99.

Castello P. (1990) - Note sulle mineralizzazioni a ferro-rame, magnetite e manganese di Chatillon, Emarese (Valle d'Aosta) del complesso Piemontese dei Calcescisti con Pietre verdi. *Revue Valdôtaine Hist. Nat.*, 44, 41-50.

Dal Piaz G.V. & Grasso F. (1967) - Le rodingiti l.s. nelle gallerie «Petit Monde» della autostrada Quincinetto-Aosta. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 86, 395-401.

Dal Piaz G.V., a cura di (1992) - Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore. *Guide Geol. Regionali, BeMa-S.G.I.*, 3/1, 311 pp., 3/2, 209 pp.

Dal Piaz G.V. (coordinatore scientifico), Baggio P., Bertolo D., Bistacchi A., Carraro F., Fontan D., Gianotti F., Martin S., Monopoli B., Pennacchioni G., Polino R., Schiavo A., Tartarotti P. & Venturini G. (2010) - Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 91, "Châtillon". ISPRA - Servizio Geologico d'Italia.

Decanale Bertoni L. (2012) - Saint-Vincent e le sue Terme Documenti e immagini 1770-2012. *Tipografia Valdostana, Aosta*, 48 pp.

De Giusti F., Dal Piaz G.V., Massironi M. & Schiavo A. (2004) - Carta geotettonica della Valle d'Aosta. *Mem. Sci. Geol.*, 55, 129-149.

Dematteis A. (1994) - Dimensioni e dinamica di svuotamento del lago provocato dalla frana di sbarramento del Monte Avi (Valle d'Aosta, Italia). *Atti Rencontre intern. jeunes chercheurs en géol. appliquée*, EPFL Lausanne, 85-89.

Franchini Angela M. & Ferraris G. (1971) - Ricerche su granati delle rodingiti di Montjovet (Val d'Aosta). *Atti dell'Accademia delle Scienze di Torino*, 105, 14-22.

Gianotti F. & Forno M.G. (2017) - Il Quaternario della Conca di Aosta nell'ambito del modellamento glaciale del bacino della Dora Baltea. In: Masciocco L. (Ed.), *Atti del Convegno Nazionale Geologia urbana di Aosta, Geologia dell'Ambiente*, 2, 12-17, SIGEA.

Giardino M. (2005) Sédimentation et néotectonique post-glaciaires dans la moyenne Vallée d'Aoste. In: *Collection EDYTEM. Cahiers de géographie, numéro 3, 2005. Le quaternaire des vallées alpines. Fronts glaciaires, mouvements deversants et comblements dans les vallées de l'Arve, d'Aoste et de Suse. Livret-guide de l'excursion organisée par l'AFEQ du 2 au 4 juin 2005.* pp. 114-120.

Grasso F. (1967) - Studio geologico del tracciato dell'autostrada Quincinetto-Aosta. *Boll. Ass. Min. Subalpina*, 4, 1-40.

Grasso F. (1968) - La frana del Monte Avi (Valle d'Aosta). *Boll. Soc. Geol. It.*, 87, 109-131.

Prinetti F. (2000) - Alla ricerca del lago perduto. *Environnement*, 10.

Ratto A. & Gramaccioli C.M. (1967) - Ritrovamento di artinite a Saint Vincent (Val d'Aosta). *Natura*, 58, 4, 309-310.

Un progetto di

Poetica del Territorio
www.poeticadelterritorio.com

paesaggisensibili
www.paesaggisensibili.org

Su incarico di

Comune di Saint-Vincent

Con la partecipazione di

Banda musicale di Saint-Vincent
Cenacolo Italo Mus
4Dance Institute
Discover Saint-Vincent

Nell'ambito del partenariato

Iterreg - ALCOTRA
Pa.C.E.
Regione Autonoma Valle d'Aosta

Gli esperti coinvolti

Franco Gianotti - Geologo
Nataschia Druscovic - Archeologa della preistoria
Paola Seris - Storia locale
Piergiorgio Crétier - Storia locale
Mauro Cortelazzo - Archeologo
Alessandro Guida / paesaggisensibili - Fotografo
Viviana Rubbo / paesaggisensibili - Ricercatrice indipendente
Patrik Perret - Storico dell'arte

Design

Alessandro Guida / paesaggisensibili

POETICA del TERRITORIO
POÉTIQUE du TERRITOIRE



paesaggisensibili

