

Il Quaternario della Conca di Aosta nell'ambito del modellamento glaciale del bacino della Dora Baltea

FRANCO GIANOTTI

M. GABRIELLA FORNO

Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino

1 INTRODUZIONE

La Conca di Aosta, estesa per 15 km di lunghezza su un'area di 22 km², rappresenta il maggiore slargo del fondovalle del F. Dora Baltea. La larghezza massima di 2,1 km è raggiunta in corrispondenza della confluenza della valle del T. Buthier dove si sviluppa il centro storico di Aosta.

Tale slargo è espressione morfologica della più profonda delle conche di sovrascavazione glaciale dell'intero bacino (Fig. 1), individuata grazie a rilievi geofisici (Nicoud *et al.*, 1999, e rif.). La conca ha inizio nel sottosuolo di Sarre (600 m s.l.m.), raggiunge la sua quota minima (circa 200 m s.l.m.) sotto la piana di Pollein (550 m s.l.m.) e presenta una soglia sepolta (350 m s.l.m. circa) in corrispondenza di S. Marcel (520 m s.l.m.). La conca è colmata da una successione di sedimenti potente fino a 350 m. I carotaggi dei numerosi pozzi per acqua, che giungono sino a 95 m di profondità, hanno attraversato parte di uno spesso corpo di ghiaie alluvionali nel settore occidentale (conoide del T. Buthier) e una successione di corpi alluvionali e lacustri nel settore orientale.

L'escavazione glaciale della Conca di Aosta è stata favorita e controllata dallo stato di fratturazione del substrato, collocandosi in una zona caratterizzata da importanti contatti tettonici (Iembi Austroalpini sulla Zona Piemontese) e discontinuità strutturali (sistemi di faglia Aosta-Ranzola, Chaligne e Aosta-Fallere) (Bistacchi *et al.*, 2001).

La presente sintesi sul modellamento glaciale pleistocenico del bacino valdostano,

basata su dati bibliografici, è volta a inquadrare la stratigrafia degli eventi che hanno portato all'attuale assetto geologico e paesaggistico della Conca di Aosta. Uno schema di correlazione con le principali stratigrafie di riferimento per il Pleistocene continentale è riportato in Fig. 2.

2. INQUADRAMENTO STRATIGRAFICO

Il bacino della Dora Baltea comprende un settore montano di circa 3400 km² di prevalente modellamento glaciale seguito a valle da un imponente sistema morenico terminale noto come Anfiteatro Morenico di Ivrea (AMI) ampio 500 km² (Fig. 3).

Ai fini della ricostruzione dell'evoluzione glaciale entro valle, l'attenzione maggiore è da porsi nell'individuazione in anfiteatro della posizione di massima espansione del ghiacciaio durante il *Last Glacial Maximum* (LGM, 29-19 ka BP), corrispondente al limite esterno del Sintema di Ivrea. Una bibliografia di lunga data che considera come rissiana la Serra d'Ivrea, il maggior raggruppamento di cerchie dell'AMI, è stata confermata da un paio di datazioni con isotopi cosmogenici su massi erratici (30.8 ± 3.5 e 35.0 ± 3.9 ¹⁰Be ka BP; Gianotti *et al.*, 2008 età di esposizione ¹⁰Be ricalibrate in Gianotti *et al.*, 2015) che attestano un'età pre-LGM delle morene più esterne della Serra d'Ivrea. Al contrario le recenti indagini sulla successione glacigenica di 55 m carotata a Torre Canavese nel mezzo delle cerchie del gruppo della Serra (dati pollinici ed età radiocarbonio) indicano che almeno la parte interna della Serra

sia riferibile al LGM (Gianotti *et al.*, 2015). Il complesso morenico della Serra d'Ivrea è pertanto da suddividere in un Sintema della Serra Esterna, riferibile alla penultima glaciazione (MIS 6), e in un Subsintema della Serra Interna riferibile all'ultima glaciazione (MIS 2). Questa ripartizione trova conferma nell'assetto geomorfologico che vede la Serra Esterna troncata in due punti del settore frontale, mentre la Serra Interna presenta una marcata continuità in tutti i settori dell'anfiteatro, indizio di relativa giovinezza. Nessuna datazione è disponibile per questa unità che segna la massima espansione del LGM.

Il Sintema di Ivrea, che comprende tutti i depositi e le forme dell'ultima glaciazione, è ulteriormente diviso su base morfologica in 14 sub-unità (Figg. 1-3), corrispondenti allo stadio di acme del LGM (subsintema della Serra Interna), a sette stadi di ritiro del LGM in anfiteatro (subsintemi di Piverone, Palazzo, Andrate+Quintas, Pavone, Bienca, Prà San Pietro e Germano) e a sei stadi di ritiro di età LGM-Tardoglaciale nella Valle della Dora Baltea (subsintemi di Torredaniele, Bard, Chambave, Saint-Pierre, Courmayeur, Planpincieux) (Gianotti *et al.*, 2008; Forno *et al.*, 2010; Gianotti *et al.*, 2015). Il momento di completo ritiro del ghiacciaio balteo dall'AMI è pertanto compreso tra gli stadi di Germano e di Torredaniele: questo evento è vincolato tra due età di esposizione ¹⁰Be ottenute su massi erratici dei Colli d'Ivrea (23.8 ± 1.7 ka e 20.1 ± 3.0 ¹⁰Be ka BP) e due età di esposizione restituite dalla grande *roche moutonnée* di Donnass nel fondovalle della bassa Valle

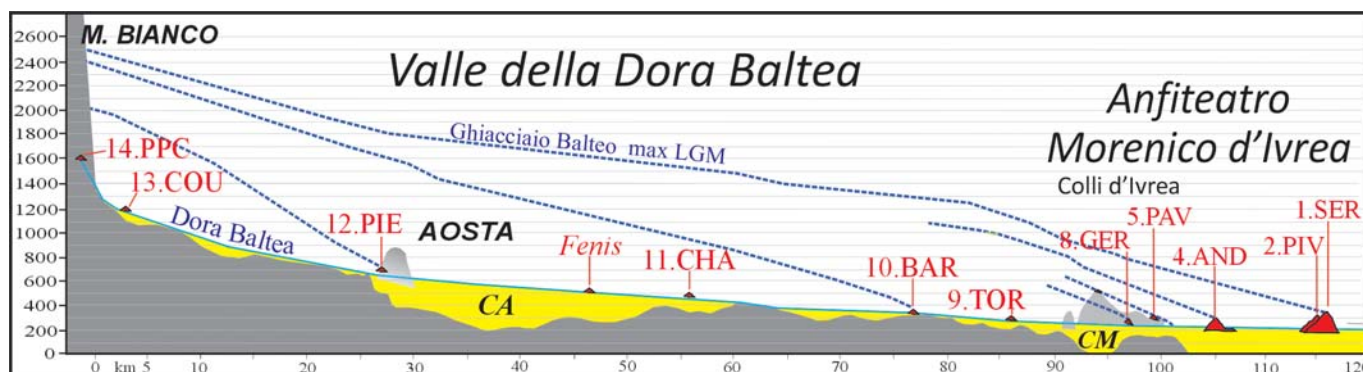


Figura 1 – Profilo longitudinale del bacino della Dora Baltea con evidenziate le conche di sovrascavazione glaciale (CA: di Aosta; CM: di Montalto Dora), gli apparati morenici stadiali (in rosso) e le configurazioni della superficie del ghiacciaio durante lo stadio di massima espansione del LGM e in alcuni stadi cataglaciali

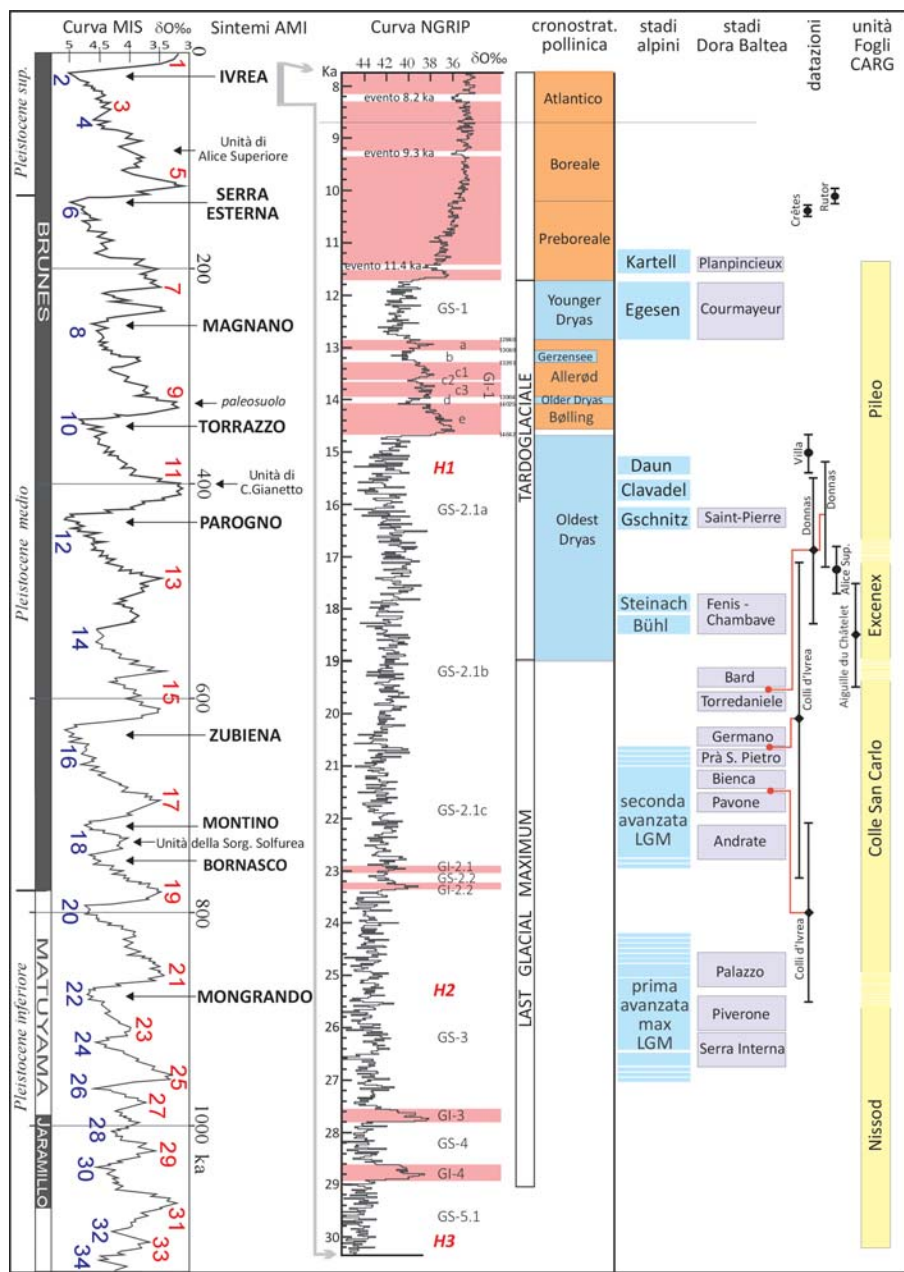


Figura 2 – Grafico di correlazione tra le unità stratigrafiche distinte nel bacino della Dora Baltea e le stratigrafie di riferimento. I sintemi delle glaciazioni distinti nell’Anfiteatro Morenico di Ivrea sono correlati agli stadi isotopici dell’ossigeno misurati nei sedimenti marini (stratigrafia MIS). Gli stadi glaciali locali dell’ultima glaciazione sono correlati agli stadi glaciali alpini, alla cronostratigrafia pollinica centro-europea e alla carota di ghiaccio groenlandese NGRIP

d’Aosta (18,3-15,5 e 17,2-15,2 ¹⁰Be ka BP) (Gianotti *et al.*, 2008). Inoltre un’età ¹⁴C su torbe del Lago di Alice Superiore in anfiteatro (14.200 ±150 ¹⁴C a BP; Schneider, 1978; calibrata a 17.7-16.8 ka BP) fornisce un’età minima di deglaciazione locale.

La parte montana del bacino, che include l’intera Valle d’Aosta, comprende il solco vallivo principale della Dora Baltea, avente uno sviluppo, dalla catena del Monte Bianco sino allo sbocco in pianura, di circa 90 km di lunghezza, in cui confluiscono una trentina tra valli e grandi valloni tributari, alcune delle quali lunghe oltre 25 km.

Non esistono dati cronologici numerici riferibili al LGM entro valle e pochi al Tardoglaciale: sono le età di esposizione della *roche moutonnée* di Donnass nel fondovalle principale (18,3-15,2 ¹⁰Be ka), che provvedo-

no un’età minima per il ritiro del ghiacciaio tra le posizioni dello stadio di Torredaniele e di Bard; cinque età radiocarbonio nella torbiera del Lago di Villa in posizione elevata sullo sbocco della Valle d’Ayas (di cui la più vecchia è 12.720±130 ¹⁴C BP; Brugiapaglia, 1997; calibrata a 15.4-14.7 ka BP); e undici età di esposizione (tra 18,5±1.0 e 14,2±1.0 ¹⁰Be ka BP) che datano la deglaciazione in settori di cresta ad alta quota a monte di Courmayeur (Wirsig *et al.*, 2016) (§ 3.2).

Un’età radiocarbonio di 9240 ± 60 a BP (Nicoud *et al.*, 1999; calibrata a 10.500-10.316 a BP) di un macroresto vegetale rinvenuto nello scavo del tunnel autostradale di Crêtes entro un enorme accumulo di frana del primo Olocene che colma il fondovalle tra Saint-Pierre e Aosta (Unità di Saint-Pierre in Polino *et al.*, 2015), costituisce un’età

minima per la sequenza glacialigenica tardoglaciale nella media valle. Immediatamente successivo è il periodo di forte riduzione glaciale, minore dell’attuale, documentato per il ghiacciaio del Rutor con inizio a 10.270-9.975 cal ¹⁴C a BP (Orombelli, 1998), che segna una data *ante quem* per la terminazione climatica dell’ultima glaciazione a questa latitudine.

3. RICOSTRUZIONE DELLA SUPERFICIE DEL GHIACCIAIO BALTEO NELL’ULTIMA GLACIAZIONE

L’insieme di depositi dell’ultima glaciazione è raggruppato nel Sintema di Ivrea, ulteriormente suddivisibile in 13 subsintemi definiti su base morfo-climatostratigrafica come espressione di stadi glaciali (Gianotti *et al.*, 2008, 2015) oppure in 4 subsintemi in correlazione a fasi di approfondimento erosionale (Nissod, Colle San Carlo, Excenex e Pileo), metodo seguito nei fogli valdostani del Progetto CARG (Dal Piaz *et al.*, 2010). Le tappe dell’evoluzione del Ghiacciaio Balteo consistono in una configurazione di massima espansione e in una serie di configurazioni successive assunte dal ghiacciaio durante il ritiro dall’AMI fino ai circhi delle testate vallive. La ricostruzione di seguito proposta si basa sul riconoscimento di allineamenti di tipiche forme di margine glaciale (morene e terrazzi di kame) distribuiti sui due fianchi vallivi e terminanti sul fondovalle principale con un apparato morenico frontale.

3.1 MASSIMA ESPANSIONE DEL LGM

La massima espansione del ghiacciaio balteo è registrata nell’AMI dalle cerchie della Serra Interna, che si estendono fino allo sfioratore di Mazzé (116 km dal Monte Bianco) e che raggiungono la massima elevazione dell’anfiteatro allo sbocco vallivo con l’inizio della Serra d’Ivrea sopra Andrate a q. 940 m.

Circa 9 km a monte di Andrate la lunga morena di Chanton, sospesa sul versante destro sopra Pont-Saint-Martin a q. 1260-1230 m, è morfologicamente correlabile con la Serra Interna. Essa rappresenta la massima altezza raggiunta dal ghiacciaio nel primo tratto vallivo, indicando un gradiente della superficie glaciale di 35 m/km.

Da qui in poi le morene laterali testimonianti la massima altezza raggiunta dal ghiacciaio sembrano scomparire: la ricostruzione deve quindi necessariamente basarsi sull’individuazione del limite altimetrico (*trim line*) tra il settore di versante abroso dal ghiacciaio e il sovrastante versante senza tracce di esarazione, ma a tal riguardo mancano dati bibliografici se non per la testata valliva alle falde del Monte Bianco. In alternativa la ricostruzione può fondarsi sulla distribuzione dei lembi di depositi più elevati. La rassegna seguente si limita agli

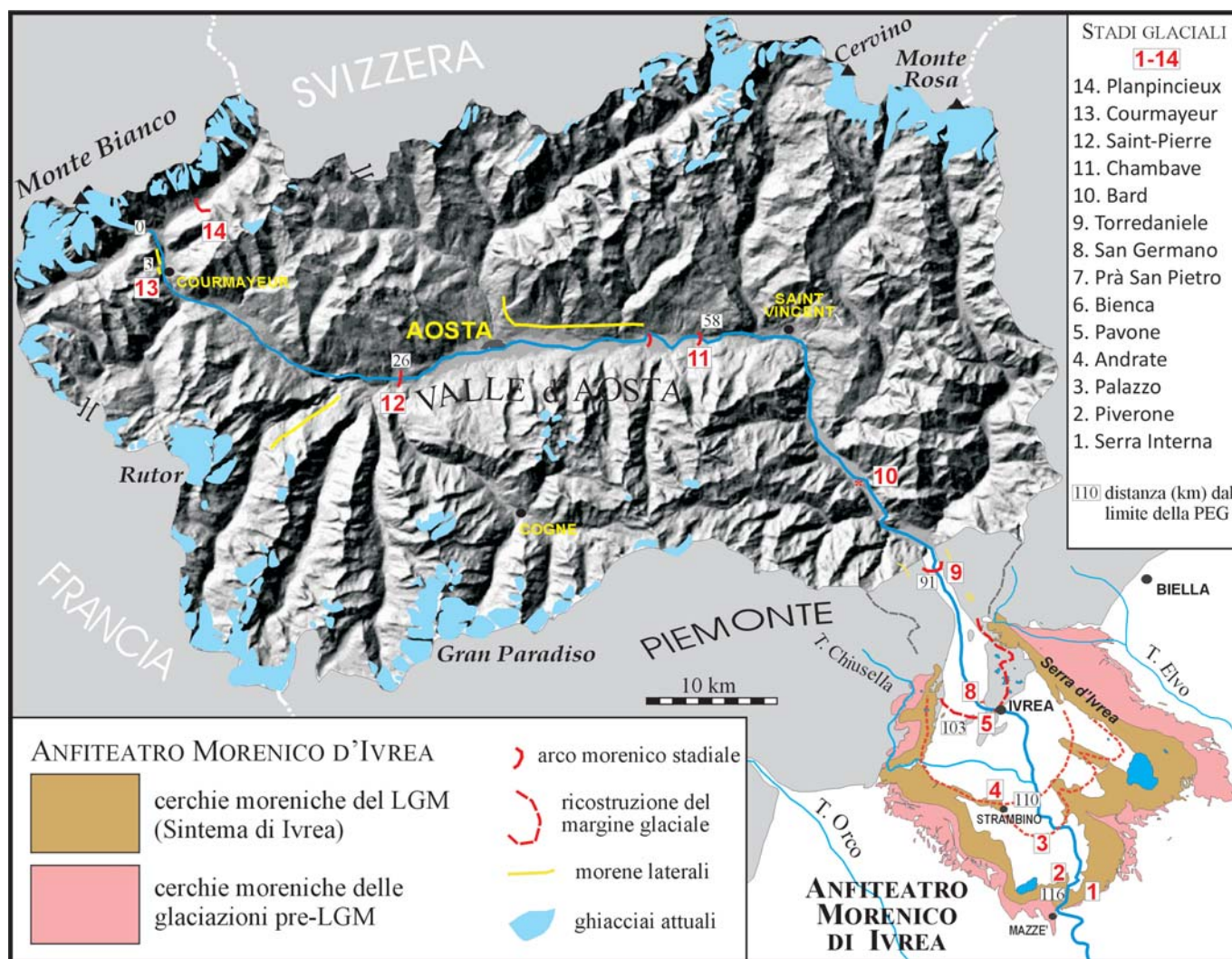


Figura 3 – Carta del bacino della Dora Baltea con evidenziati il limite esterno del LGM in AMI e le posizioni degli stadi glaciali in AMI e nel fondovalle

areali coperti dai tre Fogli Geologici d'Italia alla scala 1:50.000, per i quali esiste sufficiente documentazione. Nell'ambito del Foglio Châtillon (Dal Piaz *et al.*, 2010), sul versante destro della bassa Valle d'Aosta a Montjovet i lembi più alti (Rhodo, Gettaz, Pian Fey sopra Viering) si distribuiscono tra i 1070 e i 1270 m di quota, ma è probabile che corrispondano a una quota minima per la *trim-line* del LGM, largamente sottostimata considerata la presenza della morena di Chanton alla stessa quota ma sita ben 20 km più a valle. Applicando ad esempio un gradiente molto basso, di appena 10 m/km, si otterrebbe una quota di 1350 m per la *trim line* a Montjovet.

Risaliti nella media valle, a Châtillon i lembi sia in destra (Mont Ros) che in sinistra (Nissod e Travod) si estendono tra i 1.350 ed i 1.500 m di elevazione. In particolare a Mont Ros si contano numerosi massi erratici di gneiss occhadini provenienti dalla Val di Cogne, evidentemente abbandonati dal ghiacciaio balteo.

A monte di Châtillon sul versante sinistro della valle principale si susseguono i lembi morenici a sud di Saint-Evence (1.350÷1.570 m), tra Vencorere e Semont sul versante meridionale della Becca d'Aver (1.350÷1.650 m),

a Grangette sopra Nus (q. 1.500 m) e infine a Trois Villes sul versante meridionale della Becca di Fana (sopra i 1500 m). Sul versante opposto vanno citate le estese coperture che formano i pascoli di Layche e Druges basso a Saint-Marcel (q. 1570÷1.650 m), peraltro ribassati dalla DGPV di Mont Corquet, e il sottile lembo che riveste Plan Croix sulla dorsale Nord della Becca di Nona (q. 1750 m), ormai in corrispondenza della Conca di Aosta.

Nell'ambito del Foglio Aosta (Polino *et al.*, 2015) depositi attribuibili alla prima fase del LGM sono stati rilevati in pochi lembi relitti solo nella valle principale e a quota relativamente elevata (q. 1.700 m sopra Aosta). Il lembo più esteso è conservato intorno ai 1.750 m di quota sul fianco SE della Pointe de Met. Sull'opposto versante destro sono presenti modestissimi lembi distribuiti altimetricamente attorno a quota 1.700 m sopra gli abitati di Charvensod e di Gressan; Novarese (1914) interpreta alcuni grossi erratici di ortogneiss "ghiandoni", conservati a q. 1650 m presso Case Betteres, come "documento prezioso ed irrefragabile della massima altezza raggiunta dal ghiacciaio maestro". All'estremità occidentale della Conca di Aosta i depositi glaciali coprono in modo discontinuo

il fianco sinistro della valle su un dislivello di 1200 m, dal fondovalle (600 m) sino a circa 1800 m di quota. In dettaglio piccoli lembi di depositi glaciali e massi erratici poggiano a tratti sulla dorsale rocciosa di Bellon, a sud della Becca France, fino ai 1710 m di Plan di Golette, mentre risultano assenti più in alto. I terrazzi di kame più elevati, di supposta età LGM, raggiungono i 1925 m di quota a Leytanaz Damon, sopra il villaggio di Saint-Nicolas, circa 6 km a monte di Bellon. Questi dati suggeriscono che il ghiacciaio balteo non abbia superato l'elevazione di 1800 m alla sezione di Sarre durante il LGM.

Ancora più a monte, nell'ambito del Foglio Courmayeur (Perello *et al.*, 2012), la distribuzione dei depositi conservati (il lembo più elevato si trova sul versante settentrionale della Testa d'Arpy intorno ai 1500 m di quota) risulta di molto inferiore all'elevazione qui raggiunta dal ghiacciaio, se si considera la *trim line* esposta 10 km a monte alla testata valliva sotto il Monte Bianco. In base alla distribuzione delle forme di esarazione, dei massi erratici, delle morene terminali e dei lembi fluvio-glaciali terrazzati, Porter e Orombelli (1982) hanno ricostruito i profili e la topografia delle masse glaciali in Val Veny e Val Ferret durante

il massimo del LGM, quando il ghiacciaio di Val Veny raggiungeva le quote di quasi 2.900 m al Col de La Seigne e di 2.625 m sopra Entreves, alla confluenza delle due valli. La *trim line* è stata qui variamente individuata intorno ai 2600 m (Porter e Orombelli, 1982; Coutterand e Buoncristiani, 2006) o 200 m più in basso (Kelly *et al.*, 2004; Bini *et al.*, 2009).

3.2 SEQUENZA DI RITIRO DAL LGM AL TARDOGLACIALE

Allo stadio di massima espansione del LGM individuato dalle cerchie della Serra Interna (Gianotti *et al.*, 2015), seguono due stadi (Piverone e Palazzo) rappresentati da basse morene e soprattutto da terrazzi di kame posti a ridosso delle alte morene della Serra Interna nei settori laterali. In posizione frontale la cerchia di Piverone e quella di Palazzo delimitano a monte e a valle i bacini lacustri di Viverone e di Candia. Il successivo stadio di Andrate (insieme ai minori prodotti dello stadio di Quintas) è rappresentato da una cerchia discontinua ma evidente, che si innalza nella conca interna dell'anfiteatro ed

Gli elementi che hanno permesso il riconoscimento dei successivi episodi di stazionamento del ghiacciaio durante la fase di ritiro nella Valle della Dora Baltea sono sporadici nella bassa valle e si fanno consistenti nella media ed alta valle (Fig. 3).

Risalendo il fondovalle un primo stazionamento 7 km a monte dello sbocco vallivo è provato dalla conservazione a Torredaniele di un tratto del ramo sinistro di una morena frontale in appoggio su una soglia affiorante in roccia (stadio di Torredaniele; Gianotti *et al.*, 2008). Segue 8 km più a monte una concentrazione di trovanti di graniti sul fondovalle presso Hone e Bard (stadio di Bard; Carraro, 1992).

Ben più consistenti, benché semisepolti dai conoidi laterali e molto rimodellati non solo dall'erosione fluviale, ma anche dalle vecchie cave di inerti per la costruzione dell'autostrada (fine anni '60), sono i relitti di morene frontali con erratici nel fondovalle di Chambave (58 km dal Monte Bianco), collegati con un allineamento di terrazzi di

Subito a monte della Conca di Aosta e della confluenza della Valle di Cogne, una morena frontale del ghiacciaio balteo è terrazzata dall'incisione della Dora Baltea vicino a Saint-Pierre in corrispondenza del Castello Sarriod de La Tour (Fig. 4B), a 26 km dal Monte Bianco (stadio di Saint-Pierre; Gianotti *et al.*, 2008); allo stadio di Saint-Pierre vanno ricondotti gli ingenti lembi di depositi glaciali nel fondovalle principale allo sbocco della Val di Cogne (stadio di Aymavilles di Novarese, 1915 e di Sacco, 1927); questi però sono riferibili ad una avanzata del ghiacciaio tributario di Cogne che segue la sua separazione dal ghiacciaio balteo. Per questi primi stadi glaciali non sono disponibili ricostruzioni complete dell'andamento del limite stratigrafico sui due versanti vallivi correlabile ad ognuno degli apparati morenici stadiali sul fondovalle, con la parziale eccezione del sopraccitato complesso di depositi di margine glaciale di Roisan-Nus correlabile morfologicamente allo stadio di Chambave.

In alta Valle d'Aosta bisogna risalire fin quasi alla testata del bacino per ritrovare evi-

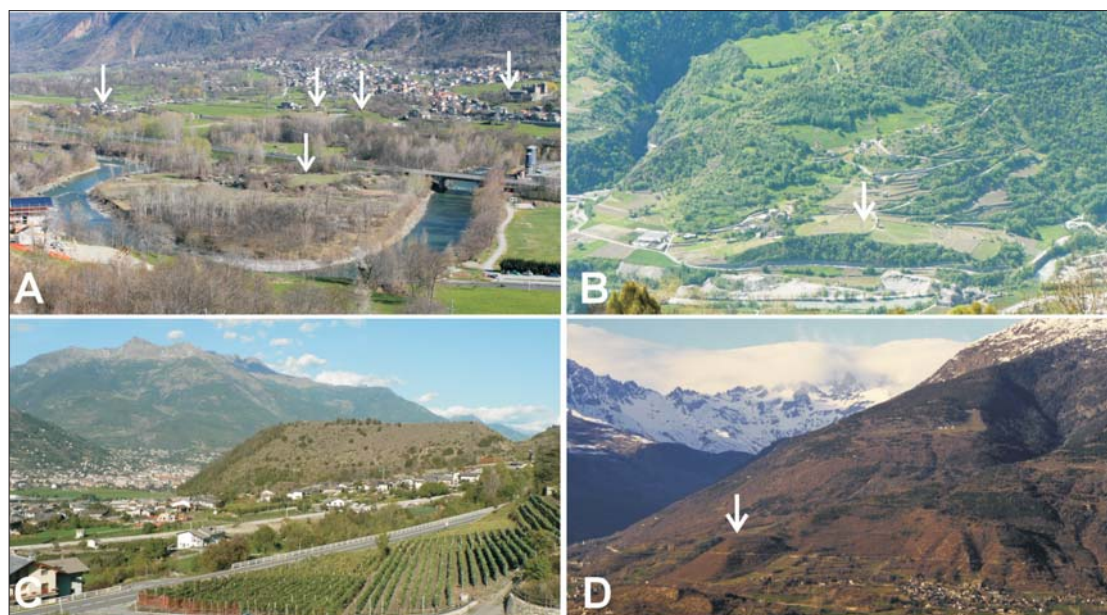


Figura 4 – Morene di età fine LGM-Tardoglaciale della Conca di Aosta: anfiteatro morenico di Fenis, smembrato dall'erosione del F. Dora Baltea (le frecce indicano i principali relitti di cerchie) (A); morena frontale stadiale di Saint-Pierre (B); morena del ghiacciaio tributario di Pila in destra idrografica (Côte de Gargantua) (C); morena sospesa di Serod sul versante sinistro sopra Saint-Christophe (D).

è formata da due morene laterali (la Piccola Serra in sinistra e la morena di Parella in destra) e da una morena frontale a Strambino (110 km di distanza dal Monte Bianco). Da sottolineare che questa cerchia è stata considerata come la massima espansione del LGM da tutti gli autori (con l'eccezione di Gabert, 1962) sin dalla prima edizione del Foglio Ivrea della Carta Geologica d'Italia.

Gli altri record di stazionamento glaciale (stadi di Pavone, Bienca, Prà San Pietro e Germano) sono individuati da morene piccole e discontinue esposte sui Colli di Ivrea, tra cui la notevole morena frontale dello stadio di Pavone presso C.na Rossi. Con lo stadio di Germano il ghiacciaio abbandona definitivamente l'AMI, evento da collocarsi a oltre 20 ka BP sulla base delle età di esposizione (cfr. 3).

kame sul fianco vallivo sinistro lungo 18 km tra Roisan e Nus-Chambave (stadio di Chambave; Novarese, 1915). Lo stadio di Fenis-Nus (Sacco, 1927) è basato sulla presenza di un anfiteatro morenico subaffiorante nel fondovalle circa 10 km a valle di Aosta (Fig. 4A); questo però è costituito da depositi di frana con trasporto glaciale ed è quindi verosimilmente da collegarsi a un evento sedimentario parossistico ed eccezionale, con provenienza dal fianco vallivo sinistro, e non alla normale deposizione tipica di uno stazionamento glaciale duraturo legato a motivi climatici.

In corrispondenza della Conca di Aosta i fianchi vallivi non registrano allineamenti di forme indicanti un significativo stazionamento glaciale con fronte nella conca di sovraescavazione.

denze di stazionamento glaciale: si tratta di gruppo di morene laterali in destra idrografica del fondovalle a La Villette (Porter e Orombelli, 1982) e a Dolonne (Perello *et al.*, 2014) presso Courmayeur, 3 km a valle del Monte Bianco (stadio di Courmayeur; Porter e Orombelli, 1982); inizialmente lo stadio di Courmayeur (Novarese, 1915) o di Verrand (Sacco, 1927) erano stati istituiti per la presenza di potenti lembi detritici, interpretati come glaciali, occupanti il fondovalle di Courmayeur; questi però sono depositi di frana ("paleofrana di Courmayeur"), come già riconosciuto da Porter e Orombelli (1982), strettamente collegati alla presenza della DGPV della Testa di La Suche, di cui fa parte il rilievo di Verrand.

L'ultimo chiaro apparato morenico stadiale è conservato a metà della valle tributaria di

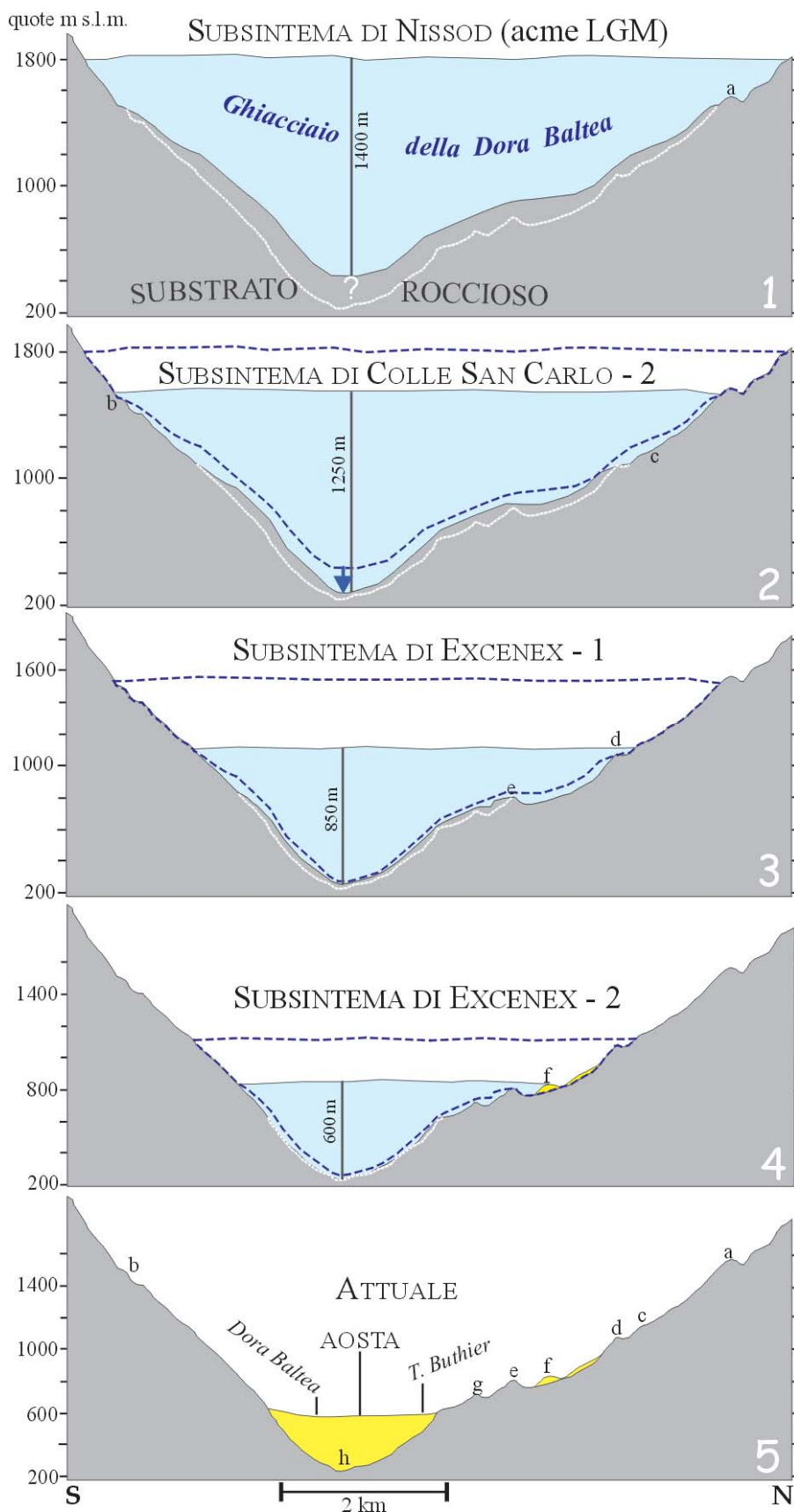


Figura 5 – Evoluzione del modellamento glaciale della Conca di Aosta in profilo trasversale in corrispondenza di Saint-Christophe, Plan Teppes (a), Saint Salod (b), Côte de Senin sup. (c), Côte de Senin inf. (d), Quota 801 (e), morena di Senin (f), Morisod (g), conca di sovraescavazione di Aosta (h)

Ferret e dà il nome allo stadio di Planpincieux (Porter e Orombelli, 1982). Tra gli stadi di Courmayeur e di Planpincieux avvenne la separazione del ghiacciaio balteo nei due ghiacciai della Val Veny e della Val Ferret. Porter e Orombelli (1982) correlano le due avanzate

tardoglaciali di Courmayeur e di Planpincieux rispettivamente al Daun nelle Alpi Bavaresi (o a una fase antica dell'Egesen) e all'avanzata di Egesen nelle Alpi Austriache: le correlazioni sono effettuate su base morfologica (aspetto e distribuzione delle morene) e paleoclimati-

ca (confronto tra gli abbassamenti altimetrici delle linee di equilibrio rispetto a quelle attuali, rispettivamente di 450 ± 50 m e di 350 ± 50 m) e ne ricostruiscono le configurazioni delle masse glaciali.

Il recente lavoro di Wirsig *et al.* (2016) presenta le età di esposizione di superfici rocciose della testata valliva con il metodo degli isotopi cosmogenici (^{10}Be): sulla cima dell'Aiguille du Châtelet (2525 m), 100 m sotto la locale *trim line* (2620 m); sulla larga cresta del Mont de La Saxe tra 1900 e 2000 m, almeno 350 m sotto la ricostruita superficie glaciale massima del LGM secondo Bini *et al.* (2009); ai piedi della testa Bernarda a 2400 m, sito che nel LGM doveva essere coperto da 50 m di ghiaccio seguendo la ricostruzione di Bini *et al.* (2009). L'età di esposizione più vecchia ottenuta all'Aiguille du Châtelet (18.5 ± 1.1 ka BP), in ottimo accordo con altre età ottenute in altri siti delle Alpi Svizzere e Orientali, indica che il livello dei ghiacciai nei centri di accumulo allo spartiacque alpino si mantenne molto elevato durante tutto il LGM anche quando era già in atto un forte ritiro delle fronti glaciali dai settori circumalpini (Wirsig *et al.*, 2016).

4. IL PAESAGGIO DI MODELLAMENTO GLACIALE DELLA CONCA DI AOSTA

La Fig. 5 ricostruisce le tappe del modellamento subglaciale della Conca di Aosta lungo una sezione trasversale tra Aosta e Pollein, circa 1 km a monte del depocentro sedimentario sito a Nord di Pollein. La sovraescavazione della conca durante il LGM dovette ripartire dalla configurazione raggiunta al termine della glaciazione precedente. Qui ipotizziamo che la posizione di partenza del top del substrato roccioso fosse già molto bassa, forse elevata di un centinaio di metri appena sopra l'attuale configurazione del fondovalle in roccia, tale da soddisfare un abbassamento erosionale minimo sufficiente a generare le forme di terrazzamento osservate sui versanti. L'escavazione della conca avvenne nel corso delle prime tre fasi di approfondimento erosionale (Nissod, Colle San Carlo ed Excenex), almeno fino a quando la fronte glaciale non cominciò a ritirarsi dalle posizioni raggiunte nello stadio di Chambave. Mentre si approfondiva, il ghiacciaio abbandonava i till subglaciali sulle fasce più elevate del versante in roccia dove l'esarazione lasciava il passo alla sedimentazione, e contemporaneamente edificava alcune piccole morene e terrazzi di kame ai suoi bordi nel corso di episodi di stazionamento (Fig. 5). Nella fase Pileo iniziò il colmamento sedimentario della depressione, dapprima con depositi subglaciali e successivamente, con il ritiro completo della fronte glaciale, di depositi proglaciali entro un lago occupante la conca (sabbie e ghiaie di delta-

conoide e torbidenti lacustri) e dunque in un intervallo compreso tra gli stadi di Chambave e di Saint-Pierre e protrattosi agli stadi più recenti, fino al completo colmamento del bacino avvenuto nell'Olocene. Per lo studio della parte superiore di questa successione di colmamento sono disponibili 142 sezioni stratigrafiche relative a 68 pozzi per acqua e 74 sondaggi geognostici (Pollicini, 1994). Il pozzo più profondo (m 96) è quello per l'acqua del carcere di Brissogne sul fondovalle della Dora Baltea. Mentre i pozzi del settore occidentale della piana di Aosta attraversano soltanto ghiaie alluvionali della Dora Baltea e dei conoidi tributari, a partire dalla piana di Pollein e verso Est sono stati intercettati due corpi di limi lacustri in rapporto di sovrapposizione, ma separati da ghiaie fluviali: il primo, con spessore da 2 a 7 m, si trova a poche decine di metri di profondità tra i 527 e i 502 m s.l.m.. I pozzi più profondi arrivano a un secondo livello di limi tra i 500 m e i 476 m s.l.m., e lo attraversano per uno spessore di 45 m senza raggiungerne la base. Secondo l'ipotesi che riteniamo più probabile il livello a limi inferiore sarebbe sedimentato in un lago proglaciale la cui soglia era costituita dai depositi di un anfiteatro morenico edificato dal ghiacciaio balteo sul fondovalle, possibilmente quello di Fenis (con quota minima attuale a 502 m s.l.m., dovuta ad erosione fluviale) essendo il primo sbarramento riconoscibile a valle. Il livello di limi più superficiale si attesta invece ad una quota ben correlabile con quella dei depositi sedimentati nel bacino lacustre di Saint-Vincent (il cui livello massimo è posto a 530 m s.l.m.; Dal Piaz *et al.*, 2010), generatosi nel periodo post-glaciale per lo sbarramento operato dall'accumulo di crollo di Champotterout (Monte Avi Auct., nella gola di Montjovet).

Al di sopra della piana alluvionale di fondovalle, ai bordi della conca una serie di morene latero-frontali costituite da till di margine glaciale e submarginale testimonia l'avanzamento dei ghiacciai tributari a valle dei rispettivi sbocchi vallivi ad occupare spazi liberati dal ritiro del ghiacciaio principale. Le morene legate ai ghiacciai tributari di destra si attestano sul fondovalle a bassa quota, come la morena destra del ghiacciaio di Saint-Marcel, la morena destra del ghiacciaio di Les Laures a Moulin (Brissogne) e la straordinaria morena legata al ghiacciaio di Vernailère (Pila) nota come Côte di Gargantua (Fig. 4C). I loro depositi sono ascrivibili al Subsistema di Pileo correlato con la quarta ed ultima fase di approfondimento glaciale; sono inoltre da attribuire ad uno stadio glaciale certamente successivo a quello di Chambave, più probabilmente allo stadio di Saint-Pierre. Le morene legate ai ghiacciai tributari di sinistra, che erano esposti a Sud, sono invece sospese

di oltre 100 m sopra la piana di fondovalle, come le morene laterali del ghiacciaio del Château de Quart (670 m s.l.m.), il cordone di Valensanaz che segna il confine tra Quart e Saint-Christophe (800 m s.l.m.) e la tozza morena di Serod alla confluenza con la Valle del Buthier (900 m s.l.m.; Fig. 4D), segno che fu il ghiacciaio principale a sopravvivere più a lungo nel fondovalle rispetto ai suoi tributari di sinistra. Questi depositi sono stati quindi ascritti al Subsistema di Excenex correlato con la terza fase di approfondimento glaciale e possono essere considerati sincroni con lo stadio glaciale di Chambave.

Appare probabile che altre morene legate ai ghiacciai di destra siano sepolte dai depositi lacustri ed alluvionali che colmano il fondovalle: un esempio ancora riconoscibile è la morena su cui è edificata la parrocchiale di Saint-Marcel, giacché la sua cresta sporge di poco sulla superficie del conoide alluvionale che la circonda. Altre morene, come la Côte di Gargantua a Gressan, appaiono invece evidenti e morfologicamente spettacolari, perché grandi e isolate, e caratterizzano il paesaggio geomorfologico osservabile dalla piana di Aosta.

5. CONCLUSIONI

La morfogenesi della Conca di Aosta e la successione sedimentaria che ne colma il fondovalle è inquadrabile nell'evoluzione del reticolo glaciale del bacino valdostano nel corso delle glaciazioni quaternarie e in special modo nell'ultima (LGM e Tardoglaciale). Il paesaggio della Conca di Aosta mostra una forte impronta glaciale dovuta all'attività prevalentemente erosionale del ghiacciaio balteo durante il LGM nella fascia altimetrica tra i 1800-200 m s.l.m.. Il substrato roccioso è coperto da una coltre estesa, ma sottile e discontinua, di depositi subglaciali e, in subordine, da più localizzati depositi di margine glaciale, abbandonati dal ghiacciaio principale, che non danno però luogo a forme particolarmente evidenti. A queste si aggiungono forme di accumulo, talora vistose, ma sempre isolate, legate all'attività deposizionale dei ghiacciai tributari nella parte finale del LGM e soprattutto durante i primi stadi del Tardoglaciale.

BIBLIOGRAFIA

BINI A., BUONCRISTIANI J.F., COUTERRAND S., ELLWANGER D., FELBER M., FLORINETH D., GRAF H.R., KELLER O., KELLY M., SCHLÜCHTER C., SCHOENEICH P. (2009), *Switzerland during the Last Glacial Maximum 1: 500,000*. Bundesamt für Landestopografie swisstopo.
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.
BRUGIAPAGLIA E. (1997), *Paleobiogeografia della*

Valle d'Aosta a partire dall'ultima glaciazione. Biogeographia 19, 85-104.

- CARRARO F. (1992), *La zona pedemontana da Ivrea ad Arona. Depositi quaternari*. In: Dal Piaz G. V. (ed.), *Le Alpi dal Monte Bianco al Lago Maggiore*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali 3(a), 186-209, BEMA, Milano.
- COUTERRAND S., BUONCRISTIANI J. (2006), *Paléogéographie du dernier maximum glaciaire du pléistocène récent de la région du massif du Mont Blanc, France*. Quaternaire 17, 35-43.
- DAL PIAZ G.V., GIANOTTI F., MONOPOLI B., PENNACCHIONI G., TARTAROTTI P., SCHIAVO A. (2010), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 91 Châtillon*. Serv. Geol. It., ISPRA.
- FORNO M.G., GIANOTTI F., RACCA G. (2010), *Significato paleoclimatico dei rapporti tra il glacialismo principale e quello tributario nella bassa Valle della Dora Baltea*. Il Quaternario, Italian Journal of Quaternary Sciences 23(1): 105-124.
- GABERT P. (1962), *Les plaines occidentales du Po e leurs piedmonts (Piémont, Lombardie occidentale et centrale). Etude morphologique*. 531 pp., 208 ff., 5 carte, Imp. Louis-Jean, Gap.
- KELLY M., BUONCRISTIANI J.F., SCHLÜCHTER C. (2004), *A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France*. Eclogae Geol. Helvetiae 97, 57-75.
- NICOU D., DE LOS COBOS G., FUDRAL S., DRAY M., POLICINI F., NOVEL J.P., PARRIAUX A., ZUPPI G.M., BONETTO F., PAILLET A., OLIVE P. & PUIG J.M. (1999), *Les étapes du comblement alluvial de la plaine d'Aoste (Italie): une dynamique lacustre complexe*. Eclogae géol. Helv. 92, 139-147.
- NOVARESE V. (1914), *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle Valli del Canavese. Parte II: il ghiacciaio würmiano della Valle d'Aosta*. Boll. R. Comit. Geol. It., 44 (3): 203-244.
- NOVARESE V. (1915), *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle Valli del Canavese. Parte III: gli stadi postwürmiani*. Boll. R. Comit. Geol. It. 45 (3-4), 137-194.
- OROMBELLI G. (1998), *Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi*. In: Ghelardoni P., *Studi in onore di Mario Pinna. I - Il clima e la storia del clima*. Mem. Soc. Geogr. It., 55: 153-165.
- PERELLO P., GIANOTTI F., MONOPOLI B., CARRARO F., VENTURINI G., FONTAN D., SCHIAVO A., BONETTO F. (2012), *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 89 "Courmayeur"*. Serv. Geol. It., ISPRA.
- POLINO R., BONETTO F., CARRARO F., GIANOTTI F., GOUFFON Y., MALUSA M.G., MARTIN S., PERELLO P., SCHIAVO A. (2015), *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 90 "Aosta"*. Serv. Geol. It., ISPRA, 148 pp.
- PORTER S.C., OROMBELLI G. (1982), *Late-Glacial ice advances in the Western Italian Alps*. Boreas 11, 125-140.
- SACCO F. (1927), *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*. 66 pp., 2 carte 1:100.000, Min. LL. PP., Uff. Idrog. Po.
- SCHNEIDER R.E. (1978), *Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der Spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien)*. Bot. Jahrb. Syst., 100(1), 26-109.
- WIRSIG C., ZASADNI J., CHRISTL M., AKÇAR N., IVY-OCHS S. (2016), *Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps*. Quaternary Science Reviews 143, 37-50.