

BERGZERREIßUNG E TALZUSCHUB

(Titolo originale: *Über Bergzerreißung und Talzuschub* - Geologische Rundschau, 58(3), 974-983, 1969)

Ulf Zischinsky

Traduzione a cura di: **A. Pasuto**⁽¹⁾ - **M. Soldati**⁽²⁾ - **F. Zanetti**⁽³⁾

⁽¹⁾ Istituto di Geologia Applicata - C.N.R., Padova

⁽²⁾ Istituto di Geologia, Università di Modena

⁽³⁾ Laurea in Lingue e Letterature Straniere, Università di Parma

PREMESSA

Ad Ulf Zischinsky, assistente presso il Geologisches Institut dell'Università di Vienna alla fine degli anni Sessanta, si deve una serie di pubblicazioni che risultano assai interessanti per chi si occupa dello studio delle Deformazioni Gravitative Profonde di Versante (D.G.P.V.); non a caso indicazioni di questi lavori sono ampiamente riportate nelle bibliografie di articoli scritti in ogni parte del mondo negli anni seguenti. L'autore, riprendendo temi già trattati da studiosi austriaci e tedeschi, tra cui in particolare Ampferer e Stini, approfondisce alcuni aspetti relativi all'instabilità dei versanti, evidenziando l'importanza dei fenomeni di deformazione gravitativa nell'evoluzione dei fianchi vallivi.

Il presente lavoro, risalente al 1969, nasce da un'idea del maestro di Ulf Zischinsky, Eberhard Clar, professore di Geologia all'Università di Vienna, che può essere considerato il primo vero geologo applicato austriaco. La nota illustra sotto diversi punti di vista (geomorfologico, strutturale, meccanico) due fenomeni connessi alla presenza di tali deformazioni: i cosiddetti Bergzerreißung e Talzuschub. Il primo termine si riferisce a fenomeni di sdoppiamento di cresta e ribassamento che avvengono nella parte sommitale del versante, il secondo a fenomeni di rigonfiamento che hanno luogo nella parte bassa del versante. Entrambi i termini vengono comunque utilizzati dall'Autore non soltanto per indicare un processo in atto, ma anche in senso puramente descrittivo.

Naturalmente il lavoro, soprattutto in relazione ad alcuni aspetti, appare datato, ma nonostante ciò vi si ritrovano alcune intuizioni ed ipotesi, che si segnalano per la loro originalità e che risultano tuttora attendibili.

Riteniamo, comunque, che una maggiore divulgazione di alcuni lavori "classici" sul tema delle D.G.P.V. possa essere utile per una migliore comprensione e per un uso più appropriato di determinati termini, potendo risalire alla loro definizione originaria. In questa ottica è stata intrapresa anche la traduzione dal tedesco di un altro, sicuramente più noto, scritto di Zischinsky: Über Sackungen.

Si desidera, infine, esprimere il più sentito ringraziamento al dr. Ulf Zischinsky per la revisione critica della traduzione effettuata insieme agli scriventi in occasione della sua gradita partecipazione al IV Seminario del Gruppo Informale del C.N.R. "Deformazioni Gravitative Profonde di Versante", tenutosi a Cortina d'Ampezzo dal 25 al 28 settembre 1990.

(A.P. & M.S.)

RIASSUNTO - *Bergzerreißung e Talzuschub*. Il Quaternario, 4(1b), 1991, pp. 215-222 - I termini *Bergzerreißung* e *Talzuschub* descrivono le caratteristiche morfologiche di grandi deformazioni di versante. Dal punto di vista strutturale, risulta peculiare la presenza di una zona di intensa deformazione (piegamento a uncino degli strati) al di sotto di una zona scarsamente deformata. Dagli elementi raccolti si è potuto dedurre un quadro generale di deformazione dei versanti. Ipotizzando una distribuzione lineare dello sforzo di taglio in senso verticale, si è rivelato possibile prevedere le caratteristiche meccaniche degli ammassi rocciosi. Da un confronto dei comportamenti di ghiaccio e roccia, scaturisce che le leggi meccaniche che regolano la deformazione del ghiaccio sono estendibili anche alle parti profonde della crosta terrestre.

ABSTRACT - *Bergzerreißung and Talzuschub*. Il Quaternario, 4(1b), 1991, pp. 215-222 - The terms *Bergzerreißung* (mountain splitting) and *Talzuschub* (closing-up of the valley) describe the morphological features of large down-hill movements. Their structural peculiarities are determined by a zone of internal rotation beneath a zone of only small internal deformation. From these data we can deduce a general plan of deformation of slopes. When assuming a linear distribution of shear stress they also allow the determination of the mechanical properties of rock masses. Comparing rock and ice in general we may conclude that these mechanical properties, mainly the flow law expressed by a power function, are valid also in deep parts of the earth crust.

Parole-chiave: Deformazione gravitativa profonda di versante, reologia, morfologia, Tirolo
Key-words: Deep-seated deformational slope deformation, rheology, morphology, Tyrol



Fig. 1 - Versante interessato da fenomeni gravitativi nei pressi di Nassereiner Alm (Kaunertal, Tirolo).
Slope affected by large gravitational processes near Nassereiner Alm (Kaunertal, Tyrol).

1. MORFOLOGIA

I movimenti di versante possono essere studiati mediante approcci diversi.

Tra questi il più comune è quello geomorfologico. I consueti concetti di *Bergzerreibung* e *Talzus Schub*, conosciuti da O. Ampferer (1939) e J. Stini (1941), illustrano infatti il fenomeno dal punto di vista morfologico.

Con il termine *Bergzerreibung*⁽¹⁾ Ampferer intende riferirsi al settore del movimento in cui i piani di taglio attivi arrivano ad interessare la superficie topografica: si tratta dunque, in particolare, della zona sommitale del versante deformato (Figg. 1 e 2).

Il concetto di *Talzus Schub*⁽²⁾ di Stini corrisponde, invece, al fenomeno di rigonfiamento della massa che fa assumere al pendio un profilo convesso al di sotto della concavità corrispondente alla zona sommitale ribassata; in seguito a ciò i versanti si spingono verso il centro della valle, tendendo a chiuderla.

2. STRUTTURA

Un ulteriore possibile approccio è da considerarsi

(1) N.d.T.: tale termine corrisponde generalmente in letteratura all'inglese *mountain splitting* ed all'italiano "sdoppiamento di cresta".

(2) N.d.T.: tale termine corrisponde generalmente in letteratura all'inglese *closing-up of the valleys, valley bulging* ed all'italiano "rigonfiamento".



Fig. 2 - Sdoppiamento di cresta nella Kaunertal, visto secondo la direzione delle creste.
Mountain splitting in Kaunertal seen in the crests direction.



Fig. 3 - *Talzus Schub* bilaterale presso Kaunertal-Jägerhaus visto da nord. In secondo piano, è riconoscibile ancora la forma a U della valle glaciale, nella quale si è sviluppato il *Talzus Schub*.

Bilateral closing-up of the valley (Talzus Schub) near Kaunertal-Jägerhaus seen from the north. The U-shape of the glacial valley where Talzus Schub occurred is visible in the background.

quello strutturale. Anche per coloro che si interessano solamente di geologia regionale è importante sapere che la "tettonica di versante" può causare grandi deformazioni delle strutture regionali. Ma addirittura H.P. Cornelius⁽³⁾ ha supposto che l'anomala immersione a nord della Zona di Matri im Osttirol, a Glunzerberg nei pressi di Matri im Osttirol, sia un fenomeno puramente tettonico. In effetti, si tratta solamente di una rotazione dei piani di scistosità (superfici *s*), che dobbiamo attribuire alla presenza di una grande *Sackung*⁽⁴⁾ (Fig. 4).

3. INTERPRETAZIONE MECCANICA

Il tipo di approccio fondamentale nello studio di fianchi vallivi instabili si dimostra, tuttavia, quello meccanico: esso permette di affrontare il fenomeno in maniera più completa e collega in modo significativo i punti di vista finora considerati.

Un corpo sottoposto ad una sollecitazione reagisce ad essa attraverso un mutamento della propria forma, cioè attraverso una deformazione. Si tratta di un mutamento sia della "forma esterna" (morfologia) che della "forma interna" (struttura) (Sander, 1948).

(3) N.d.T.: Illustre geologo alpino attivo tra le due guerre presso l'Università di Vienna, dove ebbe come allievo Eberhard Clar.

(4) N.d.T.: il versante qui considerato è costituito in prevalenza da rocce metamorfiche scistose.

La deformazione di un versante rappresenta il caso, molto raro in geologia, in cui una deformazione può essere studiata sulla base dei mutamenti di entrambe le "forme" sopra menzionate: sia attraverso una cartografia geomorfologica della superficie del versante, sia attraverso un'analisi strutturale dell'ammasso roccioso. Sulla base di una serie di casi analizzati (di *Sackung*, ma non di *Gleitung*; per la definizione si veda anche Zischinsky, 1966) si possono sintetizzare nel modo seguente le caratteristiche principali delle deformazioni di versante (Fig. 5):

1. Il profilo di versante si articola in una parte concava in alto (ribassamento della massa) e in un piede inarcato convesso, con rigonfiamento della massa (Bordet, 1959).
2. La modificazione della struttura originaria può essere descritta, se la giacitura degli strati lo permette, come una deformazione a uncino a grande scala che ha luogo, all'interno del versante, al di sotto di una zona poco deformata, che viene, per così dire, trascinata passivamente.
3. Prevalentemente nella parte sommitale del versante sono presenti piani di taglio, che in generale scompaiono scendendo all'interno del versante. Non si sviluppa, infatti, necessariamente un piano di scorrimento basale.

Da questi dati si possono dedurre gli elementi di un quadro generale di deformazione:

1. Si può costruire la direzione dei vettori di movimento.

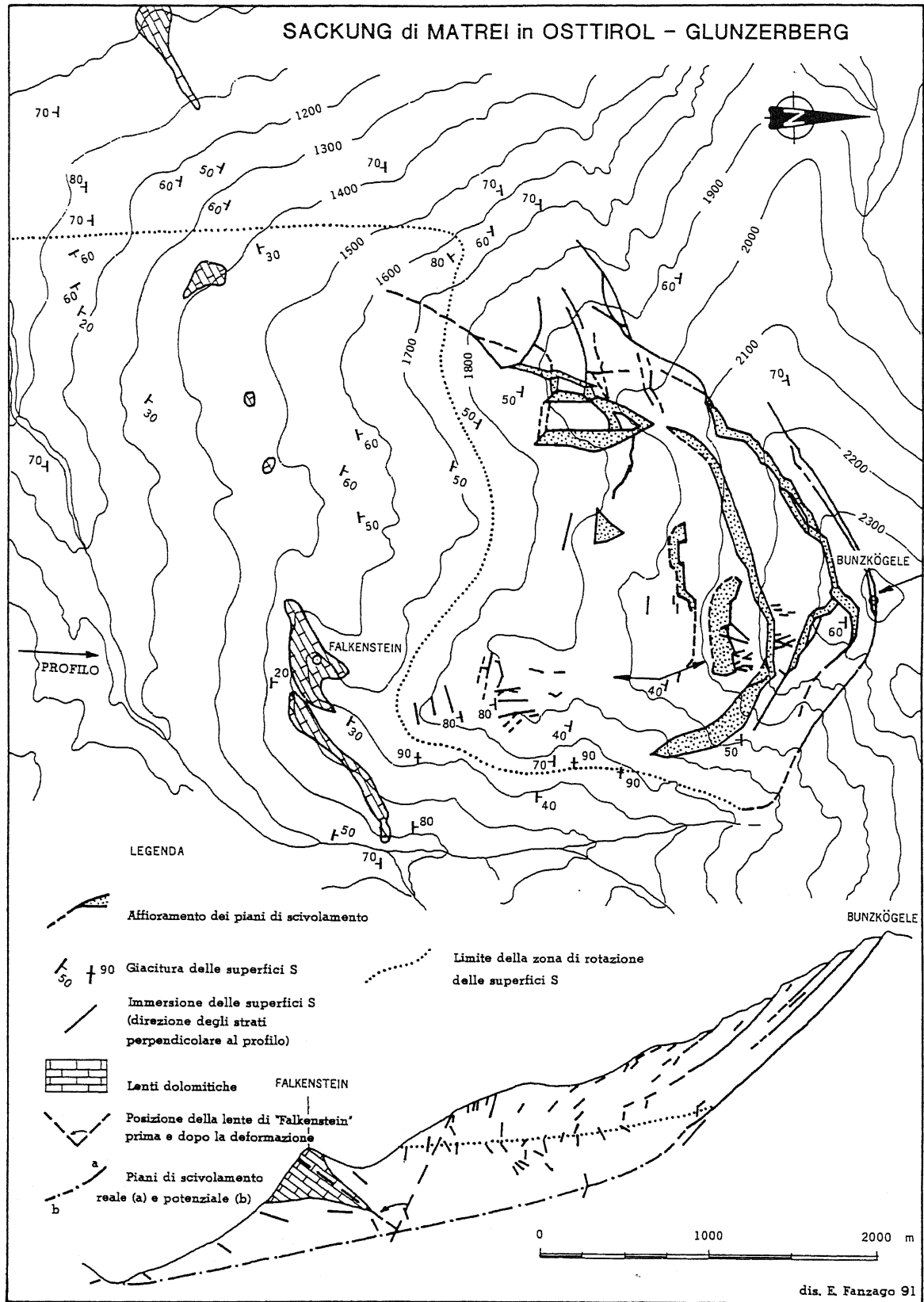


Figura 4

Sackung at Matrei im Osttirol-Glunzerberg. Legend: 1) Outcropping slip surfaces; 2) S surface attitude; 3) S surface dip (strike of strata is perpendicular to the section); 4) Dolomite lens; 5) Position of "Falkenstein lens" before and after deformation; 6) Actual (a) and potential (b) slip surfaces; 7) Boundary of rotation zone of S surface.

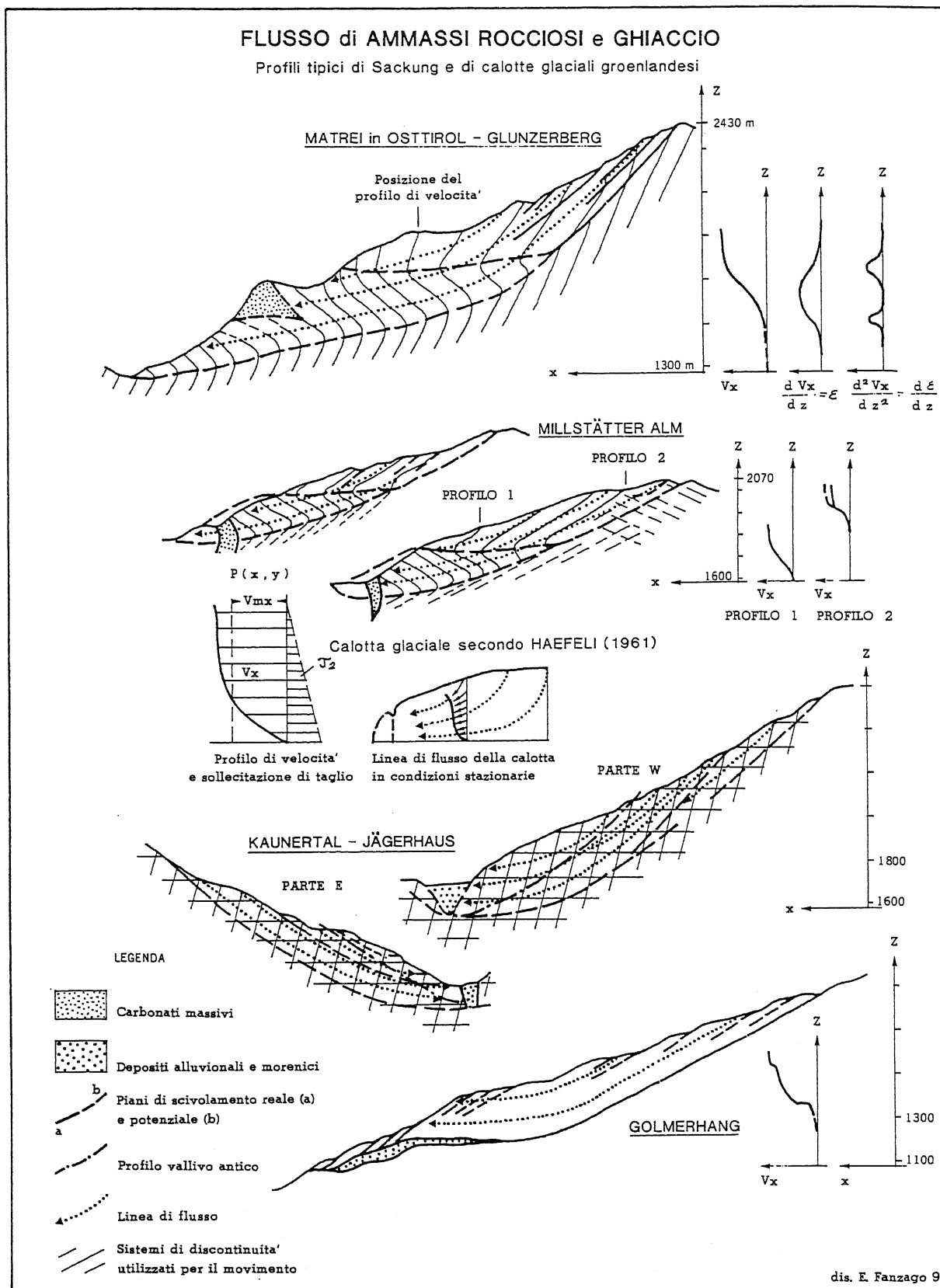


Figura 5

Flow of rock and ice masses. Typical profile of Sackung and Greenland ice sheets. Legend: 1) Position of velocity profile; 2) Ice sheet acc. to Haefeli (1961); 3) Velocity profile and shear stress; 4) Flow lines within the ice sheet in stationary conditions; 5) Massive carbonates; 6) Alluvial and morainic deposits; 7) Actual (a) and potential (b) slip surfaces; 8) Old valley profile; 9) Flow line; 10) Discontinuity surfaces used by movements.

2. Si può indicare la loro somma, per lo meno la loro reciproca relazione, quindi il profilo del movimento.
3. Se si suppone che la deformazione avvenga contemporaneamente per l'intero corpo, i vettori di movimento diventano anche vettori di velocità. Le loro direzioni si riassumono in linee di flusso e il profilo del movimento diventa il profilo delle velocità relative.

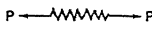
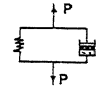
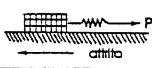
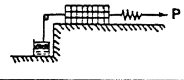


DEFORMAZIONE	NOME	MODELLO MECCANICO	RELAZIONE TRA FORZA E DEFORMAZIONE
elastica	HOOKE		$P = \alpha x$
anelastica (ritardata)	KELVIN		$P = \alpha x + \beta \frac{dx}{dt}$
plastica	ST. VENANT		$P = c$
visco-plastica	BINGHAM		$P = c + \beta \frac{dx}{dt}$
rilassata	MAXWELL		$\frac{dx}{dt} = a P + b \frac{dP}{dt}$
viscosa	NEWTON		$P = \beta \frac{dx}{dt}$

Fig. 6 - Schema degli stati di deformazione secondo Salustowicz (da Jacobi O., *Discussione di Salustowicz*, 1958) (modificato).

Scheme of states of deformation acc. to Salustowicz (from Jacobi O., *Salustowicz's Discussion*, 1958) (modified).

4. Il versante è costituito da due zone con una diversa "mobilità delle parti"⁽⁵⁾: nella parte superiore prevale una deformazione fragile, nella parte inferiore prevale, invece, una deformazione duttile, in rapporto alla scala del corpo deformato⁽⁶⁾. E' perciò determinante il fatto che si verifichi una diversa "mobilità

(5) N.d.T.: l'autore riprende il concetto di *Teilbeweglichkeit* secondo Sander (1948). Con tale termine si intende la mobilitazione dei componenti di un corpo (atomi o gruppi di atomi, cristalli o strutture di ordine superiore), quando questo subisce una modificazione fisica e/o chimica. Si possono distinguere due tipi di modificazione. Il primo, definibile come deformazione meccanica pura, si sviluppa in dipendenza delle forze esterne che tendono a cambiare la forma di un corpo e comprende tipologie di movimento ben precise, analizzate dalla Meccanica del Continuo ("movimento delle parti diretto"); il secondo prevede movimenti legati all'azione di forze interatomiche che seguono le leggi di cristallizzazione, diffusione, reazione chimica etc. ("movimento delle parti indiretto").

(6) N.d.T.: secondo l'autore, infatti, si può ancora parlare di deformazioni nel caso in cui siano presenti fratture metriche, purché all'interno di ammassi rocciosi con dimensioni di centinaia di metri.

delle parti effettiva", pur presentando la massa del versante nel suo complesso una uguale⁽⁷⁾ "mobilità potenziale delle parti"⁽⁸⁾.

Da questo quadro di deformazione si può concludere ipotizzando una sollecitazione di taglio sul materiale roccioso, derivante dalla forza di gravità (analogamente a Haefeli, 1961), che cresce linearmente con la profondità. Se non si prende in considerazione la diversa "mobilità delle parti effettiva" del versante, cioè si osserva una zona di ordine di grandezza tale che i piani di scorrimento cartografabili a scala 1:10.000 diventino invisibili (non individuabili in modo preciso), allora ci si può limitare all'interpretazione dell'andamento delle linee di flusso e del profilo della velocità. Questi evidenziano rapporti simili a quelli propri della dinamica dei fluidi correnti a pelo libero. Ciò significa, soprattutto, che la deformazione viene essenzialmente caratterizzata attraverso la relazione tra la velocità di deformazione ($\dot{\epsilon}$)⁽⁹⁾ e la sollecitazione di taglio (τ) (Figg. 6 e 7).

La relazione più semplice tra queste due grandezze è quella lineare dei fluidi newtoniani: $\tau = \mu \dot{\epsilon}$ (μ = viscosità) (cfr. Salustowicz, 1958). Questo modello però non è sufficiente, in quanto la zona più superficiale, poco deformata al suo interno, non viene rappresentata. Se consideriamo questa zona come un corpo rigido che esercita un carico statico, si deve allora utilizzare come modello fisico quello del "corpo di Bingham", che prevede un comportamento rigido sotto una piccola sollecitazione e, subito al di sopra di una sollecitazione limite, cioè il limite di snervamento, un comportamento fluido viscoso ($\tau = \tau_0 + \mu \dot{\epsilon}$). Se però vogliamo prendere in considerazione il fatto che questa parte superiore presenti una certa deformazione, allora dobbiamo scrivere la relazione tra τ e $\dot{\epsilon}$ come funzione di potenza: $\dot{\epsilon} = a \tau^b$. Haefeli chiamò tale materiale "un fluido viscoso incompleto", Körner (1964) lo definì un "fluido strutturalmente viscoso".

Osserviamo, però, che accanto alla deformazione duttile ha luogo anche una deformazione fragile⁽¹⁰⁾. Dobbiamo quindi ampliare ancora il nostro modello fisico, introducendovi la resistenza al taglio dell'ammasso roccioso. La più semplice formulazione della resistenza al taglio risulta dalla Legge di Coulomb: $\tau_s = \sigma \tan \phi + c$ (τ_s =

(7) N.d.T.: ciò dipende dal fatto che l'autore si riferisce ad un ammasso roccioso litologicamente omogeneo.

(8) La "mobilità delle parti effettiva" è la "mobilità delle parti" oggettivamente rilevabile dal quadro di movimento. Essa comprende, dunque, le caratteristiche di deformazione dell'ammasso roccioso e lo stato reale della sollecitazione. La "mobilità delle parti potenziale" è indipendente da entrambi questi fattori, essendo legata essenzialmente alla struttura ed in parte anche alle caratteristiche petrografiche.

(9) N.d.T.: $\dot{\epsilon} = dx/dt$

(10) N.d.T.: si torna dunque ad una scala maggiore ($\geq 1:10.000$), tramite la quale si possano individuare le superfici di taglio.

resistenza al taglio; σ = tensione verticale; $\tan \phi$ = angolo di attrito interno; c = coesione). Quest'ipotesi contempla, fra l'altro, che la resistenza al taglio unitamente a σ , e perciò anche alla pressione di confinamento, aumenti con la profondità. Ciò concorda con i risultati di esperienze derivanti dallo studio delle proprietà dei materiali ed anche direttamente con il fatto, riscontrato sul terreno che le superfici di taglio sono presenti solo nella parte superiore del versante e scompaiono verso il basso all'interno della massa.

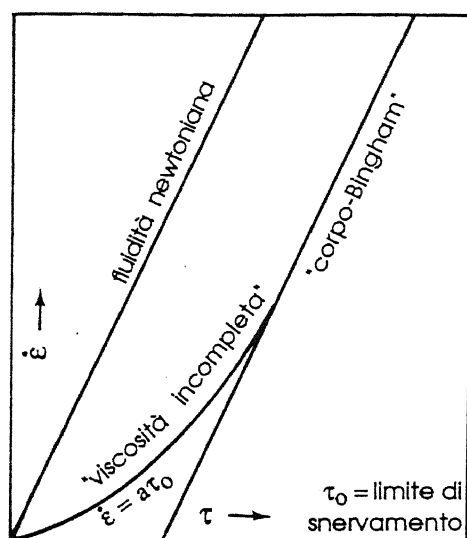


Fig. 7 - Curve tipiche di snervamento (secondo Haefeli) (modificato).

Typical yield curves (acc. to Haefeli) (modified).

4. MOVIMENTI DI VERSANTE COME MODELLO PER PROCESSI TETTONICI

I versanti studiati presentano dislivelli superiori ai 1000 m, distanze orizzontali tra sommità e piede del pendio di oltre 2 km e lunghezze che superano talora i 3 km. Si tratta dunque di corpi che rientrano quasi in una scala tettonica. Le caratteristiche di una deformazione di versante, dedotte dagli schemi di movimento propri della "tettonica di versante" qui descritta, dovrebbero perciò essere valide anche per i movimenti puramente tettonici della crosta terrestre più superficiale.

E' già stato spesso evidenziato (ad es. W. Schmidt, 1922) che, all'aumentare della profondità, l'andamento della temperatura del ghiaccio è analogo a quello della crosta terrestre (stesse relazioni con la temperatura di fusione⁽¹¹⁾). In particolare, per il ghiaccio, che è definibile come roccia monominerale, è valido lo stesso modello fisico descritto per gli ammassi rocciosi nel capitolo pre-

(11) N.d.T.: ovvero $t_g/T_g = t_r/T_r$; dove t_g = temperatura del ghiaccio; T_g = temperatura di fusione del ghiaccio; t_r = temperatura della roccia; T_r = temperatura di fusione della roccia.

cedente $\dot{\epsilon} = a\tau^b$. Ciò vale tanto per i ghiacci "freddi" delle grandi calotte quanto per i ghiacci "temperati" dei ghiacciai montani. Le variazioni di temperatura influenzano il parametro a dell'equazione reologica (Haefeli, 1961). Ma ciò significa che un'accresciuta presenza della fase fluida ed un maggiore "movimento delle parti indiretto"⁽¹²⁾, possono essere senz'altro spiegati con un'equazione meccanica.

Si può concludere per analogia che la legge di flusso sopra descritta $\dot{\epsilon} = a\tau^b$, è valida nella sua forma generale anche per la zona della crosta più profonda e che le variazioni chimiche, che là assumono un ruolo importante possono essere rappresentate dai parametri a e b . Le note definizioni di "movimento delle parti indiretto" e di "Principio di Rieck" formulano lo stesso concetto da un punto di vista puramente descrittivo.

In questo modo abbiamo per la prima volta a disposizione un modello fisico, valido per l'intera zona della crosta terrestre, nel quale trova espressione la dipendenza della deformazione dal fattore tempo, così importante nella tettonica.

Possiamo dunque aggiungere un altro tipo di approccio a quelli sopra menzionati: movimenti di versante come modello utilizzabile in campo tettonico.

BIBLIOGRAFIA

- Ampferer O. (1939) - *Über einige Formen der BergzerreiBung*. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, m.-n. Kl., 148, 1-14.
- Bordet Cl. (1959) - *Les modes de circulation de l'eau dans les terrains cristallins (d'après des observations en galerie)*. Les congrès et colloques de l'Université de Liege, 14.
- Clar E. (1965) - *Über den geologischen Gegensatz von Gestein und Fels*. Mitt. Inst. Grundb. Bodenmech. TH Wien, 6, 41-53.
- Haefeli R. (1961) - *Eine Parallele zwischen der Eiskalotte Jungfrauoch und den großen Eisschildern der Arktis und Antarktis*. Geol. Bauwes., 26, 191-213.
- Körner H. (1964) - *Schnee- und Eismechanik und einige ihrer Beziehungen zur Geologie*. Felsmech. und Ing.-Geol., 2, 45-67.
- Salustowicz A. (1958) - *Neue Anschauungen über den Spannungs- und Formänderungszustand im Gebirge in der Nachbarschaft bergmännischer Hohlräume*. Abh. Dt. Akad. Wiss. Berlin; Kl. Bergbau usw., 2a, 5-11.
- Sander B. (1948) - *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*. 1, Wien-Innsbruck (Springer),

(12) N.d.T.: trasporto di materiale dovuto a soluzione e ricristallizzazione (*mittelbare Teilbewegung*).

215 pp.

Schmidt W. (1922) - *Über Gebirgsbildungshypothesen*. Jb. Geol. B. Anst. Wien, **72**, 1-18.

Stini J. (1941) - *Unsere Täler wachsen zu*. Geol. Bauwes., **13**, 71-79.

Zischinsky U. (1966) - *On the Deformation of High Slopes*. Proc. 1st Conf. Int. Soc. Rock Mech., Lisbon, Theme 6, 179-185.

Accettato per la stampa il 4.3.1991