

MARIA GABRIELLA FORNO (\*) & GIANNETTO MASSAZZA (\*\*)

## SEGNALAZIONE DI UN GRUPPO DI "PALEOFRANE" NEL TRATTO DELLA VALLE D'AYAS COMPRESO TRA GLI ABITATI DI LIGNOD ED EXTREPIERA (Valle d'Aosta)

ABSTRACT: FORNO M. G. & MASSAZZA G., *Report of an assembly of «paleo-landslides» in the section of the Valle d'AYas between the villages of Lignod and Extrepiera (Valle d'Aosta)* (IT ISSN 0084-8948, 1983).

The accumulation of ancient landslides extending over an area of more than 3 km<sup>2</sup> and with visible thickness of about 100 m, preserved on both sides of the Valle d'AYas, is reported. Upstream, an extensive lake basin (now filled) caused by subsequent damming up of the valley is clearly visible.

Three bodies can be discerned and attributed to three distinct detachment niches. Each body can also be divided into sections corresponding to different landslides episodes.

The accumulation is composed of angular elements measuring up to 1 000 m<sup>3</sup> immersed in a matrix formed of small rock fragments. The lithology is monotonous (prasinities, serpentinites, and subordinate «schistes lustrées») and varies in function of the differences in origin.

The original shape of the accumulation has been prevalently well preserved and the contribution of subsequent events can be distinguished: at one point only, corresponding to T. Evançon, there is an incision of more than 80 m. Avalanche fans are also superposed on the edges.

The relations between the accumulation and the surrounding glacial deposits show that the mass movements responsible for its formation are of Holocenic age.

The fact that these ancient landslides lie some 3 km N of the Colle di Joux, which is the morphological expression of the «Aosta-Colle della Ranzola» Line at the point where it relates to the Valle d'AYas, suggests that they may be associated with recent activity of a auxiliary of this structure.

RIASSUNTO: FORNO M. G. & MASSAZZA G., *Segnalazione di un gruppo di «paleofrane» nel tratto della Valle d'AYas compreso tra gli abitati di Lignod ed Extrepiera (Valle d'Aosta)*, (IT ISSN 0084-8948, 1983).

Viene segnalata la presenza dell'accumulo di antiche frane, con estensione complessiva di oltre 3 km<sup>2</sup> e potenza visibile attorno a 100 m, conservato su entrambi i versanti della Valle d'AYas: a monte di esso è distintamente riconoscibile l'esteso bacino lacustre (ora colmato) legato al conseguente sbarramento della valle.

L'accumulo risulta composito in quanto costituito da tre corpi legati a tre distinte nicchie di distacco; a loro volta i diversi corpi risultano suddivisi, in quanto legati a più episodi succedutisi nel tempo.

L'accumulo è costituito da elementi di forma angolosa e dimensioni fino al migliaio di m<sup>3</sup> immersi in una matrice formata da frammenti minuti di roccia: la costituzione litologica è monotona (prasiniti, serpentiniti e subordinati calcescisti) e risulta differenziata in relazione alla diversa provenienza.

La forma originaria dell'accumulo risulta in prevalenza ben conservata, permettendo di distinguere gli apporti legati ai feno-

meni successivi: solo in corrispondenza del T. Evançon esso è interessato da una incisione profonda oltre 80 m; nelle aree marginali si osserva inoltre la sovrapposizione di coni di valanga.

I rapporti dell'accumulo con i depositi glaciali circostanti consentono di stabilire che i fenomeni di movimento di massa responsabili della sua formazione sono di età olocenica.

La localizzazione dell'accumulo circa 3 km a N del Colle di Joux, che rappresenta l'espressione morfologica della Linea «Aosta-Colle della Ranzola» nel punto in cui questa viene in rapporto con la Valle d'AYas, suggerisce un suo possibile legame con l'attività recente di una accessoria di questa struttura.

TERMINI-CHIAVE: paleofrana, Valle d'Aosta, Olocene.

L'ampio fondovalle della Valle d'AYas, nel tratto compreso tra gli abitati di Extrepiera (Comune di Brusson) e di Lignod (Comune di Ayas) (figg. 1 e 2), mostra una evidente interruzione per la presenza di un rilievo con altezza relativa attorno al centinaio di metri ed estensione complessiva di oltre 3 km<sup>2</sup>: in corrispondenza di esso la valle appare profondamente incisa dal Torrente Evançon.

Questo rilievo è stato finora interpretato, sia nel Foglio 29 «Monte Rosa» della Carta Geologica d'Italia (FRANCHI & *alii*, 1912) (cfr. nota 1), sia nei successivi studi di SACCO (1920; 1927) come costituito da depositi glaciali: quest'ultimo Autore si era però accorto, nella pubblicazione più recente (p. 33), come gli «archi» del «Gruppo di Ayas» (corrispondenti grossomodo al rilievo preso in esame) fossero «costituiti in parte dall'accatastamento di enormi massi angolosi, prevalentemente di Pietre Verdi, in modo da assumere talora l'aspetto di semplici frane».

Come si vedrà più dettagliatamente in seguito sia la costituzione di questo rilievo per quanto riguarda la litologia, piuttosto monotona, le dimensioni e la forma degli elementi (con grandezza variabile tra i pochi cm ed il migliaio di m<sup>3</sup> e caratterizzati da contorni angolosi), sia la sua morfologia (assimilabile a quella di più «con di frana») non corrispondono a quelle proprie dei depo-

(\*) Istituto di Geologia dell'Università di Torino.

(\*\*) Servizio Geologico della Regione Piemonte.

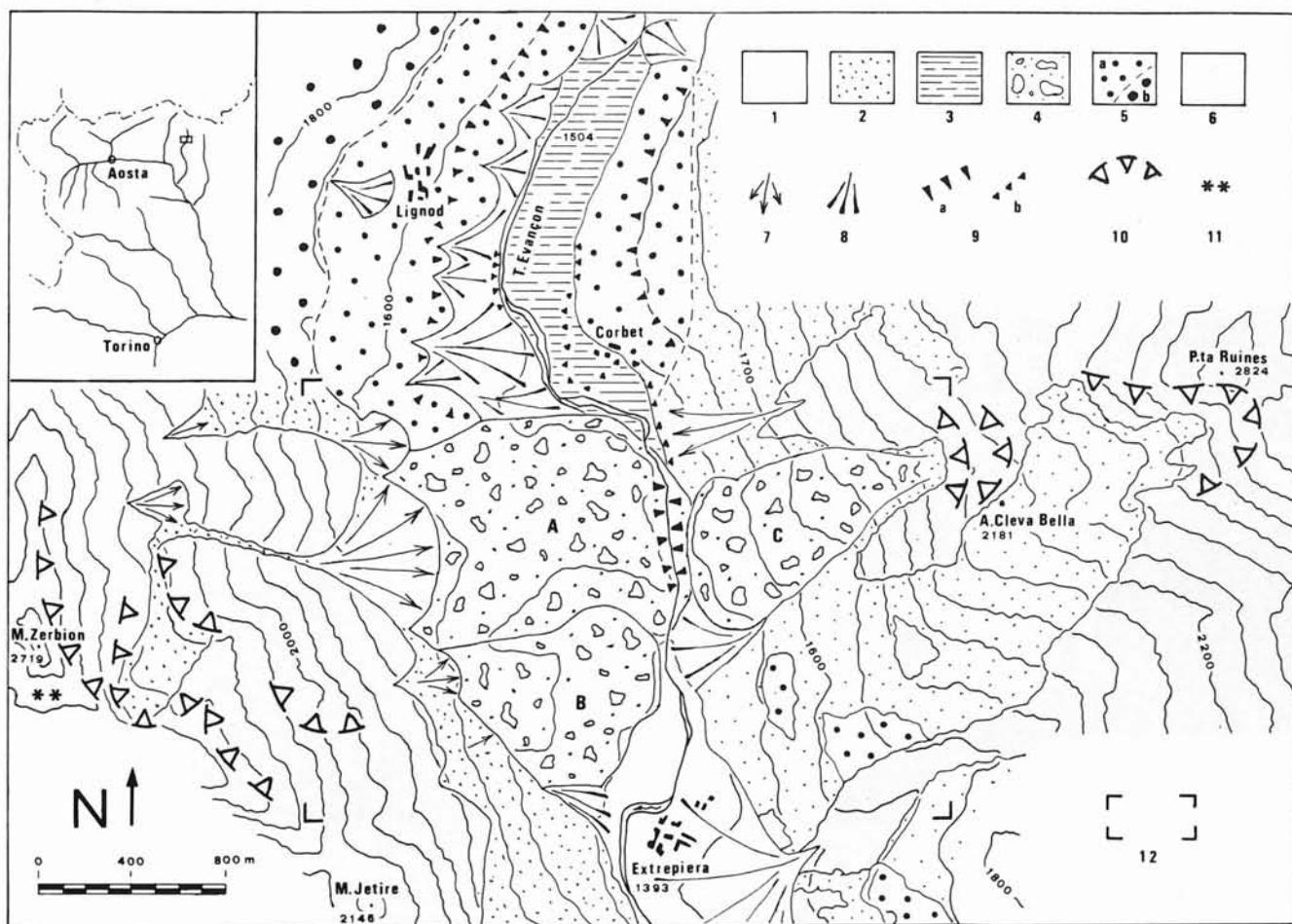


FIG. 1. - Carta geologica della porzione di Valle d'Ayas (compresa tra Extrepiera e Lignod) nella quale si sviluppa il gruppo di « paleofrane » prese in esame e l'esteso bacino lacustre (ora colmato) legato al conseguente sbarramento della valle. Sono stati indicati, oltre ai tre corpi riconosciuti (A, B e C) provenienti da distinte nicchie di distacco, i depositi quaternari con cui essi vengono in rapporto. I simboli utilizzati sono i seguenti: 1) depositi alluvionali recenti; 2) detriti di falda; 3) depositi lacustri parzialmente sepolti; 4) accumuli di frana; 5) depositi glaciali: a) di fondo, b) di ablazione; 6) substrato roccioso; 7) coni di valanga; 8) conoidi alluvionali; 9) principali scarpate: a) con altezza maggiore di 50 m, b) con altezza di qualche metro; 10) nicchie di distacco parzialmente rimodellate; 11) versante meridionale del M. Zerbian (cfr. spiegazione nel testo); 12) area rappresentata più dettagliatamente in fig. 9.

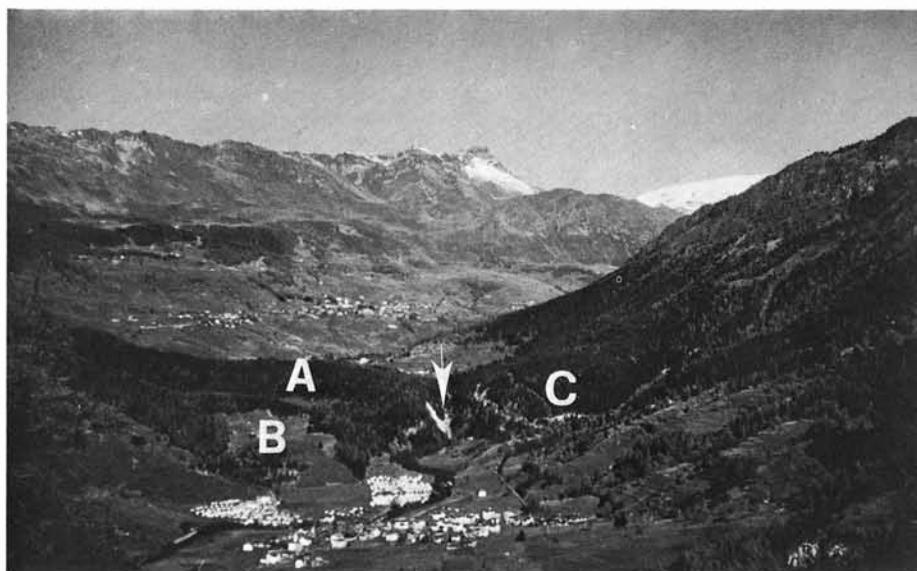


FIG. 2. - Nel tratto immediatamente a monte dell'abitato di Extrepiera (visibile in primo piano nella foto) l'ampio fondovalle della Valle d'Ayas appare ostruito dall'accumulo preso in esame (indicato con le lettere A, B e C); in corrispondenza di esso il T. Evançon incide una profonda gola (indicata dalla freccia). A monte dell'accumulo è riconoscibile l'estesa conca di Antagnod-Lignod.



FIG. 3. - Aspetto del versante destro della Valle d'Ayas visto dalla conoide di Extrepiera: si osservano distintamente il corpo B (in primo piano nella foto) e quello A (in secondo piano), separati tra loro da una evidente depressione. Sullo sfondo è riconoscibile, nella conca di Antagnod, la superficie glaciale terrazzata (a) su cui sorge l'abitato di Barmasc.

siti glaciali, ma indicano invece l'origine legata ad una successione di fenomeni franosi: questa origine è riconoscibile anche per la presenza, su entrambi i versanti, di evidenti alvei di frana e nicchie di distacco, impostati negli stessi litotipi costituenti l'accumulo.

La non corretta interpretazione delle « paleofrane » nella letteratura geologica del passato è un fatto generalizzato, legato per lo più alle condizioni di sensibile rimodellamento che tanto i corpi di accumulo quanto le nicchie di distacco presentano e quindi alla loro non immediata riconoscibilità: i corpi di accumulo venivano in genere considerati (in ambiente alpino) di origine glaciale, quando costituiti da blocchi di dimensioni variabili immersi in una matrice fine, oppure come aree di affioramento del substrato, quando costituiti da masse rocciose in blocco non disarticolate (CARRARO & *alii*, 1979 a) (1).

Per quanto riguarda in particolare l'accumulo preso in esame è da ricordare che analoghi depositi affioranti più a monte nella stessa valle, considerati dalla cartografia ufficiale di origine glaciale, sono stati recentemente interpretati anch'essi come legati a movimenti di massa (G. V. DAL PIAZ, 1976).

L'accumulo preso in esame è sviluppato prevalentemente (oltre 2 km<sup>2</sup>) sull'attuale versante idrografico destro della Valle d'Ayas (fig. 3) ed in misura inferiore (circa 1 km<sup>2</sup>) su quello sinistro (fig. 4): secondo l'asse

(1) Nel F. 29 « Monte Rosa » della C.G.I. (FRANCHI & *alii*, 1912), in corrispondenza dell'incisione del T. Evançon dove l'accumulo preso in esame è costituito da enormi blocchi di roccia non disarticolati (tuttora riconoscibili, vedi fig. 10), era stata indicata l'esistenza del substrato roccioso affiorante al di sotto dei depositi (considerati di origine glaciale) costituenti la maggior parte dell'accumulo.



FIG. 4. - Aspetto del versante sinistro della Valle d'Ayas, visto dal Canale Ru Conrthand nel tratto immediatamente a S dell'accumulo: si osserva il corpo C che viene a contatto con la parte terminale del corpo A. Sullo sfondo si vede il settore occidentale del Massiccio del M. Rosa.

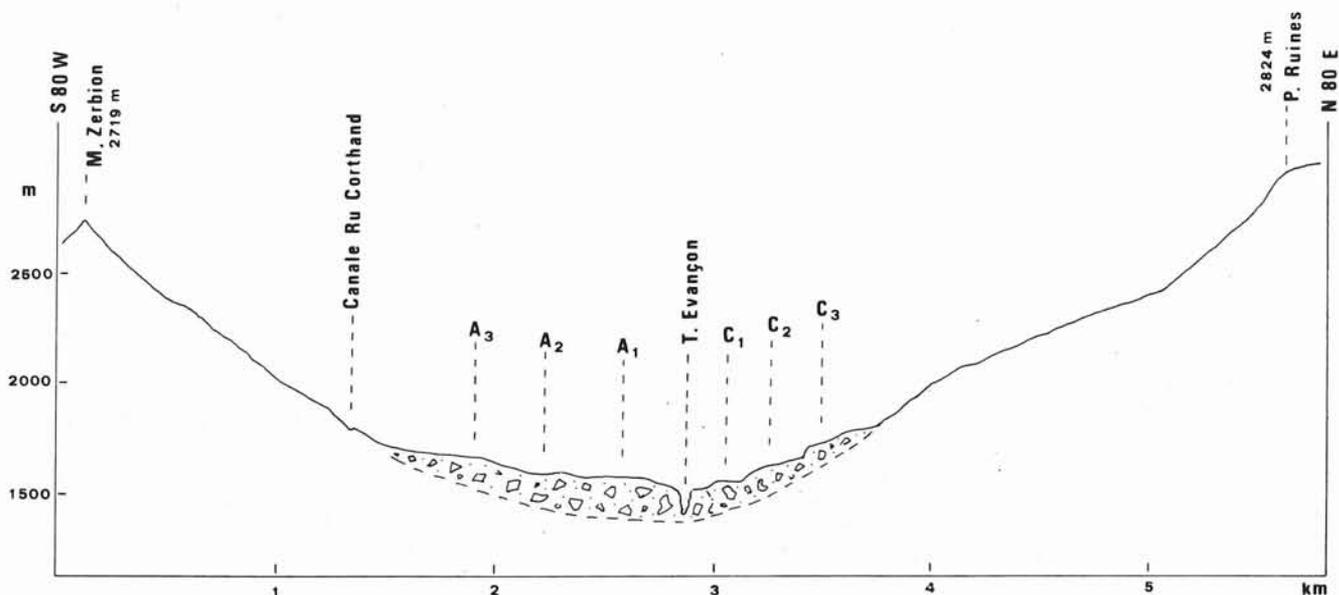


FIG. 5. - Profilo trasversale della Valle d'Ayas nel tratto in cui l'accumulo raggiunge le massime dimensioni. Si osserva che i corpi A e C, intersecati dal profilo, vengono a contatto frontale e mostrano un rapporto di interdigitazione; in prossimità del limite tra essi è impostata l'incisione del T. Evançon profonda oltre 80 m. Entrambi i corpi sono caratterizzati da superfici accidentate, per la presenza di ondulazioni trasversali al senso del movimento, legate ad una successione di eventi (A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> e A<sub>3</sub>; C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub> e C<sub>3</sub>).

della valle si estende complessivamente tra l'abitato di Corbet (1 510 m) e l'abitato di Extrepiera (1 393 m); trasversalmente (fig. 5) si estende da Pian Crespin sul versante destro (1 620 m) fin sotto l'Alpe Cleva Bella (2 000 m) sul versante opposto. A monte di esso (secondo l'asse vallivo) il fondovalle si presenta ampio e subpianeggiante, essendo sviluppato per 2 km di lunghezza alla quota di circa 1 500 m (fig. 6): come si vedrà meglio in seguito, i sedimenti lacustri che lo costituiscono rappresentano il riempimento del bacino creatosi con lo sbarramento della valle da parte dell'accumulo stesso <sup>(2)</sup>.

La litologia dell'accumulo rispecchia i litotipi affioranti nel tratto vallivo corrispondente (in cui risultano impostate le nicchie di distacco), costituito prevalentemente da prasiniti, serpentiniti e subordinatamente da calcescisti: più varia invece è la litologia del tratto vallivo a monte dell'accumulo in cui affiorano anche gneiss, micascisti, calcari, marmi e gabbri.

<sup>(2)</sup> Questo bacino, considerato da SACCO (1920; 1927) come legato allo sbarramento della valle ad opera di archi morenici, era stato oggetto di attenzione da parte di una « Società che voleva trasformarlo in un grande serbatoio artificiale sbarrandolo nella stretta di C. Corbet » (SACCO, 1920, p. 147).



FIG. 6. - Aspetto dell'ampia superficie suborizzontale (alla quota di circa 1 500 m) riconoscibile nel fondovalle della Valle d'Ayas, a monte dell'accumulo, per una lunghezza di circa 2 km ed una larghezza media di 300 m: su di essa si sviluppano gli abitati di Cornù, Meyteres e Trochey. I sedimenti lacustri che la costituiscono, colmano parzialmente l'incisione fluviale che interessa questo settore vallivo.

Il corpo di frana appare composito essendo costituito da tre corpi principali (indicati in fig. 9 con le lettere A, B, C) che mostrano di provenire da distinte nicchie di distacco; i diversi corpi hanno la caratteristica comune di formare, sia in pianta (fig. 1), sia in profilo (fig. 5), evidenti convessità nei versanti: la loro morfologia corrisponde quindi, come si è detto, a quella propria dei « coni di frana » (GORTANI, 1912; CASTIGLIONI, 1979). Sul versante destro è riconoscibile (fig. 7), più a monte considerando l'asse vallivo principale, il corpo A proveniente dal versante orientale del M. Zerbion; sullo stesso versante immediatamente più a valle è pure osservabile il corpo B proveniente dal versante nord-orientale del M. Jetire; sul versante sinistro (fig. 8) è infine riconoscibile il corpo C proveniente dal versante occidentale della P.ta Ruines.

I tre corpi principali appaiono addossati in uno spazio ristretto ed in parte sovrapposti. I corpi A e B vengono a contatto laterale ortogonalmente rispetto all'asse vallivo; il loro limite corrisponde (fig. 7) ad un solco (vedi nota 7), profondo in media una cinquantina di metri caratterizzato dalla presenza di due piccoli bacini palustri colmati, che drena attualmente il ruscellamento concentrato. I corpi A e C vengono invece a contatto frontale (figg. 5 e 8) parallelamente all'asse vallivo dove

in parte si sovrappongono: in prossimità del loro limite è attualmente impostata l'incisione del T. Evançon, in corrispondenza alla quale si osservano segni di una intensa degradazione.

Le superfici dei tre corpi, pur mostrando tra loro una diversa inclinazione media, sono sempre caratterizzate dalla presenza di aree con inclinazione più debole al margine superiore (al limite col versante roccioso) ed a quello inferiore (nella porzione che costituisce il riempimento dell'originario fondovalle) (fig. 5). Ciascun corpo presenta inoltre ondulazioni trasversali al senso del movimento (figg. 5, 7 e 8): i tre gradini riconoscibili in ogni corpo, in corrispondenza dei quali si ha pure la concentrazione dei blocchi di maggiori dimensioni, sembrano corrispondere alla porzione terminale (ossia al fronte) di apporti successivi; a questa suddivisione nei corpi di accumulo (indicata in fig. 9 con indici progressivi della stessa lettera) corrispondono anche altrettante nicchie di distacco secondarie entro le nicchie principali.

*Il corpo A* (fig. 9) mostra una estensione di oltre 1,5 km<sup>2</sup>; pur provenendo dal versante destro della valle il suo fronte lambisce la base del versante opposto. La potenza di questo corpo è valutabile, anche se non completamente, nell'incisione del T. Evançon: questa incisione, profonda circa 80 m, non raggiunge attualmente il substrato roccioso.



FIG. 7. - Aspetto del versante destro della Valle d'AYas visto dall'Alpe Cleva Bella a monte del corpo C, nel tratto compreso tra gli abitati di Extrepièra (all'estrema sinistra nella foto) e di Lignod (all'estrema destra): il fondovalle mostra un evidente rilievo in corrispondenza dell'accumulo preso in esame. Su questo versante esso è costituito dal corpo A (proveniente dal versante orientale del M. Zerbion) (indicato con Z) e dal corpo B (proveniente dal versante nordorientale del M. Jetire) (indicato con J): in entrambi sono riconoscibili ondulazioni trasversali al senso del movimento legate ad apporti successivi. Fra le nicchie di distacco ed i relativi corpi di accumulo si riconoscono distintamente gli alvei di frana attualmente corrispondenti a canali di valanga. I due corpi, sviluppati a quota leggermente diversa, sono separati tra loro da una depressione allungata che ospita due bacini palustri colmati; nel corpo A è inoltre riconoscibile il bacino palustre, anch'esso colmato, in località Campeggio Salesiano. A mezza costa (indicato dalle frecce) è infine distinguibile l'antichissimo Canale Ru Conrthand.

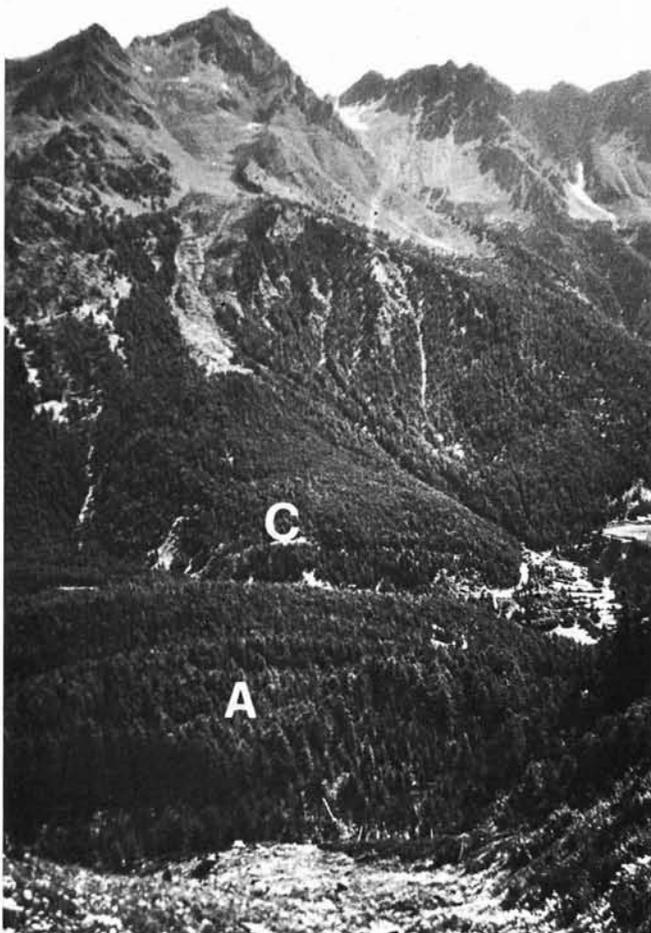


FIG. 8. - Aspetto del versante sinistro della Valle d'Ayas: sono osservabili il corpo C, il suo evidente alveo di frana e le nicchie di distacco (la nicchia principale coincide con la cresta di P.ta Ruines e quelle secondarie, a quota inferiore, sono sottolineate dalla presenza di pareti rocciose); sono inoltre distinguibili sia nel corpo C che in quello A ondulazioni trasversali al senso del movimento legate ad apporti successivi.

L'accumulo è costituito da blocchi di forma irregolare e contorni angolosi di dimensioni fino al migliaio di  $m^3$ , immersi in una matrice costituita da frammenti minuti di roccia: i blocchi di maggiori dimensioni sono prevalentemente concentrati in corrispondenza della parte frontale dei successivi apporti (fig. 9); particolarmente evidenti sono gli enormi blocchi di roccia (vedi nota 1) osservabili nella parte terminale del corpo  $A_1$ , in corrispondenza dell'incisione del T. Evançon (fig. 10), e del corpo  $A_2$ . L'abbondanza dei blocchi e le loro dimensioni (superiori in confronto agli elementi che costituiscono i corpi B e C) rendono la superficie nel dettaglio fortemente accidentata e quindi non utilizzabile per le colture (fig. 7). Questi blocchi appaiono fortemente frammentati (fig. 10) ed hanno una costituzione monotona: prevalgono nettamente gli elementi di prasiniti, mentre sono subordinati quelli costituiti da serpentiniti, cloritoscisti e calcesciti. Localmente si osservano lenti (di dimensioni metriche) costituite da una mescolanza di limo e massi più arrotondati litologicamente eterogenei, interpretabili verosimilmente come il prodotto della rielaborazione di depositi glaciali.

La superficie di questo corpo è caratterizzata dalla presenza di scarpate con altezza di qualche metro (figg. 5 e 9) in corrispondenza al fronte dei successivi apporti ( $A_1$ ,  $A_2$  e  $A_3$ ). L'inclinazione complessiva è inferiore a quella degli altri corpi (l'incli-

nazione media è di circa  $6^\circ-7^\circ$ ): essa è particolarmente debole in corrispondenza della porzione  $A_1$  che si sviluppa a quota inferiore.

Questo corpo appare rimodellato sia da processi di erosione che di accumulo. I settori in cui l'originaria morfologia risulta maggiormente obliterata sono quelli in corrispondenza rispettivamente dell'incisione attuale del T. Evançon e di un alveo abbandonato riconoscibile nella porzione settentrionale del corpo  $A_1$  (figg. 7 e 9): quest'ultimo prende origine da un bacino palustre, attualmente colmato, sviluppato a 1510 m di quota e allungato in direzione N-S per circa 350 m, in località Campeggio Salesiano (3). La parte superiore dell'accumulo risulta invece quasi completamente mascherata dalla presenza di un esteso cono di valanga.

La nicchia di distacco del corpo A, di forma concava e con inclinazione media di  $40^\circ$ , è chiaramente riconoscibile nel versante orientale del M. Zerbion (fig. 11): essa appare costituita dagli stessi litotipi rinvenuti nell'accumulo. Il suo margine superiore (corrispondente verosimilmente al distacco del corpo  $A_1$ ), parzialmente rimodellato, coincide con la cresta del M. Zerbion (m 2719); l'orlo meglio conservato (corrispondente al distacco del corpo  $A_2$ ) coincide invece con la parete subverticale, sviluppata intorno all'isoipsa 2350; ben conservato è pure l'orlo inferiore sviluppato alla quota di 2200 m. Nel settore compreso tra la nicchia e l'accumulo è pure molto evidente l'alveo di frana, profondamente inciso (fig. 11).

Il corpo B ha estensione di circa 800  $m^2$ : la sua attuale conservazione a ridosso del versante destro (fig. 3) non consente di riconoscere se in origine esso si estendesse a raggiungere o meno il versante opposto. La debole incisione operata in questo corpo da parte dei corsi d'acqua fa sì che sia riconoscibile solo una parte (circa 50 m) dello spessore complessivo in corrispondenza del solco che lo separa dal corpo A, il quale non raggiunge il substrato.

La superficie del corpo B appare anch'essa chiaramente composta: il limite tra i successivi apporti (soprattutto quello fra i corpi  $B_1$  e  $B_2$ ) è sottolineata da evidenti rotture di pendenza. L'inclinazione media è sensibile ( $20^\circ$ ) nella porzione mediana  $B_2$  ed è invece più modesta ( $15^\circ$ ) in corrispondenza della porzione inferiore ( $B_1$ ), dove il corpo si appoggia al fondovalle, e di quella superiore ( $B_3$ ), al limite con il versante roccioso.

Appare costituito da elementi, di forma irregolare e contorni angolosi, con dimensioni fino a qualche decina di  $m^3$ : questi elementi, che appaiono frammentati (fig. 12), sono immersi anche in questo corpo in una matrice formata da minuti frammenti di roccia; gli elementi di dimensioni maggiori (anche se non paragonabili a quelli osservabili nei corpi A e C) sono concentrati nella parte terminale dei corpi  $B_1$  e  $B_2$ . Il ridotto numero dei blocchi di dimensioni notevoli e l'abbondanza della matrice danno luogo ad una morfologia prevalentemente prativa.

La costituzione degli elementi che formano il corpo B è variabile tra i successivi apporti: nella porzione  $B_1$ , che si sviluppa a quota inferiore, prevalgono nettamente i frammenti di serpentiniti (fig. 12), mentre nelle porzioni  $B_2$  e  $B_3$  si osserva la mescolanza di questo litotipo con prasiniti e calcesciti.

La superficie del corpo B mostra un sensibile rimodellamento: in corrispondenza dell'abitato di Serva è infatti riconoscibile una incisione torrentizia con andamento circa N-S, sviluppata a quota variabile tra 1440 e 1420 m (riconoscibile in fig. 7 a monte del campeggio di Extrepièra); a W di C. Crespìn sopra l'accumulo si osserva pure la presenza di cono di valanga di modeste dimensioni; in corrispondenza del suo margine orientale si sviluppa inoltre una conoide alluvionale poco estesa.

La nicchia di distacco del corpo B, di forma concava e con inclinazione media di  $40^\circ$ , è riconoscibile, anche se parzialmente obliterata, sul versante nordorientale del M. Jetire (fig. 7): risulta costituita dagli stessi litotipi rinvenuti nell'accumulo. Essa appare pure composta: l'orlo principale si sviluppa in corrispon-

(3) Il toponimo « Cappella Pra Charbon » (fig. 9) deriva appunto verosimilmente dall'esistenza di torbiere in corrispondenza di questo bacino colmato.

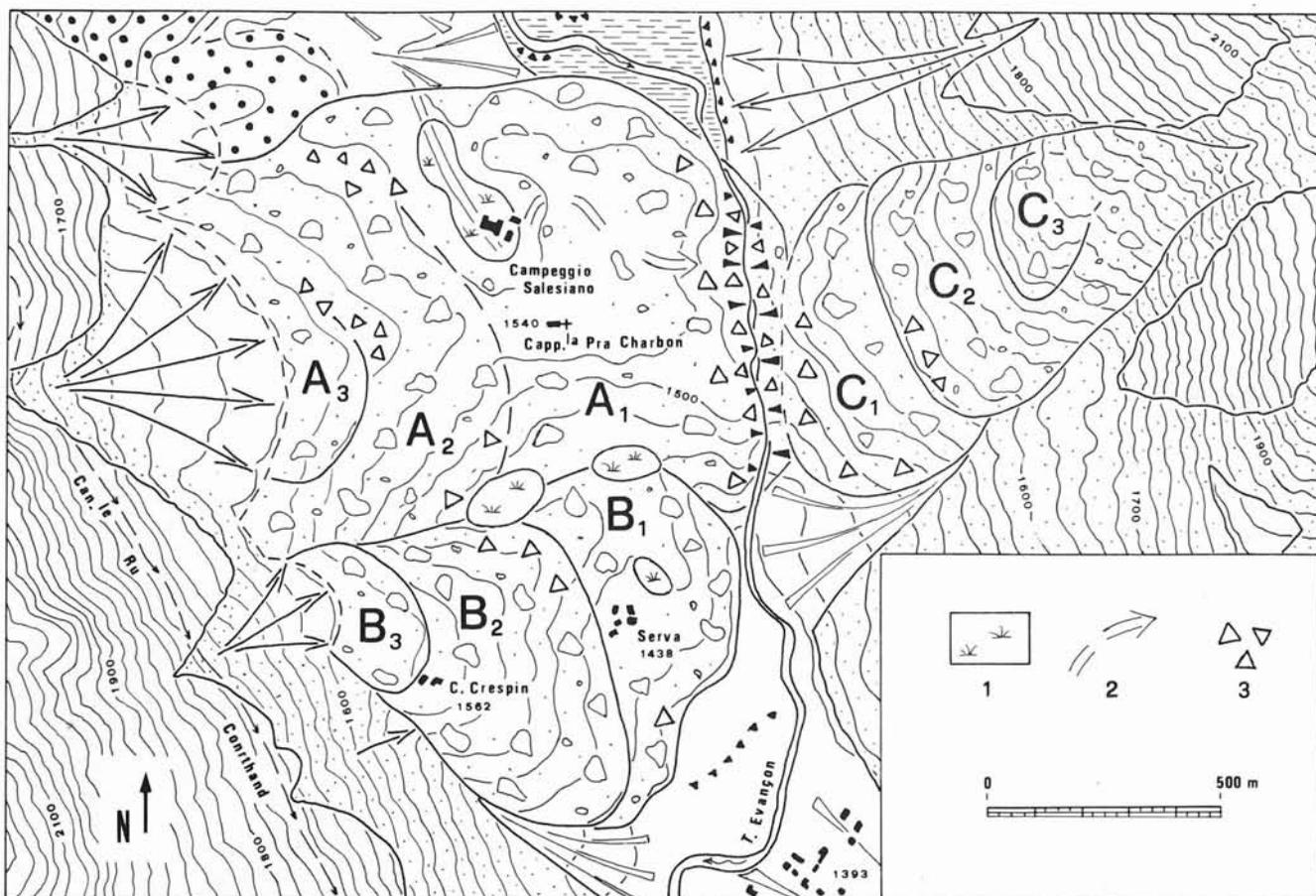


Fig. 9. - Carta geologica dettagliata dell'area presa in esame: l'accumulo appare composto in quanto costituito da diversi corpi (A, B e C) provenienti da distinte nicchie di distacco; le ulteriori suddivisioni all'interno di questi corpi (indicate con indici progressivi) corrispondono ad eventi successivi. I simboli utilizzati, oltre a quelli che compaiono in fig. 1, sono i seguenti: 1) depositi palustri; 2) alvei abbandonati parzialmente rimodellati; 3) aree caratterizzate dalla presenza di blocchi rocciosi di volume superiore ai 30 m<sup>3</sup>.

denza all'isoipsa 2300; a quota più bassa (attorno all'isoipsa 2000) è inoltre conservato un orlo secondario; al di sotto della nicchia, anch'esso parzialmente rimodellato, è riconoscibile l'alveo di frana.

Il corpo C ha un'estensione di circa 1 km<sup>2</sup>: esso è localizzato a ridosso del versante sinistro dove viene a contatto frontale col corpo A (fig. 13). La modesta incisione da parte del reticolato idrografico non consente, anche in questo corpo, di valutare la potenza complessiva: lo spessore minimo, superiore alla trentina di metri, è riconoscibile nelle incisioni dei corsi d'acqua impostati lungo il versante, che non raggiungono il substrato.

La superficie di questo corpo appare composta: il limite tra i successivi apporti è sottolineato da un evidente aumento di inclinazione (figg. 5 e 8): esso mostra nel suo complesso una inclinazione sensibile (24°) che diminuisce, come negli altri corpi, in corrispondenza alla porzione superiore ed a quella inferiore.

Appare costituito da elementi di forma irregolare e contorni angolosi con dimensioni molto variabili fino al centinaio di m<sup>3</sup>, immersi in una matrice formata da minuti frammenti di roccia. I blocchi di maggiori dimensioni appaiono concentrati in corrispondenza al fronte dei successivi apporti: particolarmente evidenti sono i grossi blocchi nella parte inferiore dei corpi C<sub>1</sub> e C<sub>2</sub>; la scarsità della matrice e l'abbondanza dei blocchi di dimensioni metriche danno luogo ad una morfologia piuttosto accidentata.

Ha anch'esso una costituzione litologica monotona essendo formato da serpentiniti e subordinatamente da prasiniti.



Fig. 10. - Aspetto dell'incisione del T. Evançon in corrispondenza del corpo A: si osserva un enorme blocco di prasiniti le cui dimensioni fanno sì che esso sia stato interpretato (nella cartografia geologica ufficiale) come un affioramento del substrato roccioso.



Fig. 11. - Aspetto del versante orientale del M. Zerbion (indicato dalla freccia verticale): si osserva la nicchia di distacco principale del corpo A, corrispondente alla cresta spartiacque, e le due nicchie di distacco, a quota inferiore, indicate dalle frecce orizzontali; al di sotto di queste è riconoscibile l'esteso alveo di frana.

Come il corpo A esso ingloba localmente lenti di depositi legati alla rielaborazione di sedimenti glaciali.

Questo corpo appare rimodellato molto debolmente dai corsi d'acqua sviluppati ai suoi margini laterali, impostati verosimilmente in corrispondenza delle rotture di pendenza esistenti in origine al limite con il versante roccioso.

La nicchia di distacco, di forma concava e con inclinazione media di 33°, è chiaramente riconoscibile sul versante occidentale della P.ta Ruines (fig. 8): la litologia è analoga a quella degli elementi costituenti l'accumulo. Essa appare composta: l'orlo superiore, che coincide con la cresta spartiacque (sviluppata attorno alla quota 2800 m) corrisponde verosimilmente al distacco del corpo C<sub>1</sub>; l'orlo intermedio (sviluppato attorno all'isoipsa 2200) e quello inferiore (sviluppato a quota 2100 m circa) corrispondono invece rispettivamente al distacco dei corpi C<sub>2</sub> e C<sub>3</sub>; tra la nicchia di distacco e l'accumulo è pure riconoscibile distintamente l'alveo di frana.

L'accumulo preso in esame in questo lavoro appare sostanzialmente stabilizzato: la definizione qui usata di « paleofrana » deriva essenzialmente dalla sua età, come



Fig. 12. - Aspetto dei grossi massi di serpentiniti osservabili nella parte terminale del corpo B<sub>1</sub>: essi appaiono sensibilmente frammentati come conseguenza del movimento subitò.



Fig. 13. - Sono osservabili il corpo C, sulla sinistra idrografica, ed il suo contatto frontale con il corpo A: a monte dell'accumulo (considerando l'asse vallivo) si può riconoscere una superficie poco estesa (su cui sorge l'abitato di Corbet) costituita da sedimenti lacustri di natura limoso-sabbiosa legati allo sbarramento vallivo (1).

si vedrà in seguito relativamente remota, oltre che dai caratteri analoghi a quelli segnalati per i fenomeni indicati con lo stesso termine in letteratura, quali la ripetitività e le estese dimensioni (CARRARO & alii, 1979 a).

Per meglio precisare la collocazione cronologica dei movimenti di massa che hanno dato origine all'insieme dei corpi A, B e C si sono analizzati i loro rapporti con i depositi e le forme riconoscibili nel tratto vallivo interessato dal fenomeno. L'accumulo è ospitato in una incisione valliva in cui si è riconosciuta la presenza, lungo il versante destro nel tratto immediatamente a N dell'accumulo, di due superfici terrazzate: queste appaiono sensibilmente sospese rispetto all'esteso bacino lacustre colmato corrispondente all'attuale fondovalle

FIG. 14. - Nella porzione valliva a monte dell'accumulo è riconoscibile l'esistenza di tre superfici poste a quota diversa: la più alta, sviluppata attorno a quota 1800 m, è costituita da depositi grossolani, corrispondenti a depositi glaciali di ablazione (a); quella intermedia, sviluppata a quota variabile tra 1700 e 1600 metri, è costituita da sedimenti meno grossolani ed immersi in una abbondante matrice limosa, corrispondenti a depositi glaciali di fondo (f); quella inferiore, sviluppata a quota di circa 1500 m e a sua volta suddivisa in due livelli, è costituita da sedimenti limoso-sabbiosi, corrispondenti a depositi lacustri (1) costituenti un esteso bacino colmato.



(fig. 14). La superficie più alta, sviluppata (per l'area rappresentata in fig. 1) attorno a quota 1800 m, è costituita da elementi angolosi, eterogenei litologicamente (gneiss, serpentiniti, calcescisti, micascisti, prasiniti, gabbri e calcari) e con dimensioni fino a qualche m<sup>3</sup>, mescolati ad una scarsa matrice limosa: tali caratteri suggeriscono di interpretarli come depositi glaciali di ablazione (a). La superficie terrazzata più bassa, sviluppata prevalentemente a quota compresa tra 1700 e 1600 metri, è costituita da elementi più arrotondati e talvolta striati, con litologia analoga ai precedenti ma dimensioni al massimo di qualche dm<sup>3</sup>, immersi in una abbondante matrice limosa: essi corrispondono verosimilmente a depositi glaciali di fondo (f.). Trattandosi di un settore poco distante dall'attuale fronte dei ghiacciai (circa 10 km di distanza e poche centinaia di m di dislivello rispetto alla fronte del ghiacciaio di Verra), si può supporre che il modellamento delle superfici terrazzate prima descritte sia legato alle fasi stadiali dell'ultima glaciazione; questa osservazione era già stata fatta da SACCO (1920) che aveva più in particolare ipotizzato che tali depositi fossero da riferire allo «Stadio gschnitziano?». Il fondovalle attuale, sviluppato in questo tratto attorno a 1500 m di quota, è invece da mettere in relazione alla successiva incisione fluviale, profonda oltre un centinaio di metri (4).

L'accumulo si sviluppa, per la quasi totalità, a quota inferiore rispetto alla superficie terrazzata più bassa (f), dimostrando così di essere posteriore a parte dell'approfondimento fluviale: il fatto inoltre che esso inglobi lenti di dimensioni metriche costituite dai depositi glaciali di fondo prima descritti è in accordo con l'età posteriore alle fasi stadiali a cui si è prima accennato.

A sostegno di questa interpretazione è pure l'evoluzione molto debole che mostra il suolo sviluppato localmente sull'accumulo: esso è caratterizzato da uno spessore di alterazione in genere di qualche decimetro e da un colore bruno giallastro (10-YR 5/6).

Il grado di rimodellamento dell'accumulo comprova tuttavia l'età relativamente antica: malgrado esso appaia complessivamente ben conservato (in ciascun corpo sono infatti tuttora riconoscibili sia le ondulazioni legate agli eventi successivi, sia i relativi alvei di frana e nicchie di distacco) appare inciso per oltre 80 m dal T. Evançon.

Le stesse considerazioni cronologiche fatte per l'accumulo valgono anche per i sedimenti lacustri legati, come si è detto, allo sbarramento della valle e quindi immediatamente successivi. Essi formano due superfici minori poste a quota leggermente diversa: quella più alta (a circa 1510 m di quota), e quindi più antica, è conservata in un settore di estensione modesta e risulta altimetricamente correlabile con quella in località Campoggio Salesiano (1 in fig. 13); quella inferiore (a circa 1500 m di quota) costituisce invece l'estesa piana sviluppata a N dell'accumulo (fig. 6). La natura dei sedimenti lacustri è riconoscibile solo in corrispondenza della superficie più alta, dove esistono gli unici affioramenti: qui si può osservare come essi siano costituiti da alternanze decimetriche di limi sabbiosi di colore grigio verdastro e da sabbie fini di colore grigio chiaro (5).

L'esistenza di due superfici costituite da sedimenti lacustri suggerisce che dapprima il bacino raggiungesse un livello maggiore ed il drenaggio avvenisse attraverso il paleoalveo riconoscibile nel corpo A<sub>1</sub>. In seguito, a causa di un parziale svuotamento del bacino legato verosimilmente all'erosione regressiva, la superficie più alta sarebbe stata sensibilmente smantellata e si sarebbe formata quella più bassa: il drenaggio avrebbe così assunto grossomodo l'andamento attuale approfondendosi progressivamente fino al totale svuotamento del bacino.

(4) Il fatto che l'attuale fondovalle corrisponda ad una superficie di accumulo di sedimenti lacustri suggerisce che l'approfondimento avvenuto prima della loro deposizione sia stato ancora maggiore.

(5) La natura fine di questi sedimenti suggerisce la possibilità di una loro datazione tramite uno studio palinologico.

Per riconoscere più in particolare la successione degli eventi che hanno dato origine ai corpi A, B e C si può innanzitutto ricordare che in ciascun corpo vi è stata la successione di tre episodi (distinti in fig. 9 con indici progressivi) attualmente caratterizzati da un differente grado di conservazione: il rimodellamento risulta evidente nei corpi A<sub>1</sub>, B<sub>1</sub> e C<sub>1</sub> (6), divenendo progressivamente meno marcato considerando gli apporti successivi.

È possibile inoltre tentare una correlazione tra i corpi A<sub>1</sub> e C<sub>1</sub>: malgrado il contatto tra essi sia difficilmente riconoscibile data l'omogeneità della costituzione litologica, sembra essere avvenuta, in corrispondenza delle loro « fronti », una mescolanza dei due corpi che ne suggerisce la contemporaneità (fig. 5). Non altrettanto evidenti sono invece i rapporti rispettivamente tra i corpi A<sub>1</sub> e B<sub>1</sub> e quelli tra A<sub>2</sub> e B<sub>2</sub>: il limite tra di essi corrisponde, come si è detto, ad un solco (7) ortogonale all'allungamento della valle che determina un limitato contatto tra questi corpi non consentendo di ipotizzare una loro successione cronologica.

Al fine di chiarire i rapporti tra i corpi A e B potrebbe essere utilizzabile l'osservazione che in ciascun corpo i primi due episodi sono caratterizzati da una maggiore estensione e dalla concentrazione in corrispondenza alle loro fronti dei blocchi di maggiori dimensioni. Tale osservazione, in assenza di altri elementi, rappresenta un dato a favore del distacco contemporaneo dalle tre nicchie prima delle porzioni A<sub>1</sub>, B<sub>1</sub> e C<sub>1</sub>, in un secondo tempo delle porzioni A<sub>2</sub>, B<sub>2</sub> e C<sub>2</sub> e quindi di quelle A<sub>3</sub>, B<sub>3</sub> e C<sub>3</sub>.

Circa le cause della realizzazione dei movimenti di massa che hanno dato origine all'accumulo preso in esame, essi possono essere messi in relazione ad un insieme di circostanze.

La diffusione dei fenomeni franosi classificabili come « paleofrane » riconosciuti in questi ultimi anni in tutto l'arco alpino occidentale, e più precisamente in Val di

Susa (RAMASCO & SUSELLA, 1979; CARRARO & *alii*, 1979 a), in Val Chisone (CARRARO & FORNO, 1981) ed in Val d'Aosta (GRASSO, 1968; PORTER & OROMBELLI, 1980; 1981) è stata messa in relazione negli studi per la realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia (CARRARO & *alii*, 1979 b), come causa predisponente, con la sensibile evoluzione tettonica recente di queste aree. Tali studi hanno dimostrato che questa evoluzione è consistita sia in un sollevamento areale continuo, anche se differenziato da punto a punto, di tutto il settore alpino, sia nella riattivazione e nella neoformazione di strutture disgiuntive (faglie e fratture). Più in particolare l'accumulo preso in esame è situato in corrispondenza del limite tra due « blocchi neotettonici » (8) caratterizzati da un sensibile sollevamento recente e separati tra loro dalla Faglia Aosta - Colle della Ranzola (CARRARO & *alii*, 1979 b). Lungo questa dislocazione subverticale, diretta circa E-W, è impostato il tratto della Valle d'Aosta, compreso tra Aosta e Saint Vincent, che risulta rettilineo: essa interseca la Valle d'Ayas in corrispondenza del Colle di Joux (fig. 15), ossia 3 km a Sud dell'accumulo (9).

(6) Ad esempio il sensibile rimodellamento avvenuto nel corpo A<sub>1</sub> fa sì che il paleovalveo indicato in fig. 9 appaia, nel tratto terminale, difficilmente riconoscibile.

(7) La natura di questo solco, almeno in parte primaria e non legata unicamente al ruscamento posteriore, è suggerita dall'andamento del profilo longitudinale: il fatto che esso sia caratterizzato dalla presenza di evidenti contropendenze (nelle quali sono ospitati piccoli bacini palustri colmati) suggerisce infatti che corrisponda alla fascia « rimasta vuota » in quanto compresa tra i due accumuli.

(8) Questi « blocchi neotettonici » sono indicati in CARRARO & *alii* (1979 b) rispettivamente come « Settore Valdostano » (contrassegnato con la sigla « 3 a ») e « Settore Ambin-Gran Paradiso » (contrassegnato con la sigla « 3 c »).

(9) Questo colle sembra corrispondere ad un ampio solco modellato, appunto lungo la Linea Aosta-Colle della Ranzola, dalla massa glaciale ospitata entro la Valle d'Aosta principale.



FIG. 15. - Aspetto dell'ampia depressione del Colle di Joux (vista da E) compresa tra la Testa di Comagna (a sinistra nella foto) ed il M. Zerbion (sulla destra). Oltre il colle è riconoscibile (anche se avvolto dalla foschia) il tratto della Valle d'Aosta (compreso tra Aosta e S. Vincent) con andamento rettilineo circa E-W, impostato lungo la Linea Aosta-Colle della Ranzola: questa struttura interseca la Valle d'Ayas appunto in corrispondenza del Colle di Joux (l'andamento della linea di faglia è indicato dal tratteggio). L'asterisco sulla destra della fotografia indica la localizzazione dell'accumulo preso in esame. Sullo sfondo, innevato, è riconoscibile il M. Bianco.

Gli studi sui sedimenti lacustri « postglaciali » di Saint Vincent, che appaiono deformati in corrispondenza di questa struttura (FERRARINO, ined.; CARRARO & FERRARINO, 1981) hanno permesso di riconoscere la sua evoluzione olocenica nel tratto compreso tra Nus e Saint Vincent: alla stessa attività potrebbe essere collegata l'esistenza dell'accumulo preso in esame. Osservando più in dettaglio l'area in cui questo è compreso, si nota che il Monte Zerbion appare delimitato verso S da una parete subverticale orientata circa E-W (indicata in fig. 1 con asterischi): l'andamento di questa parete, parallela a quella della faglia prima descritta, suggerisce che essa rappresenti l'espressione morfologica di una possibile accessoria di questa struttura, a cui potrebbe essere collegato più in particolare (sempre come causa predisponente) l'accumulo preso in esame.

Circa la causa determinante dei movimenti di massa responsabili della formazione dell'accumulo, una delle possibilità è la loro correlazione con una successione di scosse sismiche, responsabili della ripetizione degli episodi franosi: l'unico dato a favore di questa ipotesi è per ora rappresentato dal riconoscimento di deformazioni di natura sismica (« sismiti ») entro i sedimenti lacustri di Saint Vincent, riferiti come si è detto al Postglaciale (CARRARO & FERRARINO, 1981).

#### LAVORI CITATI

CARRARO F., DRAMIS F. & PIERUCCINI U. (1979a) - *Large scale landslides connected with neotectonic activity in the Alpine and Apennine ranges*. « Proc. 15th Plen. Meet. Comm. Geomorph. Surv. Mapp. », Modena, 7-15 settembre 1979, 213-230.

- CARRARO F., FERRERO E., FORNO M. G. & RICCI B. (1979b) - *Dati preliminari sulla evoluzione neotettonica dell'arco delle Alpi Occidentali*. In « Nuovi Contributi Realizzazione Carta Neotettonica Italia. CNR, Progetto Finalizzato Geodinamica », 235-249.
- CARRARO F. & FERRARINO G. (1981) - *Tentativi di realizzazione di un nuovo tipo di carte morfologiche: le carte morfostratigrafiche*. XVII Conv. Naz. Cartografia Ambiente. Venezia, 19-21 novembre 1981.
- CARRARO F. & FORNO M. G. (1981) - *Segnalazione di una « paleofrana » in Val Chisone presso Fenestrelle (Prov. di Torino)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 4, 48-54.
- CASTIGLIONI G. B. (1979) - *Geomorfologia*. Utet, Torino, 436 pp.
- DAL PIAZ G. V. (1976) - *Il lembo di ricoprimento del Pillonet (Falda della Dent-Blanche nelle Alpi Occidentali)*. Mem. Geol. Min. Univ. Padova, 31, 60 pp.
- FERRARINO G. (ined.) - *Analisi dell'origine ed evoluzione del bacino lacustre di Châtillon-S. Vincent*. Tesi di laurea, Università di Torino, 1979.
- FRANCHI S., MATTIROLO E., NOVARESE V. & STELLA A. (1912) - *Foglio 29 (Monte Rosa) della Carta Geologica d'Italia*. Serv. Geol. It., Roma.
- GORTANI M. (1912) - *Falde di detrito e coni di deiezione nella valle del Tagliamento*. Mem. Geogr., 6, 339-430.
- GRASSO F. (1968) - *La frana del Monte Avi (Valle d'Aosta)*. Boll. Soc. Geol. It., 87, 109-131.
- PORTER ST. C. & OROMBELLI G. (1980) - *Catastrophic rockfall of September 12, 1717 on the Italian flank of the Mont Blanc massif*. Zeitschr. Geomorph., n. s., 24 (2), 200-218.
- PORTER ST. C. & OROMBELLI G. (1981) - *Alpine rockfall hazards*. American Scientist, 69 (1), 67-75.
- RAMASCO M. & SUSELLA G. (1979) - *Studi geologici per il collegamento stradale tra il traforo del Frejus e Torino*. Serv. Geol. Reg. Piemonte, Sirea Print, Torino.
- SACCO F. (1920) - *Il glacialismo antico e moderno nelle alte valli di Ayas (Evançon) e di Gressoney (Lys) - (Valle d'Aosta)*. Boll. R. Com. Geol. It., 47, 145-198.
- SACCO F. (1927) - *Il glacialismo nella Valle d'Aosta*. Tip. Checchini, Torino, Min. LL.PP. Serv. Idrogr. Po, 66 pp.