

Eduard Gerber und Adrian E. Scheidegger

«Unverändert bleiben in der Regel im Alpengebiet nur Punkte auf Berggipfeln, Gratlinien und Felsbändern, und auch hier darf nicht sicher mit Festbleiben gerechnet werden. Die meisten Triangulationspunkte befinden sich jedoch in den Talhängen, und Talhänge rutschen ausnahmslos mehr oder weniger rasch abwärts.» (Kobold, 1959.)

Beobachtungen

Allgemeines

Das Zitat aus der Arbeit Kobolds belegt die Tatsache, daß in allen Hängen der Alpen — wir dürfen erweiternd auch beifügen: des Juras — objektiv meßbare Bewegungen stattfinden.

Kobold fährt fort:

«Wir betrachten in unserm Land Talwärtswanderungen von bis zu 5 mm jährlich als normal (in 20 Jahren also 10 cm) und daher als kaum bemerkenswert. Auch jährliche Verschiebungen von 1 bis 2 cm gelten nicht als außergewöhnlich, und nur wesentlich größere Beträge werden besonders beachtet. Sie sind häufiger, als allgemein angenommen

wird und treten namentlich in Zonen weichen Gesteins auf. So stellte sich beim Bau eines Kraftwerkes heraus, daß die Verschiebungen der in den unteren Teilen der Talhänge liegenden Punkte der Triangulation 4. Ordnung zwischen den Jahren 1933 und 1955 etwa 1½ m betragen. Doch sind Zonen in unserm Land bekannt, wo die jährlichen Verschiebungen Beträge von mehreren Dezimetern erreichen.»

Diese Werte ergeben, auf geschichtliche Zeiträume umgerechnet, Gehängeverschiebungen von Metern. Extrapolieren wir — mit allen Vorbehalten, welche durch Klimaänderungen notwendig erscheinen — auf geologische Zeiträume, so kann für 20 000 Jahre auf Verschiebungen von 100 m und mehr geschlossen werden.

Wenn wir dies in Betracht ziehen, so erscheint es zweifelhaft, daß das Gehänge eine Art Museum von in den Höhenlagen unveränderten Formen darstellt, besonders wenn man weiß, daß sich unter den meßbar verschobenen Formen auch Felsterassen von großer Ausdehnung befinden, wie zum Beispiel diejenige von Braunwald (Fig. 1).

Gehängebewegungen verschiedenster Größenordnung gehören zum vielgestaltigen Fragenkomplex der Talbildung, dem Kernproblem vor allem der al-

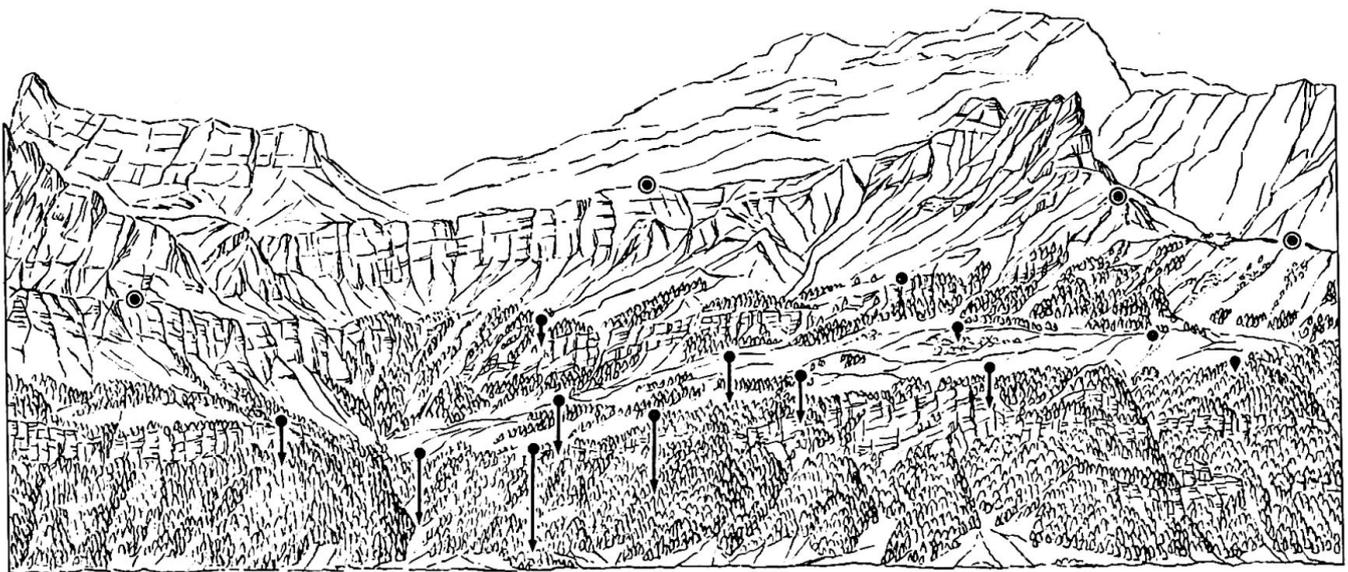


Fig.1 Die Terrasse von Braunwald im Linthtal. Die Pfeile geben die mittlere jährliche Höhenverschiebung eingemessener Punkte der Periode 1925—1954 an. Die Beträge schwanken zwischen 3 und 16 mm pro Jahr. Horizontalverschiebungen von 1—42 mm pro Jahr (aus Kobold 1959).

pinen Morphologie. Ihr Studium und ihre theoretische Deutung sind dementsprechend vordringliche Probleme. Hier soll ein Teil eines solchen, die *Massenbewegungen in Lockerschutt* in der Falllinienrichtung des Gehänges, herausgenommen werden.

Eine Differenzierung der Hänge kann nach der Oberflächenneigung vorgenommen werden (Gerber 1963). Die Gehänge zeigen sich in zwei Erscheinungsformen: als Felshänge und als Schuttmantelhänge. Felshänge sind fast ausnahmslos *Steilhänge*, die wir als Flächen definieren, die so stark geneigt sind, daß darauf einmal in Bewegung geratenes Lockermaterial nicht mehr zum Stillstand kommt, sondern abstürzt oder rasch abgleitet. Das sind je nach dem Material Gehänge mit im Minimum 35—43° Neigung. Lockerschutt kann sich auf solchen Flächen nicht anhäufen. Ein Steilhang kann nur abgebaut werden; es gibt keinen Vorgang, durch den ein Steilhang Zuwachs durch Lockergestein erhält. Die Verwitterung durch Einwirkung von Luft und Wasser kann nicht bis zur Feinmaterialbildung fortschreiten. Es fehlt im Vegetationsbereich deshalb eine geschlossene Decke höherer Pflanzen. An der Rückwitterung sind geomechanische Vorgänge beteiligt, die so wirken, daß der Hang nicht flacher wird, sondern als Wand zurückwittert (Gerber und Scheidegger 1965). Die meisten Felshänge sind deshalb steiler als der oben angegebene Minimalwinkel, von Treppungen abgesehen meist 60—90° und partienweise auch überhängend. Steilhänge sind oft tief zerklüftet und von Spalten durchzogen, denen entlang Bewegungen stattfinden. Ampferer (1941) hat von Bergzerreißen gesprochen.

Den Steilhängen stehen die *Flachhänge* gegenüber. Der Neigungswinkel dieser Hänge muß so klein sein, daß sich auf ihnen Lockerschutt anhäufen kann. Bei geschütteten Halden ergeben sich je nach Material maximale Neigungswinkel von 35° bis 43°. Es ist aber nicht zu übersehen, daß in Flachhängen, die schuttbedeckt sind, durch Unterschneiden oder durch Kriechbewegungen in kohärentem Material sekundär auch größere Neigungen, aber nur beschränkter Höhe, möglich sind. Wie noch eingehender beschrieben werden soll, finden in all diesen Hängen kleinere oder größere Bewegungen statt; diese sind jedoch normalerweise so langsam, daß die Verwitterung im Hang bis zur Feinmaterialbildung fortschreiten kann und im Vegetationsbereich Flachhänge meist von einem geschlossenen Rasen oder Wald bedeckt sind.

Es gibt auch Flachhänge ohne Schuttmantel, auf denen der Fels bloßliegt, zum Beispiel dort, wo der Gletscher eine Felsfläche erst vor kurzem verlassen und keine Grundmoräne abgelagert hat, dann auf frisch entblößten Rutschflächen im Fels und auf Karren-Feldern. Gesamthaft besehen, sind aber

die meisten Flachhänge von einer mehr oder weniger mächtigen Schuttdecke überzogen, so daß für die Mehrzahl der Flachhänge die Bezeichnung *Schuttmantelhänge* charakteristisch ist.

Unter dem Schuttmantel befindet sich das Anstehende. Meist ist dies Festgestein. Es kann aber, besonders im Jura, auch ein nur mangelhaft verfestigtes Lockergestein sein. Im Einzelfall ist es an einem kleinen Aufschluß oft schwer zu entscheiden, ob das sichtbare Gestein wirklich anstehend oder nur pseudoanstehend (also schon aus dem festen Verband gelöst) ist. Im Jura wie in den tiefdurchtalteten Alpen haben flächenmäßig die Flachhänge eine weit größere Verbreitung als die Steilhänge.

Material und Lagerungsverhältnisse des Schuttmantels

Beim Schuttmantel handelt es sich petrographisch um ein Lockergestein. Der Bauingenieur nennt ihn Boden und beschreibt sein Verhalten in der Bodenmechanik (das der Festgesteine in der Felsmechanik). Unter dem Begriff Boden versteht die Petrographie wie auch die vorwiegend vom Acker- und Waldbau geförderte Bodenkunde nur eine bestimmte Art von Lockergestein, nämlich die die Pflanzen ernährende, von einer reichen Mikroflora und Fauna besiedelte, von Humusstoffen durchsetzte oberste Verwitterungsschicht. Wir halten uns in dieser Arbeit an den engeren Begriff der Petrographie und der Bodenkunde.

Wir können nach der Entstehung zwei in der Zusammensetzung meist gut unterscheidbare Kategorien von Schuttmantelgesteinen unterscheiden:

1. *Allochthone Lockergesteine*. Es sind mechanische Sedimente, welche durch ein Transportmittel (Wasser, Eis oder Luft) umgelagert wurden oder durch Massenbewegungen wie Stürze, Gleitungen oder Kriechbewegungen entstanden oder als fließfähige Massen sich bewegten.

2. *Autochthone Lockergesteine*, welche durch Verwitterung an Ort und Stelle entstanden oder durch tektonische Vorgänge gebildet wurden.

Beide Kategorien sind durch Übergänge verknüpft, da auch die mechanischen Sedimente verwittern und durch Verwitterung gelockerte Gesteine oft die Voraussetzung für den Absturz, das Abgleiten und den Fremdtransport sind.

Von den mechanischen Sedimenten nimmt der *Fallschutt* eine besondere Stellung ein, weil er frei geschüttet wird und nur unter Steilhängen auftritt. Er zeichnet sich durch *eckige Trümmer* aus, die je nach der Gesteinsart von sehr verschiedener Größe

sind und aus Grus bis zu haushohen Blöcken bestehen können. Oft sind diese Trümmer in eine feine Grundmasse eingebettet. Fallschutt kann Schutthalden bilden, bei Bergstürzen aber auch in Form von Schuttströmen auftreten.

Gleitschutt setzt im allgemeinen einen großen Anteil von tonigem Material voraus, durch das die Reibung herabgesetzt wird. Oft entsteht dieses bei der Verwitterung.

Bei den *transportierten Massen* ist deren Zustand vom Transportmittel und dem zurückgelegten Weg abhängig. Wird Fallschutt oberflächlich durch Eis transportiert, so wird er kaum verändert. Die eckigen Trümmer bleiben erhalten. Besonders in den höchsten Gehängepartien am Ausgang von Kleintälchen und Karen und am Rand steiler Schneeflächen häuft sich oft solch eckiger und zuweilen sehr grobblockiger Schutt an.

Gerät dieser Schutt bis auf den Gletschergrund, oder brechen durch die glaziale Erosion Blöcke aus, so werden sie durch den Transport gegenseitig zertrübt und zerrieben. Es entsteht dann ein sehr heterogener Schutt mit mehr oder weniger großen Blöcken in einer feinen, tonigen oder sandigen Grundmasse. Handelt es sich um die Grundmoräne eines großen Talgletschers, so wurde das Material durch die Auflast sehr stark verdichtet. Die Grundmoräne kann so verfestigt sein, daß sich in ihr bis über 10 m hohe Wände bilden. Oft läßt sich im Hang eine hangparallele Lagerung feststellen.

Durch fließendes Wasser entstehen durch den Transport *Kiese und Sande* mit mehr oder weniger gerundeten Komponenten. Größere Schottermassen, die im Talgrund abgelagert wurden, können beim erneuten Einschneiden als Gehängematerial auftreten. In den Alpen und stellenweise auch im Jura sind am Eisrand, oder vom Haupttaleis gesperrten Seitentalausgängen, Eisrand- und Stauschotter abgelagert worden. Diese Ablagerungen sind sehr komplex, da Moränenmaterial sowie Hangschutt an der Bildung beteiligt sind und auch Feinmaterial in stehendem Wasser sedimentiert wurde.

Wird das Material von Wildbächen transportiert, so entstehen oft Ablagerungen mit viel eckigen Trümmern, bei Murgang solche, die eine gewisse Ähnlichkeit mit Moräne haben: einmal, weil bei dieser Transportart das Material weniger gerollt als vielmehr breiartig vorwärtsgeschoben wird, ferner, weil es sich oft nur um umgelagertes Moränenmaterial handelt. Größere Komponenten bis zu großen Blöcken sind dann in eine feine Grundmasse eingebettet.

Durch *Verwitterung an Ort und Stelle* entstehen je nach dem Ausgangsmaterial sehr verschiedenartige Schuttmassen. Besteht das Anstehende aus nur wenig verfestigtem Schiefer-ton, wie zum Beispiel dem Opalinuston des Jura-gebirges, so ent-

steht durch Gefrieren, Auftauen, Austrocknen unter Spaltenbildung und wieder eindringendes Wasser aus dem geschichteten Material ein plastischer, bei viel Wasser ein fließfähiger Ton.

Bei der Verwitterung von Festgesteinen kommt es häufig zur oberflächenparallelen Kluftbildung und zu Scharen senkrecht zur Oberfläche verlaufender Spalten, so daß quaderförmige Bruchstücke entstehen.

Besondere Verwitterungsformen werden im Periglazialbereich erzeugt. Charakteristisch sind scherbige Trümmer in feiner Grundmasse. Oberflächlich bilden sich in geeigneten Materialien Frostmuster, die je nach Hangneigung in die Länge gezogen oder zu Schuttstreifen umgebildet werden. Für die Bewegungen ist die Erscheinung wichtig, daß der Boden durch Grenzflächen schichtig ist. So bildet sich eine Grenzfläche zwischen Dauerfrostboden und Auftauboden.

Bis in die Nivalregion siedeln sich auf günstigen, im Sommer schneefreien Flächen Pflanzen an: in den höchsten Regionen nur vereinzelt als Polster, in der Subnivalregion in größeren Partien, als Pionier-rasen, in der Niederalpinzone mit vereinzelt Bäumen, von der Subalpinregion an als lichter und von der Hochmontangrenze an als dichter Hochwald. Der Rasen, ganz besonders aber der Waldboden, vermag Wasser zu speichern. Mit ihrem Wurzelwerk schützen sie den Boden weitgehend vor Abspülung. Sie bilden eine oberste Deckschicht.

Fassen wir zusammen, so umschließt der Schutt-mantel der Gehänge sehr unterschiedliche Lockerschuttmassen, die vom rein pelitischen Material bis zum größten Blockschutt reichen. Häufig sind heterogene Mischungen von groben Fraktionen in feiner Grundmasse. Der Aufbau ist schichtig; einmal bildet der Schutt-mantel als Ganzes eine Schicht über dem Anstehenden. Aber auch im Innern sind verschiedene Materialien übereinandergelagert (Fig. 2). Das Anstehende kann viele Meter, in Extremfällen bis über 100 m tief gelockert sein, oft in zunehmendem Maße gegen die Oberfläche hin. Auf diesem durch autochthone Verwitterung gelockerten Fels folgt häufig eine Anlagerungsschicht: von abgestürzttem Material unter Felswänden, von abgeglittenem Lockerschutt oder von durch Wasser, in den Alpen vornehmlich durch Eis transportiertem Material. Im Vegetationsbereich folgt als oberste Schicht der durch Wurzelwerk verfilzte und zusammenhängende, meist sehr poröse Boden.

Die einzelnen Schichten sind oft scharf abgesetzt und durch gut ausgeprägte Unstetigkeitsflächen getrennt, so zwischen intaktem und oberflächenparallel zerklüftetem und verwittertem Fels, zwischen Fels und angelagertem Schutt und endlich zwischen humusfreiem und humusdurchsetztem Lockerma-terial.

Es ist eine wichtige Eigenschaft aller Lockergesteine, besonders aber derjenigen mit viel pelitischem Material, daß die Festigkeit durch Wasseraufnahme oder -abgabe verändert werden kann. Beim pelitischen Material sind drei Formen des Zustands möglich: der mehr oder weniger feste, der plastische und der fließfähige.

Bewegungen in der Schuttmantelschicht

Wenn wir die Vielgestaltigkeit des Materials, die verschiedenen Mächtigkeiten des Schuttmantels und die unterschiedlichen Tiefen der Unstetigkeitsflächen in Betracht ziehen, so ist es von vornherein klar, daß es auch ganz verschiedenartige Massenverlagerungen in Gehänge gibt. Auf die Umlagerungen durch fließendes Wasser und Eis soll hier nur hingewiesen werden. Sie reicht beim Wasser von der oberflächlichen Abspülung über die Bildung engständiger Rinnen in unbewachsenen steilen Hängen bis zur Ausbildung von Erosionstrichtern und tief eingeschnittenen Wildbachtobeln. Durch das Eis werden aus hochgelegenen Gehängepartien, meist aus Karmulden, Schuttmassen in das unvergletscherte Gehänge geschoben.

Im folgenden soll nur noch von *Massenbewegungen* die Rede sein. Die meisten laufen so langsam ab, daß wir nur aus charakteristischen Merkmalen auf sie schließen können, so aus schiefstehenden Bäumen¹, besonderen Anordnungen von Felsblö-

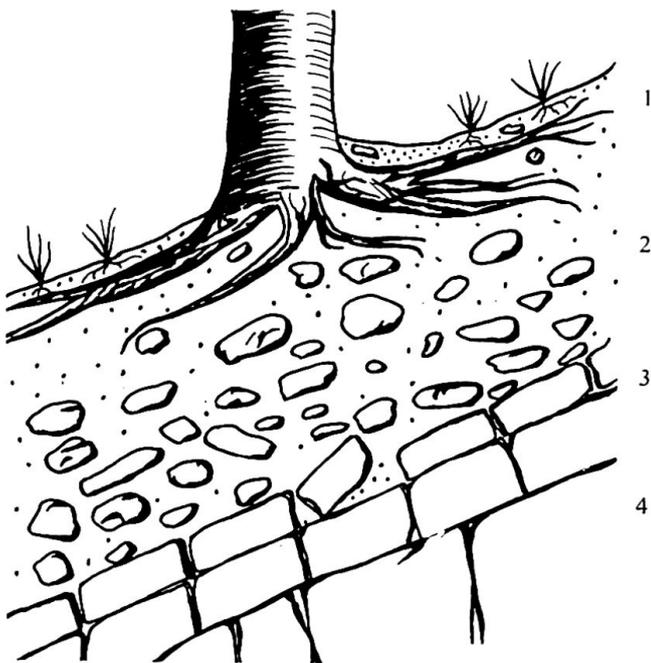


Fig. 2 Schichtung des Schuttmantels, 1 wurzel-durchsetzter Boden, 2 allochthoner Schutt (Moräne oder Gehängeschutt), 3 gelockerter Fels, 4 anstehender Fels.

ken, gewellten Oberflächen, mehr oder weniger horizontal verlaufenden Verflachungen und Mulden, manchmal einzelnen Rissen im Boden. Alle diese Indizien weisen zwar mehr oder weniger eindeutig auf Bewegungen hin, vermögen aber leider nichts über die Tiefe der Gleitflächen auszusagen.

Fließerscheinungen. Bei großen Niederschlägen und der Schneeschmelze, besonders aber beim Auftauen oberster Schichten über noch gefrorenem, wasserundurchlässigem Boden, können die feineren Fraktionen so viel Wasser aufnehmen, daß es in vegetationsfreien Flächen zu Fließerscheinungen kommt. Das breiartige Material fließt zwar, aber die innere Reibung ist so groß, daß die Oberfläche nicht eben ist. Wird die Masse in flacherem Hang oder durch Wasserverlust in der Bewegung gehemmt, so kommt es an der Stirn zu Wulstbildungen, Überschiebungen und Überwälzungen. Bei der Ablagerung kommt es in Verflachungen oft zu kuchenartigen Ausbreitungen mit steilen Umrundungen. In breiartigen Massenbewegungen können auch größere Blöcke «mitschwimmen» (Fig. 3). Zu den plastischen Bewegungen ganzer Oberflächendecken gehören auch die Hakenwurferscheinungen.

Bewegungen der Vegetationsdecke. Im Vegetationsbereich ist der Boden von Rasen oder Wald bedeckt. Durch die Humusbildung und durch den ständigen Staubeinfall — der nach Jenny 1926 auf Alp Murtèr rund 1,5 kg/m² im Jahr ausmacht — bildet sich oberhalb des heterogenen Schuttmantels mit viel groben Komponenten eine feinkörnige und durch Wurzelwerk verfilzte sehr poröse Schicht. In niederschlagsreichen Jahren kann das Gewicht dieser Schicht sich so vergrößern, daß es zu Rissen in der Vegetationsdecke kommt. Manchmal wird unterhalb des Risses die Vegetationsdecke gestaucht, so daß kleine Überschiebungen oder Faltungen entstehen. Bei stärkeren Bewegungen gleiten viele Meter breite Decken ab. Der Abriß erfolgt bevorzugt an konvexen Geländekanten (Fig. 4). Die gleitende Decke wird ähnlich wie bei Schneebrettlawinen im untern Bereich des Hanges über einen Stauchwall geschoben. Meist zerreißt die Decke mehr oder weniger große Schollen, die im flacheren Ablagerungsgebiet übereinandergeschoben werden. Im Gehängestück, das nun der Schutzschicht des verfilzten Wurzelwerkes entblößt ist, wird das Lockermaterial oft tiefgreifend raviniert, so daß die offene Wunde nur schwer von der Vegetation wieder besiedelt und gefestigt wird.

Solche Rutschungen vollziehen sich besonders im Rasenhang und sind unterhalb der Waldgrenze eine Kulturerscheinung. Sie kommen aber, wie der Bericht von Clar (1958) über die Katastrophe in der Steiermark ausdrücklich feststellt, auch in Waldgebieten vor. Die Muschelanbrüche fanden vor allem im Hochwald und Jungwald statt und betrafen we-

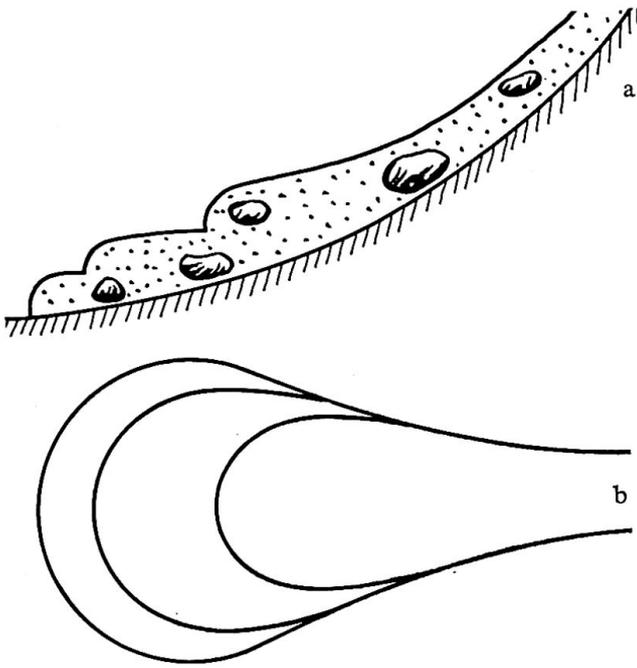


Fig. 3 Ausfließen von breiartigem Material auf einen Flachboden. a Längsschnitt mit mitbewegten Blöcken, b Grundriß mit Wülsten.

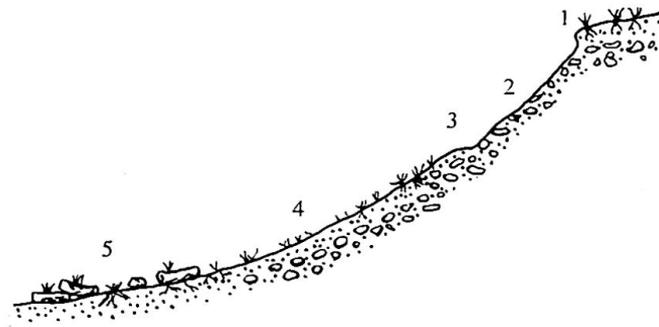


Fig. 4 Rasengleiten. 1 Abrißkante, 2 Gleitbahn auf Moräne, 3 Stauchwall, 4 Gleitbahn auf Rasen, 5 Rasenschollen und einzelne Gerölle am Hangfuß.

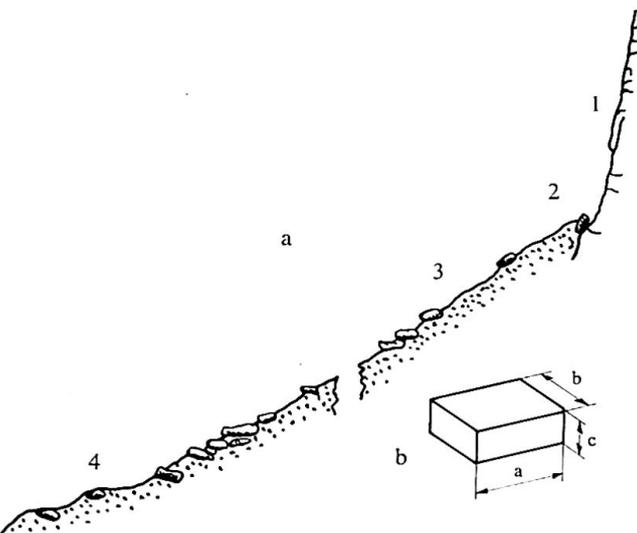


Fig. 5 a Schutthalde, welche in einen flachern Hang übergeht. 1 Felswand, 2 Schutthaldenscheitel mit Absatz, 3 Schutthalde, z. T. mit Blockschuttanhäufungen, 4 Flachhang mit Absätzen. b Die drei Achsen einer Felsblockplatte.

niger kahle Hänge und Ackerland. Die Anbrüche lagen alle unterhalb der Kante von Verflachungen und umfaßten das ganze Erdreich bis auf den Fels. Gefährdet waren vor allem Hohlhänge, in denen das Wasser zusammenfließt, weit weniger Kuppen mit divergierender Entwässerung. Clar legt Gewicht auf die Feststellung, daß bei so außergewöhnlichen Niederschlägen (300—400 mm an einem Tag) die Schutzwirkung des Waldes versagt, weil der lockere Boden sich so mit Wasser füllt, daß die Gewichtszunahme gefährliche Spannungen erzeugt.

Bewegungen in Schutthalden. Die Neigung kohäsionsloser Lockerschutthalden entspricht dem natürlichen Böschungswinkel geschütteter Massen. Es gibt Lockerschutthalden, auf denen Block auf Block ohne irgendein Bindemittel liegt. Im scheinbar wirren Haufwerk kann bei plattiger Blockform oft beobachtet werden, wie einzelne Sturzblöcke dachziegelartig aufeinander aufgeschoben sind (Fig. 5a). Solche Blockschutthalden sind kohäsionslos, wenigstens in den obersten Schichten. Es ist aber eine sehr beachtenswerte Erscheinung, daß auch unter hohen Felswänden tiefgründiger kohäsionsloser Schutt kaum vorkommt. Vor allem im Vegetationsbereich sind die meisten Schutthalden von Rasen oder Wald bedeckt, und zwischen dem größten Blockhaufwerk sprießen Bäume empor oder ranken Brombeeren. Das bedeutet zweierlei: Einmal ist die Felswandrückwitterung doch ein ungemein langsamer Vorgang. Das beweisen die Waldungen auf ihnen und die unzähligen Siedlungen und Sennhütten, die zum Teil durch viele hundert Jahre potentiell zwar immer bedroht, aber doch unbeschädigt sich unter Felswänden erhalten konnten. Gelegentliche Felsstürze sind für den Einzelfall katastrophal, wie zum Beispiel der Sturz vom Flimserstein bei Fidaz im Kanton Graubünden, durch den 1939 nicht nur eine Waldschneise gerissen, sondern auch ein Kinderheim zerstört wurde. Aber gerade diese Katastrophe zeigt, wie rasch die Spuren vernarben. Nicht nur ist wieder Buschwerk hochgekommen, auch der Blocktrümmerstrom ist weitgehend gemildert worden und für spätere Generationen kaum noch erkenntlich. Durch den Sturz sind viele der Kalkblöcke im Gefüge so geschwächt worden, daß wenigstens die äußeren Schichten in mehliges Material verwandelt wurden, andere in Grus zerfielen. In diesem Feinmaterial, das in die Lücken geschwemmt wurde, sind heute, nach noch nicht 30 Jahren, viele Blöcke eingebettet. Dieser Vorgang gilt für alle Schutthalden. Durch Regen und Schnee, durch fortschreitende örtliche Verwitterung und durch Staubfall werden alle Schutthalden dichtgeschlemmt; denn die Schutthalden sind gleichzeitig immer auch Schwemmhalden, Schuttkegel auch Schwemmkegel. Mit dem Dichtschlemmen durch Feinmaterial

ist aber auch ganz allgemein eine Setzung und Verdichtung der Schutthalde verbunden. Die Lockerschutthalde wird dadurch zunehmend kohärenter. Für kohärentes Material gibt es aber nicht mehr wie beim kohäsionslosen einen maximalen Böschungswinkel, der nicht überschritten werden kann. Solche Schutthalden können zum Beispiel durch ein Gewässer am Fuß unterschritten werden, so daß sich kleine Wände bilden, deren mögliche Höhe von der Größe der Kohäsion abhängt, die aber nicht konstant ist, sondern sich mit dem Wassergehalt verändert. Die Schutthalde ist schon durch den Bildungsvorgang inhomogen aufgebaut. Beim Sturz wird das Material sortiert, indem die größeren Blöcke, die wirklich stürzen — besonders wenn sie kubisch sind —, bis an den Schutthaldenfuß gelangen, wo sie einen Blockschutt saum bilden. Großblöcke rollen und springen noch darüber hinaus. Wenn gleichzeitig größere Schuttmassen niederbrechen, entsteht ein begrenzter Schuttstrom. Durch die Schwemmvorgänge werden gerade umgekehrt am Haldenfuß die feineren Komponenten ausgeschwemmt und bilden eine flachere Schwemmschlepe. Einzelne Wandpartien stürzen allerdings nicht ab, sondern sinken in den Hangscheitel, so daß durch diesen Vorgang Platten und Blöcke auf die Haldenoberfläche zu liegen kommen und mit dieser abgleiten.

Beim Höherwachsen der Schutthalden wird in zunehmendem Maß die Felswand vom Fuß her verschüttet. Lehmann (1933 [siehe auch Scheidegger 1966]) hat gezeigt, daß unter der Schutthalde der Fels beim Zurückwittern eine bauchig vorgewölbte Form erhält. Die mathematische Beweisführung beruht auf der Annahme von kohäsionslosem Schutt, der, einmal abgelagert, keine Bewegungen mehr macht, was nach den mitgeteilten Beobachtungen selbst für Grottschutthalden nicht ganz zutrifft, da auch diese über kurz oder lang im Feinmaterial eingebettet werden und dann Bewegungen erfolgen können. Das Lehmannsche Modell beruht ferner auf der Annahme, daß der Fallschutt auf eine der Felswand vorgelagerte Ebene geschüttet werde. Dies trifft in den Alpen nur zu, wenn die Wand eine breite, mehr oder weniger horizontale Terrasse überhöht, teilweise auch, wenn der Schutt auf einen breiten Talboden fällt und der Talfluß wenig Schutt wegführt. Die Verhältnisse sind aber selten so ideal einfach. Viele Felswände überragen einen Hang, und der Schutt wird auf diesem abgelagert. Die untere Schutthaldegrenze ist dann nicht so deutlich ausgeprägt, und der Felsschutt wird auf die autochthone Verwitterungsdecke abgelagert (Fig. 5). Auch bei Schutthalden, die in den Talboden geschüttet werden, sind die Verhältnisse oft recht komplex, besonders wenn sich beidseitige Schutthalden verschneiden und der Talfluß zudem erodiert oder akkumuliert (Gerber 1959).

Bei vielen Felswänden, besonders bei sedimentären Gesteinen, ist der Felswandfuß zugleich Übergang zu rascher verwitterndem Gestein. Solche Felswände ruhen dann einem breiten Flachhangsockel auf. Der Rückwitterungsschutt der Felswand fällt dann auf den Verwitterungsschutt des Sockels, dessen Bewegungen er mitmacht. Als besonders instruktives Beispiel seien die Felswände im Hauptrogenstein und den tiefern Doggerkalken des Ostjuras genannt, die dem Opalinuston aufrufen. Der Opalinuston ist im unverwitterten Anstehenden so gut verdichtet, daß er Wände bilden kann. An der Oberfläche verwittert er aber sehr rasch und ist dann nicht nur sehr rutschempfindlich, sondern kann durch Wasseraufnahme in einen breiartigen, fließfähigen Zustand übergehen. Der aus den Felswänden stammende Schutt versinkt im Opalinuston und wird so schnell fortgeführt, daß sich gar keine Schutthalde bilden kann. Die einzelnen Felsabstürze ergeben auf und im Ton nur vereinzelt Schuttnester.

Die geschilderten Verhältnisse zeigen, daß wir beim Studium der Bewegungen in Schutthalden nicht mit einem einzigen generellen Modell auskommen, sondern daß verschiedene Typen zu unterscheiden sind, die weitgehend für alle Schuttmantelhänge gelten:

1. Die ideal kohäsionslose Lockerschutthalde mit maximalem Böschungswinkel, wie sie in Kiesgruben unter den Kieswänden noch am besten verwirklicht, aber unter Felswänden kaum zu finden ist.
2. Die Blockschutthalde, bei der die Einzelblöcke übereinandergetürmt sind. Häufig ist aber unter der lockeren Schicht grober Blöcke die Halde verdichtet.
3. Die weitgehend verdichtete Schutthalde mit heterogenem Kornaufbau, der von Klötzen und Blöcken bis zu pelitischem Material reicht, in welches alles gröbere Material eingebettet ist oder darauf schwimmt. Formmäßig ein Sonderfall ist der Schuttkegel unter einer Steinschlagrinne, da diese meist auch als Wasserrinne funktioniert.
4. Die Schutthalde, bei welcher der Fallschutt der Wand auf den Flachhang eines andern Gesteins fällt.

Ein wichtiges Indiz für den Bewegungsablauf auf der Schutthalde und ganz allgemein in Schuttmantelhängen ist die Lage einzelner Felsblöcke. Betrachten wir zunächst Blöcke, welche der Halde mehr oder weniger frei aufliegen. Für diese sind drei Bewegungsarten möglich:

1. Die Halde bewegt sich als Ganzes samt dem Block abwärts, und der Block verändert in bezug auf seine nähere Umgebung seine Lage nicht. Er schwimmt gleichsam mit.

2. Der Block bewegt sich rascher als die Unterlage. Jäckli (1957) bringt eine Abbildung, welche einen Wanderblock darstellt. Deutlich ist auf der Photographie in der Gleitrichtung vor dem Block ein Erdwall zu erkennen, dem der Block aufgeschoben wird.

3. Der Block bewegt sich langsamer als das Oberflächenmaterial. Hinter dem Block häuft sich nachrieselndes und angeschwemmtes feines Material; in einer Schutthalde können sich auch feine Trümmer anhäufen. Vor dem Block, noch in seiner Schutzwirkung, ist das Material trocken, oft steht der Block frei vor, so daß ein kleiner Überhang, eine Höhlung sichtbar ist. Charakterisieren wir die Blöcke durch drei senkrecht aufeinanderstehende Achsen a, b, c, wobei a die größte, c die kleinste dieser Achsen darstellt (Fig. 5b), so herrschen unter den Blöcken Lagen vor, bei denen die b-Achse horizontal verläuft. Die a-Achse ist häufig nicht oberflächenparallel, sondern weniger geneigt als der Hang, ja in Extremfällen ist sie sogar bergwärts geneigt; das heißt, der Block wird nicht nur in das Haldenmaterial eingebettet, sondern er scheint eine Kippbewegung mitzumachen.

Diese vor allem in blockreichen Schutthalden festgestellte Kipplage läßt sich auch in andern nicht zu flachen Gehängen häufig beobachten, besonders wenn diese quaderförmige Blöcke enthalten, also in Moränenhängen, dann aber auch in steilen Hängen mit Felsblöcken, die aus dem gelockerten Anstehenden stammen. Hier hat man oft den Eindruck, als seien die Blöcke aus der Tiefe an die Oberfläche gewürgt worden, so daß sie aus dem Gehänge förmlich herausstechen. In einzelnen Aufschlüssen, wo der anstehende Fels auch sichtbar und die Bankung erkennbar ist, kann die Kippbewegung der abgleitenden Gesteinsmassen direkt gesehen werden.

Zur Auslösung gelangen viele dieser Bewegungen durch außergewöhnliche Niederschläge oder lange Schlechtwetterperioden. Dadurch werden die Gewichte der Schuttmassen vergrößert, aber auch der Zustand der lehmigen Grundmasse wird durch sie verändert und vom festen in den plastischen, ja fließfähigen Zustand übergeführt. Hänge werden auch instabil, wenn sie am Fuß unterschritten oder einfach in irgendeiner Höhe angeschnitten oder angerissen werden, wie manche Wegbaute eindrucklich demonstriert. Der Gleichgewichtszustand wird aber ebenso empfindlich gestört, wenn aus einer Felswand eine Menge Gestein niederbricht und Blockschutt plötzlich den Hang belastet. Blockschutt kann, wie schon gesagt wurde, auch von einem Gehängegletscher in die obere Gehängepartien gelangen. So läßt sich immer wieder beobachten, daß Blockanhäufungen von oben her im überlasteten Hang Bewegungen auslösen. Aber auch jede Rutschbewegung, die an einem Hang beginnt, belastet beim Verlagern der Massen den nächsttie-

fern Gehängeabschnitt. Gehängebewegungen setzen sich wie eine Wellenbewegung über den ganzen Hang abwärts fort.

Rutsch- und Gleitbewegungen im Schuttmantel manifestieren sich ganz allgemein in der welligen Form der Oberfläche. Verflachungen, je nach dem Ausmaß der Verlagerung von verschiedener Größe, wechseln mit Gehängeversteilungen. In einzelnen Fällen sind es nicht nur Verflachungen, sondern Mulden, ausnahmsweise können sogar metertiefe Spalten und Klüfte beobachtet werden, welche den Hang horizontal durchziehen und sich geradlinig über hundert Meter und mehr verfolgen lassen. Solche offenen Spalten sind Erscheinungen, welche den von Ampferer geschaffenen Begriff der Bergzerreißen rechtfertigen.

In den letzten Jahren wird in vermehrtem Maße auf Bewegungen im Gehänge hingewiesen, die nicht nur den Schuttmantel umfassen, sondern ins Innere des geologischen Körpers hineinreichen. Jäckli (1951) wägt noch vorsichtig zwischen Hakenwurf und endogener Entstehung ab, neigt aber doch eher dazu, die Vorgänge als tektonische aufzufassen. Streckeisen (1965) denkt wie Bearth an den isostatischen Aufstieg des Alpenkörpers: «Es erscheint wahrscheinlich, daß dabei Risse und Sprünge aufreißen, an denen Verstellungen und Verschiebungen erfolgen.»

In das Grenzgebiet zwischen endogenen und exogenen Vorgängen gehören die vielen Sackungen, welche tief ins Anstehende hineingreifen und die Gehängeformen wesentlich umgestalten. Zeller (1964) bringt aus dem Tessin gute Beispiele. Diese großräumigen Vorgänge regen zwar Schuttmantelbewegungen an und ziehen sie in Mitleidenschaft, sprengen aber den Rahmen dieser Arbeit.

Fassen wir zusammen: Je mehr wir uns mit alpinen und jurassischen Gehängen beschäftigen, um so mehr häufen sich die Beobachtungen, daß der Schuttmantel in Bewegung ist. Der Wechsel von Verflachungen mit steileren Partien weist darauf hin, daß in einem ausgedehnten Gehänge sich nicht einfach der ganze Schuttmantel und das gelockerte Anstehende en bloc bewegen, sondern daß es sich um Differentialbewegungen handelt. Wie tiefgreifend diese Bewegungen sind, läßt sich allerdings aus den Oberflächenbeobachtungen schlecht erkennen. Immerhin kann aus dem schichtigen Aufbau des Schuttmantels und des gelockerten Anstehenden vermutet werden, daß die einzelnen Grenzflächen auch als Gleitflächen in Betracht kommen.

Aus den eindeutig feststellbaren Verschiebungen der Triangulationspunkte läßt sich schließen, daß allein in historischer Zeit Talwärtsbewegungen von im Minimum einigen Metern stattfanden. Extrapolieren wir auf geologische Zeiträume, so ergeben sich Beträge von im Minimum 100 Metern.

Bewegungen der Schuttmantelschicht waren natürlich schon lange bekannt. Sie sind aber doch mehr nur als Einzelercheinungen gewürdigt worden. Die überragende Bedeutung für die Talgestaltung wurde nicht im vollen Umfang erfaßt. Die Täler galten als in erster Linie fluviale und glaziale Erosionsformen. Dies ist nur eine erste, sehr generelle Annäherung an den Problemkreis. Die heutigen Gehänge sind nicht «Flußwerk» (Sölch 1935); denn die Arbeit des Talgewässers beschränkt sich auf die Talsohle. Das Gehänge wird vor allem durch Massenbewegungen gestaltet. Die Arbeit des Wassers in Gehäengerinnen tritt in ihrer Wirksamkeit in den meisten Gehängen erst an weit zurückliegende zweite Stelle. Die Bewegungen sind sehr verschieden tiefgründig. Einzelne, wie die Oberflächenabspülung durch Rieselwasser, auf die hier wie auf die Arbeit des Wassers in Gehäengerinnen nur hingewiesen sei, beschränkt sich auf die äußersten Millimeter, andere umfassen nur die Vegeta-

tionsschicht, weitere reichen bis auf den anstehenden Fels, und endlich sind noch Bewegungen des geologischen Körpers vorhanden, bei denen es schwerfällt zu beurteilen, ob sie den exogenen oder den endogenen Vorgängen zuzuzählen sind. Immer ist aber natürlich die oberste Schicht des Hanges, Teile vom oder der ganze Schuttmantel mitbeteiligt. Bei den Feldbeobachtungen wird man, abgesehen von seltenen Glücksfällen bei großen Anschnitten, Tunnel- und Stollenbauten, nur die Oberflächenformen beobachten können, die dann zu deuten sind. Großflächige, katastrophale Rutschungen und Stürze, bei denen ausgedehnte Gehängepartien gleichzeitig als zusammenhängende Masse abgleiten, sind äußerst selten. Die meisten Bewegungen laufen ganz unsensationell langsam ab, so langsam, daß sie nur über größere Zeiträume trigonometrisch feststellbar sind. Nie bewegt sich eine ganze Hangschicht von der Wasserscheide bis zur Talsohle, einem abgleitenden Tuch vergleichbar.



Bild 1 Bewegung des Schuttmantels des Rogensteins (Grund, Aarg. Jura). Die plattigen Trümmer wurden durch die Bewegung aufgestellt und überwältzt.



Bild 2 Rutschung im Opalinuston (Gisliflue, Aarg. Jura). Das stark durchnäßte Material gleitet und fließt z. T. breiartig und bildet Absätze.



Bild 3 Blockschuttkegel (Vord. Tüfelstal, Reußtal bei Silenen).



Bild 4 Rutschender Hang (Brigels, Vord. Rheintal). Absatzbildung mit gekippten Felsblöcken.

Was wir beobachten können, sind größere, kleine und kleinste Differentialbewegungen, wellenartige Verlagerungen in der Schuttmantelschicht.

Theorie

Klassifizierung der Bewegungen

Die vielen angeführten Beobachtungen rufen nach einer theoretischen Bearbeitung des ganzen Problemkreises. Die vielgestaltigen Erscheinungen lassen sich kaum mit einer einzigen, alles umfassenden Theorie deuten, vielmehr wird auch hier eine Differenzierung in (nunmehr mechanisch) verschiedenartige Vorgänge nötig sein. In erster Linie sind in den Gehängen die Spannungsverhältnisse abzuklären, und zwar sowohl ganz generell wie auch für jeden einzelnen Fall.

Das Material auf einem Schutthang kann als der Coulombschen Zustandsgleichung (vgl. z. B. Terzaghi, 1954) unterworfen angesehen werden, welche besagt

$$\tau = c + \sigma \tan \varphi.$$

Hier ist τ die kritische Scher- und σ die Normalspannung, c heißt Kohäsion und φ innerer Reibungswinkel des Materials.

In einem solchen Material können sich folgende mechanisch verschiedene Bewegungsarten ereignen:

- a) Oberflächliche Bewegungen in trockenen, kohäsionslosen Schüttungen loser Teilchen;
- b) Kriech- und Gleiterscheinungen in Material, das sich in einem Rankineschen Grenzzustand befindet;
- c) eine Serie von kleinen Erdbeben, die sich in der Schuttdecke treppenartig wiederholen.

Wir werden in den folgenden Abschnitten die verschiedenen mechanischen Möglichkeiten der Schuttbewegung einzeln besprechen und daraufhin untersuchen, in welchem Maße sie die beobachteten Erscheinungen hervorrufen können.

Oberflächliche Bewegungen in kohäsionslosen Schüttungen

Wir betrachten vorerst oberflächliche Bewegungen in kohäsionslosen Schüttungen. In diesem Falle ist der Böschungswinkel, der gerade noch stabil ist, gleich dem inneren Reibungswinkel des Materials. Schutt, der weiterhin auf eine solche an der Grenze der Stabilität stehenden Schüttung auffällt, gleitet dann meist in Schüben einfach oberflächlich ab. Diese Bewegungsart ist vor allem dann zu erwarten, wenn durch zunehmende Verdichtung die

an der Oberfläche verschwindende Kohäsion in der Tiefe einen endlichen Wert annimmt.

Falls aber die ganze Schuttmasse in Bewegung gerät, muß das, auch im Falle, wo die Kohäsion verschwindet, in einem Rankineschen Grenzzustand geschehen, wie das im nächsten Abschnitt besprochen wird.

Rankinesche Theorie der Schuttbewegung

Wenn eine Schüttung in Bewegung gerät, kann sich diese als Kriechbewegung in zwei möglichen Rankineschen Grenzzuständen, dem passiven und dem aktiven, vollziehen (vgl. z. B. Terzaghi, 1954). Eine entsprechende Bewegungsart wurde von Nye (1951) unter der Annahme idealer Plastizität auch für Gletscher angenommen und von Scheidegger (1961 a, b) auf das durch Tag-und-Nacht-Temperaturunterschiede erzeugte Kriechen von trockenem Schutt angewendet. Die Theorie solcher Kriechbewegungen wurde für Material, das der Coulombschen Gleichung gehorcht, zum Beispiel von Terzaghi dargestellt und für plastisches Material von Nye (1951) beschrieben. Die beiden Fälle sind quantitativ ähnlich.

Da die Theorie der Rankineschen Grenzzustände seit langem bekannt ist, sei auf die Literatur verwiesen (z. B. Scheidegger, 1961). Wir wollen nur feststellen, daß sich ein *Gleitlinienfeld* herausbildet, in dem die Bewegung im passiven Zustand das Material zusammenstaucht und im aktiven Zustand ausbreitet. Die Situation wird durch Fig. 6 illustriert. In einer noch unverfestigten Schutthalde kommt wohl nur der passive Zustand in Frage, da man annehmen muß, daß das sich oben anhäufende Material nach unten wie gegen ein Widerlager drückt. Einen stationären Zustand kann es in einer derarti-

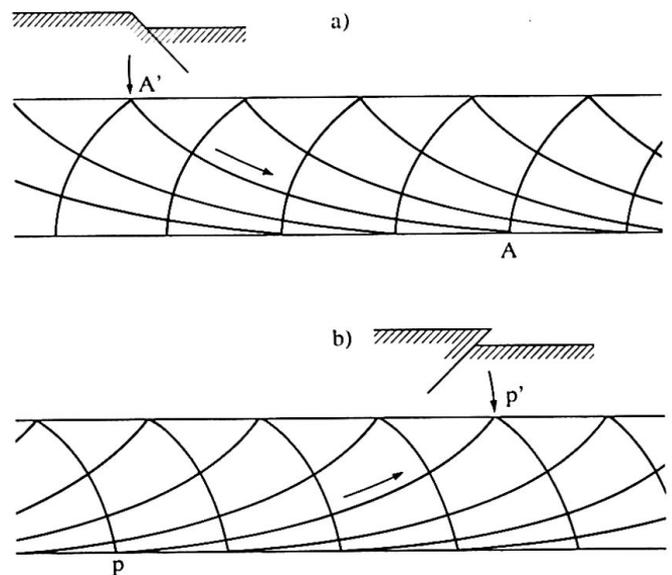


Fig. 6 Aktiver (a) und passiver (b) Rankine-Zustand.

gen Bewegung nur geben, wenn Material abgetragen wird, sonst wird die Schuttdecke immer dicker. In der vorliegenden Art von Bewegung nimmt die hangparallele Geschwindigkeit v_{parallel} mit der Tiefe δ ab. Für ein ideal-plastisches Material lautet die entsprechende Formel (vgl. Scheidegger, 1961 b, p. 263)

$$v_{\text{parallel}} = c_1 + c_2 (1 - (\delta/D)^2)^{1/2}$$

wo c_1 und c_2 zwei Konstanten bedeuten, δ die Tiefe ist und D die totale Schuttmächtigkeit. Das hat zur Folge, daß auf plattiges Material ein Drehmoment wirkt, das die Bruchstücke von der Unterlage abhebt und aufstellt, dann überkippt, wie Bild 1 sehr schön illustriert. Viele Blöcke in Schutthängen zeigen allerdings ein gerade entgegengesetztes Verhalten (siehe oben).

Die Rankinesche Theorie gilt für Grenzzustände in Schüttungen. Meist werden diese als kohäsionslos angenommen, doch läßt sich auch eine Kohäsion mitberücksichtigen, was eine gewisse Modifikation der Formeln zur Folge hat. In jedem Fall beschreibt aber die Rankinesche Theorie Bewegungen einem Gleitlinienfeld entlang. Auf Schuttmantelhänge angewendet, beschreibt sie eine «Stauchung» von oben.

Erdrutschtheorie der Schuttbewegung

Wir setzen nun eine etwas von der im vorigen betrachteten verschiedene Mechanik der Schuttbewegung an. Erstens einmal soll das Material eine Kohäsion c mit oder ohne innere Reibung φ besitzen. Zweitens machen wir den Ansatz, daß die Gesamtbewegung der Halde durch eine Überlagerung von kleinen Erdrutschen vonstatten geht.

Es ist von vornherein zu erwarten, daß in einem gleitfähigen Material eine treppenförmige Konfiguration der Oberfläche stabiler ist als eine dem festen Untergrund parallele Decke. Wir nehmen daher als Arbeitshypothese an, daß sich eine wie in Fig. 7 dargestellte Konfiguration herausbildet, die eine Serie von Absätzen wiedergibt, wie sie auch in der Natur beobachtet werden (Bild 2 und 4). In der Figur 7 ist α der mittlere Hangwinkel, β der Böschungswinkel des Absatzes, und D ist die (minimale) Mächtigkeit der Schuttschicht. Wir nehmen weiterhin an, daß die Absätze durch kleine Erdrutsche hervorgerufen werden. Die Theorie solcher Erdrutsche wurde in befriedigender Weise wohl zum ersten Male von Fellenius (1927) aufgestellt. Danach tendiert das Material entlang einer kreiszylindrischen, kritischen Gleitfläche (die nach Fellenius berechnet werden kann) zu rutschen, deren Profil in Fig. 7 als kritischer Gleitkreis (Fußkreis) erscheint. Der halbe Öffnungswinkel des kritischen Gleitkreises ist mit ϑ bezeichnet.

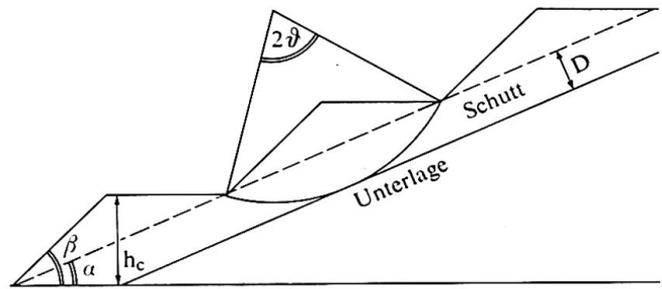


Fig. 7 Geometrie eines Schutthanges.

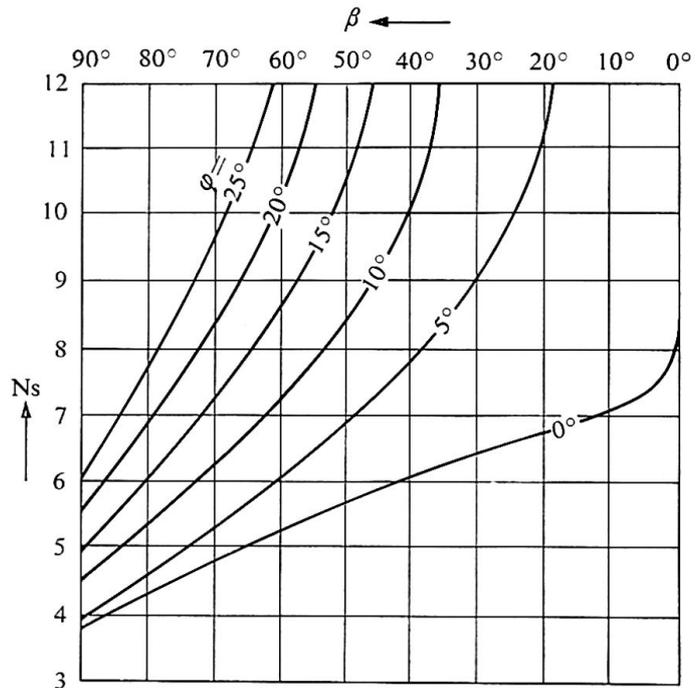


Fig. 8 Stabilitätsfaktor N_s als Funktion vom Böschungswinkel β (nach Fellenius 1927).

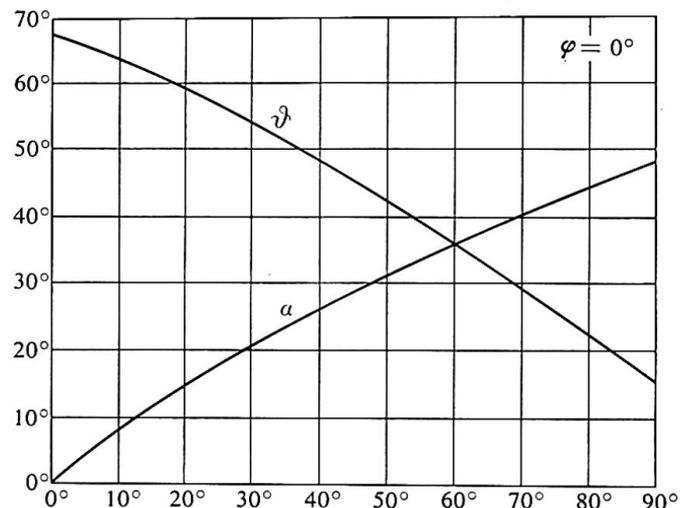


Fig. 9 Die Winkel α und δ (Ordinate) als Funktion des Böschungswinkels β (Abszisse) für $\varphi = 0$ (nach Fellenius 1927).

Damit der Schuttmantel an der Grenze der Stabilität ist, muß der kritische Gleitkreis die feste Unterlage der Schutthalde genau berühren. Unsere Theorie setzt also eine relativ kleine Schuttmächtigkeit voraus. Auf Hängen mit sehr großen Schuttdicken, die dann aber nicht mehr als «Schuttmantelhänge» bezeichnet werden können, besteht natürlich die Möglichkeit eines Grundbruches, auf welchen unser Modell nicht mehr anwendbar ist. Somit sind die Stabilitätsbedingungen für ein Material, das keine innere Reibung, wohl aber Kohäsion besitzt (vgl. Fellenius, 1927; Terzaghi, 1954, p. 160)

$$h_c = \frac{c}{\rho g} N_s$$

In der obigen Gleichung ist h_c die kritische Höhe, die gerade noch stabil ist (vgl. auch Fig. 7), ρ ist die Dichte des Schuttmaterials, g die Schwerebeschleunigung und N_s eine dimensionslose Funktion von β , die von Fellenius berechnet wurde (s. Fig. 8).

Aus den obigen Größen kann man dann die kritische Schichtmächtigkeit D_c für den kritischen (die Unterlage gerade berührenden) Gleitkreis berechnen. Man erhält, wenn man die Geometrie der Fig. 7 beachtet:

$$D_c = \frac{h_c (1 - \cos \vartheta)}{2 \sin \alpha \sin \vartheta}$$

Für einen gegebenen Winkel α können β und δ aus den von Fellenius abgeleiteten Kurven berechnet werden (s. Fig. 9). Die allein verbleibende Größe, h_c , kann aus dem Stabilitätsfaktor N_s berechnet werden.

Somit hat man für den kritischen Zustand einen Zusammenhang zwischen allen bedeutsamen Größen, insbesondere erhält man D_c . Eine Schichtmächtigkeit $D > D_c$ ist nicht stabil, eine Schichtmächtigkeit $D < D_c$ ist stabil. Es wird sich daher Material ansammeln, bis D_c erreicht ist, und dann gerät der Hang ins Rutschen. Das Rutschen geschieht in der Tat in Form der als Arbeitshypothese eingeführten Miniaturrutsche. Die letzteren stellen Drehbewegungen längs der kritischen Gleitkreis-zylinderfläche dar.

Wir wollen nun ein Zahlenbeispiel behandeln. Für Ton (Mergel) haben wir nach Terzaghi (1954, p. 166):

$$\rho g = 1,94 \text{ t/m}^3$$

$$c = 2,43 \text{ t/m}^2$$

Wir nehmen an, daß $\alpha = 30^\circ$ ist, dann haben wir $\beta = 48^\circ$, $\delta = 42^\circ$ und $N_s = 5,7$. Also

$$h_c = \frac{c}{\rho g} N_s = 7,1 \text{ m}$$

$$D_c = \frac{h_c (1 - \cos \vartheta)}{2 \sin \alpha \sin \vartheta} = 2,7 \text{ m}$$

Man kann weiter beachten, daß in dem betrachteten Falle die «Bauchungen» am Hang einen vertikalen Abstand von

$$h_c = 7,1 \text{ m}$$

und damit einen zur Halde parallelen Abstand von

$$\frac{h_c}{\sin \alpha} = 14,2 \text{ m}$$

haben. Die angegebenen Zahlenwerte liegen offensichtlich in den von der Natur gegebenen Schranken, so daß sich eine Bestätigung der Theorie durch die Beobachtung ergibt.

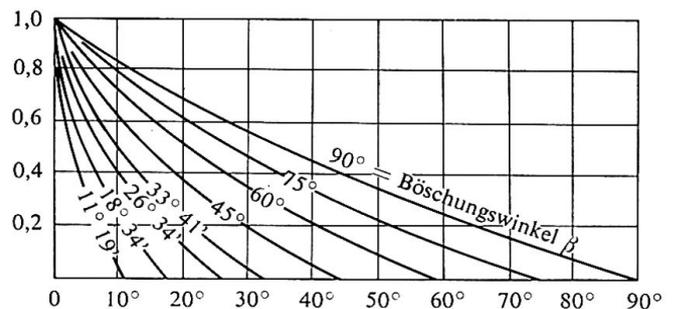
Die oben abgeleitete Theorie gilt für ein Material, das wohl Kohäsion, doch aber keine innere Reibung besitzt. In vielen Fällen ist indessen die innere Reibung (φ in der Coulombschen Gleichung) nicht Null. Die Erdrutschtheorie ist aber auch bei nichtverschwindender innerer Reibung der oben angegebenen qualitativ ähnlich, da Fellenius (1927) gezeigt hat, daß man mit Reibung den gleichen Zustand für den Kohäsionswert bc erhält wie ohne Reibung mit c , wo b einen Faktor bedeutet, der von Fellenius in Kurvenform dargestellt wurde. Die Fellenius'schen Kurven für b sind hier in Fig. 10 abgebildet.

Auswertung

Es ist klar, daß die verschiedenen oben diskutierten mechanischen Möglichkeiten der Hangbewegung auf verschiedene der beobachteten Fälle Anwendung finden müssen.

Die oberflächliche Bewegung von losem Schutt erklärt die oberflächliche Bewegung in Geröllhalden und dergleichen. Man kann wohl kaum einen Zweifel darüber haben, daß im letzteren Falle die erwähnte Theorie angewendet werden muß.

Die Rankinesche Theorie der «Stauchung von oben» erklärt die dachziegelartige Aufschiebung von plattigen Blöcken, allerdings nur dann, wenn durch einen weiteren Effekt die dachziegelartige Konfiguration am Anfang instigiert wurde, da ja



sonst im Rankineschen Grenzzustand ein entgegengesetztes Drehmoment auf halb-eingebettete Blöcke wirken würde.

Es ist daher vorauszusetzen, daß die geometrischen Eigenschaften der Schutthänge in erster Linie durch die im vorigen Abschnitt behandelten Miniaturerd-rutsche bedingt werden. Nicht nur beobachtet man in der Tat die durch die Theorie geforderten Stufen oder Absätze, sondern die Lage der «mitschwimmenden» Blöcke entspricht ganz den durch die Miniaturrutsche bedingten Drehungen. Es ist daher wohl so, daß die Miniaturrutsche die Sache starten und daß durch weitere Stauchungen von oben in Rankineschen Grenzzuständen das charakteristische Bild einer Schutthalde erzeugt wird.

Fußnote

¹ Bei der Beurteilung schiefstehender Bäume ist eine kritische Vorsicht nötig, da junge Bäume durch Schneedruck krummwüchsig werden und besonders Laubbäume auf der Suche nach Licht im Hang schief wachsen.

Literatur

- Ampferer, O.: Bergzerreibungen in Inntalraum. Sb. Akad. Wiss. Wien I, 150, 1941.
Clar, E.: Geologische Beobachtungen von der steirischen Unwetterkatastrophe vom August 1958. Geol. u. Bauwesen Jg. 24, 1958.
Fellenius, W.: Erdstatische Berechnungen. Berlin 1927.
Gerber, E.: Form und Bildung alpiner Talböden. Geogr. Helv. 1959; — Über Bildung und Zerfall von Wänden. Geogr. Helv. 1963; — und Scheidegger, A. E.: Probleme der Wandrückwitterung, im besondern die Ausbildung Mohrscher Bruchflächen. Felsmechanik und Ingenieurgeologie. Suppl. II, 1965.
Jäckli, H.: Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabus. Ecl. Geol. Helv. 1951.
Jenny, H.: Bodenbildung in der alpinen Stufe der Zentralalpen. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. Band LXIII, Abh. 2, 1926.
Kobold, F.: Über einige Probleme bei der Absteckung und vermessungstechnischen Kontrolle großer Wasserkraftanlagen im Hochgebirge. Mitt. Bl. Bund Vermessungsg. 10. Jahrg. 1959.
Nye, J. F.: The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. Proc. Roy Soc. London Bd. A 207, S. 554, 1951.
Scheidegger, A.E.: Theory of rock movement on scree slopes. J. Alberta Soc. Petrol. Geol. Bd. 9, S. 131-139, 1961 (a); — Theoretical geomorphology. Berlin 1961 (b).
Sölch, J.: Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Ötztal und St. Gotthard. PM Ergh. 219 und 220, Gotha, 1935.

Terzaghi, K.: Theoretische Bodenmechanik. Berlin 1954.

Zeller, J. G.: Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Hydrologie Nr. 13, 1964.

Zusammenfassung

Bewegungen auf Schuttmantelhängen: Beobachtungen und Versuch einer Theorie. Als Schuttmantelhänge werden Gehängeflächen bezeichnet, bei denen der anstehende Fels von einem häufig oberflächenparallel geschichteten Schuttmantel bedeckt ist. Messungen ergeben, daß Triangulationspunkte in Talhängen der Alpen ausnahmslos abwärts rutschen. Bewegungen können sich auf die Vegetationsdecke beschränken, die obersten Schichten umfassen, bis auf den Fels reichen oder sogar in den geologischen Körper hineinreichen. Anzeichen für Bewegungen sind schiefstehende Bäume, bewegte Felsblöcke und vor allem gestufte und gewellte Hänge. Die Arbeit beschränkt sich auf Bewegungen in Schuttschichten von bis zu einigen Metern Mächtigkeit, für welche eine Theorie vorgeschlagen wird: Es wird postuliert, daß hauptsächlich zwei mechanische Möglichkeiten der Bewegung bestehen: (a) differenzielle Bewegungen den Gleitlinien eines Rankineschen Zustandes des Materials entlang und (b) eine Überlagerung von Miniaturerd-rutschen. Die aufgeführten Beobachtungen deuten darauf hin, daß beide Typen von mechanischen Vorgängen in der Natur vorkommen, wo (b) der häufigere Fall ist.

Summary

Movements on scree-covered slopes: Observations and attempt at a theory. Scree-covered slopes are characterized by the presence of one or more, usually parallel layers of debris above sloping bedrock. Measurements yield the result, that bench marks on Alpine valley-slopes are always sliding downwards. The movements may be confined to the layer of vegetation, to the uppermost layers; they may reach to the bedrock or even implicate the bedrock itself. Indications for the movements are crooked trees, displaced boulders and, particularly, slope surfaces showing steps and waves. The present paper concerns movements in scree-covers of up to several meters thickness for which a theory is proposed. It is postulated that there are essentially two mechanical possibilities for the origin of the motion: (a) differential movements along the slip lines in a Rankine state of the material and (b) a superposition of miniature land slides. The observations indicate that both mechanical possibilities are realized in nature, with (b) being the more frequent case.

Die vorstehende Arbeit gehört zu einem vom Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung unterstützten Arbeitsprogramm.