



Antonella Astori
Corrado Venturini

EVOLUZIONE QUATERNARIA DELLA MEDIA VAL DI VIZZE - PFITSCHTAL (VIPITENO, BZ - ALPI AURINE)

QUATERNARY EVOLUTION OF THE MIDDLE VAL DI VIZZE -
PFITSCHTAL (VIPITENO, BZ, NE ITALY - AURINE ALPS)

Riassunto breve - Con questo lavoro viene affrontata per la prima volta l'evoluzione quaternaria del segmento mediano della Val di Vizze (Pfitschtal) - situata in provincia di Bolzano (Alpi Aurine) - il più ricco di evidenze geomorfologiche, distribuite lungo 12 km di fondovalle piatto e sovralluvionato. L'obiettivo è stato perseguito attraverso il confronto tra numerosi dati geomorfologici e sedimentologici e il relativo modello digitale del terreno (DEM) implementato con la mappa del microrilievo. Ne è scaturita una cartografia originale di estremo dettaglio in grado di evidenziare le interferenze di volta in volta prodotte dai processi deposizionali ed erosivo/esarativi (glaciali, fluviali e glacio-fluviali), attivi in special modo durante gli ultimi 15.000 anni circa (Tardoglaciale e postglaciale). In mancanza di reperti fossili e relative datazioni, una consistente parte delle scansioni temporali della complessa griglia evolutiva sono state definite sulla base degli eventi tardoglaciali e dei correlati accumuli frontali e di contatto glaciale. Attraverso i limiti delle nevi perenni (lnp, per ghiacciai di ridotte estensioni coincidenti con le ELA - Equilibrium Line Altitude) si è potuto risalire ai corrispondenti stadi tardoglaciali e alle rispettive età attribuite in letteratura. **Parole chiave:** Alpi Aurine, Geomorfologia, Tardoglaciale, Stadio di Egesen, Morene stadiali, Kame, Paleo-lago, Delta proglaciale, Delta Gilbert, Conoidi di deiezione, DEM, Microrilievo.

Abstract - *The work deals with the Quaternary evolution of the middle part of the Val di Vizze (Bolzano), located in the NE of Italy. The investigated area is 12 km long and is confined in the bottom of the valley. The goal has been achieved comparing several field data (mainly geomorphologic and subordinately sedimentologic ones) with the digital terrain model (DTM) and microrelief maps. As a first result a detailed geomorphologic map was produced. It emphasizes the several interferences developed among the various types of depositional bodies (alluvial, glacial and fluvio-glacial ones) and the widespread erosion surfaces. Clastic bodies and erosion surfaces set on during the last 15.000 years (Late glacial and post glacial times). Lacking any wood fossil remnant, the absolute ages have been indirectly inferred taking into account the numerous Late glacial evidences preserved in the valley bottom. By using the lnp method (perennial snow altitude method) - for small ice masses lnp is equivalent to the ELA (Equilibrium Line Altitude) - the corresponding Late glacial stadial phases have been obtained and, from literature, the correlated absolute ages.*

Key words: Aurine Alps, Geomorphology, Late Glacial, Egesen, End moraines, Kame, Palaeolake, Proglacial fan-delta, Delta Gilbert, Debris flow fan, DEM, Microrelief.

1. Inquadramento

Nelle Alpi Aurine (Alto Adige), a ridosso del Passo del Brennero e ad oriente di Vipiteno (Sterzing), si sviluppa la Val di Vizze (Pfitschtal). L'omonimo rio (Pfitscher Bach), dopo un percorso di 27 km, confluisce nel Fiume Isarco (Isar) all'altezza di Vipiteno. La vallata (fig. 1), orientata circa NE-SW, è delimitata da cime che culminano con le vette del Gran Pilastro (Hochfeiler, 3510 m) e della Punta Bianca (Hoher Weiflzint, 3370 m), sede delle rispettive vedrette attestate attualmente intorno a 2500 m di quota.

Dal punto di vista geologico, la Val di Vizze si trova nella parte assiale e interna della catena collisionale (prisma orogenetico) costituita da una pila di unità austroalpine e pennidiche a vergenza europea (BIGI et al. 1990; KURZ

et al. 1996, 1998; DAL PIAZ et al. 2003). Dal basso verso l'alto il prisma collisionale comprende: i) il sistema austroalpino, costituito da varie unità tettono-metamorfiche derivate dal margine continentale passivo adriatico (africano); ii) la zona pennidica, esposta all'interno della finestra tettonica degli Alti Tauri e costituita da unità oceaniche e continentali derivate rispettivamente dalla sutura dell'oceano mesozoico ligure-piemontese (sud-pennidico) e dal margine continentale passivo europeo (SANDER 1911, 1925, 1929; DAL PIAZ 1934; DE VECCHI & PICCIRILLO 1968; RAITH et al. 1977; FRISCH 1979, 1984; THIELE 1980; DE VECCHI & BAGGIO 1982; DE VECCHI 1989; HÖCK & KOLLER 1989; KOLLER & HÖCK 1990; SCHULZ et al. 1994, 1995; KURZ et al. 1996, 1998).

La Val di Vizze è compresa nella porzione occidentale della finestra dei Tauri, più in particolare, corrisponde

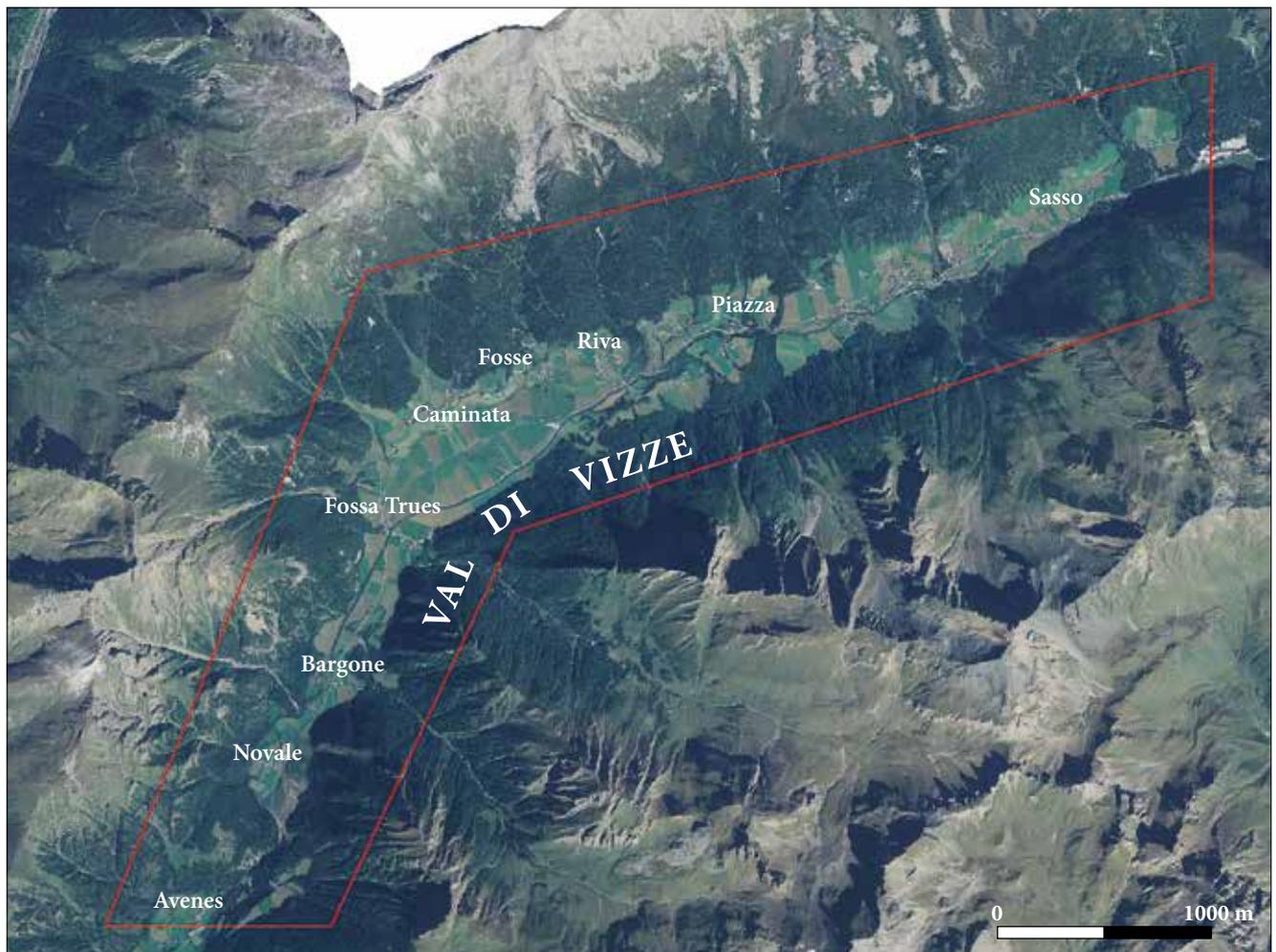
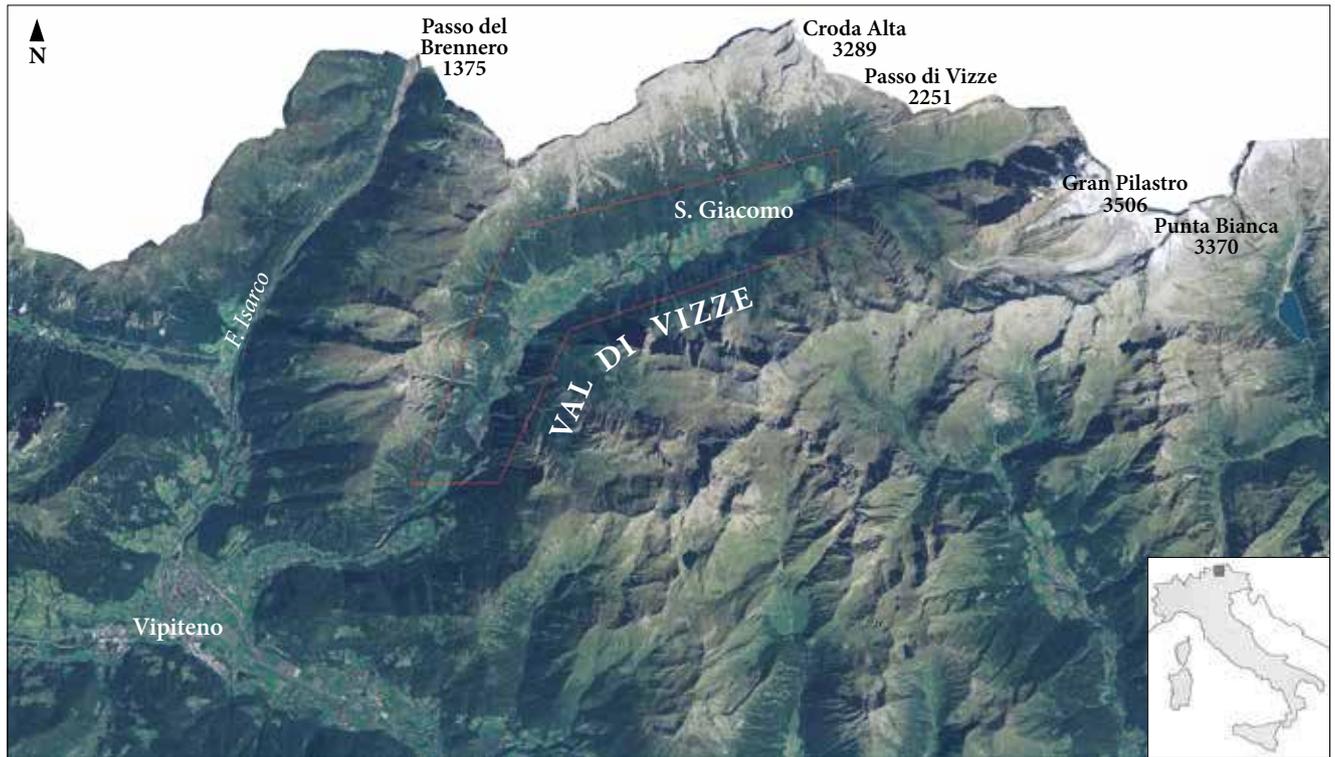


Fig. 1 - Inquadramento geografico della Val di Vizze (Alpi Aurine) e delimitazione dell'area studiata.
- Geographic sketch map of the Val di Vizze - Pfitschtal (Aurine Alps). The study area is marked in red.

alla sinforme del Greiner che separa l'antiforme settentrionale del Tux da quella meridionale del Gran Veneziano-Zillertal, tutte orientate est-ovest (e.g. DE VECCHI & BAGGIO 1982; BISTACCHI et al. 2003).

Lungo i versanti della Val di Vizze affiorano esclusivamente rocce del sistema pennidico e in particolare calcescisti con ofioliti, marmi e scisti quarziticci (Falda del Glockner o Ober-Schieferhülle); rocce di copertura continentale quali paragneiss, marmi, quarziti e scisti quarzosi (Unità di Tulver-Senges o Untere-Schieferhülle); granitoidi gneissici, i cosiddetti Zentralgneiss, esposti al nucleo delle due anticlinali; migmatiti e sporadici parascisti pre-granitici (Altes Dach). Quattro sono i principali sistemi di faglie, essenzialmente sub-verticali (BISTACCHI et al. 2003):

- a) sistema NNE-SSW, dominante a scala regionale e correlato all'attività della linea del Brennero. In Val di Vizze è rappresentato da strutture transtensive orientate N10°-20°E immergenti ad alto angolo verso W con prevalente componente estensionale;
- b) sistema ENE-WSW, rappresentato da faglie orientate N60°-70°E, trascorrenti sinistre, con sviluppo decisamente minore rispetto al sistema precedente;
- c) sistema E-W, associato alla Linea della Pusteria, caratterizzata da andamento sub-verticale, spesso immergente ad alto angolo verso N;
- d) sistema WNW-ESE, rappresentato da faglie trascorrenti o transtensive destre.

Le morfologie che segnano entrambi i versanti della Val di Vizze, dalle alte quote fino ai dintorni di Vipiteno, registrano una serie di transiti glaciali il più recente dei quali ha lasciato tracce deposizionali nel fondovalle presenti sotto forma di accumuli di ablazione frontale e di depositi di contatto glaciale.

Morfologicamente la Val di Vizze può essere divisa in tre porzioni distinte. Il tratto superiore, oltre il paese di Sasso (Stein), è caratterizzato da solchi torrentizi ripidi (Rii di Sopramonte e di Sottomonte) con abbondante trasporto solido. Il tratto intermedio, il più esteso (oltre 12 km), è compreso tra le quote 1550 e 1350 m; ha un fondovalle piatto, sovralluvionato da apporti successivi e diversificati. Il tratto inferiore, lungo una decina di km, inizia con un ripido salto morfologico che si raccorda asintoticamente alle deboli pendenze raggiunte dal fondovalle all'approssimarsi della confluenza del Rio di Vizze nel Fiume Isarco, di fronte a Vipiteno.

Questo lavoro si concentra sui 12 km del tratto intermedio della Val di Vizze, tra gli abitati di Sasso (Stein) e Avenes (Afens) e ne analizza l'evoluzione geomorfologia e deposizionale quaternaria (Pleistocene Sup.-Olocene).

2. Obiettivi e metodologia

Non esistono pubblicazioni che trattino l'evoluzione quaternaria della Val di Vizze, né che analizzino le varie

tipologie di depositi che costellano il fondovalle. Fanno eccezione alcune segnalazioni circoscritte riguardanti la nota paleo-frana di Avenes (Afens) (KLIPSTEIN 1845; DAMIANO 1894; PENCK 1908; BAGGIO et al. 1969) e un carotaggio eseguito nei depositi a monte della stessa (BRENNER BASISTUNNEL BBT SE 2006).

Il presente studio si prefigge di cartografare i singoli accumuli sedimentari del fondovalle comprendendone i processi deposizionali, di individuare le morfologie erosive presenti lungo la fascia prossima al fondovalle, e inoltre di stabilire i rapporti di antecedenza, contemporaneità o conseguenza tra i vari corpi deposizionali e le relazioni intercorrenti tra questi e le superfici erosive cartografate. Il fine ultimo è quello di proporre la successione delle tappe evolutive che hanno portato alla attuale configurazione geomorfologica del segmento centrale del fondovalle della Val di Vizze.

Tali obiettivi sono stati perseguiti attraverso sei fasi:

- 1) raccolta dati di terreno (geomorfologici e sedimentologici);
- 2) analisi e interpretazione di DTM, ortofoto e carte del microrilievo;
- 3) descrizione, classificazione, analisi e interpretazione delle morfologie deposizionali ed erosive;
- 4) ricostruzione degli eventi/processi che hanno prodotto le singole unità geomorfologiche;
- 5) analisi dell'interazione tra le morfologie erosive e quelle deposizionali;
- 6) definizione del palinsesto evolutivo compiuto attraverso l'analisi geomorfologica di dettaglio.

Per conseguire gli obiettivi si è preferito procedere attraverso l'individuazione di singole unità geomorfologiche piuttosto che istituire delle unità sintemiche. Questo perché le prime meglio si prestano ad essere utilizzate nella descrizione di una successione temporale di eventi collegati all'affermazione di processi deposizionali ed erosivi talvolta sincroni e attivi contemporaneamente in settori differenti del fondovalle.

Mancando reperti in grado di fornire età assolute per i corpi deposizionali distribuiti lungo il fondovalle della Val di Vizze, e dimostrandosi gli stessi pressoché totalmente influenzati da un'indubbia attività tardoglaciale, la ricostruzione cronologica degli eventi (tanto deposizionali quanto erosivi) è stata basata sulla individuazione dei corrispondenti stadi tardoglaciali. Questi, a loro volta, possono essere correlati a una scala cronologica assoluta (IVY-OCHS et al. 2006), seppure in costante revisione e calibratura.

Il metodo utilizzato per correlare i depositi di fondovalle al relativo stadio tardoglaciale, è quello di LOUIS (1955). Esso è basato sulla ricostruzione del limite delle nevi perenni (lnp) che, per ghiacciai di modeste dimensioni come quelli formati nel Tardoglaciale alpino, può essere considerato pressoché coincidente con la linea di equilibrio (ELA). Il metodo parte dal riconoscimento di una morena frontale e, per ottenere il corrispondente lnp,

si basa sul calcolo della media aritmetica tra l'altitudine del picco più elevato del circo alimentatore e la quota della morena di ablazione.

Infine, attraverso la successione degli eventi tardoglaciali noti in bibliografia, all'interno di un determinato areale alpino e per un limite delle nevi perenni collocato ad una certa altitudine, ad un deposito morenico frontale corrisponde un preciso stadio tardoglaciale, a sua volta riferibile a un definito intervallo temporale.

2.1 Dati geomorfologici e sedimentologici

La fase principale dell'indagine sul territorio ha riguardato l'individuazione e la rappresentazione cartografica dei vari corpi deposizionali, svolta parallelamente all'analisi e delimitazione dei loro confini morfologici, di volta in volta rappresentati da superfici accrezionali e/o di erosione.

In determinati casi (quale ad esempio è stato il riconoscimento della morena frontale di Piazza) solo la comparazione e il confronto tra le varie categorie di dati geomorfologici, mediati dall'analisi dei rapporti di conseguenza/antecedenza con i corpi sedimentari limitrofi, hanno suggerito un'interpretazione in grado di giustificare tutte le evidenze di terreno.

Le osservazioni sedimentologiche di dettaglio sono state possibili in limitati casi e si sono concentrate quasi sempre in areali ridotti a motivo delle estese coperture prative (v. depositi lacustri di S. Giacomo, morena frontale di Novale, deposito di contatto glaciale di Fossa Trues, accumulo della paleo-frana di Avenes). Esse hanno comunque fornito un sostanziale contributo ai fini della definizione e discriminazione delle numerose tipologie di accumuli e depositi che occupano il segmento mediano della Val di Vizze.

2.2 Modello digitale del terreno (DTM) e mappa del microrilievo

La Provincia Autonoma di Bolzano ha realizzato un modello digitale del terreno da dati rilevati con tecnologia laser scanner. Il DTM è fornito in formato GRID ASCII ed è caratterizzato da maglia quadrata con passo 2,5 x 2,5 m (per ulteriori dettagli visitare il sito internet <http://www.provincia.bz.it/urbanistica/cartografia/modello-digitale.asp>).

I DTM relativi al segmento vallivo in esame sono stati analizzati e interpretati utilizzando i programmi ESRI ArcGis 9 e Arc Globe. Questo metodo ha permesso sia di pianificare a priori la campagna di rilievi geomorfologici in situ, sia di interpretare a posteriori i dati morfologici di terreno che concorrono a definire il quadro evolutivo del segmento centrale della Val di Vizze, oggetto di questa indagine.

Dal modello digitale del terreno della Provincia di Bolzano sono stati estratti i dati altimetrici relativi all'area

in esame e sono state ricostruite le isoipse utilizzate per creare una mappa del microrilievo con equidistanza pari a 2,5 m. Questa elaborazione ha consentito la delimitazione delle forme con grande dettaglio, contribuendo in modo fondamentale alla formulazione dell'ipotesi di evoluzione geomorfologica della Val di Vizze presentata in questo lavoro. Sulla base della carta del microrilievo sono stati elaborati anche numerosi profili altimetrici utilizzati nelle fasi di analisi e interpretazione.

3. Corpi deposizionali quaternari

Sulla base dei dati geomorfologici e sedimentologici, supportati dall'analisi e interpretazione del modello digitale del terreno e della mappa del microrilievo, è stato possibile riconoscere le seguenti unità o gruppi di unità geomorfologiche:

- a) accumuli di frana;
- b) accumuli morenici, suddivisi in morene di fondo e stadiali;
- c) depositi di contatto glaciale (kame);

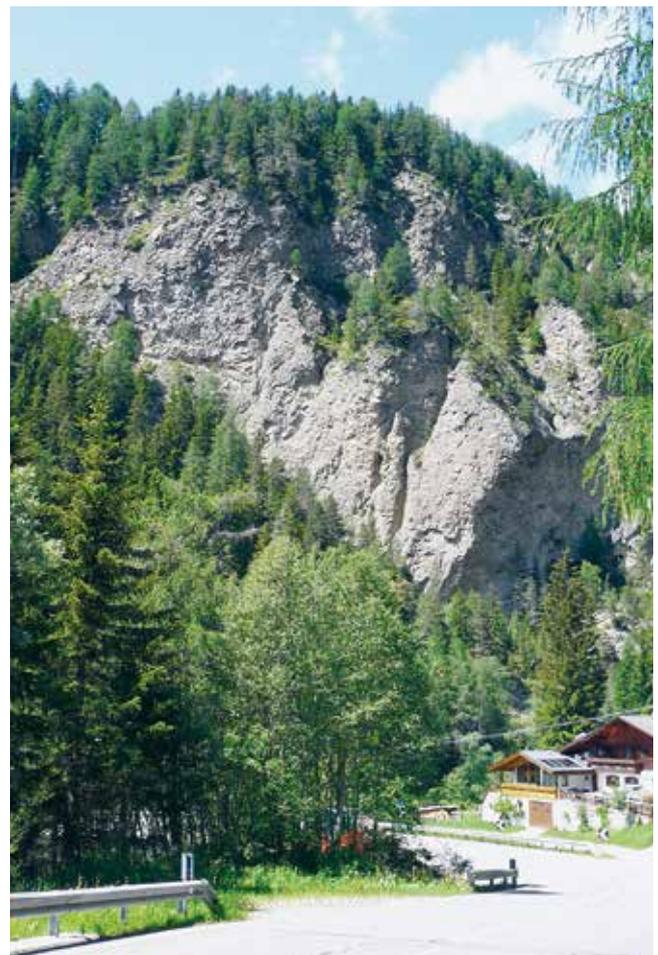


Fig. 2 - I resti della paleo-frana di Avenes, profondamente incisi dal Rio di Vizze.

- The steep cliff is incised by the Rio di Vizze in the remains of the thick Avenes-Afens palaeo-slide deposits.

d) depositi alluvionali s.l., distinti in depositi di delta-conoide, di delta proglaciale, di conoide di deiezione, di fondo lacustre e torrentizi di fondovalle.

La denominazione dei singoli corpi sedimentari utilizza la toponomastica ricavata dalla "Carta Topografica per Escursionisti - Scala 1:25.000 - Foglio 037 - Gran Pilastro-Monti di Fundres", della Casa Editrice Tabacco (Tavagnacco, Ud), reperibile in ogni cartoleria del Triveneto.

3.1 Accumuli di paleo-frana

Nel settore investigato gli unici due depositi di frana presenti nell'area di studio risultano ubicati rispettivamente alle due estremità del segmento vallivo. Si diversificano per caratteristiche, genesi, età e significato. Sono stati rispettivamente denominati paleo-frana di Avenes e "marocca" di Sasso, identificando con quest'ultimo termine il risultato di un franamento in massa da un versante roccioso direttamente su una lingua glaciale che ne ha ridistribuito gli elementi a limitata distanza, senza disperderli.

3.1.1 Paleo-frana di Avenes

Risalendo la Val di Vizze, tra gli abitati di Avenes e Novale si intercettano i resti di un imponente accumulo clastico tenacemente cementato, costituito per la maggior parte da blocchi centimetrico-metrici di calcescisti (fig. 2). A tratti l'accumulo è pervaso da sistemi di fratture che nel tempo ne hanno favorito l'incisione e la parziale esarazione. La composizione dei blocchi e dei frammenti che formano il deposito, nonché la posizione occupata rispetto a una potenziale nicchia di distacco, posta in corrispondenza del versante nord-occidentale della Cima del Cavo (Uberseil Spitze, 2458 m), portano a considerare il litosoma come un accumulo di frana (KLIPSTEIN 1845; DAMIANO 1894; PENCK 1908; BAGGIO et al. 1969). Dalla relazione di sintesi relativa alle indagini condotte per la progettazione del Tunnel di base del Brennero (BRENNER BASISTUNNEL BBT SE 2006,) si ricava che in profondità l'accumulo di frana poggia direttamente sul substrato roccioso e ha attualmente uno spessore di circa 300 m.

Il corpo di frana occupa il fondovalle e si è inserito in un solco largo e piatto che, al tempo dell'evento franoso, già rifletteva una geometria esarativa glaciale. I resti dell'accumulo sono oggi profondamente incisi dal Rio di Vizze il quale, in sponda destra, ha propiziato una spettacolare esposizione dei caratteri interni (fig. 3). L'area di distacco della paleo-frana di Avenes, individuabile nella Cima del Cavo, è caratterizzata da una scistosità fortemente inclinata verso N (a franappoggio) ed è attraversata da faglie dirette orientate E-W e NNE-SSW (MASSIRONI et al. 2003). Va inoltre considerato che il corpo di frana:

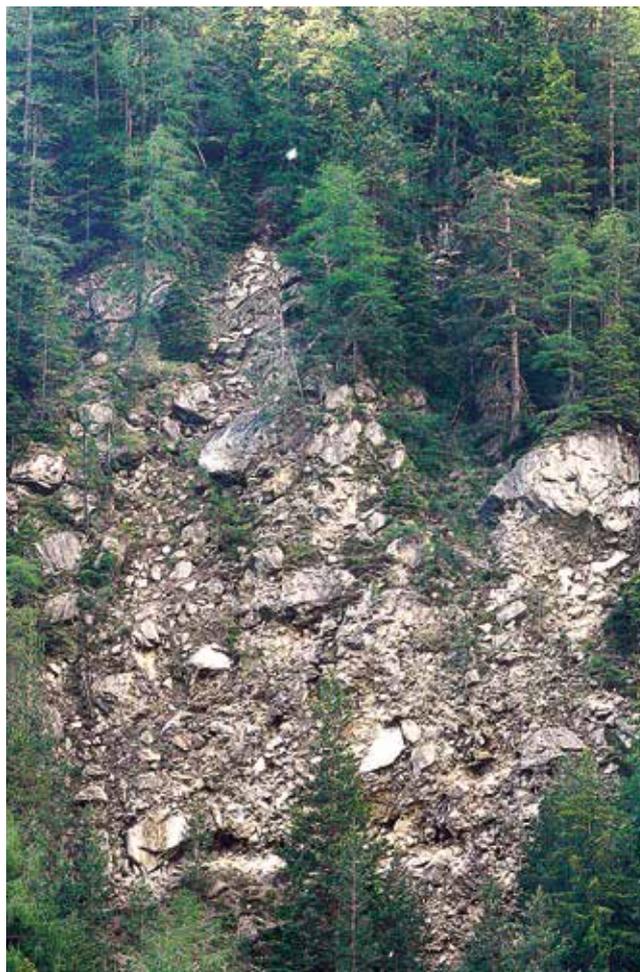


Fig. 3 - Particolare dell'ammasso caotico ed eterogeneo della paleo-frana di Avenes, osservato dalla strada che risale la vallata.

- *The heterogeneous, chaotic, well cemented and fractured deposit of the Avenes palaeo-slide as it appears from the road towards the study area.*

- a) poggia direttamente sul substrato roccioso (BRENNER BASISTUNNEL BBT SE 2006), senza interposizione di sedimenti;
- b) è ammantato e/o parzialmente rivestito da depositi morenici e glacio-fluviali;
- c) ha un morfologia riconducibile a un dosso montonato (esarazione glaciale);
- d) presenta evidenti sistemi di fratture.

Su queste basi diventa ragionevole supporre che i) l'innescò della frana ragionevolmente si attivò a ridosso di un ritiro glaciale, condizione che giustificherebbe la mancanza di depositi fluvio-glaciali interposti tra substrato e corpo di frana; ii) l'accumulo di frana deve essersi cementato prima di un transito glaciale, condizione utile ad evitarne la precoce asportazione; iii) dopo l'evento franoso e la sua cementazione si succedettero almeno due transiti glaciali, rispettivamente testimoniati dall'esarazione sommitale dell'accumulo (rilievo montonato) e dal suo successivo parziale rivestimento da parte di depositi morenici e glacio-fluviali; iv) i sistemi



Fig. 4 - "Marocca" di Sasso, accumulo nastriforme a blocchi di grandi dimensioni, originariamente confinato tra il versante vallivo destro e la lingua glaciale in ritiro che ancora occupava la parte più prossimale del settore investigato.
 - The Sasso "marocca", a steep and ribbon shaped deposit made of huge blocks stored up along the proximal right margin of the valley. It is interpreted as the result of a consistent rockfall collapsed on an ice tongue.

di fratture che pervadono l'accumulo di frana cementato potrebbero verosimilmente essere stati innescati dalle pressioni orientate prodotte da cospicue masse glaciali in transito.

L'evento franoso può essere quindi genericamente collocato in un intervallo interglaciale e confinato nel Pleistocene s.l. Inoltre, l'età attribuibile al deposito morenico che riveste la sommità dell'accumulo di frana è riferibile (Cap. 3.2) allo stadio di Daun sensu Maitisch (1982) e vincola l'evento franoso ad un'età sicuramente precedente a 13.210 ± 610 anni fa (datazione dello stadiale Daun secondo IVY-OCHS et al. 2006).

Sulla base delle osservazioni e deduzioni sopra esposte, l'età dell'evento franoso deve essere comunque molto più antica del Tardoglaciale in quanto la forma attuale dell'accumulo (dosso montonato) suggerisce l'azione di intense esarazioni glaciali in grado di modellarne la sommità e i versanti. Del resto, anche la presenza dei sistemi di fratture che pervadono l'ammasso potrebbero configurarsi come una logica conseguenza delle pressioni orientate prodotte dal transito della medesima coltre glaciale sull'accumulo già tenacemente cementato. Mancando per ora il ritrovamento di resti lignei conservati nel corpo di frana non si possono proporre datazioni più precise.

3.1.2 Paleo-frana ("marocca") di Sasso

Un accumulo a enormi blocchi si estende, per oltre un km, dalla località Sasso verso la Rastkapelle, estremità orientale del tratto centrale della Val di Vize oggetto di questa indagine. Il deposito si appoggia alla base del versante destro della valle e raggiunge i 70 m di potenza. In corrispondenza della borgata Sasso si eleva all'improv-

viso dal fondovalle formando una parete sub-verticale alta circa 30 m (fig. 4).

La porzione visibile del deposito è formata da prevalenti blocchi di enormi dimensioni, anche superiori al centinaio di m^3 . L'accumulo ha un'estensione nastriforme e un caratteristico confinamento laterale collocandosi a ridosso del versante vallivo. È definibile in gergo come "marocca". Può essere interpretato come una originaria frana di crollo scaricata sul fianco di una lingua glaciale e abbandonata, dopo un trasferimento limitato, sul medesimo lato. Con buona probabilità il rilascio gravitativo si verificò a breve distanza dal luogo di abbandono (1-2 km) che potrebbe essere ubicabile in corrispondenza del versante meridionale del crinale Passo di Vize-Croda Rossa.

La datazione di questo evento è collocabile nello stadiale Egesen II e si ottiene ricavando la relativa posizione della linea di equilibrio (ELA - Equilibrium Line Altitude) calcolata con il "metodo delle quote" sensu LOUIS (1955) (Cap. 4).

3.2 Accumuli morenici

I depositi morenici collocati lungo il segmento mediano della Val di Vize sono numerosi e appaiono differenziati come origine e diversificati come evoluzione. Non sono identificabili con facilità e immediatezza, tanto che non risultano menzionati nei lavori che riguardano la vallata e nemmeno ne risulta traccia nei fogli geologici ufficiali.

Se da un lato la loro identificazione non lascia adito a dubbi dall'altro, con la loro presenza, consentono di collocare i numerosi eventi erosivo-deposizionali all'interno di una precisa griglia temporale. Al fine di datare gli



Fig. 5 - Morena frontale di Novale, affiorante di fianco all'omonimo lago e appoggiata alla paleo-frana di Avenes.
- *The Novale end moraine; it is well exposed near to the Novale lake and partly rests on the Avenes palaeoslide.*



Fig. 6 - Particolare della morena frontale di Novale che in profondità conserva inalterata l'originaria matrice limosa.
- *A close view of the Novale end moraine which emphasizes the richness in mud of the glacial deposit texture.*

accumuli morenici è stata ricostruita la linea di equilibrio (ELA - Equilibrium Line Altitude) utilizzando il "metodo delle quote" (toe-to-summit altitude method - TSAM) proposto da LOUIS (1955), applicabile con buoni risultati ai ghiacciai di ridotte dimensioni come quelli attivi nel Tardoglaciale alpino.

3.2.1 Morena di fondo di Pfanner Alm

Tale deposito è concentrato in limitati settori il più significativo dei quali coincide con l'area di affioramento della paleo-frana di Avenes (Pleistocene). Più in particolare si riconosce una coltre morenica di fondo (diamicton a blocchi sparsi) che riveste la sommità esarata della

paleo-frana. È presente lungo entrambe le sponde del Rio di Vizze, rispettivamente in località Pfanner Alm e, sul lato opposto, Leitner Alm, tra le quote 1430 e 1570 m.

L'età del deposito è riferibile allo stadiale Daun ed è indirettamente ricavabile da quella della successiva morena frontale di Novale, riferibile con certezza allo Stadio Egesen I (Cap. 3.2.2).

3.2.2 Morena frontale di Novale

Un secondo deposito morenico, differenziabile dal precedente, si appoggia alla paleo-frana di Avenes. È interessante notare che l'accumulo morenico, oltre ad adagiarsi alle propaggini settentrionali del corpo di paleo-frana lungo la strada che costeggia il Lago di Novale (fig. 5), riveste lo stesso in corrispondenza di un profondo solco torrentizio ereditato dal transito glaciale würmiano e/o da precedenti transiti fluviali. Si tratta di un ammasso roccioso sciolto a blocchi metrico-decimetri che il Rio di Vizze ha parzialmente mobilizzato accatastandolo lungo il proprio alveo in corrispondenza del primo ripido tratto che incide la paleo-frana.

La morena frontale di Novale, qui riconosciuta e segnalata per la prima volta, si configura come un originario accumulo di ablazione (fig. 6) abbandonato alla fronte di una lingua glaciale che si attestava in corrispondenza del deposito di paleo-frana. Il relativo arco morenico, in base alla linea di equilibrio (ELA) del ghiacciaio che lo ha deposto - corrispondente a 2400 m di quota (sensu LOUIS 1955) - è attribuibile allo Stadio di Egesen I (Tardoglaciale, Dryas recente), risalente a 12.100 ± 1000 anni fa (IVY-OCHS et al. 2006).

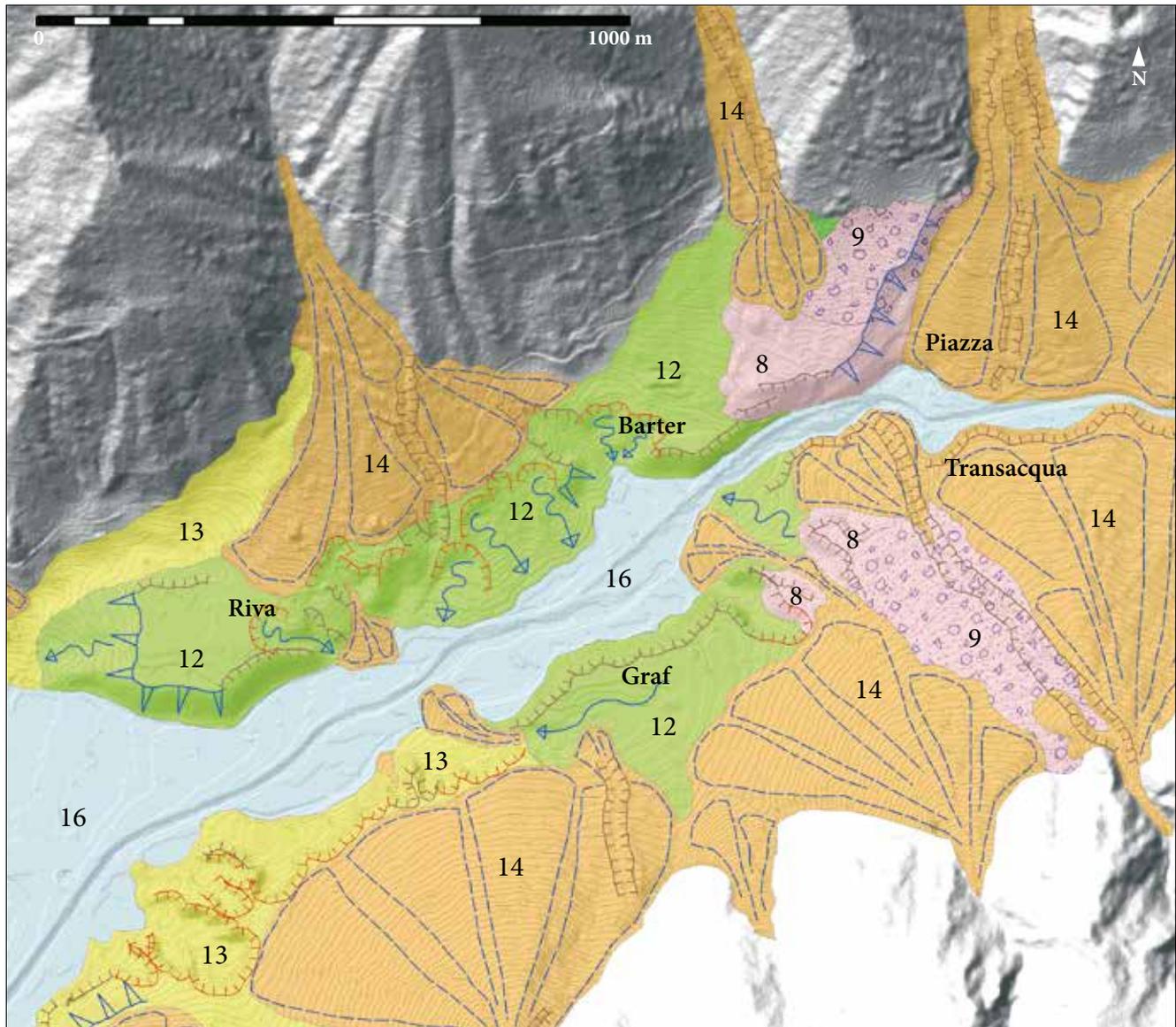


Fig. 7 - Estratto della Carta geomorfologica che evidenzia i resti della morena frontale di Piazza. Legenda: 8 - Deposito morenico frontale (Egesen II); 9 - Deposito misto morenico-proglaciale (Egesen II); 12 - Deposito proglaciale (Egesen II); 13 - Deposito di delta-conoide (Egesen I); 14 - Deposito di conoide di deiezione (post Egesen II); 16 - Deposito alluvionale di fondovalle (attuale).

- Part of the Geomorphologic map which highlights the remains of the Piazza end moraine. Legend: 8 - End Moraine (Egesen II); 9 - Mixed deposit made of moraine and proglacial materials (Egesen II); 12 - Proglacial deposit (Egesen II); 13 - Fan-delta deposit (Egesen I); 14 - Debris flow fan deposit (post Egesen II); 16 - Valley floor alluvial deposit (present).

Il deposito morenico frontale data indirettamente anche la copertura morenica di fondo che riveste la sommità della paleo-frana di Avenes (Cap. 3.2.1), confinandola perlomeno allo stadio tardoglaciale precedente (Daun). Lo si ricava dalla quota di accumulo della stessa morena di fondo che senza dubbio sottendeva la presenza di una lingua glaciale più estesa e più elevata rispetto a quello che successivamente ha messo in posto la morena frontale di Novale.

3.2.3 Morena di fondo di Langstanden

Un ulteriore deposito morenico è stato riconosciuto in località Langstanden, appena a monte della borgata Fossa Trues (v. tavv. 1 e 2: Carta geomorfologica e fig.

10). È formato da abbondanti limi, con rari blocchi e clasti, che rivestono le basse quote del versante sinistro della vallata per un'altezza dal fondovalle che non supera i 40-50 m. Il deposito ha la forma di un sottile cuneo dalla sommità piatta e rastremato verso il basso. L'accumulo si estende per quasi 1,5 km, interrotto lateralmente verso sud-ovest dal coevo deposito di contatto glaciale di Fossa Trues e, nella direzione opposta, da più recenti depositi alluvionali. L'accumulo mostra parziali rimaneggiamenti e commistioni lungo preferenziali colatoi di frana. L'originario deposito è interpretabile come il sottile accumulo prodottosi tra la lingua glaciale principale (Stadio di Egesen I) e il versante vallivo.



Fig. 8 - Deposito di contatto glaciale, kame di Fossa Trues.
- *Lateral glacial contact deposit (Fossa Trues kame).*

3.2.4 Morena frontale di Piazza

Un terzo e localizzato accumulo morenico è desumibile sulla base della sola analisi morfologica, mancando ogni possibilità di osservazione diretta del relativo deposito, celato da una coltre erbosa e arbustiva.

Questo corpo morenico (morena frontale di Piazza) è situato appena a ovest della borgata omonima (fig. 7). È presente su entrambe le sponde vallive e, sul versante destro, si spinge fino a quote prossime a 1490 m. L'accumulo sembrerebbe formato da abbondanti materiali fini o di media pezzatura. L'erosione torrentizia ne ha ridimensionato in più punti l'estensione originaria, tanto che oggi potrebbe facilmente essere confuso e assimilato ai più recenti depositi di conoide deiettivo che ad esso si appoggiano lateralmente.

Il deposito morenico è in parte verosimilmente composito a materiali proglaciali che provenivano dagli affluenti Rio di Transacqua (Überwasserbach) e Rio di Piazza (Platzbach).

Il residuo della morena frontale di Piazza presente in sponda destra e intercettato dalla strada comunale, è delimitato verso est da una ripida scarpata, inclinata 32° e alta fino a 35 m. La scarpata sovrasta di almeno 20 m i depositi di un limitrofo conoide di deiezione (Cap. 3.4.3) ed è qui interpretata come il residuo di un'originaria superficie di contatto tra la fronte glaciale in stazionamento e la relativa morena frontale. Una tale evidenza morfologica non trova interpretazioni alternative. Non appare

logica la possibilità che la scarpata (qui interpretata come generata dal ripido contatto ghiacciaio/morena) sia il riflesso di un'erosione torrentizia sviluppata a spese dei depositi di un conoide deiettivo. La morfologia del deposito, che non rispecchia quella tipica dei conoidi di deiezione, mostra inoltre uno sviluppo altimetrico decisamente anomalo presentando quote troppo elevate rispetto a quelle dei conoidi attigui. Sul lato opposto della valle, la morena ha subito un'evidente erosione. I suoi lembi residuali sono circondati dai depositi del conoide di Transacqua (Cap. 3.4.3).

Questo accumulo morenico, sulla base della sua altitudine e posizione, è attribuibile allo stadiale Egesen II, risalente a 11.300±900 anni fa (IVY-OCHS et al. 2006).

3.3 Depositi di contatto glaciale (kame)

I corpi deposizionali appartenenti a questa tipologia non sono numerosi, ma appaiono significativi ai fini dell'evoluzione della vallata. Tra questi, in particolare, si segnala quello ubicato alle quote inferiori del Rio Grossberg, presso la borgata Fossa Trues (fig. 8). In questo caso la perfetta esposizione del deposito, propiziata dal taglio di una strada secondaria, ne ha consentito una lettura sedimentologica che è stata in grado di definirne l'origine. In tal modo è stato possibile non confondere questa tipologia di accumulo con quella dei conoidi di deiezione, che appaiono morfologicamente simili.

3.3.1 Kame di Fossa Trues e kame di Bargone

Per il deposito di Fossa Trues è stato possibile effettuare osservazioni sedimentologiche di dettaglio (figg. 9a, b) lungo il tracciato di una recente strada forestale che ha esposto chiaramente il litosoma per uno spessore continuo di circa 20 m. Questo deposito è formato da prevalente pietrisco, organizzato in strati e banchi con clasti a pezzatura molto varia, compresa tra la sabbia e il blocco superiore al metro. Sono sempre evidenti le embricature dei clasti, diffuse spesso anche tra i blocchi con dimensioni metriche. Tali episodi deposizionali, sempre incoerenti, si configurano come iniziali flussi in massa che per diluizione hanno sviluppato, nel tratto prossimo all'abbandono, turbolenze capaci di separare la porzione fine e dare luogo a embricature, diffusi smistamenti granulometrici con gradazioni dirette che coesistono con blocchi residuali fuori taglia.

Formano strati e banchi che, quando gradati, verso l'alto possono passare in continuità a episodi sabbiosi, anch'essi gradati, da grossolani a fini organizzati in livelli. Questi

ultimi hanno dato origine a lamine piano-parallele con estesa continuità laterale da regime trattivo supercritico. Sfumano verso l'alto a granulometrie sabbiose medie con laminazione incrociata da ripple, con ripple rampicanti.

Complessivamente, considerando sia i dati sedimentologici sia l'ubicazione dell'accumulo, l'intero deposito può essere interpretato come la propaggine subacquea di un conoide di deiezione (fan-delta) regolato, nella porzione emersa, da episodi di colata che si immettevano in un invaso lacustre capace di diluire il prodotto clastico sviluppando effetti trattivi, quali le diffuse embricature e le gradazioni dirette.

Non mancano, nella successione, anche i singoli episodi granulometricamente molto eterogenei e disorganizzati, interpretabili come episodi di colata detritica che, per probabile mancanza di specifici requisiti, quali velocità sostenuta di ingresso nell'invaso lacustre, morfologia a debole inclinazione del pendio subacqueo, densità elevata del trasporto in massa, non riuscivano a sviluppare la sufficiente turbolenza adatta a gradare ed embricare il deposito.

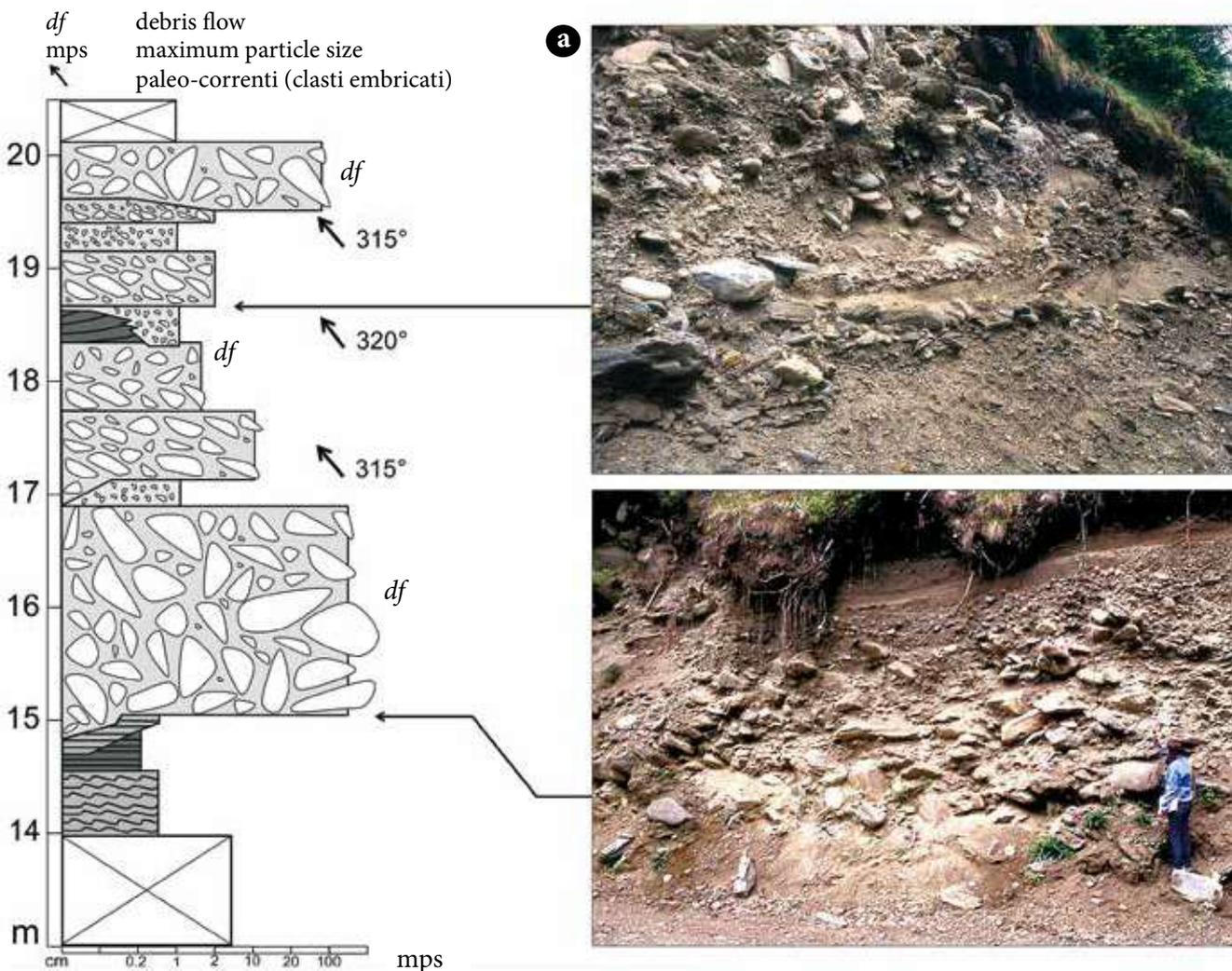
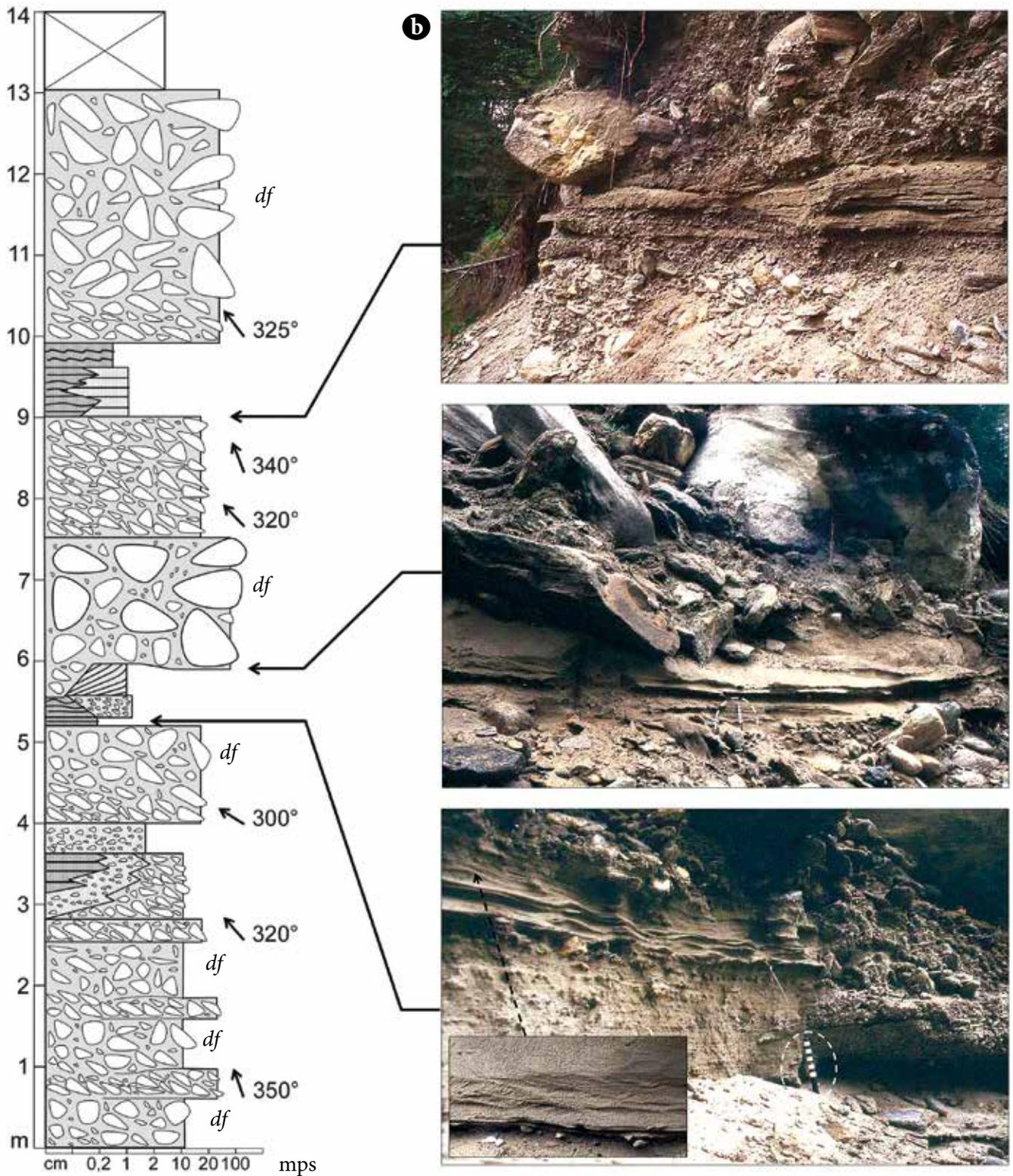


Fig. 9 - Colonne stratigrafiche (a - parte superiore, b - parte inferiore), con relativi dati sedimentologici, misurate nella porzione affiorante del kame di Fossa Trues.

- Stratigraphic columns (a - upper portion; b - lower portion) measured in the Fossa Trues kame. The palaeocurrents are based on embricated pebbles.



Le paleo-correnti misurate sulle diffuse embricature dei clasti forniscono, per i depositi di Fossa Trues, una direzione di flusso modale verso N320°-330°E, compatibile con un'alimentazione proveniente dal Rio Grossberg.

Nel caso del deposito di Bargone, una diffusa copertura vegetale ne maschera completamente i resti, profondamente incisi dalle erosioni del Rio Burgumer. Tramite l'analisi delle morfologie residuali effettuate anche con

l'ausilio dei modelli digitali del terreno (DEM), sulla base della posizione che questo deposito occupa e attraverso la comparazione con quello di Fossa Trues, morfologicamente identico, è stato possibile riconoscere per entrambi una medesima origine.

Gli accumuli di Bargone e Fossa Trues, terminano frontalmente in maniera improvvisa, con ripide scarpate sub-parallele alla direzione di sviluppo del fondovalle.

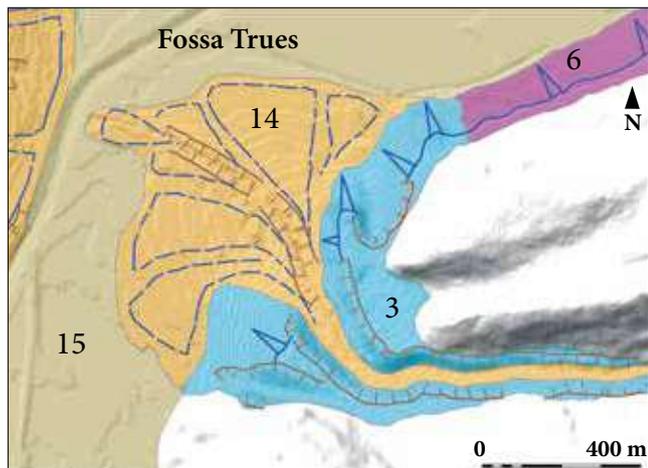


Fig. 10 - Estratto della Carta geomorfologica che evidenzia i conoidi telescopici sviluppati a spese dell'erosione del kame di Fossa Trues (deposito di contatto glaciale). Legenda: 3 - Deposito di kame (Egesen I); 6 - Deposito morenico di fondo (Egesen I); 14 - Deposito di conoide di deiezione (post Egesen II); 15 - Deposito lacustre (post Egesen II - recente).

- Part of the Geomorphologic map which puts in evidence the telescoping fans coming out from the Fossa Trues kame erosion. Legend: 3 - Kame deposit (Egesen I); 6 - Ground moraine (till), (Egesen I); 14 - Debris flow fan deposit (post Egesen II); 15 - Lake mud (post Egesen II - recent).



Fig. 11 - Fondovalle distale del segmento vallivo oggetto di studio; vista da Est.

- The distal large floor (about 800 m) of the Val di Vize (Pfitschtal). View Westwards.

Le profonde incisioni innescate dai corrispondenti rii hanno generato a loro volta più recenti corpi di deiezione (fig. 10) incastrati telescopicamente alla fronte dei depositi incisi (Cap. 3.4.3).

C'è da aggiungere che tanto il deposito di Fossa Trues quanto quello di Bargone, distanti tra loro poco più di un km e collocati tra le quote 1400 e 1500 m, si sviluppano alla confluenza di vallate laterali sinistre nel fondovalle principale. Le rispettive testate hanno quote massime prossime a 3000 m.

I caratteri sedimentologici precedentemente esposti, congiuntamente alla posizione e forma degli accumuli, li configurano come depositi di contatto glaciale (kame), sviluppati in contesti lacustri effimeri, generati rispettivamente dai Rii Burgumer e Grossberg al loro sbocco nel fondovalle. Fondovalle che doveva dunque risultare ancora occupato dal ghiacciaio. Le acque dei due torrenti erano acque di fusione di due ridotte lingue glaciali che ancora occupavano le medie e alte quote

delle rispettive vallecole e che oggi sono testimoniate da due archi morenici frontali attestati tra 1700 e 1800 m di quota.

Per determinare l'età dei due accumuli di contatto glaciale (kame) è stato utilizzando il "metodo delle quote" sensu LOUIS (1955), determinando l'ELA (Equilibrium Line Altitude) dei due accumuli morenici, confrontando poi il valore ottenuto con quello relativo alla morena frontale di Novale. Per i due fronti ablativi dei Rii Burgumer e Grossberg è stato ottenuto un valore di ELA molto prossimo a 2400 m, coincidente con l'ELA della morena frontale di Novale. Si ricava dunque che i kame di Bargone e di Fossa Trues hanno la medesima età della morena frontale di Novale e sono pertanto riferibili al Tardoglaciale, Stadio di Egesen I sensu MAITSCH (1982), confinato intorno a 12.100 ± 1000 anni fa.

Si può di conseguenza dedurre che, mentre nella valle principale insisteva ancora la lingua glaciale alimentata

dai ghiacci prodotti nei circhi delle vette d'alta quota, le valli laterali, quali quelle dei Rii Burgumer e Grossberg, essendo confinate da crinali più bassi, mostravano i propri segmenti finali già deglaciati, fornendo i presupposti per lo sviluppo dei depositi di contatto glaciale (kame) alle quote prossime al fondovalle.

3.3.2 Kame del Kranebitt

Tra i depositi interpretabili come kame si segnala anche il circoscritto accumulo sul quale, a valle di Riva, in destra idrografica, sorge l'Albergo Kranebitt. La forma di questo corpo sedimentario, a differenza dei corpi di kame precedentemente descritti, suggerisce l'azione di sensibili esarazioni. In base a tali evidenze ad esso si attribuisce ipoteticamente un'età precedente a quella dello Stadio Egesen I, responsabile dei kame di Bargone e di Fossa Trues, nonché della morena frontale di Novale.

Il kame del Kranebitt, quindi si sarebbe presumibilmente generato durante lo Stadio Daun (fase di ritiro glaciale), mentre la modifica della sua morfologia originaria sarebbe riferibile alle esarazioni prodotte durante il successivo Stadio di Egesen I.

3.4 Depositi alluvionali s.l.

Il tratto centrale della Val di Vizze è caratterizzato da un fondovalle generalmente piatto e sovralluvionato che si amplia procedendo verso le quote inferiori (fig. 11). I tipi di deposito che in tempi successivi - confinati tra il Pleistocene ?Inf. e l'Olocene - hanno contribuito al marcato innalzamento del fondovalle, appartengono a tipologie di accumulo molto differenti tra loro.

Per i depositi più antichi l'originaria forma ed estensione è solo ricostruibile o ipotizzabile; al contrario sono perfettamente conservate le geometrie esterne

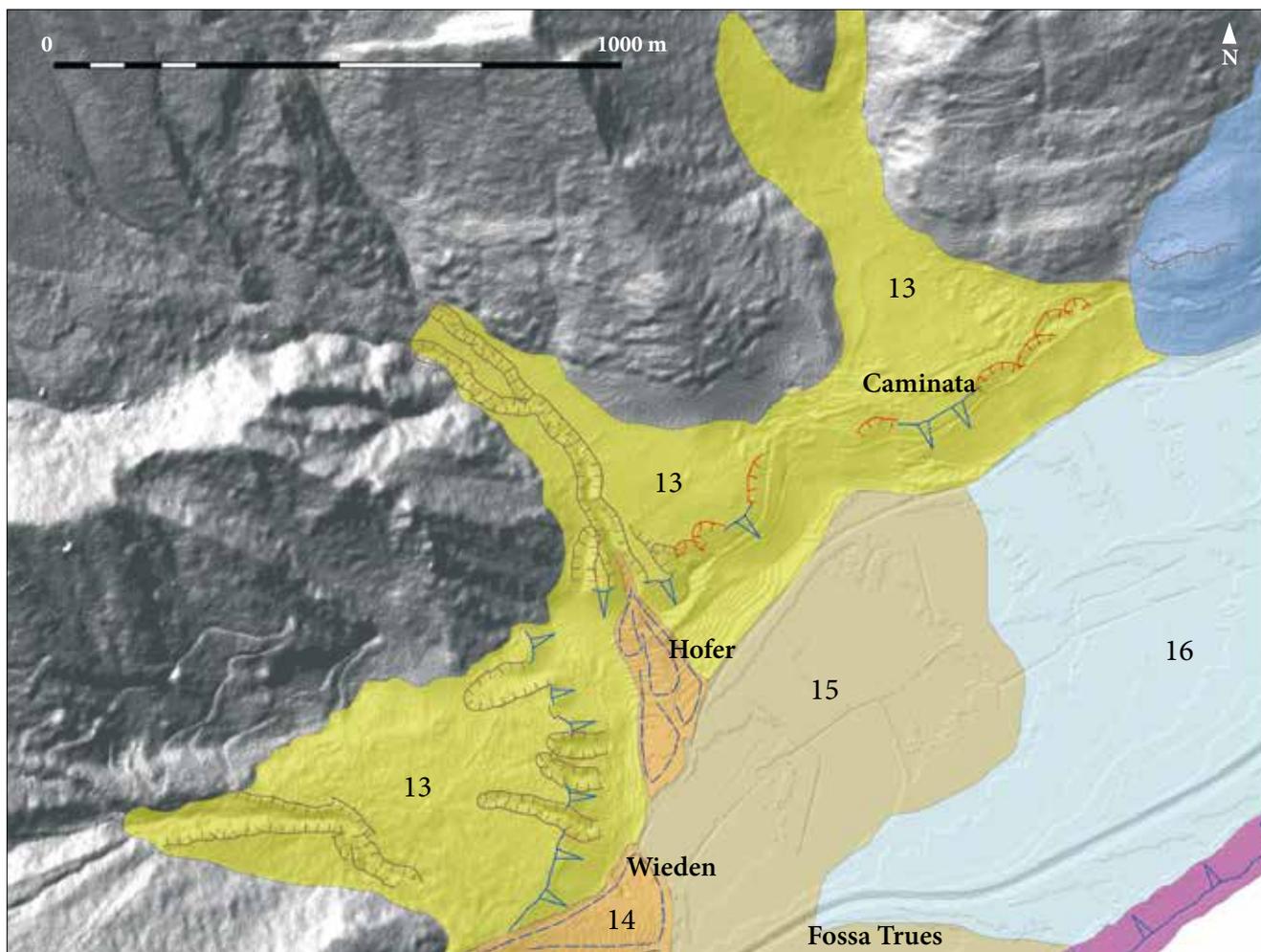


Fig. 12 - Estratto della Carta geomorfologica che evidenzia i depositi di delta-conoide che si immergevano nell'invaso lacustre in corrispondenza del loro improvviso cambio di inclinazione. Legenda: 13 - Deposito di delta-conoide (Egesen I); 14 - Deposito di conoide di deiezione (post Egesen II); 15 - Deposito lacustre (post Egesen II-recente); 16 - Deposito alluvionale di fondovalle (attuale).

- Part of the Geomorphologic map which stresses the fan-delta bodies lengthened towards the palaeo-lake. The abrupt change in their inclination corresponds to the original shoreline. Legend: 13 - Fan-delta deposit (Egesen I); 14 - Debris flow fan deposit (post Egesen II); 15 - Lake mud deposit (post Egesen II - recent); 16 - Valley floor alluvial deposit (present).



Fig. 13 - Panoramica (da Sud-Est) sui tre delta-conoidi distribuiti tra gli abitati di Wieden (sopra, a), Hofer (al centro, b) e Caminata (sotto, c).

- View Eastwards on the close fan-delta bodies located in the distal portion of the Val di Vizze (right side). They are respectively the Wieden (a, upper), the Hofer (b, middle) and the Caminata fan-deltas (c, lower).

dei numerosi corpi sedimentari recenti. Se l'analisi dei depositi antichi (kame) beneficia di osservazioni sedimentologiche dirette, effettuabili lungo i fronti erosivi, queste ultime sono pressoché impossibili da sviluppare nel caso dei depositi più recenti, quasi ovunque rivestiti da coperture prative e/o arbustive. Essi, comunque, hanno il vantaggio di preservare le relative originarie morfologie, sufficienti per individuare con precisione le provenienze dei rispettivi apporti clastici, l'estensione dei depositi e il contesto deposizionale.

Questo tratto della Val di Vizze è sede di abbondanti depositi alluvionali differenti per genesi e forma. La loro presenza e diffusione caratterizza in modo marcato l'aspetto del fondovalle. Da entrambi i versanti vallivi si dipartono numerosi corsi torrentizi i cui cospicui apporti in un recente passato hanno dato forma a ventagli clastici caratterizzati da forme e significati differenti. Mancando pressoché totalmente le incisioni naturali e/o antropiche utili a valutare la sedimentologia di tali corpi deposizionali, le interpretazioni sono basate sull'analisi morfologica e sui rapporti spaziali tra i singoli elementi.

Più in particolare, sono state riconosciute tre distinte tipologie di depositi: di delta-conoide, di delta proglaciale (outwash glaciale) e di conoide di deiezione. A questi si aggiungono, tra i depositi di fondovalle, gli accumuli di fondo lacustre e dei sottili depositi torrentizi, conseguenza del rimaneggiamento e redistribuzione di precedenti depositi alluvionali di fondovalle.

3.4.1 Depositi di delta-conoide

Questa tipologia di depositi trova la sua massima espressione lungo il fianco idrografico destro del segmento vallivo. Le migliori morfologie relative a questi depositi si osservano in tra gli abitati di Wieden e Caminata (Kamaten), dove tre distinti ventagli clastici (delta-conoidi di Wieden, di Hofer e di Caminata) convergono nel fondovalle (fig. 12 e figg. 13 a, b, c). Formano corpi a ventaglio con inclinazioni medie di 10°-12°. In tutti è evidente un netto cambio di pendenza nelle parti distali dei corpi sedimentari. Ne derivano scarpate con angoli di circa 18°-25°. Le scarpate morfologiche di norma si raccordano alla piatta superficie del fondovalle senza variare la propria inclinazione. Nei rari casi in cui questo non si verifica, la causa è attribuibile a precoci cedimenti gravitativi che ne hanno alterato le geometrie originarie (delta-conoide di Wieden, v. fig. 13a).

In tutti i numerosi apparati a ventaglio, gli orli delle singole scarpate morfologiche sono attestati alla quota 1422,5 m s.l.m., ricavata dall'analisi del modello digitale del terreno (DEM). Tali evidenze sottolineano concordemente che tutte le scarpate in oggetto, alte circa 40 m sul fondovalle, sono elementi deposizionali e non il risultato di successive modificazioni erosive.

Ai fini dell'interpretazione paleo-ambientale è significativo notare che in tutti i corpi sedimentari di questo

tipo l'orlo superiore della scarpata corre alla medesima quota e assume l'andamento arcuato caratteristico del ventaglio clastico che delimita. Corpi sedimentari di questo tipo sono interpretabili come delta-conoidi, ossia conoidi di deiezione le cui porzioni inferiori si immergevano in un vaso lacustre.

La superficie dei delta-conoidi varia bruscamente la propria inclinazione in corrispondenza della originaria linea di riva, che si attestava in prossimità di quota 1423 m. L'angolo medio di inclinazione delle scarpate (22°) rientra in quelli di riposo dei materiali sabbioso-ghiaiosi in condizioni subacquee.

Il passaggio, sempre netto, tra la superficie emersa e quella sommersa, passante da 10° a 22°, potrebbe essere indice di apporti clastici non elevati, incapaci di sviluppare una rapida progradazione dell'apparato deposizionale escludendo la formazione di un vero e proprio corpo deltizio emerso. Oppure, in alternativa, può essere avanzata l'ipotesi che in questo settore della valle il fondale lacustre, relativamente profondo (circa 40 m), inibiva lo sviluppo di un apparato subaereo progradante. Non mancano le evidenze di localizzati cedimenti subacquei nelle fronti deltizie, come quelli sviluppati nell'esteso delta-conoide di Wieden (v. fig. 13a) ubicato alla periferia sud-occidentale di Caminata.

3.4.2 Depositi di delta proglaciale

Anche l'individuazione di questo particolare tipo di depositi, in mancanza di superfici esposte che consentano l'esame dei contenuti sedimentari, si basa sull'analisi morfologica e sui rapporti di relazione fisica con altre tipologie di accumuli. All'analisi morfologica si aggiunge il contributo dato dal riconoscimento e dalla perimetrazione dei vicini depositi morenici, congiuntamente all'attribuzione delle presunte età di accumulo.



Fig. 14 - Modello deposizionale che riassume i caratteri morfologici originari peculiari del tipo di accumulo confinato tra le località di Bart, Riva e Graf (prisma proglaciale).
- *Depositional model of the proglacial deposit (delta Gilbert) whose remnants at present day are recognizable near at the Riva, Bart and Graf villages.*



Fig. 15 - Panoramica da Ovest sulla porzione più estesa e continua dei depositi proglaciali della media Val di Vizze (prisma proglaciale di Riva).

- Panoramic view on the proglacial prismatic body of Riva (middle part of the Val di Vizze).



Fig. 16 - Scarpatà deposizionale del prisma proglaciale di Riva in uno dei rari tratti originali non modificati dalle successive erosioni torrentizie (vista da Sud-Est).

- The preserved 26° dipping margin of the proglacial body of Riva, not yet modified by stream erosions.

Sono due i settori che forniscono evidenze riconducibili a depositi di outwash glaciale. Il primo è posizionato a valle del grande accumulo della paleo-frana di Avenes (v. fig. 2), il secondo si trova nell'area di fondovalle compresa tra Riva e Transacqua (v. fig. 1). La situazione presente nel primo settore, collocato oltre il margine della zona di studio, non è oggetto di indagine in questo lavoro.

Nel settore ubicato tra Riva e Transacqua si riconoscono dei corpi sedimentari con caratteri peculiari. Apparentemente potrebbero essere assimilati ai "depositi di delta-conoide", sebbene rispetto a questa tipologia presentino un'estesa (e per certi versi anomala) porzione a sviluppo tabulare orizzontale (fig. 14). Nell'esempio più completo, quello di Riva, la superficie della porzione sub-orizzontale supera i 5 ettari.

I corpi che meglio esprimono i caratteri di questo insieme sono certamente quello di Riva (prisma proglaciale di Riva, Figg. 15 e 16) e, seppure in modo meno eclatante ma ugualmente chiaro, quello di Graf. Si distribuiscono su entrambe le sponde vallive con spessori prossimi a 25 m, localizzandosi tutti in un territorio circoscritto, ampio poco meno di un km².

Comparando tra loro i depositi riconducibili alla medesima tipologia (Barter, Riva e Graf) si può osservare che le scarpate che li delimitano non presentano gli sviluppi arcuati tipici dei margini di delta-conoide e hanno, quasi ovunque, pendenze più ripide e sviluppo in pianta meno regolare. Gli andamenti irregolari dei margini denunciano in molti casi un'origine erosiva (fig. 17).



Fig. 17 - Incisione torrentizia - utilizzata dalla viabilità del fondovalle - a spese dei depositi proglaciali (prisma proglaciale di Riva).
 - *The proglacial prismatic body of Riva is longitudinally cut by the Rio di Vizze. The road in the picture runs along the main fluvial deep furrow.*



Fig. 18 - Tratto prossimale del segmento vallivo mediano della Val di Vizze, oggetto di indagine.
 - *View Eastwards on the proximal part of the study area (Val di Vizze).*

L'erosione torrentizia avrebbe profondamente modificato un corpo deposizionale in origine unico, smembrandolo nei quattro odierni affioramenti, mentre il materiale asportato è stato ridistribuito nel fondovalle dando origine ai relativi depositi torrentizi (Cap. 3.4.5).

Ricostruendo la probabile originaria estensione del deposito (v. fig. 22), si otterrebbe un unico apparato sedimentario in grado di occupare l'intera larghezza della valle (poco meno di un km) e di estendersi in lunghezza per parecchie centinaia di metri. I suoi limiti originari sono stati quasi ovunque cancellati dalle erosioni torrentizie.

Fa eccezione il corpo di Riva il cui profilo (v. fig. 16), oltre ad evidenziare un caratteristico segmento mediano sub-orizzontale, conserva il tratto distale (originaria scarpata sommersa), regolarmente inclinato a 26° . Quest'ultima porzione replica, come quote di sviluppo e relativa pendenza, le scarpate deposizionali subacquee dei precedenti delta-conoidi lacustri.

Il prisma clastico tabulare può essere interpretato, congruentemente con i dati espressi, come un deposito di origine proglaciale generato dalle acque di fusione che scaturivano dalla fronte glaciale, momentaneamente attestata all'altezza di Transacqua, situazione testimoniata dalla morena frontale di Piazza. La porzione frontale del deposito di outwash progradava nel paleo-lago di Novale che ancora occupava la vallata, sbarrata alcuni chilometri più a valle dall'ostacolo della morena frontale di Novale (Stadio Egesen I).

Le odierne porzioni sedimentarie di Barter, Riva e Graf, avrebbero formato, in origine, un prisma deposizionale



Fig. 19 - Orizzonte limoso osservato in uno scavo temporaneo eseguito in posizione di fondovalle in località San Giacomo.
- *Mud horizon with thinner lenticular interbedded gravels.*
- *Temporary dig along the valley bottom at San Giacomo village.*

unico. I depositi di Barter e Graf rappresenterebbero le propaggini prossimali del prisma alluvionale, appoggiate alla morena frontale di Piazza (Stadio Egesen II), mentre i depositi di Riva corrisponderebbero alle sue porzioni mediane e periferiche.

Il prisma proglaciale di Riva nella sua porzione prossimale presentava un'inclinazione intorno al 6%, estrapolabile dalle geometrie delle porzioni residuali, ma già nella zona di Riva la sua superficie di accrezione diventava quasi orizzontale (v. fig. 15), testimoniando che il corpo sedimentario avanzava nel lago con le tipiche geometrie di un delta-Gilbert (v. fig. 14).

La marcata progradazione del delta proglaciale, oltre a testimoniare l'abbondante afflusso detritico attivo lungo l'asse della valle principale, di portata ben più elevata rispetto a quella dei singoli delta-conoidi ad esso coevi, sembra anche indotto dalle basse profondità che il paleo-lago di Novale registrava in quella che si configurava come la sua zona di chiusura orientale.

3.4.3 Depositi di conoide di deiezione

Questo terzo tipo di deposito alluvionale ha generato lungo il fondovalle delle caratteristiche morfologie a ventaglio con inclinazioni inferiori a 12°. I relativi depositi si distribuiscono pressoché uniformemente su tutto il segmento vallivo oggetto di indagine.

Essi derivano dallo smantellamento erosivo, un tempo particolarmente attivo lungo le testate dei ripidi affluenti del Rio di Vize. Talvolta si aggiunge la

parziale erosione e il rimaneggiamento di sedimenti di contatto glaciale (facies deltizio-lacustri di kame) e di origine proglaciale, concentrati in particolari settori del fondovalle. In tal caso i conoidi di deiezione hanno un assetto telescopico rispetto ai depositi dai quali derivano (v. fig. 10).

Nella parte prossimale del segmento di valle qui considerato, i ventagli detritici deiettivi formano ampi corpi deposizionali, spesso coalescenti, capaci di espandersi dagli opposti versanti fino anche a congiungersi nel depocentro vallivo.

Nella porzione distale della valle i depositi dei conoidi di deiezione si appoggiano, in parte o totalmente, ai corpi di delta-conoide, a quelli di contatto glaciale e a quelli proglaciali. Anche in questo caso gli apparati sedimentari sono ormai inattivi, come testimoniato dalla diffusa copertura erbosa e/o arbustiva che solo in rari casi è intaccata dalla produzione di limitate colate detritiche accumulate esternamente ai ripidi alvei torrentizi.

I conoidi di deiezione raggiungono il massimo sviluppo nel tratto prossimale del segmento vallivo oggetto di analisi, a monte della morena frontale di Piazza. A tal proposito si può notare che tanto i conoidi di Lechen-Hofe (a monte di Piazza) e di Transacqua, quanto i conoidi di San Giacomo e del Kaserwald, procedendo da opposti versanti, si sono saldati nel fondovalle (fig. 18) favorendo il sovralluvionamento dei rispettivi tratti vallivi disposti a monte (Cap. 3.4.5).

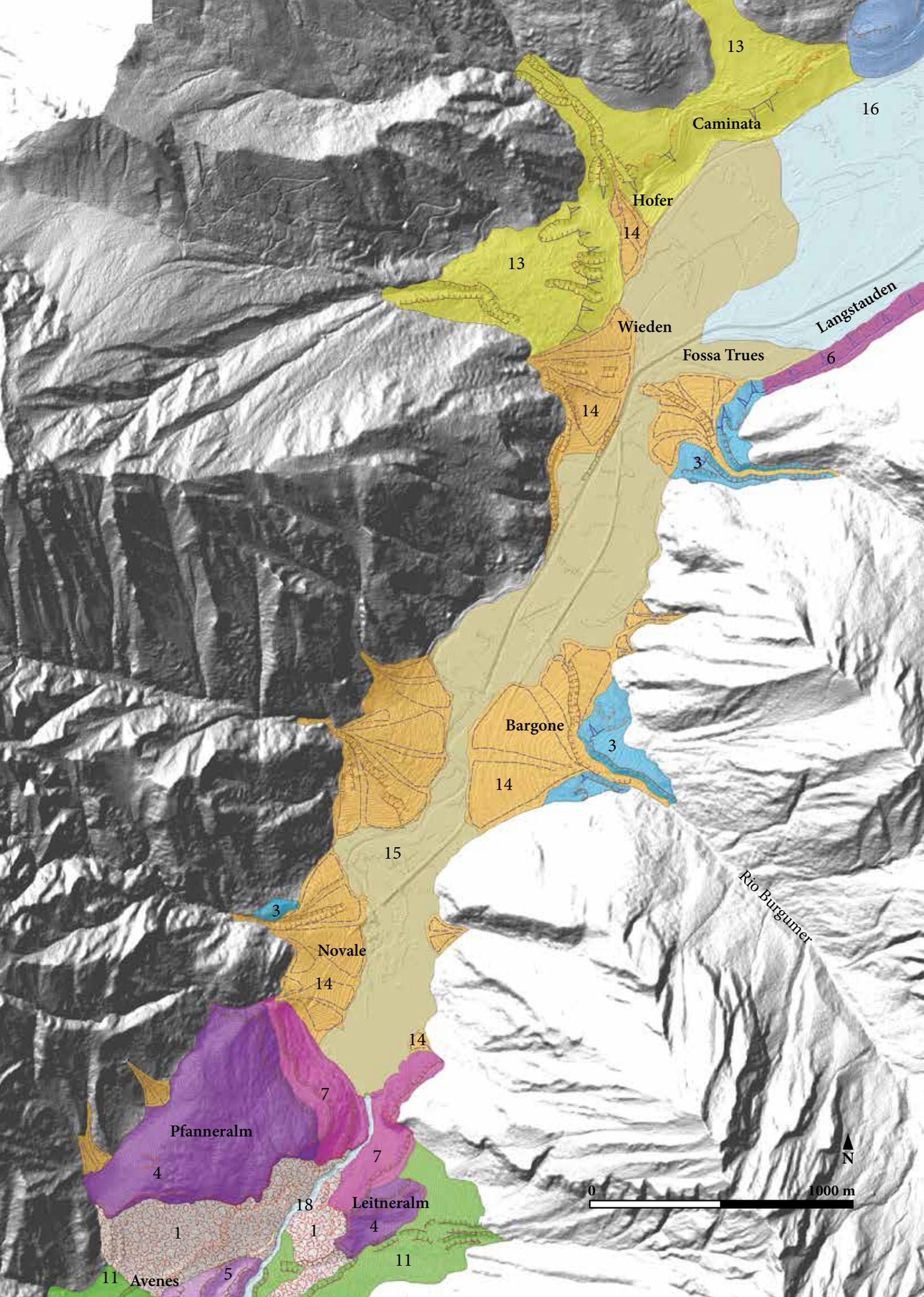
3.4.4 Depositi di fondo lacustre

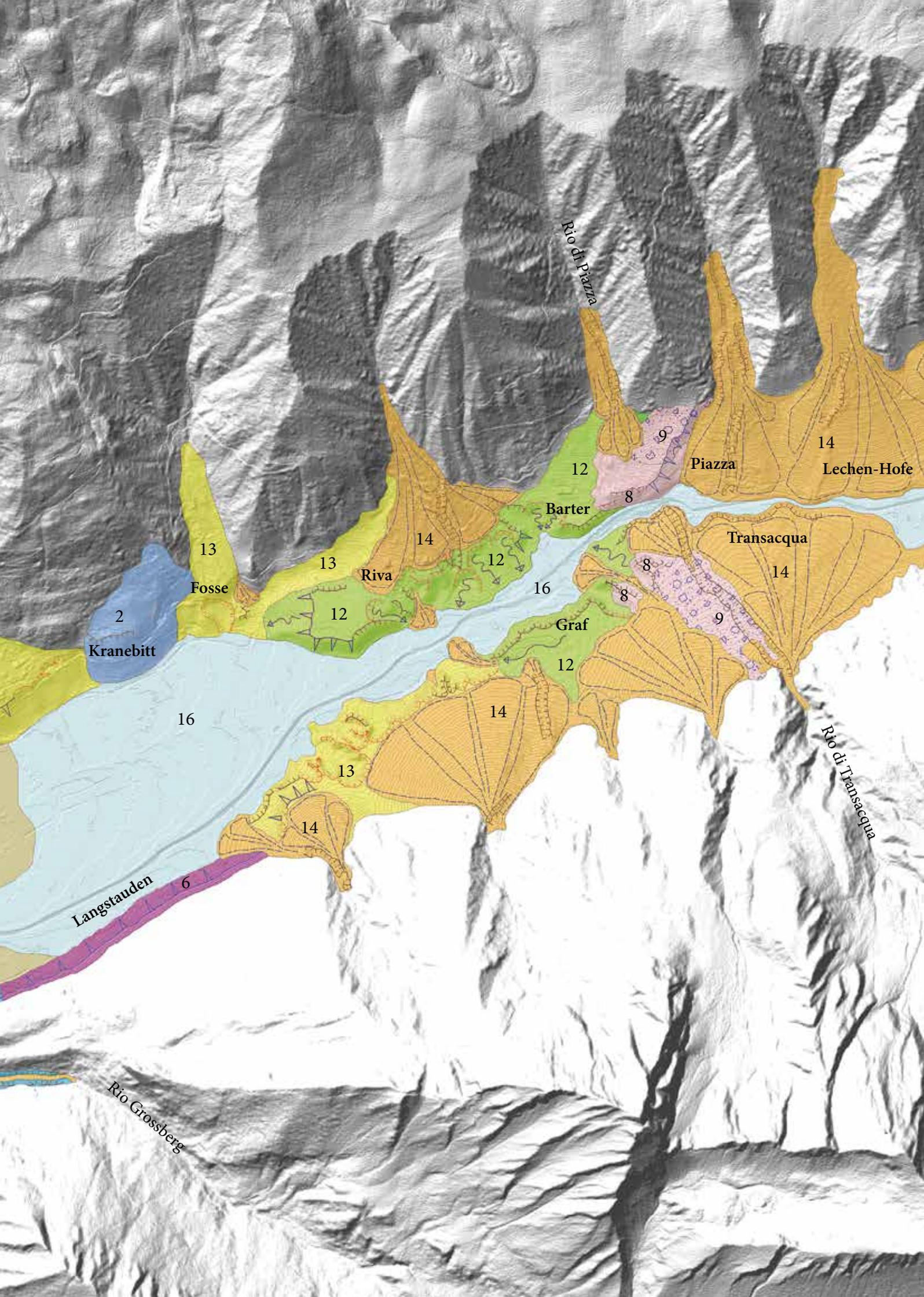
Due distinti litosomi lacustri, formati da limi prevalenti, sono stati riconosciuti lungo il tratto mediano della Val di Vize. Entrambi sono stati individuati in corrispondenza di temporanei scavi e attraverso sondaggi.

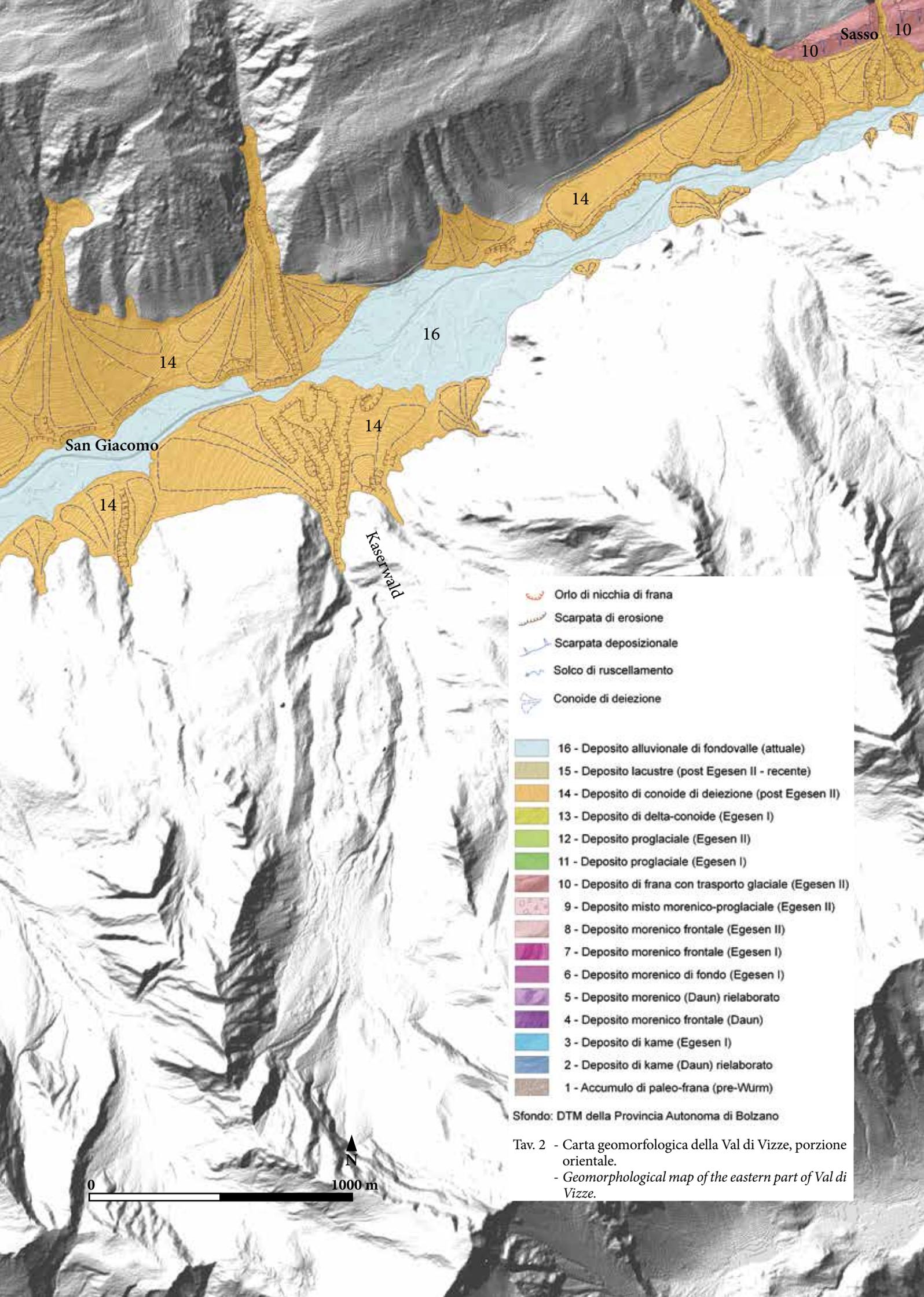
A monte dell'accumulo della paleo-frana di Avenes (Cap. 3.1.1) e dell'arco morenico stadiale che ad esso si appoggia (morena frontale di Novale), sotto la piatta superficie topografica del fondovalle più distale, si sviluppano consistenti sedimenti limosi di origine lacustre.

Nell'ambito della progettazione del Tunnel di Base del Brennero, la relazione "Idrogeologia" (GEOTEAM BBT 2008) riporta i dati del sondaggio Vi-B-03/01 effettuato nel fondovalle nei pressi di Caminata. Da essi risulta uno spessore di 300 m dato da alternanze di limi lacustri (prevalenti verso l'alto), sabbie fini limose e materiali più grossolani in matrice fine, questi ultimi predominanti in profondità al contatto con il substrato. Si ritiene che la porzione più profonda rappresenti una morena di fondo. La stessa relazione riporta anche la prevalenza della frazione limosa nel riempimento del

Tav. 1 - Carta geomorfologica della Val di Vize, porzione occidentale (legenda in tav. 2).
- *Geomorphological map of the western part of Val di Vize (legend in tav. 2).*







- Orlo di nicchia di frana
 - Scarpata di erosione
 - Scarpata deposizionale
 - Solco di ruscellamento
 - Conoide di deiezione
-
- 16 - Deposito alluvionale di fondovalle (attuale)
 - 15 - Deposito lacustre (post Egesen II - recente)
 - 14 - Deposito di conoide di deiezione (post Egesen II)
 - 13 - Deposito di delta-conoide (Egesen I)
 - 12 - Deposito proglaciale (Egesen II)
 - 11 - Deposito proglaciale (Egesen I)
 - 10 - Deposito di frana con trasporto glaciale (Egesen II)
 - 9 - Deposito misto morenico-proglaciale (Egesen II)
 - 8 - Deposito morenico frontale (Egesen II)
 - 7 - Deposito morenico frontale (Egesen I)
 - 6 - Deposito morenico di fondo (Egesen I)
 - 5 - Deposito morenico (Daun) rielaborato
 - 4 - Deposito morenico frontale (Daun)
 - 3 - Deposito di kame (Egesen I)
 - 2 - Deposito di kame (Daun) rielaborato
 - 1 - Accumulo di paleo-frana (pre-Würm)

Sfondo: DTM della Provincia Autonoma di Bolzano

Tav. 2 - Carta geomorfologica della Val di Vizze, porzione orientale.
 - Geomorphological map of the eastern part of Val di Vizze.





Fig. 20 - Modesti terrazzi fluviali sviluppati a spese dei depositi torrentizi accumulati a monte di San Giacomo.
- *Small fluvial terraces developed in the alluvial deposits upstream San Giacomo village.*

fondovalle a valle di Riva (dati sondaggi Vi-B-02, Vi-B-07, Piv-B-08).

Tra Riva e Caminata, l'ampio fondovalle presenta una sottile copertura torrentizia (v. Carta geomorfologica), debolmente inclinata verso valle, che riveste i depositi lacustri. In località San Giacomo una trincea eseguita nei pressi della viabilità principale di fondovalle ha messo in luce un orizzonte di limo spesso un paio di metri e al quale si intercalano sottili livelli di ghiaie (fig. 19). È interpretato come un deposito lacustre accumulato in un invaso ristretto e poco profondo (paleo-lago di San Giacomo) al ritiro della lingua glaciale che, durante lo Stadio di Egesen II, aveva stazionato all'altezza di Transacqua depositando la morena frontale di Piazza (v. figg. 7 e 22).

Sulla base dell'interpretazione genetica, questo secondo deposito lacustre si configura come più recente rispetto al primo descritto (Cap. 4).

3.4.5 Depositi torrentizi di fondovalle

È possibile distinguere tre insiemi di depositi torrentizi, differenziati sulla base della loro posizione, genesi ed età di formazione. Tutti sono concentrati nella fascia depocentrale del solco vallivo principale. I primi e più distali depositi torrentizi sono compresi tra la morena frontale di Piazza e il paese di Caminata. Si allargano nell'ampio fondo vallivo con spessori sottili che rivestono per circa 2,5 km i limi lacustri del paleo-lago di Novale (v. Carta geomorfologica). Rappresentano la mobilitazione torrentizia di parte dei depositi incoerenti del

prisma proglaciale di Riva e della coeva morena frontale di Piazza, incisi dal Rio di Vizze in conseguenza del repentino abbassamento del livello di base coinciso con lo svuotamento del paleo-lago di Novale.

Il secondo insieme si distribuisce a monte del paese di San Giacomo (v. Carta geomorfologica) e occupa una stretta fascia compresa tra i ripidi versanti vallivi e i perimetri frontali di vari conoidi laterali. Mentre la fascia compresa fra Transacqua e San Giacomo era occupata dal paleo-lago di San Giacomo, l'immissario Rio di Vizze sovralluvionava il segmento a monte di questo tratto di valle, colmandolo di depositi torrentizi per uno spessore di circa una decina di metri. La loro ultima e più elevata superficie di accrezione è ancora riconoscibile, seppure per limitati tratti.

L'approfondimento erosivo è compreso tra i 5-6 m e ha generato modeste ma ben riconoscibili scarpate morfologiche (fig. 20). Si ritiene che il terrazzamento sia una conseguenza dello svuotamento del paleo-lago di San Giacomo, capace di innescare un processo di erosione regressiva che rapidamente si è affermato nel retrostante tratto vallivo. È inoltre probabile che il cedimento della morena frontale di Piazza, e la conseguente scomparsa del retrostante paleo-lago di San Giacomo, siano l'effetto della rapida erosione regressiva indotta dal parziale svuotamento del paleo-lago di Novale che si estendeva a valle della morena di Piazza.

Il terzo insieme di depositi torrentizi è confinato fra Transacqua e San Giacomo e occupa una posizione intermedia, compresa tra i primi due. Questa fascia di fondo-

valle, successivamente allo svuotamento del paleo-lago di San Giacomo, dovette subire la progressiva avanzata laterale dei conoidi di Lechen-Hofe e di Transacqua e dei conoidi di San Giacomo e del Kaserwald che, con ogni probabilità, hanno rivestito ovunque piccoli apparati di delta-conoide sviluppatasi durante la presenza del paleo-lago. Questi conoidi finirono per produrre ristagni che interruppero il processo di terrazzamento favorendo, al contrario, la ripresa della deposizione torrentizia in sottili spessori.

L'età di messa in posto del primo litosoma torrentizio deve necessariamente essere successiva a quella dello svuotamento del paleo-lago di Novale; l'età del secondo insieme di depositi torrentizi deve essere posteriore al ritiro della lingua glaciale (Egesen II) che stazionava all'altezza di Piazza ed essere perciò coeva al paleo-lago di San Giacomo; l'età del terzo litosoma torrentizio è invece successiva allo svuotamento del paleo-lago di San Giacomo.

4. Successione degli eventi

Lungo i 12 km di fondovalle della media Val di Vizze, tra le località di Avenes (Afens) e Sasso (Stein), è possibile proporre la seguente successione di eventi basati sui rapporti vertico-laterali tra le varie tipologie di accumulo e considerando le età relative di innesco delle erosioni torrentizie che, localmente, ne hanno inciso e/o terrazzato i depositi.

1. Pleistocene (imprecisato pre-Würm)

Si imposta il solco glaciale che modella le porzioni inferiori dei versanti della media Val di Vizze, incidendo una ancor più antica e ampia valle glaciale il cui fondovalle, in questo tratto, si attestava intorno a 2000 m di quota. Durante un intervallo cataglaciare, di età non precisabile, dal versante sinistro della valle (Uberseil Spitz, 2458 m) si stacca una frana che ostruisce il solco vallivo (paleo-frana di Avenes). L'ostacolo supera i 250 m minimi di spessore (v. fig. 2) e determina un primo precoce blocco dei deflussi generando un invaso lacustre. I relativi depositi sono presenti molto in profondità, coperti da più recenti depositi alluvionali. L'accumulo di frana si cementa, resistendo in tal modo ai successivi transiti glaciali.

2. Würm e Tardoglaciale precoce

I transiti glaciali dell'ultima glaciazione alpina e dei successivi stadi del Tardoglaciale (pre-Egesen) con certezza esarano la sommità dell'accumulo della paleo-frana di Avenes. Al tempo stesso è molto probabile che l'intima fatturazione della massa detritica cementata sia da ascrivere alle ripetute pressioni orientate dei ghiacci.

La morena di fondo che riveste il deposito di paleo-frana alle località Pfanner e Leitner, circa tra le quote 1550 e 1600 m, è indubbiamente connessa all'ultimo dei transiti glaciali che è stato in grado di rivestire e superare l'accumulo. Sulla base delle successive considerazioni cronologiche potrebbe verosimilmente corrispondere allo Stadio di Daun (circa 13.500 anni fa), che precede la successiva affermazione dello Stadio di Egesen (v. oltre).

3. Tardoglaciale, Stadio di Egesen I (Dryas recente) - acme glaciale

La lingua glaciale occupa le porzioni inferiori della vallata attestandosi a ridosso dell'accumulo della paleo-frana di Avenes. Il rispettivo limite di equilibrio (ELA), calcolato con il "metodo delle quote" (sensu LOUIS 1955), è valutato intorno a 2400 m. Dal confronto con i dati della letteratura è attribuibile allo Stadio di Egesen (circa 12.500 anni fa). La Val di Vizze riceve alimentazione dai due circhi glaciali della Punta Bianca e del Gran Pilastro, le cime più elevate della valle, collocate intorno a 3400-3500 m di altitudine.

Dai solchi torrentizi dei Rii Burgumer e Grossberg, privi di ghiacci sotto quota 1800 m, scaturiscono acque e detriti che si bloccano contro la lingua glaciale che ancora occupa il fondovalle (fig. 21). Si generano depositi deltizio-lacustri di contatto glaciale (kame di Bargone e di Fossa-Trues) le cui superfici di massima accrezione si attestano intorno a 1450 m. Contemporaneamente, alla fronte della lingua glaciale si accumula un arco morenico stadiale (morena frontale di Novale), largo alcune centinaia di metri, che in parte si appoggia ai resti della paleo-frana di Avenes.

4. Tardoglaciale, Stadio di Egesen I (Dryas recente) - ritiro lingua glaciale

Al successivo ritiro della fronte glaciale l'accumulo morenico funge da ostacolo al deflusso delle acque. Si genera un invaso lacustre, il paleo-lago di Novale, ampio circa 5 km². I detriti erosi dai rii laterali si immettono nel lago dando forma a una serie di apparati di delta-conoide.

Sono facilmente riconoscibili per le caratteristiche geometrie a ventaglio e i profili caratterizzati da evidenti rotture di pendenza, sviluppate ovunque alla quota 1423 m, corrispondente alla posizione dell'antica linea di riva. In particolare si riconoscono i delta-conoidi di Wieden, di Hofer e di Caminata, affiancati in destra idrografica (v. figg. 12 e 13).

5. Tardoglaciale, Stadio di Egesen II (Dryas recente) - stasi glaciale

Il ritiro della lingua glaciale subisce un'interruzione e la stasi della fronte, in corrispondenza di Transacqua,

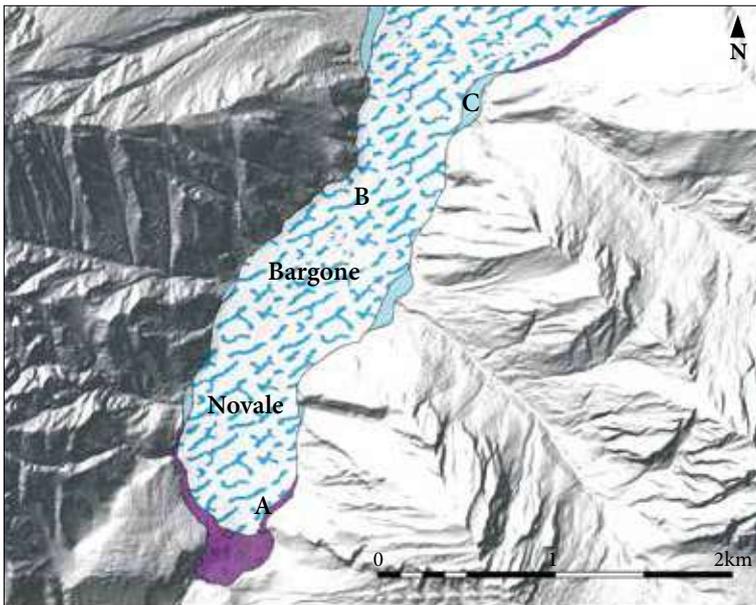


Fig. 21 - Ricostruzione paleo-ambientale della zona di Novale durante l'acme Stadiale Egesen I. A - morena frontale; B - lingua glaciale; C - kame.
- *Novale area: palaeo-environmental reconstruction referred to the Late glacial Egesen I acme. Legend: A - end moraine; B - ice tongue; C - kame.*

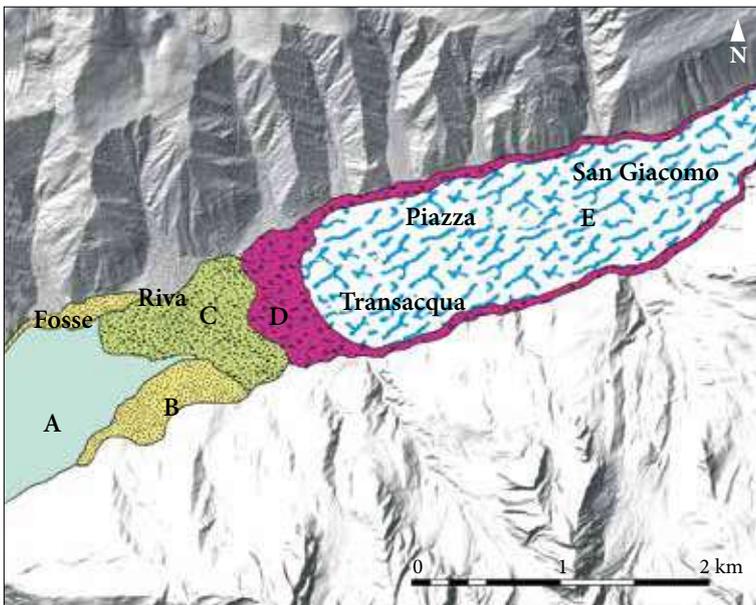


Fig. 22 - Ricostruzione paleo-ambientale della zona di Piazza e Transacqua durante l'acme Stadiale Egesen II. A - paleo-lago di Novale; B - depositi di fan-delta; C - corpo prismatico proglaciale, delta Gilbert (abitati di Riva, Bart e Graf); D - morena frontale; E - lingua glaciale.
- *Piazza-Transacqua area: palaeoenvironmental reconstruction referred to the Late glacial Egesen II acme. Legend: A - Novale palaeo-lake (after the ice tongue retreat); B - fan-delta deposits; C - Proglacial prismatic body, delta Gilbert (Riva, Bart and Graf villages); D - end moraine; E - ice tongue.*

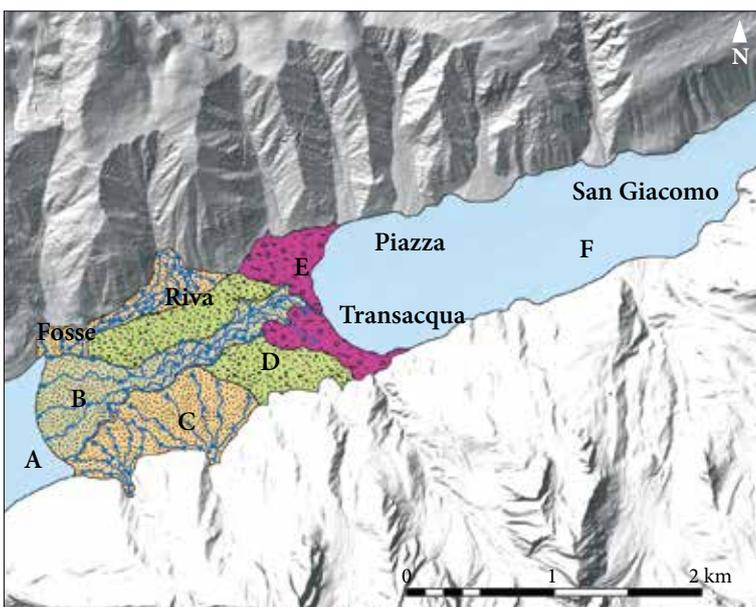


Fig. 23 - Ricostruzione paleo-ambientale della zona di Piazza e Transacqua successivamente al ritiro della lingua glaciale relativa allo Stadiale Egesen II. A - argille lacustri del paleo-lago di Novale; B - depositi alluvionali torrentizi; C - depositi di conoide deiettivo; D - corpo prismatico proglaciale profondamente eroso (abitati di Riva, Bart e Graf); E - morena frontale erosa; F - paleo-lago di San Giacomo (dopo il ritiro della lingua glaciale).
- *Piazza-Transacqua area: palaeo-environmental reconstruction referred to the Late glacial Egesen II cataglacial. Legend: A - Lacustrine muds of the Novale palaeo-lake; B - stream alluvial deposits; C - Debris flow fan; D - Deeply eroded proglacial prismatic body (Riva, Bart and Graf villages); E - Eroded end moraine; F - San Giacomo palaeo-lake (after the ice tongue retreat).*

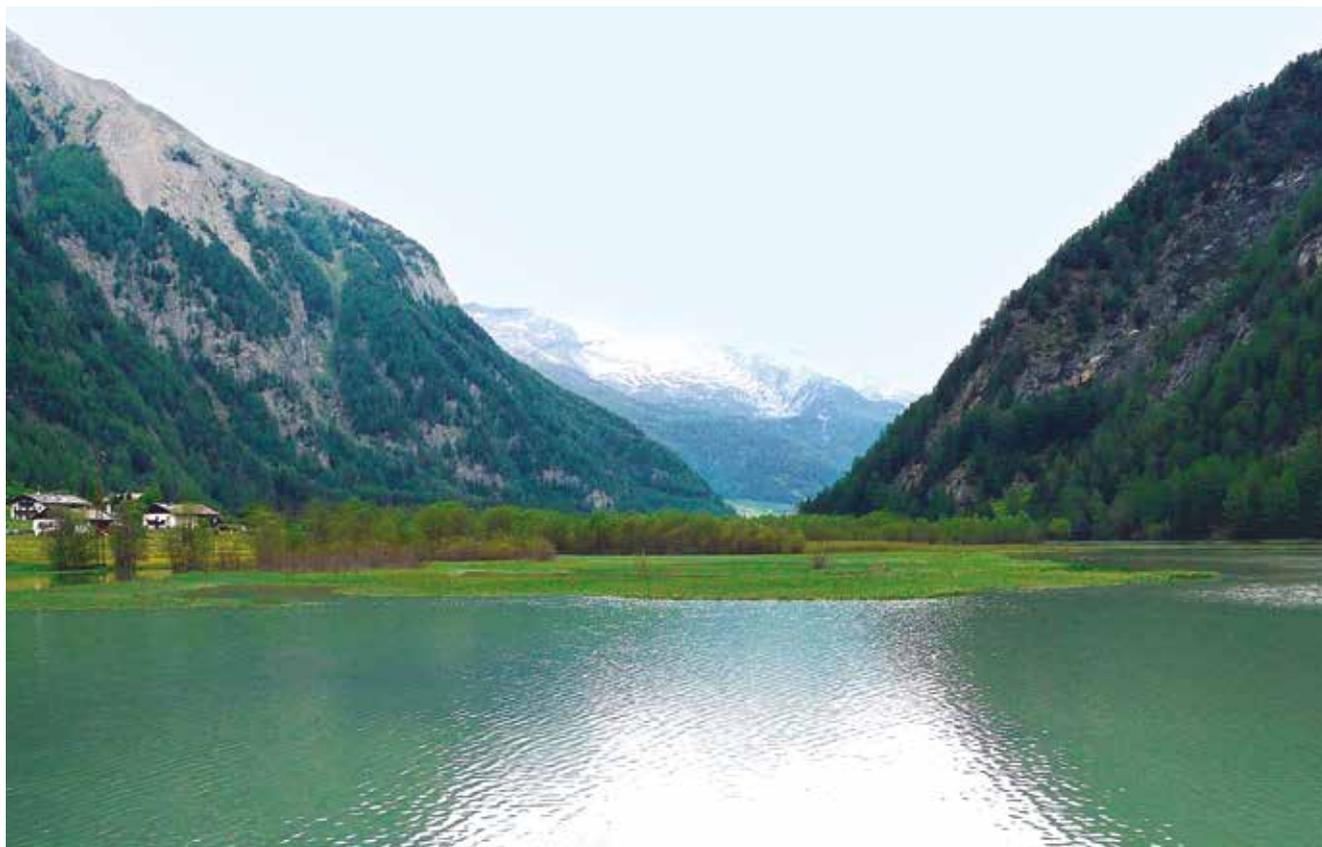


Fig. 24 - L'attuale lago di Novale, propiziato da una chiusa, si colloca nel tratto distale del segmento vallivo oggetto d'indagine, nei pressi della morena frontale di Novale.

- *The present-day Novale Lake is fostered by a small artificial dam; the short lacustrine basin is located in the distal part of the study area, near to the Novale end moraine.*

produce un nuovo e più ridotto arco morenico frontale appoggiato ai due versanti vallivi (morena frontale di Piazza). Le acque di fusione, a valle della morena, danno origine al prisma proglaciale di Riva (esteso a comprendere le località Barter e Graf), un corpo sedimentario formato da depositi di outwash glaciale che è spesso 25 m ed ampio poco meno di 1 km² (fig. 22) e prograda nel paleo-lago di Novale. Presso Riva, è conservata ancora parte dell'originaria piana deltizia assimilabile a un delta-Gilbert.

Il modesto dislivello (80 m) che separa le quote di alloggiamento delle morene frontali di Novale e di Piazza, suggerisce per esse l'appartenenza al medesimo stadio tardoglaciale (Egesen) che nell'arco alpino, dai dati di letteratura (IVY-OCHS et al. 2006), appare scindibile in due oscillazioni ravvicinate (Egesen I e II).

6. Tardoglaciale, Stadio di Egesen II (*Dryas recente*) - ritiro della lingua glaciale

Alla ripresa del ritiro glaciale (fig. 23), sul retro della morena frontale di Piazza si genera un lago (paleo-lago di San Giacomo).

Nelle zone prossimali della vallata, pressoché contemporaneamente, un crollo gravitativo innescatosi nella

zona del Passo di Vizze dà luogo, presso Sasso, ad un accumulo di frana a enormi blocchi ("marocca" di Sasso) che si appoggia al versante lungo il lato destro della lingua glaciale (v. fig. 4).

È da escludere che l'accumulo di frana si sia generato durante la fase di stazionamento massimo dello Stadio di Egesen I. Questo perché, con una linea di equilibrio (ELA) calcolata con il "metodo delle quote" (sensu LOUIS 1955) ed attestata intorno a 2400 m slm, la quota della superficie sommitale del ghiacciaio della Val di Vizze in località Sasso si sarebbe trovata a un'altitudine molto più elevata rispetto a quella della "marocca".

La quota dell'accumulo risulta invece congruente alla successiva fase di rapido ritiro della lingua glaciale, seguita all'affermazione dello stadiale Egesen II, in un momento in cui la fronte in ritiro transitava appena a valle di Sasso.

È probabile che in questa fase gli apporti detritici convogliati dai rii laterali nel paleo-lago di San Giacomo, abbiano prodotto dei ridotti delta-lacustri, successivamente mascherati (v. step 9) dai corrispondenti depositi di conoide deiettivo sostituitisi ai precedenti depositi di delta-conoide dopo la fine del paleo-lago di San Giacomo. Quest'ultimo si chiudeva 1-2 km a monte

della località omonima, lasciando il posto alle alluvioni torrentizie dell'immissario Rio di Vizze.

7. *Tardoglaciale, post Stadio di Egesen II*

Un cedimento interessa la parte della morena frontale di Novale che sbarrava il paleo-lago omonimo, causando un rapido seppur non completo svuotamento. Allo stesso tempo le geometrie dei corpi di delta-conoide e di kame cristallizzano nelle loro forme originarie (v. figg. 8 e 12).

Solo parzialmente saranno rielaborate da una serie di erosioni che già in questa fase, in funzione dell'abbassamento del livello di base locale, cominciano a generare una serie di conoidi di deiezione telescopici che avanzano sui depositi lacustri del fondovalle ormai emerso. In questa fase altri conoidi di deiezione cominciano ad ampliarsi rivestendo le porzioni più elevate del prisma proglaciale di Riva e delle relative propaggini di Barter e Graf.

8. *Tardoglaciale, post Stadio di Egesen II*

Cede anche la morena frontale di Piazza e le acque del paleo-lago di San Giacomo si riversano a valle. Lo scalino morfologico formato dal prisma proglaciale di Riva (un delta-Gilbert sopraelevato di almeno 25 m rispetto al fondo emerso del paleo-lago di Novale) induce un'intensa erosione regressiva che incide il deposito proglaciale.

Attualmente il deposito si presenta profondamente modificato da una profonda incisione particolarmente percepibile nella sua porzione centrale, longitudinalmente alla vallata (v. fig. 17). I detriti torrentizi mobilizzati dall'erosione sono ridistribuiti a valle e si sedimentano sopra i depositi lacustri limosi. Il nuovo, sottile orizzonte clastico si estende sul fondo della Val di Vizze fino almeno a Caminata.

L'erosione regressiva si propaga rapidamente ai depositi retrostanti, alla morena frontale di Piazza, ai limi lacustri (paleo-lago di San Giacomo) e ai depositi torrentizi presenti a monte dello stesso. Si genera così un modesto terrazzamento (contenuto entro la decina di metri) esteso verso Sasso a intaccare i depositi torrentizi più arretrati (v. fig. 20), accumulati dall'immissario del paleo-lago di San Giacomo.

9. *Postglaciale (Olocene inf.)*

La precedente fase erosiva, attiva nel segmento vallivo a monte della località di Transacqua, è interrotta dall'ampliamento e congiunzione nel fondovalle di due conoidi di deiezione, di Lechen-Hofe e di Transacqua i quali, originati da opposti versanti e posti a ridosso della morena frontale di Piazza, danno luogo a un modesto sbarramento.

Pertanto nell'area a monte dell'ostacolo temporaneo si generano ristagni e impaludamenti prima che infine prevalga la deposizione di sedimenti torrentizi. Come conseguenza il settore compreso tra questi conoidi e l'abitato di San Giacomo si sovralluviona. In questa zona le morfologie erosive a terrazzi (step 9) sono seppellite sotto alcuni metri di detriti torrentizi (meno di una decina).

10. *Postglaciale (Olocene sup.)*

L'erosione regressiva del Rio di Vizze finisce con l'incidere l'ostacolo prodotto dai conoidi di Lechen-Hofe e di Transacqua e si propaga verso monte determinando l'infossamento del corso per alcuni metri.

Nell'attività di tutti i conoidi di deiezione subentra una fase di generale quiescenza. Ovunque gli apparati si rivestono di coperture erbose stabili e bassa vegetazione. I ventagli detritici sono ormai interessati solo sporadicamente da episodi di colata, arealmente contenuti, che danno luogo a limitate esondazioni. Lungo l'asse vallivo principale sono ormai attive solo blande erosioni nel tratto appena a valle di Transacqua, il più ripido.

Di tutto il segmento mediano della Val di Vizze solo il tratto più distale, confinato sicuramente a valle di Caminata, resta ancora coperto dalle acque, ormai di modesta profondità.

11. *Tempi storici*

Merita menzione la notizia di un evento alluvionale di portata eccezionale che nel 1080 portò distruzione e lutti nella bassa Val di Vizze giungendo ad interessare Vipiteno, alla confluenza del Rio di Vizze nel Fiume Isarco. Nelle cronache del tempo la tragedia è collegata senza incertezze alla tracimazione del Lago di Novale. Si può dedurre dunque che nel 1080, data dell'evento, quanto ancora restava dell'originario paleo-lago di Novale occupasse un'area più vasta dell'attuale specchio lacustre.

12. *Postglaciale (Olocene sup.)*

Nel settore vallivo prossimo alla morena frontale di Novale è ancora oggi presente un ridotto invaso lacustre (fig. 24) favorito dalla presenza di una chiusa artificiale: l'ultimo residuo del paleo-lago di Novale.

5. Considerazioni sulla tracimazione del lago della Val di Vizze datata 1080 AD

Le cronache storiche di un territorio, se non opportunamente discusse, possono indurre a conclusioni errate o dare adito a interpretazioni apparentemente ovvie

ma in realtà non realistiche o addirittura fuorvianti. È questo il caso specifico della Val di Vizze e del lago che, per un certo tempo, ne occupò il fondo con profondità di poco inferiori al centinaio di metri.

È opinione comune, anche tra i non esperti della materia, che la vallata oggetto di studio ospitasse un lago originatosi al ritiro dei ghiacci. Di esso è nota l'epoca di formazione, circa 12.000 anni or sono, individuata sulla base delle considerazioni emerse in questo lavoro, ma non esistevano elementi altrettanto certi per stabilirne l'epoca dello svuotamento.

Se a questo punto si desse fede alle cronache locali si ricaverebbe che la scomparsa del Lago della Val di Vizze si verificò nell'XI sec. Secondo la notizia, certamente registrata negli archivi parrocchiali del tempo come tutti i fatti che procuravano gravi lutti e devastazioni, la notte tra il 18 e 19 marzo 1080 il Lago della Val di Vizze tracimò producendo una catastrofica onda di piena che devastò la bassa valle raggiungendo l'abitato di Vipiteno.

Non si mette in dubbio la veridicità della notizia, né il citato svuotamento del lago (Hausbruch) può essere confuso con le ricorrenti, disastrose piene fluviali (Hochwasser), anch'esse puntualmente segnalate fin dall'alto medioevo nelle cronache locali.

È invece criticabile la semplificazione che porterebbe a ritenere lo svuotamento del 1080 come l'atto conclusivo dell'esistenza di un invaso lacustre formatosi 11.000 anni prima. Al contrario, è molto più realistico ritenere che il lago tracimato all'improvviso quasi 1.000 anni fa fosse un invaso generatosi in tempi storici.

Le argomentazioni a favore di questa tesi si basano essenzialmente sulla estensione sia dei corpi di delta-conoide sia dei conoidi di deiezione, i quali colonizzarono parte della spianata di fondovalle successivamente allo svuotamento del lago.

La portata solida dei torrenti montani, per di più riferita a periodi tardo- e post-glaciali, può essere considerata consistente. Nella valle gli apparati deltizi erano relegati ai bordi opposti dell'invaso lacustre e incapaci di interferire tra loro se non nella zona di Transacqua, dove il solco vallivo riduce notevolmente la propria sezione. L'evidenza si concilia con un lago dalla vita non superiore ad alcune migliaia di anni, in ogni caso ben lontane dagli 11.000 anni necessari per giustificare l'incauta premessa.

Anche l'estensione dei conoidi di deiezione, quelli formati dopo lo svuotamento del lago, conferma la precedente deduzione. Seppure siano volumetricamente più ridotti rispetto agli apparati di delta-conoide, non sembra logico che possano essersi formati in un periodo di attività deposizionale durato nemmeno 1.000 anni.

Un ulteriore dato che indirettamente porta alla stima dei tempi dello svuotamento lacustre prende in considerazione l'estensione e i volumi di quei conoidi di deiezione che sono confinati a monte dell'antico Lago

della Val di Vizze, fra gli abitati di Transacqua e Sasso. Di essi si è dedotto che hanno cominciato a formarsi subito dopo il ritiro dei ghiacci e contemporaneamente ai corpi di delta-conoide, i quali sono sopravvissuti alla disattivazione di questi ultimi e hanno continuato ad ampliarsi durante la crescita della nuova generazione di conoidi, quelli che hanno colonizzato il fondale lacustre emerso in seguito allo svuotamento (fra Riva e Novale).

Comparando tra loro i tre diversi tipi di apparati, e avendo cura di scegliere per ogni categoria gli esempi caratterizzati da bacini idrografici di ampiezze comparabili, si ricavano delle stime numeriche di riferimento che ne rappresentano i rispettivi volumi.

1: Conoidi di più recente formazione (di fronte a Bargone); 2: Delta-conoidi (di Caminata), volume doppio; 3: Conoidi di più antica formazione (di Transacqua, di S. Giacomo), volume triplo. Sono tutti apparati da tempo ormai quiescenti, anche se la loro attività deposizionale potrebbe essere continuata fino in epoca storica. Da questi dati è possibile proporre, con le dovute cautele, una proporzione tra dimensioni e tempi di sviluppo per avvicinarsi all'età di presunto svuotamento dell'invaso lacustre.

Potremmo approssimare a 11.000 anni il tempo totale di evoluzione dei corpi più longevi (conoidi di Transacqua e di S. Giacomo); allora quello dei delta-conoide dovrebbe approssimarsi a 7.500 anni e quello dei conoidi più recenti e distali, essere circa di 3.500 anni. Si deduce che il Lago della Val di Vizze, formatosi 12.000 anni fa, si svuotò presumibilmente intorno a 4-5.000 anni fa, dopo circa 7.000 anni di permanenza.

Il lago formatosi in tempi storici sembrerebbe caratterizzato da estensione modesta (meno di 1 km²) e limitata profondità (meno di una quindicina di metri). Questi dati si ricavano analizzando la Carta geomorfologica e il DTM della Provincia di Bolzano.

Si può tentativamente individuare nell'ampliamento del conoide di deiezione di Bargone la ragione della formazione del lago storico. Espandendosi nel fondovalle il conoide di Bargone si saldò a quello opposto che avanzava dal versante destro della valle.

L'ostacolo, in progressiva crescita, sbarrò (forse per qualche secolo al massimo) il deflusso del Rio di Vizze, generando un modesto invaso che doveva trasformare in zona palustre parte dell'ampia spianata di fronte a Caminata. Il lago storico si restringeva all'altezza di Fossa Trues e Saletto a causa dei rispettivi conoidi i quali, a differenza dei precedenti, non arrivarono mai a unirsi nel fondovalle. In tal modo si crearono le condizioni per un disastro ambientale (1080) conseguenza dello sfondamento dell'ostacolo, con ogni probabilità dovuto a una eccezionale piena fluviale.

L'attuale Lago di Novale, specchio lacustre di modesta profondità ed estensione, ubicato di fronte all'abitato omonimo e situato sul retro dell'antica morena stadiale,

è invece un vaso di origine artificiale che risale ai primi decenni del secolo scorso.

Manoscritto pervenuto il 27.VI.2012 e approvato il 03.IX.2012.

Bibliografia

- BAGGIO, P., A. BOSELLINI, GP. BRAGA, B. CASTIGLIONI, M. CORSI, R. DAL CIN, GP. DE VECCHI, C. FRIZ, G.O. GATTO, P. GATTO, A. GREGNANIN, G. MEZZACASA, F.P. SASSI, G. ZIRPOLI & T. ZULIAN. 1969. *Note illustrative della Carta geologica d'Italia 1:100.000, Foglio 1 - Passo del Brennero, Foglio 4 - Bressanone*. Ercolano (Na): Ministero Industria, Comm. e Artigianato, Direzione Generale Miniere - Servizio Geologico d'Italia.
- BIGI, G., A. CASTELLARIN, M. COLI, G.V. DAL PIAZ & G.B. VAI. 1990. *Structural Model of Italy, sheet 2*. Firenze: S.EL.C.A., C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica.
- BIGI, G., A. CASTELLARIN, M. COLI, G.V. DAL PIAZ, R. SARTORI, P. SCANDONE & G.B. VAI. 1990. *Structural Model of Italy, sheet 1*. Firenze: S.EL.C.A., C.N.R., Prog. Fin. Geodinamica.
- BISTACCHI, A., G.V. DAL PIAZ, G. DAL PIAZ, G. MARTINOTTI, M. MASSIRONI, B. MONOPOLI & A. SCHIAVO. 2003. Carta geologica e note illustrative del transetto Val di Vizze - Fortezza (Alpi Orientali). *Mem. Sci. Geol.* 55: 169-88.
- BRENNER BASISTUNNEL BBT SE - GALLERIA DI BASE DEL BRENNERO. 2006. Cunicoli esplorativi Vizze-Confini di Stato. Relazione di sintesi, 08.02.2006, 21 pp.
- DAL PIAZ, G.B. 1934. Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe. *Mem. Ist. Geol. Univ. Padova* 10: 1-245.
- DAL PIAZ, G.V., A. BISTACCHI & M. MASSIRONI. 2003. Geological outline of the Alps. *Episodes* 26, n. 3: 175-180
- DAMIAN, J. 1894. Einzelne wenig gewürdigte Hochgebirgsseen und erloschene Seebecken und Sterzing. *Zeitschr. F. wissenschaftl. Geographie Wien*, 1-26.
- DE VECCHI, G.P., & P. BAGGIO. 1982. The Pennine zone of the Vizze region in the western Tauern window (Italian eastern Alps). *Boll. Soc. Geol. It.* 101: 89-116.
- DE VECCHI, G.P., & E.M. PICCIRILLO. 1968. Le ofioliti mesozoiche associate ai calcescisti negli Alti Tauri sud-occidentali (Valli di Vizze e di Fundres - Alto Adige). *Mem. Museo Tridentino Sci. Nat.* 24: 99-152.
- DE VECCHI, G.P. 1989. Considerazioni sul Pennidico dei Tauri (settore italiano). *Studi Trentini Sci. Nat., Acta Geol.* 65: 179-94.
- FRISCH, W. 1979. Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. *Tectonophysics* 60: 121-39.
- FRISCH, W. 1984. Metamorphic history and geochemistry of a low grade amphibolite in the Kaserer Formation (marginal Bündner Schiefer of the western Tauern window, eastern Alps). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 64: 193-214.
- GEOTEAM BBT. 2008. Elaborazione tecnica del progetto, Relazione tecnica G 1.2a-04. *Idrogeologia* 29-02-2008, 472 pp.
- GLOPPEN, T.G., & R.J. STEEL. 1981. The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan±fan delta bodies (Devonian, Norway) - a study in the significance of bedding sequences in conglomerates. In *Recent and Ancient Non-marine Depositional Environments: Models for Exploration*, cur. F. ETHERIDGE & R.M. FLORES, 49-69. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleontol. Mineral.
- HÖCK, V., & F. KOLLER. 1989. Magmatic evolution of the Mesozoic Ophiolites in Austria. *Chem. Geol.* 77: 209-27.
- HORTON, B.K., & J.G. SCHMITT. 1996. Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology* 43: 133-55.
- IVY-OCHS, S., H. KERSCHNER, A. REUTHER, M. MALSCH, R. SAILER, J. SCHAEFER, P.W. KUBIK, H.A. SYNAL & C. SCHLÜCHTER. 2006. The timing of glacier advances in the northern European Alps on surface exposure dating with cosmogenic ¹⁰Be, ²⁶Al, ³⁶Cl and ²¹Ne. In *In situ-produced cosmogenic nuclides and quantification of geological processes*, cur. L.L. SIAME, D.L. BOURKES & E.T. BROWN, 43-57. Geological Society of America, Special Paper 415.
- KLIPSTEIN, A. 1845. Mitteilungen aus dem Gebiet der Geologie und Paläontologie. Giessen I.
- KOLLER F. & HÖCK V. 1990. Mesozoic Ophiolites in Eastern Alps. In *Ophiolites, oceanic crustal analogues. Proceedings symp. "Troodos 1987"*, cur. J. MALPAS, E.M. MOORES, A. PANAYIOTOU & C. XENOPHONTOS, 253-63. Nicosia: Min. Agric. Nat. Resour. Cyprus.
- KURZ, W., F. NEUBAUER & J. GENSER. 1996. Kinematics of Penninic nappes (Glockner nappe and basement-cover nappes) in the Tauern window (Eastern Alps, Austria) during subduction and Penninic-Austroalpine collision. *Eclogae geol. Helv.* 89: 573-605.
- KURZ, W., F. NEUBAUER, J. GENSER & E. DACHS. 1998. Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern window (Eastern Alps, Austria, Italy): a review. *Geol. Rund.* 87: 225-42.
- LOUIS, H. 1955. Schneegrenze und Schneegrenzbestimmung. *Geographisches Taschenbuch* 1954/55: 414-18.
- MASSIRONI, M., A. BISTACCHI, G.V. DAL PIAZ, B. MONOPOLI & A. SCHIAVO. 2003. Structural control on mass-movement evolution: a case study from the Vizze Valley, Italian Eastern Alps. *Eclogae Geol. Helv.* 96: 85-98.
- PENCK, A., & E. BRÜCKNER. 1908. *Die Alpen im Eiszeitalter*. Leipzig.
- PROVINCIA AUTONOMA DI BOLZANO-ALTO ADIGE, UFFICIO COORDINAMENTO TERRITORIALE. 2006. DTM Laser Scanner: dtm_utm 14131, 14141, 14144, 15141, 15142, 15143, 15144, 15151, 15153, 15154, 16142, 16151, 16152, 16153, 16154, 16161, 16162, 16163, 16164. Bolzano. <http://www.provincia.bz.it/urbanistica/cartografia/modello-digitale.asp>.
- RAITH, M., P.K. HÖRMANN & K. ABRAHAM. 1977. Petrology and metamorphic evolution of the Penninic ophiolites in the western Tauern window (Austria). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 57: 187-232.
- SANDER, B. 1911. Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern (Erster Bericht). *Denkschr. Akad. Wiss.* 82: 257-320.
- SANDER, B. 1925. *Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Bressanone 1:100.000, Note Illustrative*. Padova: Ufficio Idrografico Regio Magistrato delle Acque, Sezione Geologia, 57 pp.
- SANDER, B. 1929. Erläuterungen zur geologischen Karte des Brixner und Meraner Gebietes. *Der Schlern* 16: 1-111.
- SCHULZ, B., M. OEHLKE, C. AUDREN & C. TRIBOULET. 1994. Evolution pressure-temperature-temps-deformation d'âge alpin des amphibolites du sud-ouest de la fenetre

des Tauern (Alpes Orientales). *C.R. Acad. Sci. Paris* 318: 1483-88.

SCHULZ, B., C. TRIBOULET & C. AUDREN. 1995. Microstructures and mineral chemistry in amphibolites from the western Tauern Window (Eastern Alps), and P-T deformation paths of the Alpine greenschists-amphibolite facies. *Min. Mag.* 59: 641-59.

THIELE, O. 1980. Das Tauernfenster. In *Der geologische Aufbau Österreich*, cur. R. OBERHAUSER, 300-14. Wien: Springer Verlag.

Indirizzi degli Autori - Authors' addresses:

- Antonella ASTORI
Via Ulisse Dini 34, I-35100 PADOVA
e-mail: antoastori@gmail.com
- Corrado VENTURINI
Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali
Sezione Geologica, Università degli Studi di Bologna
Via Zamboni 67, I-40126 BOLOGNA
e-mail: corrado.venturini@unibo.it