

# Schutthalden Alpen : Arktis

Autor(en): **Brenner, Daisy-Claire**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Geographica Helvetica : schweizerische Zeitschrift für Geographie = Swiss journal of geography = revue suisse de géographie = rivista svizzera di geografia**

Band (Jahr): **26 (1971)**

Heft 3

PDF erstellt am: **05.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-50738>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Schutthalden Alpen — Arktis

*Daisy-Claire Brenner*

Geographisches Institut der Universität Zürich

1. Einführung
2. Die Schutthalden als korrelierte Ablagerungsformen der Wanderwitterung
3. Das Gesteinsmaterial des Einzugsgebietes und die Zufuhr
4. Die Ausbildung der Sturzhdalden
5. Vergleiche von Granulogrammen und Sitogrammen auf Sturzkegeloberflächen
6. Zusammenfassung

## *1. Einführung*

Als Diplomarbeit (Brenner, 1970) untersuchte ich Schutthalden im Schweizerischen Nationalpark und dessen Umgebung. Die Höhenlage der beobachteten Objekte schwankte zwischen 1200 und 2800 m über Meer. Ich wählte Beispiele in allen Expositionen und in verschiedenen Gesteinen.

Im Sommer 1970 konnte ich an einer Spitzbergen-Expedition teilnehmen. Das gab mir die Möglichkeit, im arktischen Gebiet dieselbe morphologische Form wie in den Alpen zu untersuchen. Unser Basislager befand sich im westlichen Teil von Spitzbergen, in der Nähe von Longyearbyen. Dort bearbeitete ich Sturzhdalden, die meist aus Sedimentgesteinen bestanden und zwischen 100 m und 300 m über Meer lagen. Auch hier achtete ich darauf, alle Expositionen zu berücksichtigen.

## *2. Die Schutthalden als korrelierte Ablagerungsformen der Wanderwitterung*

Die Schutthalden umfassen alle Schuttagerungen mit deutlicher Haldenform (Dürr, 1970). Sie können z. B. durch subaerische Verwitterung und durch glaziale oder fluviale Unterschneidung von Steilhängen zur Ausbildung gelangen. Damit sich Schutthalden bilden können, muß ein gewisser Relieffaktor vorhanden sein (Poser, 1954), d. h. einer Steilwand muß eine kleine Ebene vorgelagert sein. Ist dieser Gegensatz nicht vorhanden, so fällt der Hangschutt der Solifluktion anheim.

Das in freiem Fall aus den Wänden abgehende Material bezeichnet man als «Sturzschutt», deren Ablagerungsform als «Sturzhdalden» (Koegel, 1943;

Fromme, 1955; Vorndran, 1969). Je nach Größe der Fragmente lassen sich verschiedene Arten von Sturzschuttbildungen unterscheiden.

Bau und Gliederung der Rückwände sowie Neigung und Gestalt des Geländes am Wandfuß beeinflussen die Erscheinungsformen der Sturzhdalden. Diese bilden mit dem Einzugsgebiet eine klimamorphologische Einheit.

Nach Koegel (1943) und Poser (1954) erfolgt der Schuttwurf aus ungegliederten Wänden flächenhaft; es entstehen am Wandfuß «einfache Sturzhdalden». Fällt der Schutt aber linear aus der Wand, so entstehen einzelne Sturzkegel, die bei enger Schärung zusammenwachsen können und so «zusammengesetzte Sturzhdalden» bilden. In den Steinschlagrinnen greifen diese Sturzkegel höher in die Wand hinein.

Für die Schuttlieferung müssen wir die Tektonik der anstehenden Wand, das Gestein und das Klima (das wir vorwiegend durch Niederschlag, Temperatur, Exposition und Höhenlage erfassen) berücksichtigen. Die Schuttproduktion erfolgt durch Frostsprengung, Insulationsverwitterung und chemisch-biologische Verwitterung. Die Region stärkster Schuttlieferung liegt in der orographischen Schneegrenzzone und folgt deren Veränderung.

Wenn die Wand zurückwittert, schützt das heruntergestürzte Gesteinsmaterial den Wandfuß vor weiterer Verwitterung. Dieser rückt also aufwärts durch die Bildung der Sturzhdalden. Die vor Verwitterung geschützten Felspartien werden als «Haldenhang» (Penck, 1924) oder als «Felskern» (Lehmann, 1933) bezeichnet. Am Ende der Entwicklung wird die Wand durch Sturzhdalden und Felskern ersetzt. Diese drei Elemente sind miteinander verknüpft und dauernd in Veränderung begriffen.

Mortensen (1960) betont, daß nicht nur der Abtrag erfaßt, sondern auch die daraus entstehenden Formen beachtet werden müssen.

Da nun der Haldenhang von einer mehr oder weniger mächtigen Schuttschicht bedeckt ist, streiten sich die Autoren über dessen Verlauf (Fisher 1866, Piwowar 1903, Koegel 1920, Penck 1924, Lehmann 1933, Gerber 1934/63, Baulig 1940, Bryan 1940, Morawetz 1943/48, Bakker/Le Heux 1946, Birot 1949, Savigear 1952, Fromme 1955, Jäckli 1957, Büdel 1959/60, Jahn 1960/68, Mortensen 1960, Rapp 1960, Souchez 1961, Young 1963, Keltat 1969). Damit verknüpft ist die zweite Streit-



Abbildung 1. *Beispiel eines alpinen Sturzkegels* (Munt Buffalora, Koord.: 815 625/167 500, 2340 m ü. M.)

frage, jene nach der Mächtigkeit und dem Aufbau der Sturzhalden.

Aus eigenen Beobachtungen von aufgeschlossenen Sturzhalden beträgt deren Mächtigkeit an der Basis vermutlich einige Dutzende von Metern und nicht nur einige Meter, wie oft angenommen wird. Die meisten Autoren (v. a. Machatschek, 1934, Fromme und Kelletat) sind der Ansicht, daß der oberflächlich sichtbare Schuttmantel nur einige Dezimeter mächtig ist, daß die Haldenkörper selbst aber aus einer grusigen Feinerdmasse mit vereinzelt Gesteinsfragmenten aufgebaut ist. Dieser kann an einzelnen Stellen nicht vollständig von der oberflächlichen Schuttschicht bedeckt sein. Diese Erscheinung bezeichnet Fromme als «Erdflecken».

Innerhalb dieses feinen Haldenkörpers konnte ich sogar einzelne Gesteinshorizonte feststellen (vgl. auch Kelletat). Fromme deutet eine ähnliche Erscheinung als Murgangeinbrüche (vgl. auch Machatschek).

Viele Autoren (Mortensen 1956/60, Malaurie 1960, Corbel 1964, Höllermann 1964) vertreten die Auffassung, daß die rezenten Schutthalden im Spät- und vor allem im Postglazial gebildet wurden durch den

nachlassenden Druck des Gletschereises auf die anstehenden Wände beim Abschmelzen der Gletscher. Die gleichen Autoren glauben, daß die rezente Schuttlieferung gering ist, was zum Teil gemessen wurde (Rapp 1957/59/60, Mortensen). Die Fragen der quantitativen Schuttproduktion sind noch lange nicht geklärt und bedürfen weiterer Bearbeitung. Die Schutthalden werden heute vorwiegend überprägt von Gekriech, Solifluktion und Murgängen. Hier ist also eine rasche von einer langsamen Denudation zu unterscheiden.

Es können heute neben aktiven auch mäßig aktive und inaktive Sturzhalden beobachtet werden (Fromme, Vorndran), Poser (1957) faßt die Schutthalden als überleitende Form in den nival-periglazialen Höhengürtel auf. Doch die vom Relief bedingte Lage des Schutthaldenfußes darf nicht mit der Untergrenze der periglazialen Höhenstufe gleichgesetzt werden. (Wir müssen daran denken, daß es auch sogenannte «allochthone Schutthalden» gibt [Poser 1954], die aus einem klimatisch anderen Gebiet genährt werden.)

### *3. Das Gesteinsmaterial des Einzugsgebietes und die Zufuhr*

Die Sturzhalden im *Schweizerischen Nationalpark* und dessen Umgebung setzen sich vorwiegend aus Karbonatgesteinen (Kalk und Dolomit) zusammen. Zum Vergleich wurden auch einige Beispiele in Granit und Gneis bearbeitet. Die Schichtung der Sedimentgesteine war verschieden mächtig und zum Teil stark verfalltet. Das Streichen und Fallen der Schichten war sozusagen bei allen untersuchten Sturzhalden verschieden.

In *Spitzbergen* bearbeitete ich die Sturzhalden in der Umgebung unseres Basislagers bei Longyearbyen. Das Einzugsgebiet dieser Sturzhalden bestand aus Sandsteinen aller Art mit dünnen Schichten von anderem Gesteinsmaterial, wie Quarziten, Schiefen und Kohle. Die Schichtung dieser Gesteine war meist dünnbankig, konnte aber vereinzelt mächtiger sein. Die Schichten lagen sehr oft horizontal. Anstelle von Gipfeln erhoben sich hier Plateauberge.

Aus der Verschiedenartigkeit des Anlieferungsgebietes (Nationalpark und Westspitzbergen) folgt auch ein Unterschied bei der Gesteinszufuhr zur Sturzhalde. Ist die schuttliefernde, anstehende Wand so beschaffen, daß sie nicht gleichmäßig zurückwittert, so können sich an gewissen Stellen Rinnen – sogenannte «Steinschlagrinnen» – eintiefen.

In den Alpen klassifizierte ich die Steinschlagrinnen meines Arbeitsgebietes in Gruppen: kluffähnliche Steinschlagrinnen, in einem Bruch



Abbildung 2. Beispiel eines arktischen Sturzkegels aus Spitzbergen (Adventfjord, 110 m ü. M.)

liegend, wo die begrenzenden Wände nicht stark beansprucht sind;

senkrecht zum Streichen der Gesteinsschichten ausgebildete Steinschlagrinnen in Richtung der Falllinie verlaufend (aus der anstehenden Wand werden dadurch bastionartige Türme herauspräpariert):

zerklüftete Wandpartien, die stark verwittern und keine eigentlichen Steinschlagrinnen bilden; Steinschlagrinnen im Streichen der Gesteinsschichten liegend (vgl. Brenner, 1970).

Für die Sturzhalden in Spitzbergen mag der zweite Fall zutreffen, da die Gesteinsschichten mehrheitlich horizontal liegen.

Nun spielen hier verschiedene weitere Einflüsse eine Rolle:

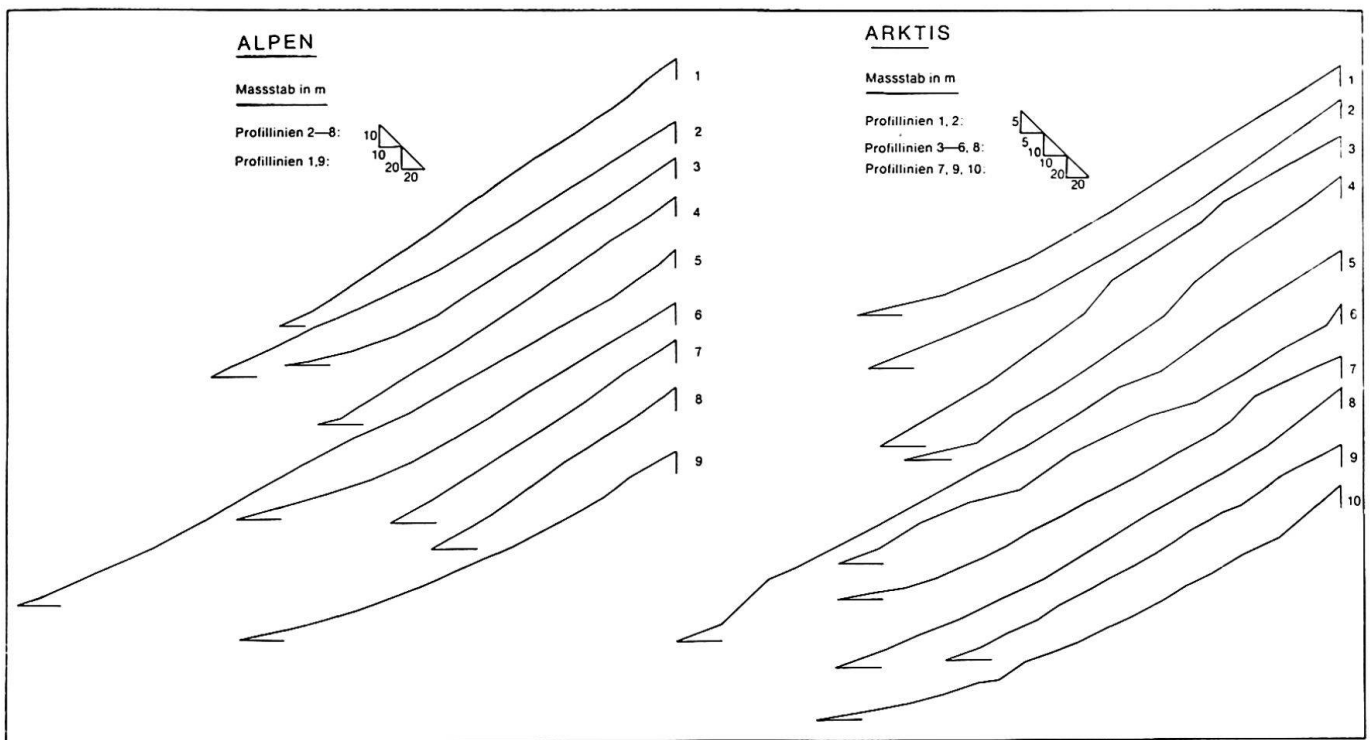
In der Auftauzone der Plateauoberfläche verwittern die obersten Schichten heute bis etwa 80 cm tief. In gleicher Art verwittern aber auch die sie begrenzenden Wände im oberen Teil. Dazu tritt der Eisrindeneffekt (Büdel, 1968), der bei der Zerlegung der äußersten Schichten mitwirkt. Die anstehenden Wände sind bedeckt von Schutt, der vorerst in situ liegenbleibt, weil im periglazialen Klimabereich die Bedingungen für eine genügende Abfuhr nicht vorhanden sind. Sobald die Schneedecke und das Eis des Permafrostes schmelzen, setzt die Erosion ein.

Daher werden die schmalen Steinschlagrinnen, die an den Plateaurändern ansetzen, oben trichterförmig erweitert. Steinschlagrinnen, die sich durch tieferliegende Schichten fortsetzen, erscheinen – wie in den Alpen – als schmale, senkrechte Rinnen. Hier wird die Eintiefung noch verstärkt durch die Erosion des hinunterfließenden Wassers. Dadurch werden aus den seitlich begrenzenden Wänden die turm- oder säulenähnlichen Formen herauspräpariert («Tempelberg»).

In Extremfällen grenzen der Einzugsrichter der Abrißnische und der Sturzkegel aneinander und sind nur noch durch ein ganz schmales Felsband mit enger Öffnung getrennt.

In Spitzbergen müssen wir noch eine weitere Erscheinung berücksichtigen, die in den Alpen nicht zu finden ist: Auf den Plateaus kann sich eine Schneedecke bilden. Das Schmelzwasser dieser Schneedecke und das Wasser aus dem im Sommer auftauenden Boden wählt die Steinschlagrinne für seinen Abfluß (vgl. oben!). Am Wandfuß verschwindet das Wasser im Sturzkegel, wo es vermutlich an der Oberfläche des Permafrostes fließt (vgl. auch Penck, Dege, 1938, Rapp). An einer Störung in der Schuttdecke kann es wieder als Schuttquelle an die Oberfläche gelangen (Dege).





Figur 1. Längsprofilinien von einigen untersuchten Sturzhalden Alpen-Arktis. Die an der Basis konkaven Profilinien gehören meist zu Sturzhalden, die an einem Hang auslaufen, der solifluidal überprägt sein kann (Alpen und Arktis). Die an der Basis steilen Sturzkegel enden meist auf einer Moräne, bzw. auf dem Talboden (Alpen) oder auf einer Strandterrasse (Arktis).

Leider wurden zu wenige Beispiele bearbeitet, um feststellen zu können, ob die Exposition auf die anstehende Wand einen Einfluß ausübt (Mitternachts-sonne auf Nordhänge).

Daher ist ein Vergleich der Sturzhalden Alpen-Arktis in Bezug auf vom Klima abhängige Veränderungen nicht abschließend möglich. Haben wir doch gesehen, daß Gesteinsmaterial und Schichtung verschieden sind. Günstige Vergleichsmöglichkeiten ergäben sich, wenn alle Faktoren, welche die Ausbildungen der Sturzhalden beeinflussen – außer dem Klima –, gleich blieben.

#### 4. Die Ausbildung der Sturzhalden

In den *Alpen* wurden vorwiegend Sturzkegel untersucht, weshalb alle anderen Schutthaldenformen von dieser Betrachtung auszuschließen sind.

Die *Längsprofilinien* der Sturzkegel (= mittlere Mantellinie des Sturzkegels oder Mantellinie an der Stelle der theoretisch größten Kegelmächtigkeit) waren meist oben schwach konvex, unten schwach konkav ausgebildet. Doch lassen sich auch Beispiele anführen, wo sie genau umgekehrt verliefen oder wo sie sozusagen eine Gerade bildeten (vgl. Fig. 1). Der Verlauf der Längsprofilinie hängt von sehr vielen Faktoren ab, wie Gestein (natürlicher Böschungswinkel, Komponentengröße, Rauigkeit), Schichtung und Verlauf der Schichten (im Sturzkegel aber auch an der anstehenden Wand), Zufuhr, Aufbau des Sturzkegels, Wassergehalt der Sturzhalde, Bewachsung, Überprägung der Sturzhaldenoberfläche durch Murgang, Solifluktion und schließlich noch vom Alter der Sturzhalde. Dies ist der Grund, weshalb sich viele Autoren nicht einig sind über den Verlauf der Längsprofilinien. Es spielen hier viele Faktoren hinein, wobei je nach Klima, Einzugsgebiet und Relief die eine oder andere der vielen Einflußgrößen überwiegt.

Bei meinen Beispielen konnte oft eine konkave Stelle in der Profilinie auf eine lokale Fließerscheinung zurückgeführt werden, während eine konvexe Stelle eher eine Stauung anzeigte. Die durchschnittlichen Neigungswinkel lagen für Kalk und Dolomit bei  $31^\circ$ .

Der Schutt an der *Sturzkegeloberfläche* erscheint stark verwittert und dunkel gefärbt (wobei die Färbung auch durch Mikroorganismen beeinflusst sein kann). Es lassen sich manchmal «Schuttzungen» von jüngerem, hellerem Schutt unterscheiden (Piwowar, Birot, Fromme, Young). Oft können wir auch sogenannte «Erdflecken» (Fromme) auf dem Schuttmantel erkennen. Auf das Feinmaterial dieser Erdflecken wirkt die Solifluktion ein, so daß ich Girlanden, Erdstreifen und Steinstreifen beobachten konnte (vgl. auch Kelletat). Am Rande der

Sturzkegel sind manchmal Fließzungen ausgebildet. Die Basis der Sturzkegel ist teilweise von Schneeschuttwällen überprägt (vgl. auch Krebs 1925, Morawetz).

Alle untersuchten Sturzkegel der Alpen können stark bewachsen sein; die einen zeigen nur einige Polsterpflanzen, andere wieder weisen Legföhren auf (z. T. bis zur Kegelspitze). Die *Bewachsung* ist neben Gestein, Klima und Höhenlage auch vom Alter der Sturzhalden abhängig. Nach dem Vegetationsanteil müßte ich die meisten untersuchten Sturzkegel als inaktiv bezeichnen (vgl. Friedel 1935, Vorndran).

Betrachten wir nun die Sturzhalden von *Spitzbergen*. Auch hier habe ich mich bei der Untersuchung auf die Sturzkegel beschränkt. Es treten hier nicht so viele Sturzhaldentypen auf wie in den Alpen; die meisten waren als Sturzkegel ausgebildet. (Ich beobachtete aber auch einfache Sturzhalden, wo die ganze Wand verwitterte, also keine Steinschlagrinnen ausgebildet waren. Diese einfachen Sturzhalden fand ich oft als Bedeckung von weicheren Bändern, und ich glaube, hier von einer Verwitterung *in situ* sprechen zu können, wovon das ganze Band erfaßt wird.)

Die Sturzkegel waren meist auffallend schön ausgebildet, weil der Schüttung aus den senkrechten Steinschlagrinnen kein Hindernis entgegenstand. So fand ich die Verteilung nach dem Volumengewicht der Gesteinsfragmente hier deutlich: oben feinkörniges, unten grobblockiges Material.

Die *Längsprofilinien* endeten unten meist konkav, vereinzelt wiesen sie im oberen Teil eine konvexe Stelle auf. Im allgemeinen war aber kein großer Unterschied zu den Längsprofilinien der Alpen festzustellen (vgl. Fig. 1). Die konkave Basis läßt sich gut erklären, da die Sturzkegel unten meist in einen Solifluktionshang übergangen (Rapp, Büdel). Wo die Sturzkegel auf einer Strandterrasse ausliefen, war die konkave Basis weniger deutlich ausgeprägt.

Der durchschnittliche Böschungswinkel dieser Sandsteinsturzkegel lag bei 29°. Die Sturzkegel von Spitzbergen scheinen flacher gebaut zu sein als die alpinen, was durch Setzung und größere Durchnässung erklärt werden kann.

Die Gesteinskomponenten der *Sturzkegeloberflächen* waren im allgemeinen gleich groß wie in den Alpen, das heißt, deren Größe lag zwischen jenen der kristallinen und der karbonatischen Gesteinsfragmente. Es fiel auf, daß hier bedeutend weniger Felssturzmateriale vorlag. Sehr oft war eine streifenweise Anlieferung von hellerem, jüngerem Gesteinsmaterial auf bereits moosbewachsenem Schutt zu beobachten (vgl. auch Alpen und Morawetz). Erdflecken im Steinpanzer traten sehr selten auf. Das Feinerdematerial scheint durch das Wasser, das an der Permafrostobergrenze fließt, weggeschwemmt

zu werden (mündliche Mitteilung von Dr. T. Strüby). Dies ist vermutlich auch der Grund, weshalb hier keine Solifluktionsformen auf den Sturzkegeln vorhanden waren. Häufiger als in den Alpen entdeckte ich Nivationsformen und Schneeschuttwälle. Wie die Solifluktionsformen an Feinmaterial gebunden zu sein scheinen, so sind es die Nivationsformen an das Skelett.

Die *Bewachsung* der Sturzkegel in Spitzbergen war bedeutend spärlicher als in den Alpen. Vermutlich ist dies auf den Mangel an Feinerdematerial und Niederschlag und schließlich auf klimatische Ursachen zurückzuführen. An Vegetation fand ich vor allem sehr viele Moos- und Flechtenarten sowie vereinzelte Polsterpflanzen wie Steinbrech (vgl. Jahn). In bezug auf die Bewachsung schienen die E- und W-exponierten Sturzkegel benachteiligt zu sein (die N-exponierten Hänge sind gegenüber jenen der Alpen durch die Mitternachtssonne bevorzugt). Die einfachen Sturzhalden (siehe oben) waren erstaunlich schnell von Polsterseggen bewachsen, was auch darauf hindeuten könnte, daß die heutige Speisung von obenstehenden Wänden gering ist.

Zu diesem Kapitel vgl. Abbildungen 1 und 2.

##### 5. Vergleiche von Granulogrammen und Sitogrammen auf Sturzkegeloberflächen

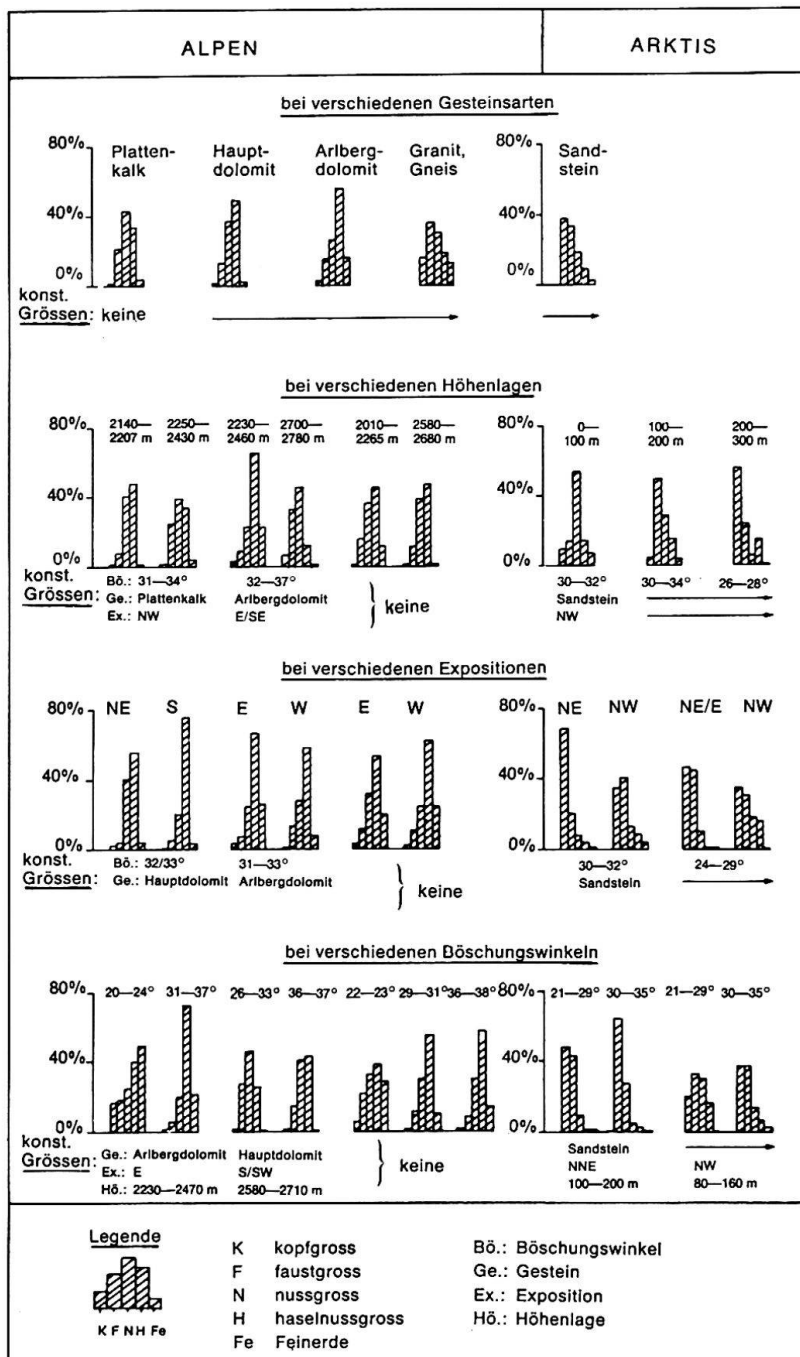
Bei der *Granulometrie* (Analyse der Verteilung der Komponentengröße und zwar von 0,5–50 cm Durchmesser, evtl. größer) wählte ich eine beliebige Testfläche auf dem Sturzkegel von 2 m auf 2 m. In dieser Fläche schätzte ich den Feinerdeanteil (Sand und feiner) und den Anteil des Schuttmaterials flächenmäßig prozentual ab. Innerhalb des Schuttmaterials gruppierte ich in die vier Komponentenklassen von Kopfgröße, Faustgröße, Nußgröße und Haselnußgröße (prozentual in bezug auf die Gesamtzahl).

Man mußte eine Methode wählen, mit der man als Einzelperson relativ schnell zu einer großen Datenmenge gelangte. Da es sich um eine Schätzung handelt, kann der maximale Fehler bis zu 50% betragen. Ein direkter Vergleich der Granulometrieuntersuchungen in den Alpen und in Spitzbergen ist nicht möglich, da für die Beispiele aus der Arktis die Anteile der Gruppen des Gesteinsmaterials ebenfalls flächenprozentual bestimmt wurden.

Bei der *Situmetrie* wählte ich die verfeinerte Methode von Furrer/Bachmann 1968. Ich rechne bei dieser Methode mit 6 bzw. 12% Fehler.

Mit diesen beiden Methoden versuchte ich Unterschiede in der Beschaffenheit des Sturzkegelmantels (in Abhängigkeit der Sturzhaldeneigenschaften und Verbandsverhältnisse) zu finden.

Figur 2. Graphische Darstellungen zu den Abhängigkeitsuntersuchungen der Granulometrie



Die Granulogramme von Testflächen an der Kegelspitze, an der Kegelbasis und am Kegelrand entsprechen sich. Ferner liess sich keine Abhängigkeit von Wandhöhe, Höhenlage und Exposition feststellen. Das gleiche lässt sich für die Situmetrie aussagen.

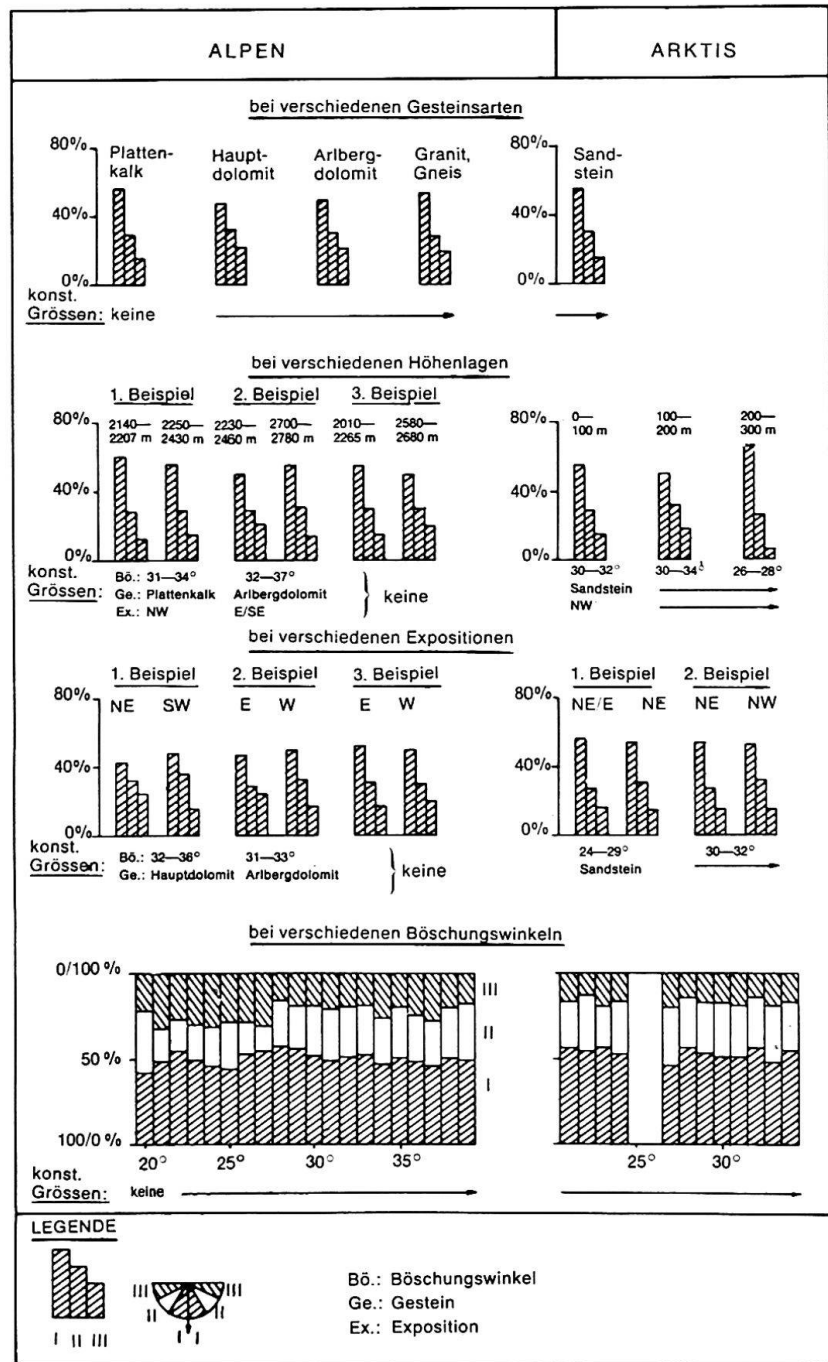
Nun sollen einige entsprechende Zahlenbeispiele folgen.

Bei den Granulometrie- und den Situmetrieergebnissen muß man sich entscheiden, wieviele Einflußgrößen zu berücksichtigen sind. Diese Größen bilden Variablen, die sich entweder auf die Verbandsverhältnisse beziehen (Wandhöhe, Höhenlage, Exposition, Gestein) oder auf die Eigenschaften der

Sturzhalden (Böschungswinkel, Vegetation, Sturzhaldenlänge).

Soweit wir genügend Untersuchungsbeispiele zur Verfügung haben, müssen wir für die Erfassung eines Einzeleinflusses möglichst alle anderen Variablen konstant halten und nur die eine variieren. Haben nämlich auch die anderen Variablen, die notgedrungen ermaßen bei der Untersuchung innerhalb gewisser Grenzen schwankten, einen Einfluß, so verwischt dieser den Einfluß der uns interessierenden Größe. Bei allen gezeigten Beispielen (vgl. Fig. 2 und 3) ist zu bemerken, daß die Zahlenangaben den Durchschnittswerten der Sturzhalden-

Figur 3. Graphische Darstellungen zu den Abhängigkeitsuntersuchungen der Situmetrie



eigenschaft aus zehn bis fünfzehn Untersuchungsobjekten entsprechen.

### Die Granulometrie bei verschiedenen Gesteinsarten

Leider fehlte mir genügend Datenmaterial, um die anderen Variablen konstant zu halten. Die Hauptdolomitsturzhalten der Alpen liegen relativ hoch im Vergleich zu allen untersuchten Beispielen, die Sturzkegel im Plattenkalk weisen alle eine ähnliche Exposition auf. Doch ich glaube, bereits aus diesen Ergebnissen zeigen zu können, daß keine Gesteinsabhängigkeit vorliegt innerhalb der Sedi-

mentgesteine. Bei den kristallinen Gesteinen aber treten – mit Berücksichtigung der Fehlerquote – Differenzen auf. Das Ergebnis bestätigt die Tatsache, daß Sedimentgesteine schneller verwittern als kristalline Gesteine (vgl. auch die Daten, die jeweils für die Verwitterung von Flußgeröllen angegeben werden).

Das Granulogramm des arktischen Sandsteins sieht jenem von Granit und Gneis der Alpen ähnlich, doch ist, wie gesagt, ein direkter Vergleich nicht möglich. Vermutlich müßte dieses Granulogramm bei gleicher Untersuchungsmethode zwischen jenem für kristalline Gesteine und jenem für Sedimentgesteine zu liegen kommen.



### *Die Granulometrie bei verschiedenen Höhenlagen*

In den Alpen scheint keine Abhängigkeit der granulometrischen Zusammensetzung von der Höhenlage vorzuliegen, was aus den Beispielen 1 und 3 zu schließen ist; Beispiel 2 könnte Werte mit extremer Streuung besitzen. In der Arktis zeigt es sich, daß die Komponentengrößen mit der Höhenlage zunehmen. Wir stellen in den höheren Lagen vermehrt eine reine Frostsprengung und in den unteren Lagen, das heißt an der Basis der Sturzkegel, bereits wieder eine Bearbeitung des Materials durch Flächenspülung fest. Die meisten Sturzkegel der Arktis befinden sich ungefähr in der gleichen Höhenlage. Der Böschungswinkel ist bei den höhergelegenen Beispielen kleiner. Das könnte auch bedeuten, daß die größeren Blöcke vermehrt am oberen Sturzhaldenende liegen bleiben.

Eine Untersuchung der Komponentengrößenverteilung bei verschiedenen Höhenlagen mag abwegig erscheinen. Doch betrachten wir die Höhenlage zusammen mit der Exposition, so sind dies jene Faktoren, die das «Klima» im weiteren Sinn ausdrücken.

### *Die Granulometrie bei verschiedenen Expositionen*

In den Alpen finden wir bei verschiedenen Expositionen eine ähnliche Größenverteilung der Gesteinskomponenten. Die unterschiedliche Frostwechselhäufigkeit und die veränderten Witterungsverhältnisse bei verschiedenen Expositionen scheinen keinen großen Einfluß auf die Gesteinsbearbeitung auszuüben.

Die Granulogramme der in der Arktis untersuchten Beispiele weisen auch bei gleicher Exposition eine starke Streuung auf. Die bearbeiteten Sturzkegel lagen für diese Untersuchung ungünstig; denn ihre Expositionen variierten zu wenig. Trotz allem glaube ich feststellen zu können, daß die Granulometrie nicht von der Exposition abhängt.

### *Die Granulometrie bei verschiedenen Böschungswinkeln*

Eine Abhängigkeit der Komponentengröße vom Böschungswinkel läßt sich für die Alpen nicht eindeutig feststellen. Doch scheint sich zu zeigen, daß der Schutt in bezug auf Größe der Komponenten umso gemischerter, je flacher der Hang ist; je steiler der Hang, desto mehr herrschen die kleineren Fraktionen vor, da die großen Blöcke wegen ihrer Maße herunterkollern.

In der Arktis ist der Unterschied der Komponentenverteilung bei verschiedenen Böschungswinkeln geringer. Hier übt vermutlich der Böschungswin-

kel keine große Wirkung aus auf die Größe der Komponenten.

Wir müssen in beiden Klimaten auch beachten, daß die Form der Komponenten eine große Rolle spielt.

### *Bemerkungen zu den Granulometrieuntersuchungen*

Wir sehen, daß verschiedene Einflüsse zusammenspielen bei der Verteilung der Fragmentgröße. Mit dieser Untersuchungsmethode und mit diesem Datenmaterial war es nicht möglich, eindeutig festzustellen, welche Variablen den größten Einfluß ausüben. (Außerdem treten noch weitere Einflußgrößen auf, die nicht gezeigt wurden.)

Ich wäre dankbar, wenn hier weitere Untersuchungen durchgeführt würden.

### *Die Situmetrie bei verschiedenen Gesteinsarten*

In den Alpen scheinen sich Arlbergdolomit und Hauptdolomit in bezug auf die Orientierung der Gesteinspartikel nicht zu unterscheiden. Erstaunlich ist, daß man in Granit/Gneis-Sturzhalden ähnliche Sitogramme erhält. Plattenkalk hingegen weist Differenzen auf, die größer sind als die aus der Meßmethode entstehenden Fehlergrenzen. Dieses Ergebnis läßt sich vielleicht damit erklären, daß Haupt-/Arlbergdolomit und Granit/Gneis durch die Verwitterung relativ massige Komponenten bilden, während Plattenkalk gemäß seinem Namen plattige bis schiefrige Fragmente abgibt.

Das Sitogramm des arktischen Sandstein-Sturzkegels entspricht ganz jenem der Form im Plattenkalk. Der Sandstein war hier dünnebankig und die verwitterten Gesteinsfragmente daher auch plattig. Wichtig scheint hier weniger das Gestein als die Form der Schuttkomponenten, die allerdings zum Teil wieder vom Gestein abhängig ist.

### *Die Situmetrie bei verschiedenen Höhenlagen*

In den Alpen treten wiederum kleine Differenzen auf, die aber keine eindeutige Aussage über eine Abhängigkeit zulassen.

Die Differenzen der arktischen Beispiele liegen innerhalb der Fehlergrenzen. Wir können also sagen, daß die Exposition keinen Einfluß auf die Einregelung ausübt.

Da weder Höhenlage noch Exposition das Sitogramm beeinflussen, ist vermutlich der Klimaeinfluß auf die Lage der Gesteinsfragmente gering. Vergleichen wir nämlich in beiden Kapiteln die Ergebnisse von Spitzbergen mit jenen der Alpen, so erscheinen die Sitogramme verblüffend ähnlich.

Eine schwache Tendenz zur Solifluktion läßt sich bei den arktischen Beispielen erkennen.

### *Die Situmetrie bei verschiedenen Böschungswinkeln*

Beim Vergleich der Situgramme von Formen mit verschiedenen Böschungswinkeln ist keine Abhängigkeit festzustellen. Es treten wohl Schwankungen auf, aber wir können die gleichen Daten sowohl bei steilen als auch bei flachen Böschungen finden. In der Arktis scheint die Gruppe I gegenüber III zu überwiegen, was auch wieder auf eine solifluidale Überprägung der Sturzhalden hindeuten könnte.

### *Bemerkungen zu den Situmetrieergebnissen*

Aus den alpinen und den arktischen Untersuchungen haben wir je ein durchschnittliches Sitogramm ermittelt.

Vergleichen wir unsere Situgramme mit den Messungen von Köster (1967): Die Werte bei alpinen Sturzhalden liegen zwischen seinen Angaben für Blockhalden und Solifluktion, während die Daten aus der Arktis schon ziemlich seinen Ergebnissen für die Solifluktion entsprechen.

Verschiedene morphologische Formen lassen sich mit der Situmetrie unterscheiden, aber innerhalb einer Form lassen sich keine deutlichen Unterschiede festhalten.

## *6. Zusammenfassung*

Die Untersuchungen vergleichen Sturzkegel aus den Alpen (einer inneralpinen Trockenzone des gemäßigten Klimabereiches) mit entsprechenden Formen auf Spitzbergen (arktisches Klima). Leider waren die Voraussetzungen verschieden in bezug auf Gestein, Schichtung und Höhenlage.

Auf Spitzbergen kann die anstehende Wand zum Teil im Schutt ertrinken, weil einerseits eine kräftige Schuttproduktion wirkt (Permafrostverwitterung im oben angrenzenden Plateau) und andererseits heute im periglazialen Klima Westspitzbergens ein genügender Abtransport fehlt. Die Steinschlagrinnen werden erosiv eingetieft durch das Schmelzwasser des Schnees und des Permafrostes vom Plateau her.

Die Sturzkegel auf Spitzbergen enthalten einen Permafrostkern (in etwa 30 cm Tiefe) (vgl. auch Rapp, 1957/59) und enden meist in einem Solifluktionshang (mit konkaver Basis, Ausnahme: Strandterrasse [vgl. Kap. 4 und Fig. 1]). Der Solifluktionshang kann auch bei kleiner Höhendifferenz, also bei geringem Reliefaktor, direkt – ohne Sturzkegel

– an der Wand ansetzen (vgl. Poser 1954, Wirthmann 1960).

Der Steinpanzer der arktischen Sturzhalden ist kompakter gegenüber alpinen, daher fehlen häufiger Bewachsung und oberflächliche Solifluktionsformen. Schließlich habe ich – ohne viel Erfolg – versucht, anhand von Situ- und Granulogrammen äußere Einflüsse auf die Sturzkegeloberfläche festzuhalten. Es zeigte sich, daß wir mit Hilfe der Situmetrie nur eine bestimmte Form charakterisieren, aber innerhalb dieser Form keine Differenzen festhalten können. Die Situgramme der Sturzkegel aus Spitzbergen sehen jenen aus den Alpen ähnlich, wobei allerdings die Werte der Gruppe III zugunsten jener der Gruppe I abnehmen. Dies zeigt eine Tendenz zur solifluidalen Überprägung der arktischen Sturzhalden. Die Situgramme scheinen außerdem gesteinsabhängig zu sein, das heißt durch die Form der Gesteinskomponenten beeinflußt zu werden. Die granulometrischen Ergebnisse beruhen auf Schätzungen und sind daher mit größter Vorsicht zu beurteilen. Trotzdem scheint sich in den Granulogrammen beider Arbeitsgebiete eine Abhängigkeit vom Gestein, in der Arktis außerdem von der Höhenlage und in den Alpen vom Böschungswinkel, zu zeigen.

### *Résumé*

Ces recherches comparent des cônes d'éboulis des Alpes et du Spitzberg. Au Spitzberg la paroi peut se noyer dans les pierriers parce que d'une part il y a une grande production d'éboulis (processus cryergiques du sous-sol gelé permanent dans le plateau limitant la paroi en haut) et parce que d'autre part de nos jours l'aplanissement du régime périglaciaire n'est pas suffisant. Les couloirs sont approfondis érosivement par l'eau de la fonte de la neige et du sous-sol gelé permanent du plateau. Les cônes d'éboulis du Spitzberg contiennent un noyau de glace et se terminent souvent à la base en pentes de solifluxion. La zone superficielle se compose d'une couverture d'éboulis plus compacte que dans les Alpes suisses. C'est pourquoi il y a moins de végétation et de formes de solifluxion.

Enfin, j'ai essayé de fixer les influences extérieures sur la superficie du cône d'éboulis à l'aide de situ-gramme et de granulogramme. On voit que l'on ne peut caractériser à une forme à l'aide de la situmétrie mais l'on ne peut pas retenir des différences dans cette forme causées par des influences extérieures. Les situ-grammes du Spitzberg montrent en comparaison des exemples alpins une tendance vers la solifluxion. Il semble que les situ-grammes se diffèrent d'après les types de pierres. Les résultats de granulométrie ne sont qu'évalués et on doit les

juger prudement. Malgré tout il semble que les granulogrammes dépendent de la roche et en plus de cela ils dépendent de l'altitude au Spitzberg et de la pente dans les Alpes.

### Literatur

- Bakker JP., Le Heux JWN: Projective-geometric treatment of O. Lehmann's theory of the transformation of steep mountain slopes. Phys.-geogr. Publ. Univ. Amsterdam, No. 13, 1946.  
— A remarkable new Geomorphological Law. Proceedings Kon. Nederl. Acad. v. Wetenschappen. Amsterdam 1952.
- Baulig H.: Le profil d'équilibre des versants. Annales de géogr. XLIXI, 278/79, 1940.
- Birot P.: Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. Lisbonne 1949.  
— Contributions internationales à la morphologie des versants. Ztschr. f. Geom., Suppl. I, 1960.
- Brenner D.-C.: Untersuchungen an Sturzhalden im Schweizerischen Nationalpark und dessen Umgebung. Diplomarbeit Univ. Zürich. Manuskript, 1970.
- Bryan K.: Gully Gravure - a Method of Slope Retreat. J. of Geom. III/2, New York 1940.
- Büdel J.: Die Frotsschuttzone Südost-Spitzbergens. Colloqu. geogr. Bonn, Bd. 6, 1959/60.  
— Hang- und Talbildung in Südost-Spitzbergen. Eiszeitalter und Gegenwart 19, 1968.
- Corbel J.: L'érosion terrestre, étude quantitative. Annales LXXIII, 1398, 1964.  
— Problèmes de la morphologie periglaciaire au Spitzberg. Rev. de Géogr. de Lyon, vol. XXVIII, No 3, 1953.
- Dege W.: Geomorphologische Forschung im nördlichen Andréeland (N-Spitzbergen). Diss. Univ. Münster, 1938.
- Dürr E.: Kalkalpine Sturzhalden und Sturzschuttbildungen in den westlichen Dolomiten. Tüb. gg. stud. 37, 1970.
- Fisher O.: On the Disintegration of a Chalk Cliff. Geological Magazine, Bd. 3, 1866.
- Friedel H.: Beobachtungen an den Schutthalden in den Karawanken. Carinthia II, 1935.
- Fromme G.: Kalkalpine Schuttablagerungen als Elemente nacheiszeitlicher Landschaftsformung im Karwendelgebirge. Veröff. d. Museum Ferdinandum, Innsbruck 1955.
- Furrer G., Bachmann F.: Die Situmetrie (Einregelmessung) als morphologische Untersuchungsmethode. Geogr. Helv. 23, 1, 1968.
- Gerber E.: Zur Morphologie wachsender Wände. Ztschr. f. Geom., Bd. VIII, H. 5, Berlin 1934.  
— Bildung und Zerfall von Wänden. Geogr. Helv. XVIII, 1963.
- Höllermann P.: Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des oberen Suldentales (Ortlergruppe). Ztschr. f. Geom., Suppl. 4, 1964.
- Jäckli H.: Gegenwartsgeologie des Bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. Geotechn. Serie, 1957.
- Jahn, A.: Some remarks on Evolution of Slopes on Spitzbergen. Ztschr. f. Geom., Suppl. 1, 1960.  
— Morphological Slope Evolution by Linear and Surface Degradation. Geogr. Polonica 14, 1968.
- Kelletat D.: Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialerscheinungen im Apennin. Göttinger geogr. Abh. 1969.
- Koegel L.: Beobachtungen an Schuttkegeln aus den Ammergauer Bergen. Mitt. d. Geogr. Ges. München, Bd. XIV, 1920.  
— Hochalpine Schuttlandschaften. Mitt. d. Geogr. Ges., München 1943.
- Krebs N.: Klimatisch bedingte Bodenformen in den Alpen. Geogr. Ztschr. 1925.
- Köster E., Leser H.: Geomorphologie I (Praktische Arbeitsweisen). Das Geographische Seminar, Westermann, 1967.
- Lehmann O.: Morphologische Theorie der Entwicklung von Steinschlagwänden. Vierteljahresschrift Naturf. Ges. Zch., 1933.
- Machatschek F.: Geomorphologie. 2. Aufl. 1934.
- Malaurie J.: Gélifraction, éboulis et ruissellement sur la côte nord-ouest du Groenland. Ztschr. für Geom., Suppl. 1, 1960.
- Morawetz S.: Wand und Halde als Anzeiger von Bewegungen. Peterm. Mitt. 9/10, 1943.  
— Beobachtungen auf Schuttkegeln. Geogr. Ges. Wien, Bd. 90/1-12, 1948.
- Mortensen H.: Über Wandverwitterung und Hangabtragung in semiariden und vollariden Gebieten. Rapport de la comm. pour l'étude des versants, Int. Geogr. Kongress 1956.  
— Zur Theorie der Formentwicklung freier Felswände. Ztschr. f. Geom., Suppl. 1, 1960.
- Panzer W.: Geomorphologie. Das Geographische Seminar, Westermann, 1965.
- Penck W.: Die morphologische Analyse. A. Penck, Geogr. Abh. 2/2, 1924.
- Piwowar A.: Über Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden. Diss. Univ. Zch., 1903.
- Poser H.: Die Periglazialerscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen). Göttinger Geogr. Abh. 15, 1954.  
— Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Ztschr. f. Geom., Jg. 1, H. 2, 1957.
- Rapp A.: Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen. Ztschr. f. Geom., Jg. 1, H. 2, 1957.  
— Talus Slopes and Mountain Walls at Tempelfjorden, Spitzbergen. Meddelanden fran Uppsala Geogr. Universitets Institution, 155, 1959.

— Recent Development of Mountain Slopes in Kärkevage and Surroundings, Northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, vol. XLII, 2–3, 1960.

— Studies of the Postglacial Development of Mountain Slopes. *Meddelanden från Uppsala Universitets Geografiska Institution*, 159, 1961.

lopment in South Wales. *SA Inst. of Brit. Geogr.*, Savigaer RAG.: Some observations on slope development. No. 18, 1952.

Scheidegger AE.: *Theoretical Geomorphology*, 1961.

Souchez R.: *Théorie d'une évolution des versants*. *Bull. de la Soc. belge de géogr.*, 1961.

Twidale CR.: *Evolution des versants dans la partie centrale du Labrador – Nouveau Québec*. *Annales de géogr.*, LVVIII, No 365, 1959.

Vorndran E.: *Untersuchungen über Schuttenstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta (Ostalpen)*. *Diss. Schriften d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel*, 1969.

Wirthmann A.: *Die Landformen der Edge-Insel in Südost-Spitzbergen*. *Ergebn. der Stauferland-Exp.*, 1959/60.

Young A.: *Deductive Models on Slope Evolution*. *Beitr. Hangforschung* 3, 1963.