

der Bestandteile die Verbiegung der Schichten begleiten, bei diesen also von einer bruchlosen Faltung, von einem eigentlich plastischen Verhalten nicht die Rede sein kann.“ In anderen Fällen bezeichnet er die bisher als sekundär betrachtete, d. h. nach der Verfestigung des Gesteins erworbene Gestalt und Anordnung von Gemengteilen schieferiger Gesteine, soweit diese überhaupt als aus Schmelzfluss entstanden angesprochen werden können, als primär und erklärt die abweichende Beschaffenheit durch Einwirkung gerichteten Druckes auf einen Schmelzfluss während der Auskristallisation. Auf diese „Pielzokristallisation“ kann in diesem Zusammenhange nicht eingegangen werden (vergl. hierüber diese Rundschau I, 49 ff.); aber selbst wenn man diese Anschauungen für gerechtfertigt halten sollte, beweisen sie nichts gegen die Plastizität als allgemeine Eigenschaft der Kristalle und können andererseits zur Erklärung entsprechender Erscheinungen in dislozierten Sedimentgesteinen selbstverständlich nicht herangezogen werden. Bei den meisten anderen Forschern machen sich wesentlich Unterschiede des Grades geltend; Meinungsverschiedenheiten betreffen weniger die Frage, ob Plastizität bei der Gesteinsumformung mitwirkt, sondern inwieweit die beobachteten Erscheinungen dislozierter Gesteine auf Plastizität zurückgeführt werden können. So wendet sich, um einige der jüngsten Arbeiten zu erwähnen, G. STEINMANN (1907) zwar gegen die latente Plastizität HEIM's, weist aber bruchloser Faltung und Ausdünnung, überhaupt bruchloser Deformation eine bedeutende Rolle zu und C. SCHMIDT bekämpft (1908) nicht die Lehre, dass „in gewissen Tiefen der Erdkruste das Gestein unter hydrostatischem Druck allgemein plastisch sich verhält“, sondern nur die seiner Ansicht nach zu geringe Tiefe, für die A. HEIM die allgemeine Plastizität angenommen hat. Aber auch diejenigen Forscher, die wie C. R. VAN HISE, F. BECKE und U. GRUBENMANN in der Wirkung des überhitzten Wassers die Hauptursache des Mineralbestandes und der Struktur der metamorphosierten Gesteine erblicken, erkennen eine Mitwirkung der Plastizität an, so dass Versuch, Theorie und Deutung der petrographisch-mikroskopischen Beobachtungen bei dem gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse der Plastizität der Mineralien und Gesteine eine wichtige Stellung anweisen.

Schuttbewegungen.

Von K. STAMM (Bonn).

Literatur.

1. G. GOTZINGER, Beiträge zur Entstehung der Berg Rückenformen. (Geogr. Abhandlungen. Bd. IX. Heft 1. 1907.)
2. J. G. ANDERSSON, Solifluction, a component of subaerial denudation. (Journal of Geology. 1906. No. 2.)
3. STEPHAN R. CAPPS, Rock glaciers in Alaska. (Journal of Geology. 1910. No. 4.)

4. E. HOWE, Landslides in the San Juan Mountains, Colorado, including a consideration of their causes and their classification. (United States Geological Survey, Professional Paper 67. 1909.)
5. A. HEIM, Der Bergsturz von Elm. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1882.)
6. Geol. Atlas of the United States, Folios: Telluride (57), Silverton (120), Rico (130), Engineer Mountain (171).

Durch Einwirkung chemischer und mechanischer Agentien verwittert im Laufe der Zeit jedes anstehende Gestein. Haben die Verwitterungskräfte längere Zeit ungestört wirken können, so entsteht ein Normalprofil der Verwitterung, das durch folgende Zonen charakterisiert wird: 1. Gestein, 2. Übergangszone, 3. eigentlicher Verwitterungsschutt und -boden, 4. Humusschicht. Je nach der Gesteinsbeschaffenheit ändert sich die Korngrösse des Verwitterungsschuttes; danach kann man unterscheiden Trümmer-, Block-, Brocken-, Scherben-, Splitter- und Grusschutt. Dieses Normalprofil trifft man aber nicht immer an. An manchen Stellen folgen auf die drei oder vier regulär entwickelten Zonen von neuem Trümmer- oder Brockenmassen, die dann natürlich sich an sekundärer Lagerstätte befinden. Abgesehen von tektonischem und Gletscherschub, zwei Bewegungskräften, die an den meisten Stellen ohne weiteres ausscheiden, könnte die Umlagerung verursacht sein durch Einwirkung des Wassers, wie bei den Verschwemmungshalden, oder durch Einwirkung der Schwerkraft, wie bei den Schutthalden. Gegen die erste Annahme spricht das Fehlen jeder Schichtung, abgesehen davon, dass grober Schutt nicht verschwemmt werden kann, gegen die zweite der vielfach geringe Böschungswinkel von wenigen Graden. Da also Wasser und Schwerkraft allein die Verfrachtung nicht haben verursachen können, muss man eine kombinierte Einwirkung dieser beiden Kräfte heranziehen, d. h. man muss eine Rutschung annehmen. Aber nicht eine Rutschung im gewöhnlichen Sinne, denn diese hat, solange sie frisch ist, ein ganz charakteristisches Profil: im oberen Teile, von wo die abrutschenden Massen ausgegangen sind, ist das Profil konkav, im unteren, wo sich die abgerutschten Massen angehäuft haben, konvex. Dieses Profil fehlt bei unserer Verwitterungsdecke. Man könnte also an eine alte, vernarbte Rutschung denken. Denn mit der Zeit stürzt oder rutscht die Rückwand der Ausbruchsnische ein, die Schutthäufung im unteren Teile der Rutschung, die infolge Durchtränkung mit Wasser in eine breiige Masse verwandelt wird, verflacht sich, und das Profil nähert sich wieder dem ursprünglichen Profil der geraden Böschung. Aber auch diese Annahme reicht nicht aus, denn selbst kleine Rutschungen verrücken das Material um ein beträchtliches Stück von der Stelle, wo es ansteht, während man, wenn die oberste Lage unseres Verwitterungsprofils aus ortsfremdem Material besteht, vielfach feststellen kann, dass dieses ganz in der Nähe ansteht, und zwar gehängeaufwärts. Man kann sogar oft die Gesteinsbrocken bis zum Anstehenden verfolgen und bemerkt dann, dass

auch schon das Gestein in der Übergangszone von der im Sinne des Gehänges erfolgten Verschiebung betroffen wurde, allerdings in geringerem Masse als der hangende Schutt. Das tritt besonders deutlich hervor, wenn harte Schichten mit weichen wechsellagern, z. B. Sandsteine mit Mergeln. Die weichen Schichten sind dann stark geschleppt, eine Folge der Druckwirkung des von seinem Muttergestein sich etwas verschiebenden, gehängeaufwärts anstehenden harten Schutts. Ebenfalls Druckwirkungen schreibt GÖTZINGER die Fältelung einer weichen Unterlage zu, die von Schutt überlagert wird. Da diese vielfach unregelmässig, ganz unabhängig von der Richtung des Gehänges verläuft, kann sie nicht durch seitlichen Druck, sondern nur durch Druck von oben erklärt werden. Durch sein Gewicht verdrückt der Schutt seine weiche Unterlage; da diese nicht seitlich entweichen kann, wird sie zusammengestaucht und der Schutt kann in Richtung der Vertikalen nachsinken. Eine solche Bewegung des Schuttes nennt GÖTZINGER *Sackung*.

Im allgemeinen ist diese Form der Schuttbewegung selten. Sie ist um so häufiger, je flacher die Gehänge sind. Wird der Gehängewinkel grösser, so überwiegt die Erscheinung des wandernden Schuttes, d. h. der Verwitterungsschutt wandert von seiner ursprünglichen Lagerstätte gehängeabwärts. Da hierdurch ein mehr seitlicher Druck auf die liegenden Schichten ausgeübt wird, werden diese in Richtung des Gehänges verbogen. Man kann hierbei zwei Fälle unterscheiden, je nachdem das Fallen der Schichten steiler ist als der Gehängewinkel oder weniger steil. Im ersten Falle werden die Schichtköpfe zu Haken umgebogen, die gegenüber den ursprünglichen Schichten ein widersinniges Fallen aufweisen, im zweiten Falle behält das Fallen dieselbe Richtung, die Schichten erleiden nur eine *Schleppung*. Im allgemeinen wird die Hakenform um so besser ausgebildet sein, je mächtiger der Schutt, je plastischer und zäher das Gestein und je steiler die Böschung ist. Sind die liegenden Schichten sehr weich, so kann eine derartige Verbiegung schon durch eine sehr wenig mächtige Bedeckung feiner Humuserde stattfinden, ja sie tritt unter günstigen Verhältnissen in geringem Masse auch ohne Schuttbedeckung ein, wenn sich gehängeabwärts den Schichten ein Hohlraum vorlagert, z. B. bei Steinbrüchen, an Prallstellen der Flüsse usw. Das sind dann Erscheinungen des *Gehängedrucks*, nicht *Schuttdrucks*. GÖTZINGER unterscheidet danach zwei Typen von Bewegungen der Schichtköpfe, 1. eine *passive*: die Schichten werden durch Einwirkung des hangenden Schutts verbogen, 2. eine *aktive*: durch irgend welche Vorgänge gelockerte Schichten verbiegen sich durch eigenmächtiges Vorrücken.

Da der Wanderschutt also die Fähigkeit besitzt, auf den Untergrund zerstörend einzuwirken, so muss man ihm, ebenso wie fliessendem Wasser, Rutschungen, Bergstürzen, Gletschern und Lavaströmen eine Art Erosionskraft zuschreiben. Da weichere Gesteine viel stärker

beeinflusst werden als harte, so ist die Erosion eine selektive. Sie ist natürlich auf die Partieen nahe der Oberfläche beschränkt. GÖTZINGER konnte im Wiener Wald einige Fälle beobachten, wo die liegenden weichen Schichten entgegen der Richtung des Abhanges gestaucht wurden. Hier lagen weiche Mergelschiefer zwischen zwei harten Sandsteinbänken; infolge der selektiven Erosion der darüber hinwegwandernden Schuttmasse wurden die weichen Schichten stärker erodiert als die harten, es bildete sich hier ein Schuttsack, der durch den von oben nachdrückenden Schutt von neuem ausgequetscht wurde und nach allen Seiten, auch gehängeaufwärts, auswich. Dadurch wurde auch der weiche Untergrund in Mitleidenschaft gezogen. Diese Bewegungsform bildet also ein Analogon zu dem „Aufbranden“ eines Bergsturzes an dem gegenüberliegenden Gehänge (5).

Nach dem Prinzip von *actio* und *reactio* muss aber auch das Material, das die Erosion ausübt, in unserem Falle also die Steine des Wanderschuttes, von einer Abnutzung betroffen werden. In der Tat können die anfangs eckigen Verwitterungsbrocken nach genügend langer Bewegung eine Zurundung erfahren, vorausgesetzt, dass ihre Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterung so gross ist, dass sie nicht, bevor diese Zurundung erreicht werden kann, in feines Material zerfallen. Parallel zum Gehänge gestellte Steine zeigen oft auf ihrer Unterseite eine stärkere Abnutzung, bisweilen förmliche Glättung, und es entstehen so Formen, die Flussgeschieben gleichen.

Nach GÖTZINGER sollen auf diesen Geschieben auch Kritzen erzeugt werden können, allerdings nur unter besonders günstigen Verhältnissen, wenn weichere Gesteine z. B. in Quarzsand eingebettet sind. Allerdings fand GÖTZINGER nur Spuren breiterer Schrammen im Sandstein.

Die Wanderung des Schutts erfolgt heute noch; sie kann allerdings nur äusserst langsam vor sich gehen, da die wandernden Massen von Vegetation überspannt werden, und Vegetation nur möglich ist auf einem Boden, der eine gewisse Stabilität besitzt. Auch zeigen sich nirgends Lücken in der Vegetationsdecke, wie sie durch eine rasche Bewegung unbedingt erzeugt werden müssten. Andererseits wird durch die Vegetationsdecke ein hemmender Einfluss auf die Bewegung ausgeübt; infolgedessen ist die Schnelligkeit der Bewegung nicht an der Oberfläche am grössten, wie man eigentlich erwarten sollte, sondern unterhalb der Vegetationsdecke. Die Schuttmassen bewegen sich also wie in einem Schlauch vorwärts. GÖTZINGER konnte diese Annahme experimentell bestätigen: Pflöcke, die unter einem genau gemessenen Winkel in den Erdboden geschlagen worden waren, zeigten in einigen Fällen bei Wiederholung der Messung eine Versteilerung des Fallens, die daher rührte, dass der in die tieferen Partieen des Schutts hinabreichende Teil des Pflocks durch die dort herrschende stärkere Bewegung schneller fortgeführt wurde.

Noch mehr verzögernd wirkt auf die Schuttbewegung eine Wald-Geologische Rundschau. II.

decke. Die Bäume werden von der Bewegung nicht mit ergriffen, insbesondere konnte man nie feststellen, dass durch die langsame Schuttbewegung Bäume schief gestellt oder entwurzelt wurden. Das ist also ein Unterschied gegenüber schnelleren Schuttbewegungen, Rutschungen usw.

GÖTZINGER schlägt für diese langsame Schuttbewegung den Ausdruck „Kriechen“ vor, analog dem englischen „creep“, ein Ausdruck, der durch PENCK¹⁾ aus DAVIS²⁾ in die deutsche Literatur eingeführt wurde. Dementsprechend wird dann der Kriechschutt mit „Gekriech“ bezeichnet, wie man auch von Geröll und Geschieben spricht.

Nach GÖTZINGER ist das Gekriech überall verbreitet. Als Ursache für die Kriechbewegung kommt ebenso wie für die Rutschung vornehmlich die Durchtränkung von Boden, Schutt und Gestein mit meteorischem Wasser in Betracht. Diese kommt in erster Linie dadurch zustande, dass durch die Vegetationsbedeckung das fallende Regenwasser zu einem grossen Teil zurückgehalten wird, und durch die oberen Bodenlagen in die Tiefe dringt. Fördernd wirken hierbei Risse, die durch Insolation entstanden sind. Die Durchtränkung variiert nach der Jahreszeit, sie ist wahrscheinlich am grössten im Frühling während der Schneeschmelze. Sie ist grösser in Wiesen-gebieten als im Walde, während andererseits im Sommer die Verdunstung auf Wiesen grösser ist als im Walde. Die Wasseraufsaugung ist ferner abhängig von dem petrographischen Charakter des Untergrundes, da sandig-toniger Schutt (d. h. Lehm) das Wasser rasch aufschluckt (passive Wasseraufsaugung), während reiner Ton erst allmählich aus der Umgebung die Feuchtigkeit an sich zieht (aktive Wasseraufsaugung). Im allgemeinen wird Lehm am stärksten durchtränkt werden, da Ton von einem gewissen Punkte an kein Wasser mehr aufnehmen kann.

Im homogenen Schutt scheint in ca $\frac{1}{2}$ m Tiefe die Zone der grössten Durchtränkung zu liegen, da weiter oberhalb ziemlich viel Feuchtigkeit von der Vegetation verbraucht wird. In dieser Zone liegt auch die Linie der grössten Bewegung des Gekriechs.

Nach GÖTZINGER's Ansicht wird nun die Kriechbewegung folgendermassen veranlasst: Die Durchtränkung verursacht eine Volumervermehrung der Schutt- und Erdmassen. Dadurch werden die einzelnen Teilchen nach oben und nach den Seiten gedrängt. In der vertikalen Richtung erfolgt ein Aufblähen, nach den Seiten ein Abschieben in der Richtung des geringsten Widerstandes, also gehängeabwärts. Durch das Gewicht der lastenden Schuttmasse werden gleichzeitig die anstehenden Gesteinsschichten verquetscht. Daneben wird das

¹⁾ Geomorphologische Studien a. d. Herzegowina Zeitschr. d. D. u. Ö. A.-V 1900, S. 30.

²⁾ The geographical cycle. Geogr. Journ. XIV, 1899, p. 495.

Herabwandern des Schutts befördert durch die Wirkung des Frostes, das wiederholte Gefrieren und Auftauen. Beim Gefrieren findet Volumvermehrung statt; einzelne Teilchen werden bergab gedrängt. Die beim Auftauen erfolgende Kontraktion ist nicht imstande, den entgegengesetzten Effekt hervorzurufen und so etwa die erste Wirkung auszugleichen. Doch kommt die Frostwirkung nur für die oberen Lagen der Schuttdecke in Betracht, da im allgemeinen in unseren Breiten der Frost nicht stark genug ist, um auch in die tieferen Lagen einzudringen.

Untergeordnete Bedeutung für die Fortbewegung des Schutts haben wachsende Pflanzenwurzeln und grabende Tiere, wie Maulwürfe und Regenwürmer.

Wird die Durchtränkung der Schuttdecke stark gesteigert, so nimmt die Schnelligkeit der Bewegung erheblich zu, und es entsteht die Erscheinung, die ANDERSSON unter dem Namen „*Solifluktion*“ von der Bären-Insel beschrieben hat (2). Die Bären-Insel liegt im nördlichen Teil des Atlantischen Ozeans unter einer Breite von $74\frac{1}{2}^{\circ}$. Infolge dieser Lage herrschen hier ziemlich strenge Winter, die eine starke mechanische Verwitterung des Gesteins hervorrufen. Zudem können sich besonders auf den höher gelegenen Teilen gewaltige Schneemengen anhäufen. Wenn dann im Sommer die Schneeschmelze eintritt, werden grosse Wassermengen auf einmal frei, die den aus grobem und feinem Material bestehenden Verwitterungsschutt völlig durchtränken und in eine halbflüssige, schlammige Masse verwandeln. Diese bewegt sich langsam, jedoch rasch im Vergleich zum Gekriech der gemässigten Zonen, das Gehänge hinab, und es bilden sich im Tale Schlammströme, die man in gewissem Sinne mit Gletschern vergleichen kann. ANDERSSON spricht auch direkt von „*Schlammgletschern*“ (mud-glaciers). Die Firnregion der wirklichen Gletscher wird bei den Schlammgletschern vertreten durch das mit Wasser durchsättigte Schuttfeld am unteren Rande des abschmelzenden Schnees, der Gletscher selbst durch den Schlammstrom. Auch moränenartige Gebilde können auftreten, wenn sich nämlich an einer Stelle besonders zahlreich grosse Blöcke vorfinden.

Die Schlammströme setzen sich zusammen aus Material jeglicher Grösse, von ganz feinem Sand bis zu grossen eckigen Blöcken.

Dass diese Schlammströme sich noch heute bewegen, geht einmal hervor aus ihrer ganzen Form, dass sie sich verhältnismässig rasch bewegen, kann man daraus schliessen, dass sich auf ihrer Oberfläche keine Vegetation hat ansiedeln können. Nur auf den über die Gesamtmasse hervorragenden Felsblöcken findet man bisweilen einige kümmerliche Pflanzen. In einigen seltenen Fällen wurden auch auf dem Schlammstrom selbst Pflanzen angetroffen, und da zeigte es sich, dass deren Wurzelwerk ausserordentlich stark entwickelt war, wie das nötig ist, um der Pflanze in diesem halbflüssigen Medium einige Stabilität zu verleihen. Bei ziemlich steilen

Gehängen konnte sogar beobachtet werden, dass der obere Teil des Wurzelstockes tiefer lag als die äussersten Wurzelfasern; das lässt sich nur dadurch erklären, dass sich die oberflächliche Partie schneller bewegte als die tiefer gelegenen Teile. Hier besteht also ein Unterschied gegen das .Gekriech, das von einer zusammenhängenden Vegetationsdecke überkleidet wird.

Über die Grössenverhältnisse der Schlammströme sei mitgeteilt, dass bei einem der grössten die Breite 35 m betrug bei einer Mächtigkeit von ca. 2 m.

Weiter berichtet ANDERSSON über ein ähnliches Vorkommen auf der Südhalbkugel. Es sind das die berühmten stone rivers der Falklands - Inseln, die schon DARWIN erwähnt und später WYVILLE THOMSON¹⁾ näher beschreibt. Dies Phänomen ist besonders gut auf der östlichen Insel ausgebildet. Es werden hier die Täler von grauen Massen erfüllt, die eine Breite von mehreren hundert Metern bis zu mehreren Kilometern erreichen und aus einiger Entfernung betrachtet ein gletscherähnliches Aussehen besitzen. Sie kommen von Höhenrücken herab, empfangen unterwegs Zuflüsse, wobei sich ihr Volumen immer mehr vergrössert, und münden schliesslich ins Meer. Bei näherer Prüfung findet man, dass diese Massen aus gewaltigen Anhäufungen grosser Quarzitblöcke bestehen, die im allgemeinen unregelmässige Form besitzen. Doch ist das Vorherrschen einer parallelepipedischen Gestalt unverkennbar. Ihre Länge beträgt $\frac{1}{2}$ bis 7 m, ihre Breite ist etwa halb so gross, und ihre Dicke entspricht der Mächtigkeit der weiter oberhalb anstehenden Quarzitbänke. Die Blöcke sind eckig, sie liegen unregelmässig übereinander.

Die Struktur dieser „Steinflüsse“ ist nur dort erkennbar, wo fliessendes Wasser das feinere Material, das ursprünglich die Zwischenräume zwischen den grossen Blöcken ausfüllte, weggeführt hat. Wo das nicht der Fall ist, sind die Steinflüsse mit einer dichten Vegetationsdecke überzogen.

THOMSON gab für die Erscheinung folgende Erklärung: Der Untergrund besteht, besonders in den höheren Teilen, aus Quarzitbänken mit Zwischenlagen weicherer Schichten. Die letzteren sind der Verwitterung viel stärker unterworfen als die widerstandsfähigen Quarzite. Infolgedessen mussten die Quarzitbänke allmählich freigelegt werden und, ihres Haltes beraubt, in einzelne Blöcke zerbrechen. Wenn die Blöcke auf der Erde lagen, wurden sie schnell mit Vegetation überzogen, die Zwischenräume wurden im Laufe der Zeit mit feinerem Material ausgefüllt und es fand ein langsames Herabkriechen (creep down) der ganzen Schuttmasse infolge Durchtränkung mit Wasser und infolge Frostwirkung statt. Durch den Fluss wurde dann später von einigen Stellen das feinere Material zwischen den grossen Blöcken weggeschwemmt.

¹⁾ The Atlantic, p. 245.

ANDERSSON ist mit dieser Erklärungsweise einverstanden, bestreitet aber die Entstehung der Steinflüsse durch Solifluktion unter dem jetzigen Klima. Erscheinungen einer noch jetzt tätigen Solifluktion konnte ANDERSSON auch auf den Falklands-Inseln an günstigen Stellen beobachten, besonders in den höheren Teilen, wo die Gehänge relativ steil sind, wo die Vegetation spärlich ist und eine intensive Durchtränkung des Bodens stattfindet. Doch sind die dadurch entstehenden Schlammströme recht unbedeutend gegenüber den gigantischen Steinflüssen. Die grösste Breite eines solchen betrug 32 m, auf seiner Oberfläche lagen zahlreiche Blöcke mit einem Durchmesser bis zu 1,5 m. Diese Blöcke waren in Ton eingebettet, lagen nicht etwa auf anderen Felsbrocken.

Die Steinströme bilden, wie schon THOMSON und DARWIN hervorhoben, ein reguläres Flusssystem: ein Hauptstrom ist vorhanden, der mehr oder weniger zahlreiche Nebenflüsse empfängt und nach unten an Volumen zunimmt. Dort, wo nur die Anhäufungen grosser Blöcke zurückgeblieben sind, hört man das Murmeln eines unter dem Schutt hinfließenden Wasserlaufes, der das feinere Material weggespült und so die grossen Blöcke frei gelegt hat. Wo das nicht geschehen ist, bilden die Steinflüsse kein auffallendes Bild, da sie von einer dichten Vegetationsbedeckung überkleidet werden. Gelegentliche natürliche Aufschlüsse zeigen aber auch hier eine Zusammensetzung, die genau analog der der Schlammströme ist: grosse eckige Blöcke in einer Grundmasse aus feinerem Material.

ANDERSSON verlegt die Entstehung der Steinflüsse in eine Zeit, als das Klima erheblich rauher war als heute, als im Winter bedeutend mehr Schnee fiel, während aber andererseits die Sommerwärme noch ausreichte, diesen Schnee völlig zu schmelzen, und dadurch eine starke Solifluktion zu verursachen, kurz, in eine Zeit, als das Klima der Falklands-Inseln dem heutigen der Bären-Insel ähnelte. Von selbst drängt sich da der Gedanke auf, diese Zeit der klimatischen Depression zusammenfallen zu lassen mit den Eiszeiten der Diluvialzeit.

Zu diesem Resultat führt auch noch eine andere Überlegung. In Tierra del Fuego und im Süden von Patagonien finden sich Moränen eines grossen Inlandeises, Süd Georgien I zeigt die Spuren einer vollständigen Vergletscherung und auch auf Graham-Land besass das Eis eine viel grössere Ausdehnung. Im Westen, Osten und Süden sind also die Falklands-Inseln von Ländern umgeben, die zur Diluvialzeit stark vergletschert waren, nur die Inseln selbst zeigen keine Anzeichen einer ehemaligen Eisbedeckung. Da es aber recht unwahrscheinlich ist, dass die Kältewelle über die Falklands-Inseln hinwegging, ohne irgendwelche Spuren zu hinterlassen; so nimmt ANDERSSON an, dass die grossen Steinflüsse eine „besondere Fazies der Eiszeit“ sind. Die klimatische Depression war nicht stark genug, eine Vergletscherung hervorzurufen: sie bewirkte nur eine intensive

Verwitterung und „fliessende Hänge“. Man könnte also danach die Steinflüsse als fossile Schlamströme bezeichnen oder im weitesten Sinne als fossiles Gekriech.

Wichtige Vorbedingung für die grossartige Ausbildung der Solifluktion war die Beschaffenheit des Untergrundes, der Wechsel harter, widerstandsfähiger Quarzitbänke mit Schichten weicheren Materials, wie auch auf der Bären-Insel die Solifluktion hauptsächlich gebunden ist an Stellen, wo der Ursa-Sandstein ansteht, ein Gestein, das auch harte Quarzitbänke in einem weicheren Zwischenmittel enthält.

Noch heute wirksame Solifluktion ist weit über die Erde verbreitet, aber es finden sich auch Beispiele einer fossilen Solifluktion, auf die schon GEIKIE¹⁾ hinweist. Als solche wären aufzufassen die „rubble drift“ Südenglands, die beiden Kalkbreccien Gibraltars, die verschiedenen Horizonten angehören und daher zwei getrennte Epochen einer Klimaverschlechterung andeuten, und die Steinflüsse des Ural, die TSCHERNYSCHEW erwähnt im „Guide des excursions du VII. Congrès géologique international“ Vol. III, pp. 28, 29, aus der Umgegend der Minen von Bakalsk.

Dass man aber nicht alle Gebilde, die äusserlich den Steinflüssen der Falklands-Inseln zu gleichen scheinen, durch Solifluktion erklären kann, zeigen die Arbeiten von CAPPS (3) und HOWE (4).

CAPPS beobachtete in dem Nizina Special Quadrangle in Alaska, 61° 20' nördlicher Breite, Gebilde, die er „rock glaciers“, „Steingletscher“, nannte. Es sind das stromartige Schuttanhäufungen, die in breiten Tälern liegen. Die Täler gehen gewöhnlich oben in einen karartigen Felsenzirkus über. Das Material, das den Steingletscher zusammensetzt, ist eckiger Schutt, ähnlich dem gewöhnlichen Gehängeschutt; seiner Beschaffenheit nach ist es identisch mit dem der Zirkuswände, Porphyrr, Kalk, Diorit oder Schiefer. Die Kare, in denen die Steingletscher entspringen, stammen aus der Eiszeit. Jetzt sind sie gewöhnlich im Sommer schneefrei, doch konnten einige Fälle beobachtet werden, wo die Steingletscher nach oben zu in wirkliche Gletscher ohne scharfe Grenze übergehen.

Die Grösse der Steingletscher variiert, doch sind sie gewöhnlich mehrere Male länger als breit. Die Breite beträgt 100 bis 500 m, die Länge 1 bis 5 km. Die oberflächliche Neigung beträgt 9° bis 18°. Der Durchmesser der Felsbrocken beträgt im allgemeinen 20 cm bei Porphyrr, er ist grösser bei Diorit und Kalk, kleiner bei Schiefer. Doch kommen auch Blöcke vor, deren Durchmesser mehrere Fuss beträgt.

Die Steingletscher gleichen in ihrer Form auffällig wirklichen Gletschern. Sie entspringen wie diese in einem karartigen Felsenzirkus. Im Querschnitt sind sie in der Mitte am höchsten, scharf setzen sie gegen die seitlichen Gehänge ab. Die Oberfläche weist Längsstreifen auf, die bisweilen in konzentrische Querwälle über-

¹⁾ The Great Ice Age.

gehen. Am unteren Ende endigt der Steingletscher mit einer Böschung, die den für das betreffende Material maximalen Böschungswinkel aufweist. Die ganze Erscheinung macht den Eindruck einer langsam Bewegung.

Da CAPPES vermutete, dass Eis irgendwie bei der Bildung und Bewegung dieser Steingletscher mitwirkte, liess er an einigen Stellen Nachgrabungen ausführen, und in der Tat wurde in einiger Tiefe Eis gefunden, allerdings kein eigentliches Gletschereis, sondern Eis, das die Zwischenräume zwischen den Steinbrocken ausfüllte.

Trotzdem besteht aber ein scharfer Unterschied zwischen den Steingletschern und eigentlichen Gletschern. Für die Bildung eines wirklichen Gletschers ist ein Firnfeld unbedingt erforderlich, das auch im Sommer nicht abschmilzt. Die meisten Steingletscher entspringen dagegen in Karen, die im Sommer vollkommen oder wenigstens praktisch vollkommen schneefrei werden. Ein wirklicher Gletscher hat immer das Bestreben, wie mächtig auch seine Schuttdeckung sein mag, zu bersten, wenn er über eine Unebenheit des Untergrundes hinweggeht; ein Abschmelzen des Eises bewirkt eine beträchtliche Formveränderung. Beides trifft für den Steingletscher nicht zu, da die Schuttblöcke sich gegenseitig Halt gewähren und das Eis nur die Zwischenräume ausfüllt. Außerdem können Steingletscher niemals zurückgehen wie eigentliche Gletscher.

CAPPES denkt sich die Steingletscher auf folgende Weise entstanden: Da das Gebiet, in dem die Steingletscher auftreten, sehr nahe der heutigen Schneegrenze liegt, wurden alle Täler, die heute von den Steingletschern eingenommen werden, während der letzten Eiszeit von Gletschern erfüllt. Darauf deutet auch das U-förmige Profil der Täler, die zahlreichen Hängetäler, die karartigen Felszirkusse usw. Als dann das Klima milder wurde, zogen sich viele kleine Gletscher zurück. Die Talgehänge, die durch Glazialerosion vielfach übersteil geworden waren, wurden schneefrei und sofort begann die in diesen hochgelegenen Gegenden äusserst intensive Verwitterung ihr Zerstörungswerk. Grosse Schutt Mengen stürzten auf die noch im Tale vorhandenen Gletscher und wurden von diesen weiter transportiert. Dieses Schuttmaterial würde unter normalen Verhältnissen am Gletscherende als Endmoräne aufgetürmt worden sein. Dazu hatte aber der kleine Gletscher infolge der kolossalen Schutt Mengen, die ihm immer von neuem von oben zugeführt wurden, nicht mehr die Kraft. Er schmolz ab, und die Schneewässer drangen in die Schuttanhäufungen ein und froren dort wieder in einer Tiefe, in der die Wärmewirkung von der Oberfläche her gleich Null war, zu Eis, das nun die Zwischenräume zwischen den einzelnen Felsblöcken ausfüllte. Die dabei auftretende Volumvermehrung mag dann den Anstoss zu einer langsam Bewegung der ganzen eiszementierten Masse gegeben haben. Als schliesslich bei weiterer Verbesserung des Klimas die Gletscher ganz abschmolzen, blieben nur die Steingletscher zurück.

Eine Stütze erhält die Theorie durch die Tatsache, dass hier in Alaska Gletscher vorhanden sind, die nach unten zu ohne scharfe Grenze in Steingletscher übergehen.

Für die Annahme einer noch jetzt vorhandenen langsamen Bewegung der Steingletscher sprechen folgende Gründe:

1. Die bemerkenswerte Ähnlichkeit in Lage und Form mit Gletschern der unmittelbaren Umgebung.
2. Der innige Zusammenhang einiger Steingletscher mit wirklichen Gletschern.
3. Das Vorhandensein von Eis in den Zwischenräumen zwischen den Felsbrocken in geringer Tiefe unter der Oberfläche.
4. Die Längsstreifen auf der Oberfläche der Steingletscher können bisweilen bis in das Innere des karartigen Zirkus verfolgt werden, wo sie in noch heute tätige Schuttkegel übergehen. Jedoch findet sich am unteren Ende dieser Schuttkegel keine irgendwie bemerkenswerte Anhäufung von Schutt, wie es doch der Fall sein müsste, wenn der Schutt nicht weggeführt würde.
5. Viele Steingletscher endigen mit einer steilen (bis 30 m. hohen) Böschung. Der Böschungswinkel beträgt 35° , und das ist der Maximalböschungswinkel für derartiges Material. An dieser Abbruchstelle ist das Material immer frisch, während weiter oberhalb die Oberfläche des Steingletschers mit Vegetation, gewöhnlich Flechten, bedeckt ist. In einem Falle hat ein Steingletscher einen Fluss ganz an die gegenüber liegende Talwand gedrängt. Zwischen Talwand und Steingletscherende ist gerade nur Platz für den Fluss. Trotz der stetig wirkenden Flusserosion ist der enge Kanal noch nicht erweitert worden. Und auch hier beträgt der Böschungswinkel der Abrissstelle 35° .

Ganz ähnliche Gebilde beschreibt HOWE (4) unter dem Namen „rock streams“, „Steinströme“, aus den San Juan Mountains in Colorado. Diese Steinströme sind zungenförmige Schuttanhäufungen von einer Länge bis zu 1 km, einer Breite bis zu 600 m, und einer Mächtigkeit von 20 bis 40 m. Das Material, das die Steinströme zusammensetzt, besteht aus einem bunten Gemisch von feinerem und grobem eckigen Schutt. Die grössten Blöcke, die Howe beobachten konnte, hatten einen Durchmesser von 5 m. Die Steinströme sind scharf abgegrenzt gegen den Gehängeschutt. Sie entspringen bisweilen in einem karartigen Zirkus, manchmal unter vorspringenden Felsen. Das Material stammt immer von den Felswänden an der Ursprungsstelle des Steinstromes. Auf der Oberfläche des Steinstromes zeigen sich oft unregelmässige Höcker, manchmal Längsstreifen, die am unteren Ende in konzentrisch zum Rande verlaufende Querwälle übergehen. Die ganze Erscheinung macht den Eindruck, als ob jetzt noch eine langsame gletscherähnliche Bewegung stattfände, die aber nicht festgestellt werden konnte. Einzelne Steinströme könnte man

aus einiger Entfernung für Gletscher halten, die über und über mit Schutt bedeckt sind.

Sämtliche von HOWE beobachteten Steinströme liegen über bzw. an der heutigen Baumgrenze, innerhalb des Gebietes, das zur Diluvialzeit vergletschert war.

Für die Entstehung der Steinströme kommen nach HOWE verschiedene Möglichkeiten in Betracht, und danach kann man die Steinströme in verschiedene Gruppen einteilen. In die erste Gruppe gehören diejenigen, die in einem karartigen Zirkus entspringen; diese sind im übrigen genau so ausgebildet, wie CAPPES' Steingletscher in Alaska. Auch HOWE nimmt an, dass bei der Bildung dieser Steinströme Gletscher der Diluvialzeit in erster Linie beteiligt waren. Er stellt sich den Vorgang so vor, dass gegen Ende der Eiszeit eine grössere Anzahl kleinerer Bergstürze von den Zirkuswänden herabkamen und sehr viel Schutt auf die Oberfläche des Gletschers beförderten. Dieser transportierte das Schuttmaterial weiter nach unten und lagerte es, als das Klima milder wurde und der Gletscher allmählich abschmolz, in der Form eines Steinstromes ab.

Die zweite Gruppe wird von Steinströmen gebildet, die auf der Nordseite steiler Felswände liegen. Sie sind dadurch charakterisiert, dass sie im Längsprofil in der Mitte eine Einsenkung besitzen, dass also ihr äusserer Rand einen nach zwei Seiten abfallenden Wall darstellt. Für diese Art von Steinströmen gibt HOWE folgende Erklärung. Auf der Nordseite steiler Gehänge können sich infolge der starken Beschattung bis in den Sommer hinein ausgedehnte Schneefelder erhalten. Der Verwitterungsschutt, der während des Vorhandenseins eines solchen Schneefeldes von den Wänden abbröckelt, fällt auf die ziemlich steil geneigte Schneefläche, gleitet auf dieser herab und wird an ihrem unteren Ende abgelagert. Da die Grösse des Schneefeldes während eines grossen Teils des Jahres ziemlich konstant bleibt, werden sich an einer Stelle ziemlich erhebliche Mengen Schutt ansammeln. Wenn dann im Laufe des Sommers das Schneefeld allmählich abschmilzt, rückt auch die Ablagerungsstelle des Gehängeschuttes sukzessive näher an die Ausgangsstelle, die Felswand, heran. Da aber während des Abschmelzens das Schneefeld nie längere Zeit gleiche Ausdehnung besitzt, können sich auch nicht grössere Schutt Mengen an einer Stelle anhäufen, und so entsteht das charakteristische Längsprofil dieser Art von Steinströmen: vorne eine wallartige Anhäufung von Gesteinsschutt, weiter rückwärts eine weniger grosse Mächtigkeit des Schutts. Einige kleine Schuttwälle, die innerhalb des vorderen grossen auftreten und konzentrisch zu ihm verlaufen, deuten auf Jahre, wo das Schneefeld eine geringere Ausdehnung besass.

Keine der angegebenen Erklärungsweisen ist für die dritte Gruppe von Steinströmen verwendbar. Diese entspringen nicht in Karen, liegen auch nicht, nach Norden exponiert, vor steilen Felswänden,

sondern finden sich vielfach unter vorspringenden Felsklippen. Sie können nur durch Bergstürze entstanden sein, wenngleich die ganze Anlage, die eigentümliche Form der Schuttablagerung und die in vielen Fällen recht geringe Neigung des Untergrundes gegen diese Entstehungsart zu sprechen scheinen. Bergstürze (landslides) finden sich auch sonst in den San Juan Mountains ziemlich häufig. HOWE gibt in dem ersten Teil seines Werkes eine anschauliche Schilderung davon und untersucht namentlich die Ursachen, die den Bergsturz auslösten, genauer. Die meisten Bergstürze finden sich in dem Gebiet der diluvialen Vergletscherung, was wohl dadurch zu erklären ist, dass die Gletscher vielfach übersteile Gehänge schafften. Doch mussten für die eigentliche Auslösung des Bergsturzes noch andere Bedingungen hinzutreten, denn in hinreichend widerstandsfähigem Gestein ist das übersteile glaziale Relief noch heute erhalten. Begünstigt wird das Eintreten eines Bergsturzes dadurch, dass weiche oder stark zersetzte Schichten (bröckelige Schiefer und Tuffe) überlagert werden von harten Gesteinen (Quarziten, Kalken, Andesiten usw.). Daneben spielt auch die Zerklüftung eine gewisse Rolle. Nach HOWE's Ansicht ging aber der Bergsturz erst dann nieder, wenn der Untergrund infolge ausgiebiger Niederschläge stark durchweicht worden war. Das gilt auch für jene Bergstürze, die durch den tektonischen Aufbau bedingt sind und besser als Bergrutsche bezeichnet werden, wenn weiche Schichten, die von harten überlagert werden, in Richtung des Abhanges einfallen. Das klassische Beispiel hierfür ist der bekannte Bergrutsch von Goldau, wo harte Nagelfluhbänke auf den Schichtflächen weicher Flyschmergel abrutschten.

Das Profil aller dieser Bergstürze und -rutsche ist, wie auch GOTZINGER hervorhebt, im oberen Teile konkav, im untern konvex. Die Schuttmassen sind im allgemeinen über weite Strecken regellos verstreut. Der Neigungswinkel des Untergrundes ist ziemlich gross.

Nun ereigneten sich aber gerade in den letzten Jahrzehnten zwei Bergstürze, die dadurch besonders bemerkenswert sind, dass ihre Ablagerungen eine ganz bestimmte Form annahmen, nämlich die eines Steinstromes. Es sind dies der Bergsturz von Elm und der von Frank, einem durch seine Kohlenbergwerke bekannten Städtchen an einer Zweigstrecke der kanadischen Pazifikbahn.

Der Bergsturz von Elm, der von HEIM¹⁾ eingehend beschrieben wurde, ereignete sich im Jahre 1881. Durch unvorsichtigen Abbau eines Schieferbruches wurde eine grössere Felspartie unterhöhlte, die dann 1881 herunter brach, nachdem schon längere Zeit vorher der Bergsturz durch mehrere, z. T. recht beträchtliche Spalten sich angekündigt hatte. Bei dem eigentlichen Hauptsturz unterscheidet HEIM drei Phasen. In der ersten Phase riss die Felsmasse ab und stürzte auf das bei dem Schieferbruch gelegene Plateau; diese Phase

¹⁾ Der Bergsturz von Elm und (5).

kann man mit dem Herabströmen eines Sturzbaches vergleichen. Von diesem Plateau flogen oder spritzten die Felsmassen horizontal frei durch die Luft in einem Bogen in das Tal hinunter, ähnlich einem Wasserfall; die Tropfen des Wasserfalles werden hier durch die Felstrümmer repräsentiert. In der letzten Phase glitten die Schuttmassen infolge der grossen kinetischen Energie, die sie noch besassen, auf dem wenig geneigten Untergrund (das Gefälle betrug 3 bis $3\frac{1}{2}$ %) vor und bildeten einen Schuttstrom von ca. $1\frac{1}{2}$ km Länge und 4 bis 500 m Breite.

Wesentlich für das Zustandekommen des Steinstromes war die grosse Geschwindigkeit der herabfallenden Trümmer und die Grösse der ganzen Masse im Vergleich zu den einzelnen Trümmern. Je grösser diese beiden Faktoren sind, desto mehr nähert sich die Bewegung einer Trümmermasse der einer Flüssigkeit. Die kinetische Energie muss so gross sein, dass dagegen die innere Reibung und die Reibung gegen den Untergrund verschwindend klein werden. Sobald die Reibungskräfte ein merkliches Übergewicht bekommen, hört die Bewegung des Schuttstromes plötzlich auf. Da aber an und für sich die innere Reibung in einer Schuttmasse erheblich grösser ist als in einer Flüssigkeit, müssen die Böschungen, die die Schuttmassen zum Fliessen veranlassen sollen, schon recht bedeutend sein.

Der Schuttstrom von Elm „liegt im Tale, wie ein grosser, ganz mit Moränenschutt bedeckter Gletscher“. Er ist in der Mittelzone höher aufgewölbt als an den Seiten. Das Material, das ihn zusammensetzt, besteht aus Felsblöcken aller Dimensionen herab bis zu feinem Sand. Auf der Oberfläche zeigen sich Längsstreifen, die am Ende in konzentrisch zum Rande verlaufende Wälle übergehen. Kurz, es finden sich fast alle Merkmale der Steingletscher von Alaska und der Steinströme der San Juan Mountains wieder, wie denn auch HEIM ausdrücklich hervorhebt, dass man nach der äusseren Gestalt des Schuttstromes glauben könnte, er sei durch eine sehr langsame Bewegung zustande gekommen.

Der Bergsturz von Frank ereignete sich im Jahre 1903 und wurde von Mc. CONNEL und BROCK¹⁾ beschrieben. Er ging aus vom Turtle Mountain, wo kretazische Sandsteine und Schiefer von z. T. devonischen Kalken überlagert wurden. Auch hier brach eine grosse Felsmasse ziemlich hoch über dem Talboden ab, stürzte herunter, glitt über das Tal hinweg und bildete einen Schuttstrom, der ganz dem von Elm gleicht.

Entsprechend diesen beiden Beispielen führt HOWE die dritte Gruppe seiner Steinströme auf Bergstürze zurück, bei denen ähnliche Bedingungen, wie bei den Bergstürzen von Elm und Frank, einer grossen Trümmermasse eine bedeutende kinetische Energie verliehen.

¹⁾ Report of the great landslide at Frank, Alta., 1903. Ann. Rept. Dept. Interior, Canada 1903.

Dass sich aber nicht alle Steingletscher oder Steinströme durch diese Hypothese erklären lassen, zeigen CAPP'S Beobachtungen in Alaska. Es kommt hier nämlich an einigen Stellen vor, dass sich zwei Steingletscher, die in nahe beieinander gelegenen Karen entspringen, sich weiter unterhalb zu einem Steingletscher vereinigen. An der Vereinigungsstelle sieht man, dass die beiden Steingletscher gleichzeitig und zwar langsam angekommen sein müssen. Nie konnte CAPP'S beobachten, dass der eine Steingletscher mit grosser Geschwindigkeit über den anderen hergestürzt war. Die Langsamkeit der Bewegung wird auch noch durch ein anderes Beispiel gut illustriert. In einem Nebental des Mc Carthy Creek, einem Hängetal, liegt ein Steingletscher, der alle charakteristischen Merkmale der Steingletscher aufweist. An der Mündung des Hängetals bricht er ab und findet seine Fortsetzung in dem Haupttal in einem gut ausgebildeten Schuttkegel. Das deutet auf einen langsamem Transport des Materials, das den Schuttkegel aufbaut, denn andernfalls wäre eine so vollkommene Schuttkegelbildung unmöglich gewesen. Übrigens macht auch gerade dieses Beispiel die Annahme wahrscheinlich, dass die langsame Bewegung der Steingletscher heute noch fortdauert, denn Erlenbüsche, die auf dem Schuttkegel wachsen, sind halb verschüttet, ein Zeichen, dass auch heute noch dem Schuttkegel fortwährend neues Material zugeführt wird.

Die Schuttanhäufungen, die, wie im vorhergehenden gezeigt wurde, durch ganz verschiedene Ursachen entstanden sein können, zeigen in vielen Punkten überraschende Ähnlichkeit. Infolgedessen ist es leicht erklärlich, dass derartige Schuttmassen bisweilen falsch gedeutet wurden, und besonders das Gekriech hat nach GÖTZINGER an vielen Stellen Anlass gegeben zur Aufstellung einer Glazialhypothese, da man das Gekriech für Moränenpackung hielt. Wenn es auch nun Übergänge zwischen diesen beiden, ganz verschiedenen Arten von Ablagerungen geben mag, so wird doch im allgemeinen eine Trennung möglich sein, wenn man ausser dem geologischen Moment noch das geographische berücksichtigt, d. h. insbesondere die orographischen und morphologischen Verhältnisse. Daneben dürfen bei der Glazialforschung auch die klimatologischen Verhältnisse nie unbeachtet gelassen werden.

Andererseits darf man aber auch das Gekriech nicht überschätzen. Wenn man z. B. ANDERSSON's Schilderungen der Steinflüsse auf den Falklands-Inseln liest, so scheint eine Entstehung dieser nur durch Kriechwirkung nicht ganz verständlich. Denn damit die von den Bergen herabkommenden Schuttmassen sich in so regelmässiger Stromform auf ganz sanft geneigtem Untergrund anordneten (die „stone rivers“ bilden, wie hervorgehoben, reguläre Flusssysteme mit einem Hauptfluss und mehreren Nebenflüssen), musste die ganze Schlammmasse schon recht dünnflüssig sein. Dann wird aber der Transport der grossen Blöcke von 7 m Durchmesser unwahrscheinlich, denn

diese Blöcke mussten in dem Schlammkreis einfach zu Boden sinken. Hier hätten sie durch rollende Bewegung weiter transportiert werden können, aber die Blöcke der Steinflüsse sind eckig, zeigen keine Spur einer Abrollung. Vielleicht war doch Gletschereis bei der Bildung der Steinflüsse irgendwie beteiligt, wie bei den „rock glaciers“ in Alaska und den „rock streams“ in Colorado, in der Weise etwa, dass sich das Gekriech auf der Oberfläche des Gletschers ansammelte, forttransportiert und beim Abschmelzen als stone river abgelagert wurde. Allerdings könnte diese Annahme einer Vergletscherung bis jetzt nur gestützt werden durch die zentrale Lage der Falklands-Inseln inmitten anderer Gebiete, die zur Diluvialzeit stark vergletschert waren.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Geologische Rundschau - Zeitschrift für allgemeine Geologie](#)

Jahr/Year: 1911

Band/Volume: [2](#)

Autor(en)/Author(s): Stamm Kurt

Artikel/Article: [Schuttbewegungen 162-177](#)