

SUOLI E SUOLI SEPOLTI OLOCENICI PER LA DATAZIONE DI EVENTI GEOMORFOLOGICI IN AMBIENTE ALPINO: ALCUNI ESEMPI TRATTI DA INDAGINI PRELIMINARI IN VAL D'AOSTA

Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia - CNR

a cura di

G. Mortara⁽¹⁾ - G. Orombelli⁽²⁾ - M. Pelfini⁽²⁾ - C. Tellini⁽³⁾

⁽¹⁾ C.N.R.- Istituto di Ricerca per la protezione idrogeologica nel bacino padano, Torino

⁽²⁾ Dipartimento di Scienze della Terra, Milano

⁽³⁾ Istituto di Geologia, Parma

RIASSUNTO - *Suoli e suoli sepolti olocenici per la datazione di eventi geomorfologici in ambiente alpino: alcuni esempi tratti da indagini preliminari in Val d'Aosta* - Il Quaternario, 5(2), 1992, p. 135-146 - Durante due brevi campagne estive di studio della Sezione "Glaciologia" del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia - CNR sono stati campionati suoli e suoli sepolti connessi con eventi geomorfologici per ottenerne datazioni C¹⁴. Dopo una breve analisi del significato e dei limiti delle datazioni C¹⁴ di orizzonti di suolo, vengono illustrati tre esempi di applicazione del metodo alla datazione di avanzate glaciali, fasi di attività di *rock glaciers* ed eventi franosi. In Val d'Ayas sono state identificate morene che documentano avanzate glaciali precedenti a quelle della Piccola Glaciazione. In Val di Rhêmes un *rock glacier* ha scavalcato una morena tardiglaciale seppellendo un suolo datato a 3965 ± 140 B.P. Infine, ancora in Val d'Ayas, un accumulo di frana ha seppellito un suolo sviluppato su depositi fluvio-glaciali olocenici datato a 1025 ± 170 B.P.

ABSTRACT - *Holocene soils and buried soils utilized to date geomorphological events in the Alpine environment: a few examples from preliminary researches in Val d'Aosta* - Il Quaternario, 5(2), 1992, p. 135-146 - During two short field studies carried out by the section "Glaciology" of the Italian Group for Physical Geography and Geomorphology of C.N.R. soils and buried soils were sampled in order to obtain ¹⁴C dates related to geomorphic events. The problems and implications of ¹⁴C dating of soils and buried soils are briefly reviewed. Three cases of radiocarbon dating of Holocene glacial advances, rock glacier activity and rock avalanche deposition in the Aosta Valley (Western Italian Alps) are described. The potential applications of radiocarbon dating of geomorphic events using soils and buried soils are discussed. Pre-Little Ice Age moraines have been identified and dated in Val d'Ayas. A soil developed on a Late-Glacial moraine and buried by a rock glacier in Val di Rhêmes has been dated 3965 ± 140 B.P. A rockfall deposit covering pre-Little Ice Age glacio-fluvial gravel has been dated 1025 ± 170 B.P.

Parole chiave: Olocene, datazioni C¹⁴, suoli, Val d'Aosta
Key-words: Holocene, radiocarbon dating, soil, Aosta Valley

1. PREMESSA

Numerosi sono i metodi geocronometrici utilizzabili nella ricerca geomorfologica, ciascuno di essi con diversi campi di applicazione, precisione e grado di affidabilità. Nell'Olocene e nel Pleistocene superiore terminale la datazione C¹⁴ di resti organici contenuti nei sedimenti è il metodo più largamente utilizzato. In questa nota si vuole richiamare l'attenzione, con alcuni esempi, sulle ampie possibilità offerte in ambiente alpino (in assenza di altri materiali databili) dalla datazione C¹⁴ degli orizzonti con contenuto organico nei suoli sepolti. Infatti ogni evento geomorfologico che comporti il seppellimento di una superficie topografica preesistente, senza generalizzati fenomeni erosivi, può determinare una successione stratigrafica che comprende un suolo sepolto. Tra i fenomeni geomorfologici più comuni in ambiente alpino, che danno origine a tali situazioni, si ricordano le avanzate glaciali, gli eventi alluvionali, i fenomeni di soliflusso, i *rock glaciers*, le frane, i *debris flows*, le valanghe, ecc. Così, ad esempio, la recente valanga di ghiaccio crollata il 6.7.89 dal Ghiacciaio

Coolidge (versante Nord del Monviso) e caricatasi di detriti lungo il percorso, ha seppellito una vasta porzione della sottostante conca del Lago Chiaretto (Mortara & Dutto, 1990). Malgrado la violenza dell'evento gli effetti erosivi sul suolo e la copertura erbosa nell'area di accumulo sono stati minimi, così che sotto il macereto di detriti si è conservato intatto il suolo preesistente e sepolta la vegetazione erbosa ed in parte anche quella arbustiva, stroncata e schiacciata (Fig. 1). La datazione di un suolo sepolto fornisce un'età massima per l'evento che ha determinato il seppellimento.

Nella datazione di eventi geomorfologici sono stati talora usati anche i suoli attuali, sviluppati alla sommità dei sedimenti prodotti dall'evento stesso. La datazione della componente organica più antica reperita nel profilo pedologico fornisce, in questo caso, un'età minima dell'evento studiato.

I suoli sepolti, nelle Alpi, sono stati ampiamente utilizzati, soprattutto per datare fasi di avanzata glaciale (Röthlisberger, 1986), lobi di soliflusso (Gamper, 1985) e, più sporadicamente, frane (Orombelli & Sauro, 1989).

Per verificare la potenzialità di questo metodo la



Fig. 1 - Suolo sepolto sotto il detrito grossolano deposti in seguito al crollo del Ghiacciaio superiore di Coolidge, versante settentrionale del Monviso (6.7.89). Si noti che, malgrado la violenza dell'evento, si è conservato integro il profilo del suolo con la copertura erbosa schiacciata ma non divelta (Foto G. Orombelli).

Soil buried by coarse debris following the ice-fall from Ghiacciaio superiore di Coolidge (Monviso, July, 6th, 1989). The soil profile and its grass cover are still preserved, in spite of the violence of the ice and rock avalanche (Photo G. Orombelli).

“Sezione Glaciologia” del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia del C.N.R. ha promosso due brevi campagne di ricerca in Val d'Aosta, alle quali hanno partecipato C. Baroni, A. Carton, G. Catasta, G. Mortara, G. Orombelli, M. Pelfini, C. Smiraglia, C. Tellini, C. Voltolini ed alcuni studenti delle Università di Modena, Milano e Padova. In questa breve nota si illustrano i risultati ottenuti relativi ad una limitata serie di casi investigati, tali tuttavia da confermare l'utilità di questo metodo per la relativa facilità con la quale possono essere reperiti suoli e suoli sepolti associati ad eventi geomorfologici.

2. VALORE E LIMITI NELLE DATAZIONI C¹⁴ DI SUOLI E SUOLI SEPOLTI

La datazione C¹⁴ della componente organica presente nei suoli e nei suoli sepolti presenta numerosi problemi che sono stati ampiamente discussi nella letteratura (Gerasimov & Chichagova, 1971; Geyh *et al.*, 1971; 1983; 1985; Geyh, 1986; Sharpenseel, 1971; 1979; Sharpenseel & Shiffman, 1977; Goh & Molloy, 1978; Matthews, 1980; 1981; 1984; 1985; Evans, 1985; Röthlisberger, 1986). Oltre ai problemi connessi a tutte le datazioni C¹⁴, la datazione dei suoli presenta nume-

rose difficoltà aggiuntive che rendono particolarmente importanti le modalità di campionamento, di trattamento e di analisi dei campioni e, soprattutto, richiedono una attenta valutazione critica della situazione stratigrafica da cui proviene il campione nonché dell'età stessa ottenuta.

I suoli sono sistemi dinamici nei quali vi è ingresso di materia organica che subisce poi, al loro interno, processi di decomposizione, umificazione e traslocazione. Ne deriva che nei suoli è presente sostanza organica di età mista, continuamente ringiovanita da nuovi apporti. L'età C¹⁴ di un campione di suolo riflette quindi il rapporto che si stabilisce tra la aggiunta di nuova sostanza organica e la permanenza di quella introdotta nel passato, nel volume di materiale analizzato. Tale età è stata chiamata “tempo di residenza medio apparente” da Campbell *et al.* (1967). In un suolo attuale sufficientemente evoluto essa è più recente dell'età iniziale di sviluppo del suolo, ma più antica del presente.

La sostanza organica nei suoli può essere separata in diverse componenti: radici di piante e organismi viventi, resti organici morti, non o parzialmente decomposti, composti organici liberati durante la decomposizione, composti umici. Queste componenti forniscono età diverse ed hanno diverso grado di stabilità e permanenza. In condizioni più favorevoli i composti umici possono, subendo tuttavia modificazioni funzionali, isotopiche e di

composizione elementare, persistere anche attraverso i tempi geologici. La classica separazione operativa su base chimica dei "componenti" il complesso delle sostanze umiche (acidi fulvici, acidi umici e umine) ha messo in evidenza che le varie frazioni possono fornire tempi medi apparenti di residenza tra loro diversi mentre, pressoché di regola, la frazione degli acidi fulvici a causa della sua elevata mobilità e reattività chimico-biologica risulta essere la più giovane; il *pattern* cronologico per le altre due frazioni è controllato da vari e complessi fattori (ambiente pedogenetico, tipo ed età del suolo, *etc.*) ed è difficilmente prevedibile.

Nei suoli che non siano soggetti a rimescolamento verticale della sostanza organica per processi fisici o biologici, è stato osservato un rapido aumento dell'età C^{14} con la profondità, quando siano stati prelevati per la datazione, con adeguata cautela, sottili campioni di suolo, a profondità via via crescente. Così, in un suolo sepolto dello spessore di 13 cm, Matthews & Caseldine (1987) hanno osservato un gradiente età/profondità, quasi lineare, di circa 350 anni/cm ed una sistematica maggiore età della frazione degli acidi umici, rispetto a quella degli acidi fulvici, di alcuni secoli. In un suolo di questo tipo la frazione degli acidi umici prelevata dal centimetro basale fornisce l'età minima più prossima a quella dell'inizio dello sviluppo del suolo, mentre la frazione degli acidi fulvici prelevata dal centimetro sommitale fornisce l'età massima più prossima a quella del seppellimento.

Secondo Matthews (1985) i suoli immaturi, sottili e con profilo non o scarsamente differenziato possono fornire date sufficientemente vicine all'età iniziale di sviluppo del suolo e, nel caso di seppellimento, all'età dello stesso. Suoli con tempo di residenza medio apparente breve e quindi rapido ringiovanimento della sostanza organica non forniscono date utili per individuare l'età iniziale di sviluppo del suolo. Suoli, infine, con tempo di residenza medio apparente lungo o con frazioni organiche inerti non sono idonei per datare un eventuale seppellimento.

Numerosi problemi sono inoltre collegati al tipo di suolo, a rimescolamenti verticali della sostanza organica per bioturbazione, pedoturbazione, interventi dell'uomo, alla penetrazione di radici e percolazione di acidi organici, alla presenza nel suolo di carbonio non organico di età più antica, alla contaminazione per *fall-out* nucleare, a eventuali fenomeni di erosione, deformazione, dislocazione e ribaltamento del suolo, verificatisi durante il suo seppellimento.

Malgrado le difficoltà sopra ricordate, vi sono ragionevoli possibilità di ottenere datazioni C^{14} da suoli adeguatamente significative, quando le condizioni siano favorevoli, stratigraficamente certe, e quando siano stati raccolti e datati più campioni in successione, con i dovuti accorgimenti.

3. CRITERI PER IL REPERIMENTO DEI SUOLI SEPOLTI

I suoli sepolti si possono rinvenire, più comunemente di quanto non sia generalmente ritenuto, osservando con attenzione le sezioni naturali ed artificiali intagliate nei sedimenti connessi agli eventi geomorfologici in studio: sul colore di fondo dei sedimenti spiccano gli orizzonti pedologici colorati. Tra gli esempi più noti ricordiamo il fianco interno scosceso delle morene laterali nei grandi ghiacciai alpini; in questo caso, tuttavia, va sottolineato che i suoli sepolti sono spesso mascherati da un sottile e uniforme rivestimento di limo, sabbia e detrito, che tappezza l'intera superficie della scarpata, e che pertanto i suoli intercalati vanno attivamente ricercati ripulendo le sezioni naturali, particolarmente in corrispondenza di allineamenti di massi e blocchi, che evidenziano distinti livelli di accumulo glaciale.

Accumuli morenici o di frana incisi da torrenti o da tagli artificiali possono presentare suoli sepolti, sviluppati su depositi o rocce preesistenti. Suoli sepolti sono anche spesso visibili lungo le ripe di erosione torrentizie, entro una successione di depositi alluvionali, di conoide o di fondovalle.

Ma il più delle volte i suoli sepolti vanno ricercati mediante scavi appositamente praticati, seguendo criteri morfologici, là dove risultano evidenti i rapporti di sovrapposizione e giustapposizione di forme. Alcuni casi di questo tipo verranno illustrati nei paragrafi successivi.

Occorre, inoltre, tenere sempre presente che, in un ambiente dinamico quale è quello alpino, possono essersi verificati processi geomorfologici successivi, che hanno modificato la giacitura o i rapporti stratigrafici o, ancora, possono aver rimaneggiato i suoli sepolti, inficiando i risultati delle datazioni che si ottengono. Una casistica delle situazioni di questo tipo, che più spesso si incontrano, è riportata da Röthlisberger (1986), che evidenzia i problemi connessi alla corretta identificazione della posizione degli eventuali suoli sepolti e quindi dei campioni entro la successione stratigrafica.

È possibile infatti che un suolo sepolto da un deposito morenico, ad esempio, sia stato strappato e rovesciato durante l'avanzata glaciale. Analogamente il verificarsi di episodi di frana in argini morenici di notevoli dimensioni può provocare datazioni fuorvianti, in quanto suoli in posizione elevata possono venire spostati più in basso, falsando la locale (apparente) successione stratigrafica.

4. ALCUNI ESEMPI DI DATAZIONE DI SUOLI E SUOLI SEPOLTI IN VAL D'AOSTA

Come accennato nell'introduzione, la sezione "Glaciologia" del Gruppo Nazionale Geografia Fisica e Geomorfologia ha condotto due brevi campagne di studio in Val d'Aosta, nel 1988 e 1989. Sono state visitate

le Valli di Gressoney, d'Ayas, Veni, di Rhêmes ed è stata fatta un'escursione nell'alta Valle del Po, al Monviso. Sono state compiute osservazioni geomorfologiche anche mediante saggi di rilevamento speditivi su ingrandimenti di fotografie aeree, osservazioni stratigrafiche e sedimentologiche sui depositi superficiali, campionamenti. In particolare sono state identificate tre situazioni in cui utilizzare la ricerca e la datazione C^{14} di suoli e suoli sepolti per la datazione di eventi geomorfologici significativi.

I campioni di suolo sono stati raccolti in sezioni appositamente scavate o in sezioni naturali ripulite, badando a penetrare quanto più possibile in profondità, per evitare o ridurre al minimo la possibilità di contaminazione con sostanza organica attuale. Nella raccolta, effettuata con una cazzuolina metallica, sono state escluse con attenzione le radici visibili e sono stati eliminati i clasti grossolani. Ovunque possibile sono stati raccolti più campioni in successione, di spessore inferiore a 1 ± 2 cm. In laboratorio i campioni sono stati essiccati a bassa temperatura e di nuovo sottoposti a separazione visuale delle radici.

I campioni di suolo raccolti e discussi in questa nota sono stati tutti datati presso i laboratori Krueger Enterprises Inc., Geochron Laboratories Division, Cambridge, Massachusetts, ove hanno subito un pretrattamento così descritto: l'intero campione è stato disperso in un grande volume d'acqua e l'argilla e la materia organica sono state separate dalla sabbia e silt per sedimentazione e decantazione. La frazione argilla/sostanza organica è stata quindi trattata con HCl diluito, a caldo, per rimuovere tutti i carbonati. È stata quindi filtrata, lavata, essiccata e quindi sottoposta a combustione in corrente di ossigeno, ottenendosi così l'anidride carbonica necessaria per eseguire la misura dell'attività C^{14} .

In questa ricerca, del tutto preliminare e intesa anzitutto come un saggio sulla reperibilità di suoli e suoli sepolti olocenici nelle indagini di terreno nelle Alpi italiane, non si è proceduto alla separazione delle diverse frazioni nei composti umici. Trattandosi infatti, nella maggior parte dei casi, di suoli e suoli sepolti sottili, scarsamente evoluti, si ritiene che l'età ottenuta sia sufficientemente vicina all'età iniziale dello sviluppo del suolo od all'età di seppellimento, tenuto anche conto che, ove possibile, si è datata la porzione basale o sommitale del suolo, rispettivamente.

A causa della scarsità di sostanza organica contenuta nei livelli datati l'incertezza delle datazioni è piuttosto elevata (σ compreso tra ± 140 e ± 185). Le date citate sono età C^{14} convenzionali e non sono state calibrate.

5. MORENE E AVANZATE GLACIALI IN VAL D'AYAS

La Val d'Ayas è una valle tributaria di sinistra della bassa Val d'Aosta, che discende, con decorso sinuoso, da Nord a Sud, dal crinale Castore (4228 m) - Polluce (4092 m) - Breithorn (4164 m) Gobba di Rollin (3902 m), fino a Verrés (381 m) nel fondovalle. È sviluppata nelle falde penniniche del M. Rosa, nel complesso delle ofioliti metamorfiche e relativa copertura metasedimentaria e nelle metamorfite della falda della Dent Blanche e della Zona Sesia (Elter, 1987).

Alla testata della valle sono presenti alcuni ghiacciai che scendono dal versante meridionale del Breithorn, dei quali il maggiore è il Grande Ghiacciaio di Verra. Nella carta geomorfologica di Fig. 2 è mostrata la porzione terminale della lingua glaciale del Grande Ghiacciaio di Verra e il tratto di valle immediatamente sottostante. Si riconoscono due principali apparati morenici. Quello più esterno e più antico discende fino all'abitato di Saint Jacques ed è da attribuire alle fasi finali del Tardiglaciale, sulla base dei caratteri dell'alterazione, dello sviluppo del suolo, dell'estensione e quota raggiunte dalle morene, come già osservato da Sacco (1920). Internamente ad esso, al di sopra dell'Alpe Pian di Verra inf., si sviluppa l'apparato morenico olocenico, entro il quale sono stati distinti i principali argini morenici riconoscibili in fotografia aerea e sul terreno, e tra loro differenziabili per il diverso sviluppo della copertura lichenica e dei suoli.

Il Grande Ghiacciaio di Verra è contenuto entro due potenti ed affilati argini morenici laterali che scendono ravvicinandosi tra loro fino in prossimità della zona frontale, ove si divaricano; in particolare la morena laterale destra compie una improvvisa torsione ad angolo retto, con la quale sbarra il ben noto Lago Bleu. Esternamente alle due morene laterali si osservano localmente piccole morene più basse, meno rilevate e nettamente più antiche, a giudicare anche dallo sviluppo della copertura lichenica (Strada, 1986, tesi inedita). Tuttavia, per il modesto sviluppo del suolo, sono da ritenersi oloceniche e non tardiglaciali, mentre per altro evidenziano una configurazione della lingua glaciale diversa da quella documentata dalle due morene principali; in particolare testimoniano una fase in cui il ghiacciaio doveva esser più largo e più piatto che non nelle sue fasi di recente massimo sviluppo (fasi finali della "Piccola Glaciazione").

Esternamente alla morena laterale destra, ad una quota di 2600 m circa, si osservano due cordoni morenici di cui il più interno e più basso è sviluppato per poche decine di metri mentre il più esterno, alto e ben affilato, è sviluppato per alcune centinaia di metri. Su queste morene sono presenti suoli con orizzonti discretamente differenziati ed un *solum* dello spessore di 12 cm (per *solum* si intende (Parker, 1984) la parte superiore del

CARTA GEOMORFOLOGICA DEL VALLONE DI VERRA (Val d'Ayas - Aosta, Italia)**

GEOMORPHOLOGICAL MAP OF VALLONE DI VERRA (Val d'Ayas - Aosta, Italia)

C. TELLINI*

0 100m 500m 1000m



*Istituto di Geologia, Università di Parma
**Carta disegnata e stampata con finanziamenti M.P.L. 60/1988-1989 (Resp. Prof. A. Clerici) e Contributo di Ricerca C.N.R. n° 88.01603.05 (Resp. Prof. G. Zanoni)

FORME E DEPOSITI GLACIALI GLACIAL LANDFORMS AND DEPOSITS

- Forme di erosione
Erosional landforms**
- Gradino
Step
 - Conca di sovrascivazione
Overdeepened hollow
 - Rocce striate e levigate
"Roches moutonnées" and ice-smoothed surfaces
- Forme di accumulo e depositi
Construal landforms and deposits**
- Attuale XX sec. Piccola Era Glaciale >1.000 Y.B.P.
- Morena su ghiaccio
Surglacial moraine
 - Unità moreniche
Moraine units
 - Altri depositi morenici non differenziati
Undifferentiated glacial deposits
 - Masso Erratico
Erratic

LEGENDA LEGEND

IDROGRAFIA ED ELEMENTI DEL GLACIALISMO ATTUALE HYDROGRAPHY AND FEATURES OF PRESENT-DAY GLACIATION

- Cono d'acqua fluvio-glaciale
Fluvio-glacial stream
- Cono d'acqua temporaneo
Temporary stream
- Sorgente
Spring
- Lago
Lake
- Lingua glaciale
Glacier tongue
- Bocca di torrente subglaciale
Mouth of subglacial tunnel

LITOLOGIA DEL SUBSTRATO ED ELEMENTI STRUTTURALI BEDROCK LITHOLOGY AND STRUCTURAL DATA

- Serpentinizzati, talcosi e cloritici
Serpentine schist, talc. schist and chlorite schist
- Gneiss minuti e micastici, talora granitici
Fine-grained gneiss and mica schist, locally with granites
- Plasmi ed anfiboliti
Plasmiite and amphibolite
- Limite litologico: a: certo; b: presunto
Lithological boundary: a: certain; b: assumed

Forme strutturali Structural landforms

- Scarpata di faglia (h > 10 m)
Fault scarp (h > 10m)
- Tettonica
- Fessura
Joint
- Faglia
Fault

FORME E DEPOSITI DOVUTI ALLE ACQUE SCORRENTI SUPERFICIALI E FLUVIOGLACIALI LANDFORMS AND DEPOSITS DUE TO RUNNING WATERS (PARTLY FLUVIOGLACIAL)

- Forme di erosione
Erosional landforms**
- Scarpata
Scarp
 - Canale di rotta glaciale
Glacial outburst channel
 - Fosso di ruscellamento concentrato
Gully
 - Superficie soggetta a ruscellamento
Slope affected by rill wash
- Forme di accumulo
Construal landforms**
- OLOCENE attivo non attivo
- Cono detritico alimentato prevalentemente da "debris flow"
Debris flow fan
 - Ghiaie e sabbie di cono proglaciale
Gravel and sand of proglacial fan
 - Ghiaie e sabbie di piano alluvionale proglaciale, con copertura limoso-sabbiosa
Gravel and sand of alluvial plain topped by silty-sandy deposits
 - Ghiaie e sabbie di piano proglaciale intramorenica
Gravel and sand of intramorenian plain
 - Deposito di piano palustre
Swamp deposit
 - Cono di rotta glaciale
Glacial outburst flood cone

FORME E DEPOSITI DI VERSANTE DOVUTI PREVALENTEMENTE A GRAVITÀ SLOPE LANDFORMS AND DEPOSITS PREVALENTLY DUE TO GRAVITY

- Forme di erosione
Erosional landforms**
- OLOCENE attivo non attivo
- Scarpata di degradazione o di frana
Degradational or landslide scarp
 - Canalone (in roccia)
"Ravine" (in bedrock)
 - Vallone (in roccia)
Very steep valley (in bedrock)
 - Trincea da deformazione gravitativa
Gravitational deformational trench
 - Versante collassato in massa
"En masse" collapsed slope

Forme di accumulo e depositi Construal landforms and deposits

- OLOCENE attivo non attivo
- Cono detritico di ambiente alpino
Talus cone
 - Copertura detritica
Colluvial cover
 - Detriti di falda
Scree slope
 - Accumulo di frana per orlo
Rock fall deposit
 - Accumulo di valanga di roccia
Rock avalanche deposit

FORME E DEPOSITI CROGENICI E NIVALI CRYOGENIC AND NIVALION LANDFORMS AND DEPOSITS

- Forme di accumulo e depositi
Construal landforms and deposits**
- OLOCENE attivo non attivo
- Geliflusso in costa
Gelifluxion lobe
 - Copertura detritica
Cryogenic and nivation cover
 - "Rock glacier"
a) su morena laterale destra del Gran Ghiacciaio di Verra
b) versante occidentale di Monte Rosso
c) su un'alta morena di lama Glaciar
d) su un'ampia sponda di Monte Rosso

Allestimento cartografico: CTF - Parma (1991)
Disegno: Geom. D. Masegan - CTF

Fig. 2 - Carta geomorfologica del Vallone di Verra (alta Val d'Ayas, Val d'Aosta) dai rilevamenti di terreno e dalla interpretazione di foto aeree (elaborazione e disegno C. Tellini).
Geomorphological map of the Vallone di Verra (upper Val d'Ayas, Aosta Valley) based on ground survey and photo interpretation (compiled and drawn by C. Tellini).



Fig. 3 - Argini morenici olocenici in Val d'Ayas. Le morene, deposte dal ghiacciaio o da un suo lobo di diversione, prendono origine dalla morena laterale sinistra del Grande Ghiacciaio di Verra e terminano presso il torrente, in corrispondenza di una morena laterale sinistra tardiglaciale. Esse sono state attribuite alla Piccola Glaciazione sulla base delle date C^{14} ottenute e dello sviluppo del suolo (foto M.Pelfini).

Morainic ridges in Ayas Valley. The moraines were deposited by the main glacier or by a minor lobe. They are located between the present left lateral moraine of the Grande Ghiacciaio di Verra and a late glacial moraine formed by the same glacier. The moraines are attributed to the Little Ice Age on the base of ^{14}C dates and soil development (photo M.Pelfini).

profilo di un suolo, composta degli orizzonti A e B). Si tenga presente che sulle morene tardiglaciali sono presenti suoli ad orizzonti ben differenziati e con un *solum* dello spessore di alcuni decimetri. Sulle morene delle fasi finali della "Piccola Glaciazione" (XIX sec.) sono invece presenti suoli dal profilo A/C, con orizzonte A spesso pochi centimetri.

In cresta alla piccola morena più interna, entro una piccola depressione riempita da sedimenti fini limosi, è stato aperto e descritto il seguente profilo:

A 0÷3 cm: 5Y 5/2 grigio-oliva, franco limoso, debole grumosa fine, pori fini poco comuni, radici scarse, limite abrupto ondulato;

Cg 3÷20 cm: 5GY 5/1 grigio verdastro, franco limoso argilloso, debole lamellare fine, pori fini comuni, radici scarse, limite abrupto molto ondulato;

Ab 20÷27 cm: 10YR 4/2 bruno grigiastro scuro con screziature 5/2 bruno grigiastre, franco limoso, moderata poliedrica angolare fine, pori fini comuni, radici comuni, limite chiaro ondulato;

Bb 27÷34 cm: 10YR 5/3 bruno tendente a 2.5Y 5/4 bruno oliva chiaro con screziature 10YR 4/4 bruno giallastre scure, franco sabbioso, debole poliedrica subangolare fine, pori fini comuni, radi-

ci scarse, limite chiaro;

Cb 34÷39 cm: 5Y 5/3 oliva, franco sabbioso, debole poliedrica subangolare fine, pori fini scarsi, radici scarse, limite abrupto ondulato;

Ab 39÷41 cm: 10YR 4/3 da bruno a bruno scuro con screziature 5Y 5/2 grigio oliva, franco limoso, debole poliedrica subangolare fine, pori fini scarsi, radici scarse, limite inferiore abrupto irregolare con diamicton a grossi blocchi (*till* di ablazione costituente la morena).

Un campione prelevato dall'orizzonte Ab inferiore, a 39÷41 cm di profondità, ha fornito un'età di 950 ± 185 anni C^{14} B.P. (GX14739). La data ottenuta fornisce un'età limite minima per l'edificazione di questa morena, ma non è noto l'intervallo di tempo trascorso tra la deposizione della morena e l'accumulo della sostanza organica datata. Tale data consente comunque di riferire entrambe le morene esterne alla grande morena laterale destra ad una fase di avanzata glaciale olocenica precedente alla "Piccola Glaciazione".

Esternamente alla morena laterale sinistra, tra l'Alpe Pian di Verra sup. e l'Alpe Pian di Verra inf., ad una quota di 2300 m circa, si osserva un complesso di bassi e brevi argini morenici tra loro ravvicinati. Essi si

estendono in una piana compresa tra una morena tardi-glaciale e la morena laterale sinistra del Grande Ghiacciaio di Verra, dalla quale emergono (Fig. 3). Questi argini morenici sono da ritenersi depositi direttamente dal ghiacciaio o da un suo lobo di diversione. I suoli sviluppati in cresta alla morena hanno un profilo A-C, con un orizzonte A non superiore a 5 cm; dallo sviluppo dei suoli sembra di poter dedurre un'età simile per tutte le morene. Alla sommità della morena più elevata è stato aperto un profilo, qui sotto brevemente descritto:

- A 0÷4 cm: 10YR 3/2 bruno grigiastro molto scuro, franco limoso, radici molto abbondanti, limite abrupto ondulato; C 4÷14 cm: 2.5Y 4/2 bruno grigiastro scuro, franco limoso, pietre piccole scarse subarrotondate, debole poliedrica subangolare fine, pori fini comuni, radici comuni, limite abrupto ondulato;
- Ab 14÷16 cm: 10YR 3/2 bruno grigiastro molto scuro, franco limoso, radici molto abbondanti, limite abrupto ondulato;
- C1b 16÷20 cm: 2.5Y 4/2 bruno grigiastro scuro, franco sabbioso, pietre piccole scarse subarrotondate, moderata poliedrica subangolare fine, pori fini scarsi, radici scarse, limite chiaro ondulato;
- C2b 20÷30+ cm: 5Y 4/2 grigio oliva, sabbioso, pietre grandi abbondanti subarrotondate, privo di aggregazione, radici assenti.

La datazione del centimetro basale dell'orizzonte Ab (14÷16 cm) ha fornito un'età moderna (inferiore a 200 anni C¹⁴ B.P.). In questo caso le piccole morene esterne alla morena sinistra principale potrebbero essere state deposte durante la "Piccola Glaciazione", sebbene possibili contaminazioni con sostanza organica moderna non consentano di accertare un'eventuale età più antica.

Le date C¹⁴ ottenute in Val d'Ayas confermano che l'apparato morenico olocenico è nella sua quasi totalità da ascrivere alla "Piccola Glaciazione" e che solamente all'esterno delle grandi morene laterali (in posizione più bassa e arretrata) si sono conservati argini morenici depositi nelle fasi oloceniche più antiche. Pertanto anche il Grande Ghiacciaio di Verra, come in generale i ghiacciai del versante alpino italiano, ha raggiunto la sua massima estensione in lunghezza durante le fasi finali della "Piccola Glaciazione".

6. ROCK GLACIER IN VAL DI RHEMES

La Val di Rhêmes, confluyente di destra dell'alta Val d'Aosta, presenta motivi di interesse geologico e geomorfologico non comuni, come, ad esempio, il singolare paesaggio dolomitico della testata, unico nella regione, le chiare testimonianze dell'attività glaciale würmiana ed olocenica associate alle numerose forme del dominio

periglaciale, e lo spettacolare orrido di Introd. I ghiacciai attuali, in numero di 20 secondo il censimento inedito eseguito nel 1983 da F. Secchieri per il programma *World Glacier Inventory* dell'IAHS UNESCO, si estendono per una superficie complessiva di oltre 13 km². Il settore maggiormente glacializzato si sviluppa, con transfluenze in territorio piemontese (Valle dell'Orco) e francese (Val d'Isère), sul versante settentrionale della dorsale Punta Basei 3338 m - Punta Galisia 3346 m - Punta Tsanteleina 3601 m, pur avendo perso la continuità riscontrabile fino agli anni '60, per smembramento di alcuni apparati glaciali in unità minori.

Una straordinaria concentrazione di forme d'accumulo glaciali (più ordini di cordoni morenici tardiglaciali) e crionivali (*rock glaciers*, lobi di soliflusso, nivomorene) caratterizza il nodo orografico della Punta Paletta, da cui si origina una dorsale secondaria che separa la valle principale dalla tributaria Valle del T. Vaudalaz, a E del Rifugio Benevolo.

Il versante occidentale di questo rilievo, costituito da gneiss e micascisti albitici e subordinate quarziti appartenenti al substrato pretriassico della zona Brianzonese (Elter, 1987), risulta interessato da un vasto cedimento gravitativo.

La manifestazione più evidente e tipica di questi complessi fenomeni di deformazione gravitativa profonda (Mortara & Sorzana, 1987), è senz'altro rappresentata dallo sdoppiamento della cresta tra le punte Palettaz e Lavassey, per un tratto di 1200 m (Fig. 4). Vistose dislocazioni e locali collassi si possono riconoscere anche sul settore nord-occidentale, dove, per la progressiva fratturazione del substrato roccioso, si è sviluppata un'estesa fascia detritica.

In questo settore, a partire da q. 2650 circa, ha trovato maggior alimentazione un grande *rock glacier* che, nel suo fluire verso valle in direzione W, intercetta e scavalca dapprima il cordone morenico altimetricamente più elevato e meglio definito tra quelli che si sviluppano in più ordini su questa porzione del versante destro, quindi si arresta a q. 2480 dopo aver superato il cordone immediatamente sottostante.

Questi argini morenici, che non hanno un corrispondente simmetrico sul versante opposto, rappresentano le testimonianze eccezionalmente ben conservate del ghiacciaio assiale, corrispondentemente agli stadi tardiglaciali (Sacco, 1921; 1938).

Il *rock glacier* si estende per un'area di 18.5 ha e presenta un'alta scarpata perimetrale e lobature interne rilevate e molto pronunciate nel settore meridionale, dove maggiore è l'apporto detritico dal versante. La superficie è abbondantemente ricoperta da detriti granulometricamente eterogenei ma con prevalenza di elementi molto grossolani, spesso superiori al metro cubo. Solo nella parte medio superiore della colata, subpianeggiante, sono presenti piccole spianate inerbite, probabili depressioni colmate da depositi più fini. Si trat-

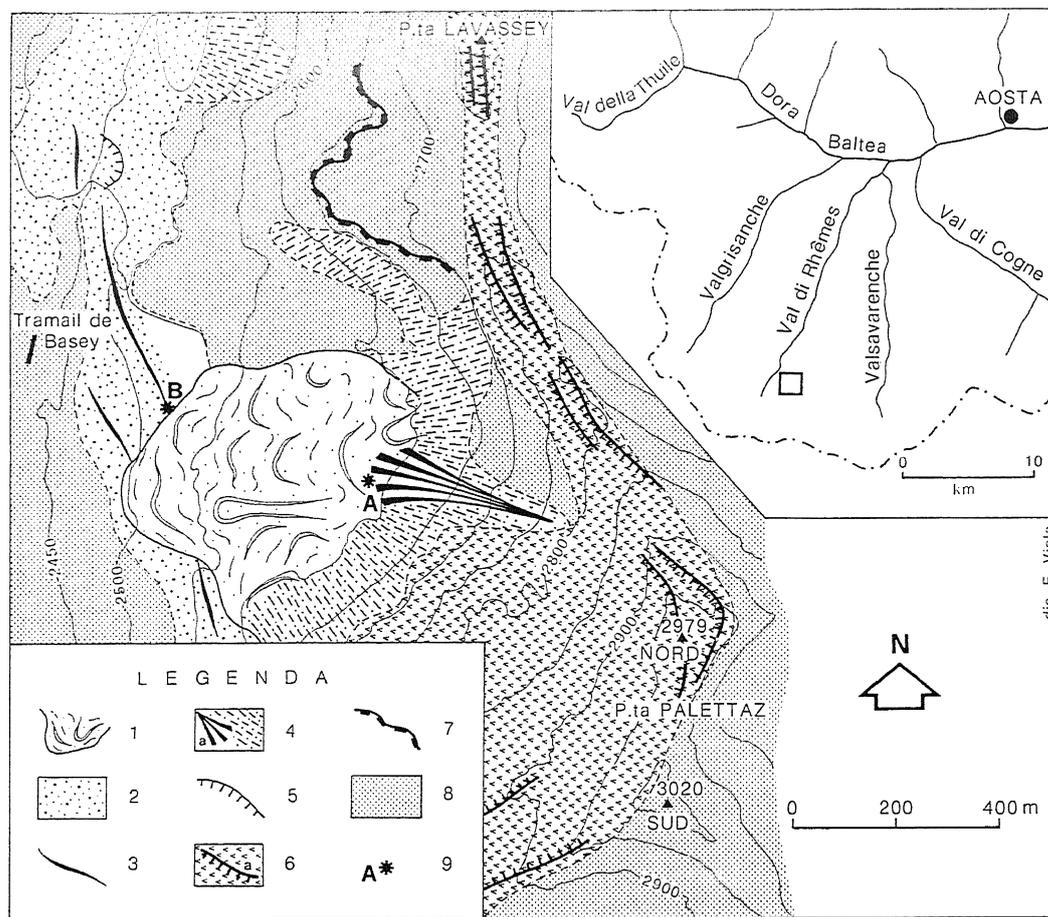


Fig. 4 - Schizzo geomorfologico del versante occidentale di P.ta Paletta (Val di Rhêmes). 1) *rock glacier*; 2) deposito glaciale; 3) cordone morenico tardiglaciale; 4) cono detritico (a), falda detritica; 5) nicchia di frana; 6) scarpata principale in area di deformazione gravitativa profonda; 7) scarpata di degradazione in roccia; 8) roccia in posto; 9) profilo pedologico (rilevamento e disegno G. Mortara).

Geomorphological sketch of the western slope of P.ta Paletta (Val di Rhêmes). 1) rock glacier; 2) glacial deposit; 3) late-glacial moraine; 4) talus and debris cone; 5) landslide scar; 6) area of gravitational spreading and scarp; 7) degradational scarp; 8) bedrock; 9) soil profile (mapping and drawing by G. Mortara).

ta di un *rock glacier* chiaramente inattivo, privo di morfologia rigonfia al suo centro, con superficie parzialmente inerbita e con estesa copertura lichenica, con talli circolari di grandi dimensioni, sui massi e detriti superficiali. La fronte non è turgida e non presenta matrice fine in affioramento, ma appare stabilizzata.

In una piccola piana interna al *rock glacier*, al contatto con i detriti di versante, ad una quota di 2580 m circa, è stato aperto mediante scavo il seguente profilo (Fig. 4 A):

- A 0÷5 cm: 10YR 2/1 nero, franco limoso, sciolto, pori fini comuni, molte radici, limite chiaro ondulato;
- Cg 5÷22 cm: 2.5Y 3/2 bruno grigiastro molto scuro con screziature 10YR 3/4 e 3/2, franco sabbioso, debole lamellare fine, pori molto fini scarsi, poche radici molto fini, limite abrupto lineare;
- Ab 22÷32 cm: 10YR 2/2 bruno molto scuro, franco limoso, debole lamellare fine, pori molto fini scarsi, poche radici fini, limite chiaro ondulato;
- Cb 32÷40 cm: 2.5Y3/2 bruno grigiastro molto scuro, franco limoso, debole lamellare fine, pori e radici

scarsi, limite abrupto lineare;

Ab 40÷42 cm: 10YR 3/3 bruno scuro, limoso, debole grumosa fine, radici molto fini abbondanti, limite abrupto lineare;

IlCb 42÷50+ cm: 2.5Y 3/2 bruno grigiastro molto scuro, franco sabbioso, pietre grossolane angolari abbondanti, limite non raggiunto.

Gli orizzonti superiori del profilo fino ad una profondità di 40 cm si sono sviluppati su sedimenti limoso-sabbiosi privi di clasti grossolani, costituenti il riempimento di una depressione chiusa formatasi sul dorso e a margine del *rock glacier*. L'orizzonte basale è sviluppato sul pietrame grossolano spigoloso formante il dorso del *rock glacier*. Un campione prelevato dall'orizzonte A sepolto più profondo (40÷42 cm) è stato datato 670 ± 180 anni C^{14} B.P. (GX 14741).

In corrispondenza della sovrapposizione della fronte del *rock glacier* sul cordone morenico tardiglaciale è stato descritto un secondo profilo (Fig. 4 B), aprendo



Fig. 5 - Morena tardiglaciale in Val di Rhêmes scavalcata e in parte ricoperta da un *rock glacier* attualmente inattivo. Una trincea aperta ai margini del *rock glacier*, in cresta alla morena, ha messo in luce un suolo sepolto datato 3965 ± 140 anni C^{14} B.P. (foto C. Baroni).

Late-glacial lateral moraine on the right side of Val di Rhemes. The moraine has been by-passed and partially covered by a rock glacier, which is at present inactive. The soil developed on top of the moraine and buried by the advance of the rock glacier has been dated at 3965 ± 140 ^{14}C years B.P. (photo C. Baroni).

una trincea il più possibile approfondita entro il *rock glacier* stesso (Fig. 5):

- A 0÷16 cm: 10YR 2/2 bruno molto scuro, franco limoso, debole grumosa fine, pori fini comuni, radici fini abbondanti, limite chiaro ondulato; questo orizzonte è da ritenersi multiplo e scomponibile in sotto-orizzonti dovuti a ripetuti episodi di deformazione/sedimentazione;
- B 16÷37 cm: 10YR 3/3 bruno scuro, franco sabbioso, pietre grossolane angolari abbondanti, privo di aggregazione, pori fini scarsi, poche radici, limite abrupto ondulato;
- Ab 37÷39 cm: 10YR 2/1 nero, franco limoso, moderata poliedrica angolare fine, pori fini comuni, radici comuni, limite chiaro lineare;
- Bb 39÷51 cm: 10YR 3/4 bruno giallastro scuro, franco, pietre medie e grandi subarrotondate comuni, debole poliedrica subangolare fine, pori fini scarsi, poche radici, limite chiaro ondulato;
- Cb 51÷60+ cm: 2.5Y 4/2 bruno grigiastro scuro, sabbioso franco, pietre medie e grandi subarrotondate comuni, sciolto, limite non raggiunto.

Gli orizzonti superiori fino alla profondità di 37 cm sono sviluppati su depositi superficiali di soliflusso e sottostanti pietrami spigolosi del *rock glacier*. Il suolo se-

polto sottostante si è sviluppato sui depositi glaciali (till di ablazione) della morena laterale tardiglaciale. L'orizzonte A sepolto (37÷39 cm) è stato datato 3965 ± 140 anni C^{14} B.P. (GX 14742).

In cresta alla morena tardiglaciale, 50 m circa più a valle, è stato aperto e descritto il seguente profilo:

- A 0÷9 cm: 10YR 2/2 bruno molto scuro, franco limoso, debole grumosa fine, pori fini comuni, radici fini abbondanti, limite chiaro debolmente ondulato;
- B 9÷41 cm: 10YR 4/4 bruno giallastro scuro tendente a 4/3 bruno nella parte inferiore, franco, pietre medie subarrotondate comuni, debole poliedrica subangolare fine, pori comuni, radici fini comuni, limite chiaro ondulato;
- C 41÷50+ cm: 2.5Y 5/2 bruno grigiastro, franco sabbioso, pietre medie e grossolane subangolari molto abbondanti, sciolto, limite non raggiunto.

Il profilo del suolo sviluppato sulla cresta della morena è un poco più profondo ed evoluto di quello del medesimo suolo sepolto dal *rock glacier*. Dalla descrizione dei due profili si deduce che: 1) un considerevole intervallo di tempo è trascorso dalla deposizione della morena, tale da consentire lo sviluppo di un *solum* profondo almeno 14 cm, prima del seppellimento da parte del *rock*

glacier, 2) un considerevole intervallo di tempo è trascorso dopo il seppellimento, tale da consentire un'ulteriore evoluzione del suolo sulla cresta della morena fino ad acquisire uno spessore del *solum* di 41 cm.

Le date ottenute indicano che il *rock glacier* ha scavalcato la morena tardiglaciale (e pertanto era ancora attivo o, almeno, avevano luogo fenomeni di soliflusso ai suoi margini) posteriormente a 3965 ± 140 anni C¹⁴ B.P., mentre la sua attività era presumibilmente cessata anteriormente a 670 ± 180 anni C¹⁴ B.P.

Il *rock glacier* inattivo si è probabilmente formato durante il Tardiglaciale ma la sua attività si è protratta durante l'Olocene fino alla scomparsa totale del nucleo ghiacciato nell'Olocene superiore. Questo genere di osservazioni è di particolare interesse nella interpretazione della genesi dei *rock glaciers* e nella discriminazione tra quelli generatisi per ispessimento e deformazione del permafrost e quelli generatisi a partire da corpi glaciali (Barsch, 1988; Giardino *et al.*, 1987).

7. ACCUMULI DI FRANA IN VAL D'AYAS

Il Pian di Verra inferiore è una piana fluvioglaciale che si sviluppa immediatamente a valle dell'apparato morenico frontale olocenico del Grande Ghiacciaio di Verra, descritto al precedente § 5 e rappresentato in Fig. 2. I depositi fluvioglaciali fuoriescono dalle morene frontali oloceniche più esterne e formano una sorta di cono, nella parte più a monte della piana, nel quale si riconoscono ancora le barre ciottolose e i canali anastomizzati. La restante maggiore porzione della piana presenta una copertura prativa, dalla quale emergono localmente grossi blocchi e massi isolati.

Il torrente fluvioglaciale (T. di Verra) attualmente scorre lungo il margine sinistro della piana, in un alveo inciso di qualche metro entro la piana stessa. Lungo la scarpata destra del torrente si può osservare la seguente successione stratigrafica. Alla sommità è presente un livello continuo dello spessore di circa 1 m, composto da grossi blocchi spigolosi, unicamente costituiti da serpentiniti, immersi in matrice fine con clasti spigolosi, sempre serpentinitici. Il livello a grossi blocchi è sovrapposto a sedimenti alluvionali, rappresentati da ciottolami grossolani, con clasti polilitologici (serpentiniti, micascisti, gneiss) ben arrotondati e matrice sabbiosa. A tetto dei ciottolami alluvionali è conservato un suolo sepolto. Il livello sommitale a grossi blocchi si segue con continuità lungo tutta la scarpata, fin dove scompare sotto il cono fluvioglaciale recente sopra descritto.

Il seguente profilo pedologico è stato descritto lungo la scarpata:

A1 0÷6 cm: 10YR 3/2 bruno grigiastro molto scuro, franco limoso, debole grumosa fine, pori fini comuni, radici abbondanti, limite chiaro ondulato;

A2 6÷15 cm: 10YR 5/3 bruno, franco sabbioso, pietre molto piccole scarse, debole grumosa fine a sciolto, pori comuni, radici abbondanti, limite chiaro irregolare;

B 15÷40 cm: 10YR 4/4 bruno giallastro scuro, franco, pietre grandi e molto grandi angolari abbondanti, debole poliedrica subangolare fine, pori scarsi, poche radici, limite graduale irregolare;

C 40÷100 cm: 5Y 5/2 grigio oliva, franco, pietre grandi e molto grandi angolari abbondanti, sciolto, pori comuni, poche radici, limite abrupto ondulato;

IIAb 100÷103 cm: 10YR 4/2 bruno grigiastro scuro, franco limoso, debole poliedrica angolare fine, pori scarsi, poche radici, limite abrupto ondulato;

IIBb 103÷118 cm: 10YR 3/4 bruno giallastro scuro con screziature 7.5YR 3/4 bruno scure, franco sabbioso, pietre da piccole a grandi arrotondate abbondanti, pori comuni, radici abbondanti, limite chiaro ondulato;

IIC1 118÷153 cm: 2.5Y 4/2 bruno grigiastro scuro, franco sabbioso, sciolto, pietre da piccole a grandi arrotondate abbondanti, pori scarsi, radici comuni, limite graduale irregolare;

IIC2 153÷193+ cm: 5Y 4/2 grigio oliva, sabbioso, pietre da piccole a grandi abbondanti, sciolto, pori scarsi, poche radici.

Tre campioni raccolti in successione nel suolo sommitale hanno fornito tutti un'età C¹⁴ inferiore a 200 anni (GX15499, GX15500, GX15501). L'orizzonte con sostanza organica sepolto IIAb, a 100÷103 cm dalla superficie, ha fornito una data di 1025 ± 170 anni C¹⁴ B.P. (GX 15502).

Questa data può essere utilizzata come età minima per i depositi alluvionali sottostanti che sono pertanto interpretabili come depositi fluvioglaciali precedenti alla "Piccola Glaciazione". La medesima data rappresenta una età massima per il livello sommitale a grossi blocchi. Per la morfologia dei clasti, la natura litologica unitaria, l'assenza di fenomeni erosivi alla base, questo livello non può essere considerato di origine glaciale, ma deve essere interpretato come un accumulo di frana, forse connesso ad un accumulo caotico di grossi blocchi che sembra sbarrare il Pian di Verra inferiore.

L'area di distacco della frana è da ubicare nel fianco sinistro della valle (versante occidentale del Palon di Resy) ove si notano pareti dirupate intersecate da trincee, fessure di trazione e contropendenze, connesse a deformazioni gravitative di versante, accompagnate da vistosi accumuli detritici grossolani, alcuni dei quali mostrano morfologie del tipo dei *rock glaciers*. La frana è da ritenersi del tipo delle valanghe di roccia e detrito (*Sturzstrom*), capaci di percorrere lunghe distanze orizzontali (rispetto al dislivello di caduta) e di estendersi su ampie superfici piane di fondovalle, eventualmente risalendo anche il versante antistante (Orombelli & Porter, 1988; Hart, 1990; Melosh, 1990).

Non deve stupire un accumulo di frana costituito da un sottile strato di detriti (1 m o poco più) esteso sopra un'ampia superficie piana e praticamente privo di una morfologia sua propria e di limiti netti. In alta montagna frane di questo tipo coinvolgono spesso neve e/o ghiaccio (frana-valanga), cosicché la massa in movimento è molto maggiore di quella dei semplici detriti che rimangono a fusione avvenuta. Un accumulo detritico di questo tipo si è, ad esempio, formato a seguito del crollo del ghiacciaio Coolidge nell'estate 1989, già ricordato nel paragrafo introduttivo (Mortara & Dutto, 1990). Sulla base delle età moderne ottenute dal suolo sommitale, dell'età del suolo sepolto e dei rapporti stratigrafici l'evento franoso è da ritenersi anteriore alle fasi finali di massima espansione della "Piccola Glaciazione" ma posteriore a 1025 ± 170 anni C¹⁴ B.P. Tuttavia la prossimità del suolo sepolto alla superficie topografica può averlo esposto a possibili processi di contaminazione e quindi la sua età C¹⁴ potrebbe risultare ringiovanita. In questi casi, per maggiore sicurezza, si rende necessario un supplemento di indagini con ulteriori campionamenti e isolamento di materiali organici non contaminati o comunque con la replica di altre datazioni C¹⁴.

Comunque le osservazioni geomorfologiche e le preliminari date C¹⁴ ottenute evidenziano in questo ampio fondovalle e nei versanti prospicienti vicende franose diffuse e recenti (Olocene). La datazione ottenuta appare compatibile e bene inserita nella evoluzione geomorfologica del territorio.

8. OSSERVAZIONI CONCLUSIVE

I tre casi sopra illustrati vogliono rappresentare solamente un esempio tra i tanti delle potenzialità offerte dalla datazione C¹⁴ di suoli e suoli sepolti nella ricerca geomorfologica in ambiente alpino, sia quando questa è rivolta alla ricostruzione e datazione di una successione di eventi, sia quando ha per fine la valutazione dell'entità e della velocità dei processi, sia infine a scopi applicativi nella valutazione dei tempi di ricorrenza di eventi geomorfologici potenzialmente dannosi.

La datazione delle morene oloceniche che fiancheggiano i ghiacciai è la via principale per ricostruire la storia delle fluttuazioni glaciali (e quindi climatiche) negli ultimi 10.000 anni. La datazione di suoli sepolti da corpi detritici in lento movimento (lobi di soliflusso, *rock glaciers*) può dare informazioni sulle loro fasi di attività, velocità di movimento, flusso. La datazione, infine di suoli sepolti da frane, *debris flow*, alluvioni, ed altri processi geomorfologici potenzialmente dannosi e ripetitivi, può dare informazioni utili nella stima del loro tempo di ritorno e quindi nella valutazione della pericolosità geologica di un territorio.

RINGRAZIAMENTI

Lavoro svolto con i contributi di ricerca: CNR "Morfogenesi glaciale e periglaciale in rapporto all'ambiente climatico ed alle sue modificazioni" (Resp. Prof. G. Zanon) e M.P.I. 60% 1988-1989 (Resp. Prof. A. Clerici). Si ringraziano F. Carraro ed altri due revisori anonimi per le osservazioni critiche, commenti e migliorie suggeriti alla prima stesura del manoscritto.

APPENDICE

BREVE COMMENTO ALLA CARTA GEOMORFOLOGICA DEL VALLONE DI VERRA (ALTA VAL D'AYAS) (C.Tellini)

La carta geomorfologica dell'Alta Val d'Ayas è stata redatta mediante analisi fotointerpretativa a completamento delle osservazioni e dei rilievi di campagna degli anni 1988-89 compiuti prevalentemente sul fondovalle. Le finalità della ricerca consistevano nel tentativo di dare significato morfocronologico, mediante la datazione di suoli e suoli sepolti, a diverse forme presenti nel fondovalle e, soprattutto, al complesso morenico del Grande Ghiacciaio di Verra le cui testimonianze, a partire dalle morene tardiglaciali di St. Jacques, risalgono il vallone di Verra sino a congiungersi all'attuale ghiacciaio. Per una visione d'insieme dei processi morfogenetici responsabili del modellamento della valle l'interpretazione geomorfologica è stata allargata, quindi, anche ai versanti vallivi le cui caratteristiche geologico-strutturali hanno consentito di evidenziarne altri aspetti particolari (ad es. deformazioni gravitative di versante).

Morfogenesi glaciale

Il Grande Ghiacciaio di Verra, se tralasciamo le pulsazioni più recenti della sua fronte, ha lasciato due evidenti apparati morenici incastrati uno nell'altro ma tra loro ben separabili.

Il più antico, costruito durante le ultime fasi tardiglaciali, mostra le sue tracce su entrambi i versanti della valle all'altezza del L. Bleu: su quello di destra la morena si appoggia sul basso versante della Rocca di Verra disegnando un modesto cordone che solo scendendo verso l'abitato di St. Jacques si delinea chiaramente; sul versante sinistro l'appoggio è subito marcato da un netto cordone morenico il cui sviluppo è, tuttavia, discontinuo. Sotto le pendici occidentali di M. Rosso, ad esempio, le sue tracce sono obliterate da altri accumuli detritici per oltre mezzo chilometro e ricompaiono poi nel poderoso cordone che si dirige sul paese.

All'interno delle morene sopra descritte sono riconoscibili almeno tre fasi di progressivo ritiro ed, inoltre, si

segnala la presenza di lembi morenici più antichi all'esterno dell'apparato sopracitato, la cui età potrà essere precisata con il prosieguo delle ricerche.

L'apparato più recente, di età olocenica, si presenta abbastanza articolato ma in sostanza caratterizzato da due grandi ed affilati cordoni laterali che si avvicinano progressivamente verso la zona frontale, presso la quale repentinamente si divaricano, provocando lo sbarramento del L. Bleu (2215 m). Sia il cordone laterale destro che quello di sinistra, apparentemente unitari nella loro espressione morfologica, in realtà derivano da una deposizione articolata in numerose fasi costruttive tra loro riconoscibili per diverse caratteristiche morfologiche e tessiturali (andamento dei cordoni laterali e frontali, tessitura del deposito, tipo di drenaggio ecc.). Nell'ambito dell'evoluzione recente (XX sec.) del Grande Ghiacciaio di Verra, senza contare il detrito sopraglaciale presente sul fronte della lingua, sono distinguibili due unità moreniche mentre le variazioni glaciali verificatesi nell'ambito della "Piccola Glaciazione" sono testimoniate da almeno 5 unità moreniche. Variazioni ancora più antiche trovano testimonianza nei 2 cordoni sovrapposti del fianco destro, su uno dei quali la materia organica nel suolo ha fornito un'età di 950 ± 185 anni dal presente.

Si precisa che nella Carta Geomorfologica è stato cartografato anche altro materiale morenico presente sul versante sinistro della valle. Non essendo detti depositi oggetto specifico del presente lavoro non hanno avuto distinzioni di dettaglio.

Morfogenesi crionivale

Su un substrato metamorfico estremamente fratturato le attuali condizioni morfoclimatiche consentono lo sviluppo di grandi quantità di detriti che per la maggior parte si depositano alla base dei versanti sotto forma di falde o coni detritici. Non mancano parti di versante interessati da crolli anche cospicui.

Oltre i 2.500 m di quota la morfogenesi crionivale esprime localmente (pendice meridionale del Palon di Resy) versanti detritici con chiara tendenza ad essere rettificati e colate di blocchi.

I versanti nord-occidentali della dorsale M. Rosso-Palon di Resy vedono la presenza di potenti accumuli detritici, taluni con chiare strutture di flusso ed altre con lobi appena accennati, che si possono interpretare come *rock glaciers*.

La loro distribuzione altimetrica è compresa tra i 2700 m e i 2300 m circa e dai rapporti che hanno con i depositi morenici limitrofi, si direbbe che la loro messa in posto sia certamente posteriore alla costruzione della lingua morenica tardiglaciale del Grande Ghiacciaio di Verra che molti di essi ricoprono.

Sicuramente collegato alle variazioni della lingua glaciale durante la "Piccola Glaciazione" e piuttosto problematico come genesi è il piccolo *rock glacier* che si

stacca dal cordone destro dell'apparato olocenico. Esso è stato, probabilmente, alimentato da un diverticolo di ghiaccio (o acqua di fusione?) che ha per qualche tempo sfondato la cresta morenica.

Forme gravitative di versante

In tutta l'alta valle sono riconoscibili accumuli più o meno grandi dovuti ai frequenti crolli che colpiscono i versanti. Alcuni di essi sono chiaramente connessi a particolari situazioni della scistosità, altri al fitto intreccio di faglie e fratture che segmentano in modo notevole le metamorfiti. Vi è pure il sospetto che vi siano stati, un tempo, fenomeni di crollo su ghiaccio e che il materiale possa aver costituito valanghe di roccia, ed essere fuoriuscito dalla lingua glaciale, accumulandosi all'esterno dei bastioni morenici (Zona di Pian di Verra sup.).

Tra i fenomeni gravitativi più significativi si segnala lo stato di sfacelo dei versanti nord-occidentali compresi tra il Palon di Resy e M. Rosso. Grandi porzioni di versante sono traslate in massa lasciando nella parte media grandi trincee orientate NE-SW, lo stesso andamento di uno dei set delle fratture. Queste deformazioni gravitative e profonde di versante, le quali non sono altro che grandi strutture di rilascio, possono essere considerate la risposta di versanti strutturalmente deboli alla deglaciazione dell'area alpina.

BIBLIOGRAFIA

- Barsch D. (1988) - *Rock glaciers*. In: Clark M.J. (1988) *Advances in Periglacial Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd.
- Campbell *et al.* (1967) in: Matthews J.A. (1985) - *Radiocarbon dating of surface and buried soils: principles, problems and prospects*. In: Richards K.S., Arnett R.R. & Ellis S., eds., *Geomorphology and Soils*, 269-288, George Allen & Unwin, London.
- Elter G. (1987) - *Carte géologique de la Vallée d'Aoste, 1:100.000*, C.N.R., Torino.
- Evans L.J. (1985) - *Dating methods of Pleistocene deposits and their problems: VII Paleosols*. In: Rutter N.W., ed., *Dating methods of Pleistocene deposits and their problems*, 53-59, Geoscience Canada. Reprint Series 2 Geol. Ass. of Canada, Toronto.
- Gamper M. (1985) - *Morphochronologische Untersuchungen an Solifluktionsszungen, Moraenen und Schwemmkegeln in den Schweizer Alpen. Eine Gliederung mit Hilfe der ¹⁴C-Altersbestimmung fossiler Boeden*. Geographisches Institut der Universität, Zurich, 17, 115 pp.
- Gerasimov I.P. & Chichagova O.A. (1971) - *Some problems in the radiocarbon dating of soil*. *Soviet Soil Sci.*, **3**, 519-527.
- Gevh M.A. (1986) - *¹⁴C Daten zu Gletscherständen - Probleme der Deutung*. In: Röethlisberger F. (1986)

- 10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde, 319-330.
- Gevh M.A., Benzler J.H. & Roeschmann G. (1971) - *Problems of dating Pleistocene and Holocene soils by radiometric methods*. In: Yaalon D.H., ed., *Paleopedology: origin, nature and dating of paleosols*. 63-75, Israel Universities Press, Jerusalem.
- Gevh M.A., Roeschmann G., Wijmstra T.A. & Middeldorp A.A. (1983) - *The unreliability of ^{14}C dates obtained from buried sandy podzols*. Radiocarbon, **25**, 409-416.
- Gevh M.A., Röethlisberger F. & Gellatly A. (1985) - *Reliability tests and interpretation of ^{14}C dates from paleosols in glacier environments*. Zeit. Glatsch. u. Glazialgeol., **21**, 275-281.
- Giardino J.R., Shroder J.F. & Vitek J.D. (1987) - *Rock glaciers*, Allen & Unwin.
- Goh K.M. & Molloy B.P.J. (1978) - *Radiocarbon dating of paleosols using soil organic matter components*. J. Soil Sci., **22**, 39-47.
- Hart M.W. (1990) - *Landsliding in the Peninsular Ranges of Southern California*. In: Cancelli A., ed., Alps 90, Alpine Landslide Practical Seminar, Conf. Proc., 29-42, Univ. degli Studi di Milano.
- Matthews J.A. (1980) - *Some problems and implications of ^{14}C dates from a podzol buried beneath an end moraine at Haugabreen, southern Norway*. Geogr. Ann., **62**(A), 185-208.
- Matthews J.A. (1981) - *Natural ^{14}C age/depth gradient in a buried soil*. Naturwissenschaften, **68**, 472-474.
- Matthews J.A. (1984) - *Limitations of ^{14}C dates from buried soils in reconstructing glacier variations and Holocene climate*. In: Moerner N.A. & Karlen W., eds., *Climatic changes on a yearly to millennial basis: geological, historical and instrumental records*, 281-290, Reidel, Dordrecht.
- Matthews J.A. (1985) - *Radiocarbon dating of surface and buried soils: principles, problems and prospects*. In: Richards K.S., Arnett R.R. & Ellis S., eds., *Geomorphology and Soils*, 269-288, George Allen & Unwin, London.
- Matthews J.A. & Caseldine C.J. (1987) - *Arctic-alpine Brown Soils as a source of palaeoenvironmental information: further ^{14}C dating and palynological evidence from Vestre Memurubreen, Jotunheimen, Norway*. J. Quater. Sci., **2**, 59-71.
- Melosh H.J. (1990) - *Giant rock avalanches*. Nature, **348**, 483-484, London.
- Mortara G. & Dutto F. (1990) - *Un episodio parossistico nell'evoluzione dei ghiacciai del gruppo del Monviso: il crollo del ghiacciaio superiore di Coolidge*. Geog. Fis. Dinam. Quat., **13**, in stampa.
- Mortara G. & Sorzana P.F. (1987) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino italiano. Considerazioni litostrutturali e morfologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **106**, 303-314.
- Orombelli G. & Porter S.C. (1988) - *Boulder deposit of upper Val Ferret (Courmayeur, Aosta Valley): Deposit of a historic giant rockfall and debris avalanche or a late-glacial moraine?* Eclogae Geol. Helv., **81**, 365-371, Basel.
- Orombelli G. & Sauro U. (1989) - *I Lavini di Marco: un gruppo di frane oloceniche nel contesto morfotettonico dell'alta Val Lagarina (Trentino)*. Geogr. Fis. Dinam. Quater., Suppl. 1, 107-116, Torino.
- Parker S.P. (1984) - *McGraw-Hill Dictionary of Earth Sciences*, McGraw-Hill Book Company, New York.
- Roethlisberger F. (1986) - *10.000 Jahre Gletschergeschichte der Erde*, Verlag Sauerländer, Salzburg, 416 pp.
- Sacco F. (1920) - *Il glacialismo antico e moderno nelle alte valli di Ayas (Evancon) e di Gressoney (Lys) (Valle d'Aosta)*, Boll. Com. Geol. d'Italia, **XLVII**, Fasc. 1-4, 145-226.
- Sacco F. (1921) - *Il glacialismo nelle valli Grisanche, Rhêmes e Savaranche (Valle d'Aosta)*, L'Universo, anno II, **11-12**, 1-43.
- Sacco F. (1925) - *La fronte del Ghiacciaio di Verra (Valle di Ayas) nel 1923*. Boll. Com. Glac. It., **6**, 1-6.
- Sacco F. (1938) - *Il Quaternario nell'alta Valle di Rhêmes (Valle d'Aosta)*. R. Acc. Sc., Torino, **74** (1938-39, XVII), 1-20.
- Sharpenseel H.W. (1971) - *Radiocarbon dating of soils: problems, troubles, hopes*. In: Yaalon D.H., *Paleopedology: origin, nature and dating of paleosols*, 3-13, Israel Universities Press, Jerusalem.
- Sharpenseel H. W. (1979) - *Soil fraction dating*. In: Berger R. & Suess H.E., eds., Proc. 9th Int. Radiocarbon Conf. (Los Angeles), 277-283.
- Sharpenseel H.W. & Shiffmann H. (1977) - *Soil radiocarbon analysis and soil dating*. Geophys. Surv., **3**, 143-156.
- Strada E. (1986) - *Le variazioni moderne e nella Piccola Glaciazione del Ghiacciaio del Lys e del Ghiacciaio Grande di Verra (Val d'Aosta)*. Tesi inedita, Dipartimento Scienze della Terra, Milano.

Manoscritto ricevuto il 27.5.1991
 Inviato all'Autore per la revisione l'11.9.1991
 Accettato per la stampa il 24.4.1992