

Ein Beitrag zum Problem der Schutthaldenentwicklung
an Beispielen des
Schweizerischen Nationalparks und Spitzbergens

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der
Universität Zürich

von
Daisy-Claire Hartmann-Brenner
von Ebnat-Kappel, Kt. St. Gallen

begutachtet von
Herrn Prof. Dr. Gerhard Furrer

Zürich 1973

Ein Beitrag zum Problem der Schutthaldenentwicklung
an Beispielen des
Schweizerischen Nationalparks und Spitzbergens

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der
Philosophischen Fakultät II
der
Universität Zürich

von
Daisy-Claire Hartmann-Brenner
von Ebnet-Kappel, Kt. St. Gallen

begutachtet von
Herrn Prof. Dr. Gerhard Furrer

Zürich 1973

Vorwort

Diese Arbeit entstand in den Jahren 1970 bis 72 unter der Leitung von Prof. G. Furrer. Ich möchte Herrn Prof. Furrer herzlich danken für seine unermüdliche Unterstützung bei der Feldarbeit und bei der Auswertung.

Meinem verehrten Lehrer, Prof. H. Boesch, danke ich für sein reges Interesse an dieser Arbeit und die wertvollen Hinweise, die ich von ihm erhielt. Ihm verdanke ich es auch, dass ich die Landschaft und deren Zusammenhänge mit anderen Augen zu betrachten lernte.

Dank gebührt weiter

- Herrn H. Meier vom Vermessungsflugdienst Dübendorf, der mir in grosszügiger Weise einen zweiten Flug über die Schutthalden am Munt Buffalora gewährte, wobei diese photographisch festgehalten wurden,

- dem Büro für Aerophotographie in Au (SG), das mir diese Luftbilder photogrammetrisch auswertete,

- dem geologischen Büro von Herrn Dr. W. Fisch, v.a. Herrn Dr. W. Fisch jun. und einigen Geologie-Studenten, die mir die seismischen und geoelektrischen Untersuchungen durchführten,

- Herrn Dr. M.A. Geyh vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung von Hannover, der für die ^{14}C -Datierung verantwortlich ist, sowie

- dem Geographischen Institut von Frankfurt, das mir von einem fossilen Bodenhorizont einen Dünnschliff herstellte, v.a. aber Herrn Prof. A. Semmel, der diesen Dünnschliff interpretierte.

Schliesslich gilt mein aufrichtiger Dank der Nationalparkkommission, - insbesondere dem Präsidenten der geologischen Subkommission, Prof. R. Trümpy, - die mir Kredite gewährte, um diese finanziell aufwendige Arbeit durchzuführen.

Meinen Kollegen Dr. T. Strüby, Dr. P. Fitze, Dr. R. Freund, G. Kasper, H. Leuzinger, W. Müller und R. Dössegger, sowie dem Nationalparkverwalter, den Nationalparkwächtern und allen Freunden im Nationalpark, namentlich auch den Grenzwächtern, verdanke ich ihre Hilfe im Feld und bei den Auswertungen.

Mein herzlichster Dank gebührt meinem Gatten für seine stete Hilfe im Feld und bei den Auswertungen dieser Arbeit.

Last but not least schulde ich den grössten Dank meinen Eltern, die mir dieses Studium ermöglichten.

Ihnen und meinem Gatten sei diese Arbeit gewidmet.

Dübendorf, im Dezember 1972

Daisy-Claire Hartmann-Brenner

Inhaltsverzeichnis

1.	<u>Einleitung</u>	9
1.1.	Problemstellung	9
1.2.	Definitionen von Schuttakkumulationsformen	10
1.3.	Arbeitsgebiete	14
2.	<u>Versuch einer Typisierung verschiedener Schuttablagerungsformen</u>	15
2.1.	Eigenschaften der reinen Schuttablagerungstypen	15
2.1.1.	Eigenschaften der reinen Steinschlaghalden	16
2.1.2.	Eigenschaften der reinen Felssturzhalden	16
2.1.3.	Eigenschaften der reinen Murschwemmkegel	17
2.1.4.	Eigenschaften der reinen Lawinenschuttkegel	17
2.1.5.	Zusammenfassung der Eigenschaften der reinen Schuttablagerungstypen	19
2.2.	Bemerkungen zur Bildungsaktivität der Schuttablagerungstypen	20
2.2.1.	Zur Bildungsaktivität der Steinschlaghalden	20
2.2.2.	Zur Bildungsaktivität der Felssturzhalden	23
2.2.3.	Zur Bildungsaktivität der Murschwemmkegel	23
2.2.4.	Zur Bildungsaktivität der Lawinenschuttkegel	26
2.2.5.	Zusammenfassung zur Bildungsaktivität der Schuttablagerungstypen	28
2.3.	Ueberprägungserscheinungen der reinen Schuttablagerungstypen	29
2.3.1.	Ueberprägungserscheinungen auf Steinschlaghalden	29
2.3.2.	Ueberprägungserscheinungen auf Felssturzhalden	33
2.3.3.	Ueberprägungserscheinungen auf Murschwemmkegeln	33
2.3.4.	Ueberprägungserscheinungen auf Lawinenschuttkegeln	33
2.3.5.	Zusammenfassung zu den Ueberprägungserscheinungen auf reinen Schuttablagerungstypen	36
2.4.	Schuttablagerungstypen als Entwicklungsstadien	37
2.4.1.	Steinschlaghalden als Entwicklungsstadien	37
2.4.2.	Felssturzhalden als Entwicklungsstadien	38
2.4.3.	Murschwemmkegel als Entwicklungsstadien	38
2.4.4.	Lawinenschuttkegel als Entwicklungsstadien	38
2.4.5.	Zusammenfassung zu den Entwicklungsstadien der Ablagerungstypen	40
2.5.	Einfluss von Höhenlage, Relief, Gestein und Exposition auf die Erscheinung der verschiedenen Schuttablagerungstypen im untersuchten Gebiet	40
2.5.1.	Die Wirkungen äusserer Einflüsse auf die Bildung von Steinschlaghalden	40
2.5.2.	Die Wirkungen äusserer Einflüsse auf die Bildung von Felssturzhalden	41
2.5.3.	Die Wirkungen äusserer Einflüsse auf die Bildung von Murschwemmkegeln	41

2.5.4.	Die Wirkungen äusserer Einflüsse auf die Bildung von Lawinenschuttkegeln	42
2.5.5.	Zusammenfassung der Einflussfaktoren für das Auftreten der Schuttablagerungstypen im Untersuchungsgebiet	42
2.6.	Schutthalden auf Spitzbergen	43
2.6.1.	Einfache Schutthalden	43
2.6.1.1.	Zur Ausbildung der einfachen Schutthalden	43
2.6.1.2.	Zur Aktivität der einfachen Schutthalden	43
2.6.1.3.	Zur Ueberprägung der einfachen Schutthalden	44
2.6.1.4.	Zur Entwicklung der einfachen Schutthalden	44
2.6.2.	Zusammengesetzte Schutthalden	46
2.6.2.1.	Zur Ausbildung der zusammengesetzten Schutthalden	46
2.6.2.2.	Zur Aktivität der zusammengesetzten Schutthalden	49
2.6.2.3.	Zur Ueberprägung der zusammengesetzten Schutthalden	49
2.6.2.4.	Entwicklungsstadien bei den zusammengesetzten Schutthalden	51
2.7.	Zusammenfassung zur Typisierung der Schuttablagerungsformen	53
3.	<u>Aufbau der Schuttablagerungsformen im Nationalpark</u>	55
3.1.	Beobachtungen an aufgeschlossenen Schuttablagerungsformen (i.allg. überprägte Sturzhalden)	55
3.1.1.	Eigene Beobachtungen	55
3.1.2.	Vergleich der eigenen Beobachtungen mit Beispielen anderer Autoren	58
3.2.	Situmetrieergebnisse aus aufgeschlossenen Sturzhalden	61
3.3.	Ergebnisse von Laboruntersuchungen an aufgeschlossenen Sturzhalden	64
3.3.1.	Korngrössenanalysen	64
3.3.2.	Bestimmung des Gehalts an organischem Kohlenstoff	65
3.3.3.	Bestimmung des CaCO ₃ -Gehalts	66
3.3.4.	Bestimmung des Gesamtkarbonatgehalts	66
3.4.	Seismische und geoelektrische Untersuchungen an einer Sturzhalde am Munt Buffalora	69
3.5.	Photogrammetrische Auswertung zweier Luftbildpaare der Sturzhalde am Munt Buffalora	72
3.6.	Interpretationen zum Aufbau der Sturzhalden	72
3.6.1.	Deutung des Sturzhaldenaufbaus durch verschiedene Schuttproduktionsphasen	75
3.6.1.1.	Interpretation der Beobachtungen an aufgeschlossenen Sturzhalden in bezug auf Schuttproduktionsphasen	75
3.6.1.2.	Interpretation der Situmetrieergebnisse in bezug auf Schuttproduktionsphasen	75
3.6.1.3.	Interpretation der Laborergebnisse in bezug auf Schuttproduktionsphasen	76

3.6.1.4.	Interpretation der seismischen und geoelektrischen Untersuchungen in bezug auf Schuttproduktionsphasen	77
3.6.1.5.	Interpretation eines Dünnschliffs aus dem fossilen Bodenhorizont des Profils RWW in bezug auf Schuttproduktionsphasen	78
3.6.1.6.	¹⁴ C-Datierungen von fossilen Bodenhorizonten in bezug auf Schuttproduktionsphasen	78
3.6.2.	Deutung des Sturzhaldenaufbaus durch Umlagerungsvorgänge	80
3.6.2.1.	Interpretation der Beobachtungen an aufgeschlossenen Sturzhalden in bezug auf Umlagerungsvorgänge	80
3.6.2.2.	Interpretation der Situmetrieergebnisse in bezug auf Umlagerungsvorgänge	80
3.6.2.3.	Interpretation der Laborergebnisse in bezug auf Umlagerungsvorgänge	81
3.6.2.4.	Interpretation der seismischen und geoelektrischen Untersuchungen in bezug auf Umlagerungsvorgänge	82
3.6.2.5.	Interpretation zweier Luftbildpaare vom Munt Buffalora in bezug auf Umlagerungsvorgänge	82
3.6.2.6.	Vergleich von terrestrischen Aufnahmen in bezug auf Umlagerungsvorgänge	82
3.6.2.7.	Vergleich von zwei verschiedenen Karten in bezug auf Umlagerungsvorgänge	83
3.7.	Zusammenfassung zum Aufbau der Sturzhalden	83
4.	<u>Untersuchungen betreffend der Mächtigkeit von Sturzhalden</u>	86
4.1.	Oberflächliche Formen der Schutthalden (i.allg. Sturzhalden)	86
4.1.1.	Aeussere Einflüsse auf die Bildung der Oberflächenform von Schutthalden	86
4.1.2.	Bewegungen auf Schutthaldenoberflächen und ihre Auswirkungen	87
4.1.3.	Beispiele von Schutthaldenprofilen aus den Alpen	88
4.1.4.	Beispiele von Schutthaldenprofilen aus Spitzbergen	88
4.2.	Formen des Felskernes	89
4.2.1.	Beobachtete Felskernformen	89
4.2.2.	Geophysikalische Untersuchungen des Felskernes der Schutthalde am Munt Buffalora	89
4.2.3.	Berechnungen von Felskernformen aus der Literatur	91
4.2.4.	Stellungnahme zu den theoretischen Modellen der Felskernformen	93
4.3.	Mächtigkeit der Schutthalden	93
4.3.1.	Beobachtungen von Schutthaldenmächtigkeiten bei andern Autoren	94
4.3.2.	Schutthaldentypen abhängig von äusserlich beobachteten Mächtigkeiten	94
4.3.2.1.	Geringmächtige Schutthalden	95
4.3.2.2.	Mässig mächtige Schutthalden	95
4.3.2.3.	Durch ein Hindernis aufgestaute Sturzhalden	96
4.3.2.4.	Mächtige Sturzkegel	96
4.3.2.5.	Einfache Schutthalden aus Spitzbergen	96
4.3.2.6.	Zusammengesetzte Schutthalden aus Spitzbergen	97

4.3.3.	Bestimmung der Schutthaldenmächtigkeit an aufgeschlossenen Schutthalden	97
4.3.4.	Bestimmung der Schutthaldenmächtigkeit aufgrund der geophysikalischen Untersuchungen	97
4.3.5.	Berechnungen der Schutthaldenmächtigkeit aus photogrammetrischen Auswertungen von Stereoaufnahmen aus Spitzbergen	98
4.4.	Zusammenfassung zum Problem der Schutthaldenmächtigkeit	98
5.	<u>Beispiele zur Schutthaldenentwicklung</u>	100
5.1.	Schutthaldenentwicklung unter dem Einfluss des Klimas	100
5.1.1.	Aeussere Erscheinung von Schutthaldentypen aus den Alpen im Zusammenhang mit den Klimaschwankungen	100
5.1.2.	Vergleich mit Schutthaldenformen aus Spitzbergen	101
5.1.3.	Einfluss der Klimaschwankungen auf den inneren Aufbau der Schutthalden	102
5.2.	Datierungen an Schutthalden	103
5.2.1.	Datierung von fossilen Bodenhorizonten	103
5.2.1.1.	Der fossile Bodenhorizont der Schutthalde am Ruinas	103
5.2.1.2.	Die fossilen Bodenhorizonte der Schutthalde bei Tuf	104
5.2.1.3.	Rückschlüsse zur Schutthaldenentwicklung aus den ¹⁴ C-Datierungen	106
5.2.2.	Datierung von Strandterrassen auf Spitzbergen	107
5.2.3.	Die Erosionsterrasse am Munt Buffalora als Datierungsmöglichkeit	109
5.3.	Berechnungen der Schuttproduktion seit der Eiszeit (anhand von Beispielen)	112
5.3.1.	Berechnungen der Schuttproduktion am Beispiel der untersuchten Sturzhalde am Munt Buffalora	112
5.3.2.	Angaben der Schuttproduktion seit der Bildung des fossilen Bodenhorizontes bei der Sturzhalde am S-Hang des Ruinas	114
5.3.3.	Berechnungen der Schuttproduktion an Beispielen von Spitzbergen	115
5.3.4.	Vergleich von Schuttquantifizierungen aus der Literatur mit eigenen Werten	116
5.4.	Zusammenfassung zur Entwicklung der Schutthalden	118
6.	<u>Zusammenfassung der Entwicklung von Schutthalden im Schweizerischen Nationalpark und auf Spitzbergen</u>	119
7.	<u>Literaturverzeichnis</u>	122

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

In den Jahren 1968 bis 70 wurden Schutthalden im Schweizerischen Nationalpark untersucht.¹⁾ Eine Exkursion nach Spitzbergen im Sommer 1970 ermöglichte mir Beobachtungen von Schutthalden in der Arktis. In der Diplomarbeit ist vorwiegend Datenmaterial über die Eigenschaften der Schutthalden zusammengestellt worden. Daraus zeigen sich Regelmässigkeiten der Schutthaldenerscheinungen in Abhängigkeit von Gesteinsart, Höhenlage oder Exposition. 1971 sind in einem Artikel Schutthaldeneigenschaften von Beispielen in den Alpen und in der Arktis beschrieben, gemessen und miteinander verglichen worden.²⁾

Am Ende dieser zwei Arbeiten stellten sich verschiedene, ungelöste Probleme, wovon für die Dissertation folgende herausgegriffen werden:

- Typisierung der Schutthalden mit Berücksichtigung von äusseren Einflüssen wie Höhenlage, Exposition, Gestein und Relief,
- Aufbau der Schutthalden mit morphometrischen, chemischen und geophysikalischen Untersuchungen, sowie ¹⁴C-Datierung,
- Mächtigkeit der Schutthalden mit geophysikalischen und photogrammetrischen Methoden,
- Alter und Entwicklung der Schutthalden als Zusammenfassung der obigen Fragestellungen.

Die Schutthalden gehören zu den wesentlichsten Elementen bei der Hangentwicklung. In allen Klimaten stellen sie das Verwitterungsprodukt einer freien Wand dar. Erst wenn die Wand vollständig verwittert erscheint oder wenn die klimatischen Verhältnisse und die Wandbeschaffenheit für eine Schuttproduktion ungünstig sind, wird die Schutthaldenbildung durch andere Hangentwicklungsprozesse abgelöst (z.B. Solifluktion, fluviatile Erosion).

1) Brenner 1970

2) Brenner 1971

Diese Probleme scheinen komplex zu sein, und es ist zu wünschen - wie Rapp³⁾ und Altmann⁴⁾ auch betont haben - , dass weitere Arbeiten über dieses Thema geschrieben werden. Nur so können wir Schritt für Schritt dem vielseitigen Fragenkreis der Hangentwicklung in verschiedenen Klimaten und bei Klimaveränderungen, sowie dem Problem der quantitativen Schuttproduktion näherkommen.

1.2. Definitionen von Schuttakkumulationsformen

An frei exponierten Felswänden über einer gewissen Neigung können die durch mechanische Verwitterung losgelösten Gesteinspartikel nicht liegen bleiben und fallen deshalb herunter. Dieses in freiem Fall herabstürzende Material häuft sich am Fuss der Wand als Sturzhalde an. Sie stellt die korrekte Ablagerung zur zurückwitternden Wand dar. Die Gesteinspartikel türmen sich unter einem Winkel auf, der von Gesteinsart⁵⁾, Grösse und Form der Komponenten, gegenseitigem Reibungswiderstand und Klima abhängt. Nach der Grösse der Gesteinspartikel lassen sich Steinschlag- (haselnuss- bis faustgrosse, bei gewissen Gesteinsarten auch kopfgrosse Gesteinstrümmer) und Felssturzhalden (mindestens kopfgrosse Gesteinsfragmente) unterscheiden.

Unter den Begriff Schutthalden fassen wir alle Schuttablagerungen mit deutlicher Haldenform zusammen.⁶⁾

Die Schutthalden werden unterteilt in Sturzhalden und Schutthalden im engeren Sinn. Jene stellen Akkumulationsformen dar, die aus in freiem Fall herabgestürztem Gesteinsmaterial bestehen; diese umfassen die Gruppe der Residualhalden (in situ gebildete Schuttdecken) und der alten "Hangschuttfüsse".⁷⁾

3) Rapp 1961

4) Altmann 1959

5) Brenner 1970

6) Poser 1954, Fromme 1955, Rapp 1957/60b/61, Höllermann 1964, Vorndran 1969, Dürr 1970

7) Fromme 1955

" Für die Bildung von Sturzhalden muss ein gewisser Relieffaktor vorhanden sein, d.h. einer sehr steilen Felswand muss eine Ebenheit oder ein sehr flaches Gehänge vorgelagert sein. Wo dieser Gegensatz der Reliefelemente nicht vorhanden, der Fels hang mittelsteil oder flacher ist, kommt es nur zur Bildung von Hangschutt, der meist auch gleich der Solifluktion anheimfällt."⁸⁾

Wir müssen also nicht nur den Abtrag der Wand und die damit verbundenen Vorgänge beachten und erfassen, sondern auch die daraus entstehenden Formen deutlich voneinander unterscheiden.⁹⁾

Erscheint die Wand ungegliedert, so erfolgt der Schuttabwurf flächenhaft. Wir sprechen hier von einfachen Schutthalden.¹⁰⁾ An gewissen Wandabschnitten kann aber eine raschere Verwitterung stattfinden. Dadurch wird die einfache Wandflucht in Steinschlaggrinnen und bastionartigen Vorsprüngen zerlegt. Der Steinschlagschutt häuft sich am unteren Ende der Steinschlagrinne auf und bildet eine kegelförmige Ablagerung. Diese Form nennen wir Sturzkegel. Bei enger Scharung dieser Sturzkegel sprechen wir von zusammengesetzten Sturzhalden.

Wenn die Wand zurückwittert, schützt das heruntergestürzte Gesteinsmaterial den Wandfuss vor weiterer Verwitterung. Dieser rückt somit aufwärts durch die Bildung der Sturzhalden. Die vor Verwitterung geschützten Felspartien werden als Haldenhang¹¹⁾ oder als Felskern¹²⁾ bezeichnet. Am Ende der Entwicklung wird die Wand durch Sturzhalde und Felskern ersetzt. Diese drei Elemente, nämlich Wand, Sturzhalde und Haldenhang, sind eng miteinander verknüpft und dauernd in Veränderung begriffen. Sie bilden eine klimamorphologische Einheit, bei der sich Entwicklungsstadium und Ausbildungsform (v.a. von Wand und Halde) in verschiedenen Klimaten nicht entsprechen. Im Zusammenwirken von Wand und Haldenhang spielt die Wand die aktive Rolle.¹³⁾

8) Poser 1954, Wirthmann 1964

9) Mortensen 1963a

10) Piwowar 1903, Poser 1954

11) Penck 1924

12) Lehmann 1933

13) Büdel 1970

Ausser diesen Sturzhalden werden im folgenden auch Schuttakkumulationen berücksichtigt, die in einem Transportmedium entstanden sind: Murschwemmkegel¹⁴⁾ und Lawinenschuttkegel¹⁵⁾. Diese Ablagerungsformen werden behandelt, weil sie z.T. auch haldenförmig ausgebildet sind oder die Sturzhalden überprägen können.

Die Murschwemmkegel entstehen, indem sich ein plötzlicher Wassereinbruch mit einer Schuttmasse vermengt, sich talwärts bewegt und dann das Murmaterial durch Wasserverlust und Gefälls erniedrigung abgelagert wird. Wir unterscheiden hier neben dem Einzugs- und Akkumulationsgebiet einen Transportweg, wobei dieser meist den Steinschlagrinnen der Sturzhalden entspricht, aber bedeutend länger ausgebildet sein kann. Die Rinne des Transportweges besitzt im Querschnitt folgenden Aufbau: An ihren Rändern staut sich grobes Akkumulationsmaterial auf, falls die Neigung der Unterlage nicht mehr so gross ist, dass das Material weggeführt werden kann. Die Rinne wand besteht aus Feinerde mit Gesteinsfragmenten, während an der Basis der Rinne wieder grober Schutt liegt.

Je nach Transportweg (meist auch Erosionsweg) erscheint die Ablagerungsform verschiedenartig. Liegt der Erosionsweg in Form einer langen, schmalen Rinne vor, so baut das Ablagerungsmaterial einen schönen Kegel auf am unteren Rinnenende, einen Murschwemmkegel im engeren Sinn; handelt es sich hingegen um eine breite Rinne, dann wird das Murmaterial zungenförmig abgelagert. Mehrere zungenförmige Rinnenabschlüsse nebeneinander ergeben eine haldenähnliche Akkumulation, eine Murschwemmhalde, bzw. kurz gesagt eine Murhalde¹⁶⁾.

Das Ablagerungsmaterial besteht aus gemischtem Gesteinsgut, grossen und kleinen, eckigen bis kantengerundeten Gesteinsbrocken, die z.T. Ritze aufweisen, Baumstämmen und -wurzeln, sowie Feinerde.

Wir müssen die Murschwemmkegel deutlich von den periodisch oder dauernd aktiven Wildbachformen trennen¹⁷⁾.

14) Stiny 1910

15) Rapp 1957/61

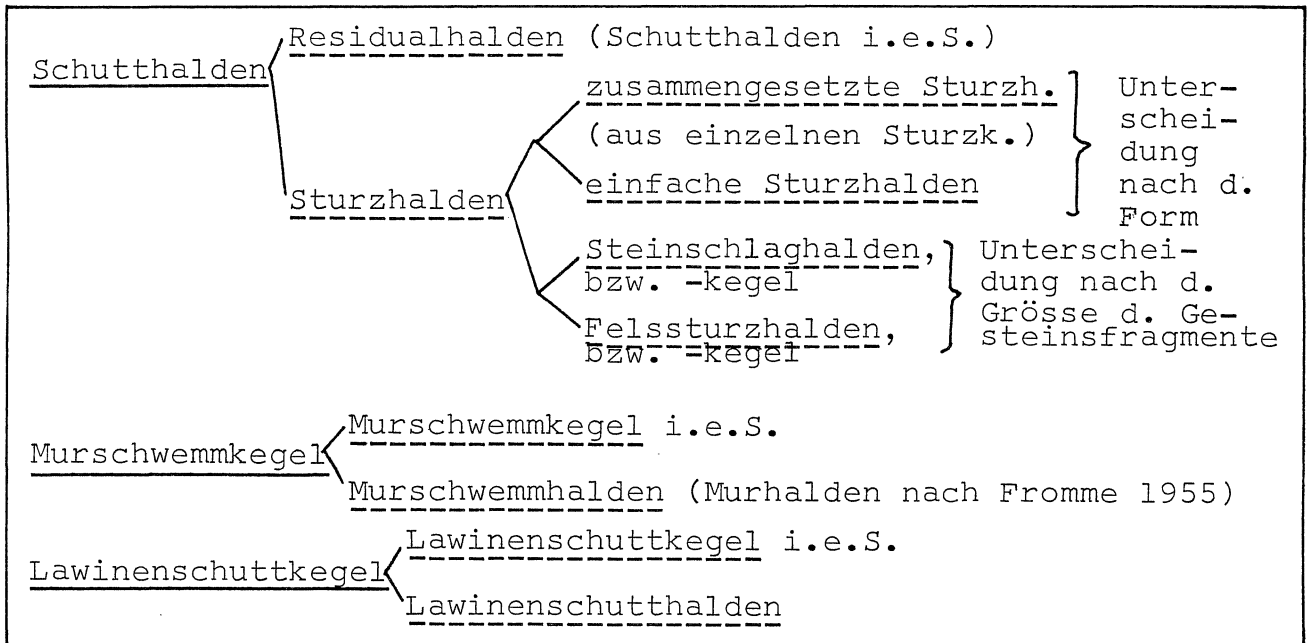
16) Fromme 1955

17) Panzer 1965

Die Entstehung der Lawinenschuttkegel ist jener der Murschwemmkegel vergleichbar. Es tritt auch hier eine Vermengung von Schutt- und Transportmaterial auf, wobei das Transportmaterial in diesem Fall in Form von Schnee vorliegt. Daher verläuft die Bewegung etwas anders. Sprechen wir bei den Muren von einer ruckartigen, kriechenden bis fliessenden Bewegung, so handelt es sich hier eher um einen stürzenden, gleitenden oder rutschenden Vorgang.

Bei den Lawinen können eine Rinne oder ein Hang als Transportbahn dienen. Die Ablagerungsform ist im ersten Beispiel kegelförmig ausgebildet, ein Lawinenschuttkegel im engeren Sinn, der nur mit Schwierigkeiten vom Murschwemmkegel unterschieden werden kann; im zweiten Fall handelt es sich dann um eine Lawinenschutthalde. Das Ablagerungsmaterial ist auch hier gemischt, ähnlich dem Murschwemmkegelmaterial. — Bei allen genannten Akkumulationsformen spielen die Grundfaktoren, nämlich die Petrovarianz, die Epirovarianz, die Klimavarianz und die Hochreliefinfluenz, v.a. für die Ausbildungsart eine wichtige Rolle.¹⁸⁾

Zusammenfassend können wir die genannten Begriffe wie folgt festhalten:



18) Poser 1954, Büdel 1963

1.3. Arbeitsgebiete

Die Schutthalden wurden im Raume des Schweizerischen Nationalparks¹⁹⁾ und in der Gegend um Longyearbyen und Tempelfjord in West-Spitzbergen²⁰⁾ untersucht.

Diese Gebiete unterscheiden sich geologisch gesehen darin, dass wir im Nationalpark vorwiegend ostalpine Triasgesteine (Verrucano, Buntsandstein, Muschelkalk, Arlbergdolomit, wenig carnische Rauhacke, norischen Hauptdolomit und obernorische plattige Kalke antreffen,²¹⁾ in Spitzbergen hingegen mesozoische und tertiäre Sandsteine, Kalke (sowie Gips-, Kohle- und Quarzitzzwischenlagen) vorfinden.²²⁾

In der weiteren Umgebung des Nationalparks sind auch einige Granit- und Gneisschutthalden bearbeitet worden.²³⁾

Klimatisch gesehen lassen sich folgende Unterschiede zwischen beiden Untersuchungsgebieten festhalten²⁴⁾:

Spitzbergen besitzt: -weniger Niederschläge (300mm/1000mm)
-grösste Niederschlagsmengen vom Sept. bis Nov./Juli u. Aug. (Alpen)
-geringere Zahl von Monaten mit positiven Durchschnittstemperaturen (4/6-7)
-geringere Temperaturdifferenzen zwischen den Durchschnittstemperaturen des kältesten und des wärmsten Monates (17°/20°).

19) Landeskarte 1:100'000 Blatt 39 und LK 1:50'000 Blatt 259

20) Karte 1:1 Mio vom Norsk Polar Inst.

21) Boesch 1937, Inhelder 1952, Karagounis 1962, Somm 1965

22) Feyling 1955, Rapp 1960a

23) Landeskarte 1:100'000 Blatt 39 und LK 1:50'000 Blatt 258

24) Annalen der MZA, Daten von Radio Isfjord, Högbom 1914, Dege 1938, Rapp 1960a, Güller 1972

2. Versuch einer Typisierung verschiedener Schuttablagerungsformen

Bereits Friedel, Leidlmair, Vorndran und Dürr²⁵⁾ haben Schutthalden typisiert und dazu das Alter und die Aktivität²⁶⁾ der Schutthalden benützt.

Fromme und Heim haben innerhalb der grossen Gruppe der Schutthalden nach verschiedenen Erscheinungsformen unterschieden²⁷⁾.

Poser achtet auf die Herkunft des Schuttmaterials und gruppiert die Schutthalden in autochthone (Schutt in klimatisch gleicher Zone produziert) und allochthone (Schutt in klimafremder Zone gebildet) Formen²⁸⁾.

Im folgenden werden für die Typisierung die Erscheinung und z.T. die Entstehung dieser Schuttakkumulationsformen herangezogen.

Die Kap. 2.1. bis 2.5. befassen sich mit Schutthaldenbeispielen aus dem Nationalpark und dessen Umgebung, Kap. 2.6. mit Beispielen aus Spitzbergen.

2.1. Eigenschaften der reinen Schuttablagerungstypen

In diesem Abschnitt beschreiben wir reine Typen, die nur als theoretische Grundformen zu werten sind. Sie werden dann von andern morphologischen Vorgängen überprägt,²⁹⁾ so dass sich daraus Folgeformen entwickeln können.

25) Friedel 1935, Leidlmair 1953, Vorndran 1969, Dürr 1970

26) Der Begriff wird in Kap. 2.2. erklärt.

27) Heim 1932, Fromme 1955

28) Poser 1954

29) Die verschiedenen Ueberprägungserscheinungen werden in Kap. 2.3. behandelt.

2.1.1. Eigenschaften der reinen Steinschlaghalden

Die reinen Steinschlaghalden werden nur durch Stein-
schlag (Steine von Haselnuss- bis Faustgrösse) gebildet, wo-
bei die Schuttkomponenten hangabwärts ungefähr nach ihrer
Grösse sortiert liegen (grösste Komponenten zuunterst).³⁰⁾
Die Steinschlaghaldenoberfläche weist weder Murgang- noch
Wasserrinnen, Lawinenspuren oder Erdflecken³¹⁾ auf.

Die schuttabwerfende Wand sollte noch nicht in Steinschlagrin-
nen gegliedert sein, weil diese als Anlieferungsgebiet für
Muren und Lawinen dienen. Eine möglichst homogen beschaffene
Wand verhindert ein Liegenbleiben von Wasser und Schnee in
Wandnischen und auf Felsbändern und damit eine Anreicherung
von Transportagenzien.

2.1.2. Eigenschaften der reinen Felssturzhalden

Die Felssturzhalden bestehen aus ziemlich grobem
Gesteinsmaterial. Mindestens die Hälfte der Haldenoberfläche
muss von kopfgrossen Steinen und grösseren Blöcken bedeckt
sein. Diese unterschiedliche Grösse der Gesteinskomponenten
ist meist auf die Gesteinsart oder die Tektonik und Strati-
graphie der anstehenden Wand zurückzuführen.

Auch hier ist die Schuttoberfläche weder von Murgang- noch
von Wasserrinnen oder Lawinenbahnen überprägt.

30) Heim 1932, Poser 1954, Matznetter 1955, Höllermann 1964,
Vorndran 1969, Dürr 1970

31) Fromme 1955

2.1.3. Eigenschaften der reinen Murschwemmkegel

Das Einzugsgebiet der Murschwemmkegel besteht aus einer gegliederten Wand, bei Murhalden aus einer ungegliederten Wand, bzw. Hang.

Die Akkumulationsform der Muren wird bestimmt durch eine Abnahme der Geschwindigkeit des Transportguts (oft bedingt durch Verminderung des Gefälles oder des Wassergehaltes) und durch das Relief.³²⁾ Handelt es sich im Ablagerungsraum beispielsweise um einen Talboden oder um einen Hang, so erfolgt eine unterschiedliche Ausbildung des Murschwemmkegels.³³⁾

Die Muren akkumulieren auf dem Talboden kegelförmig und zwar am Ausgang der Murgangrinne auf den Talboden. Das Wasser mündet anschliessend in den Talbach oder versickert. Am Hang hingegen bildet die Ablagerungsform eine Halde, die häufig zungenförmigen Charakter aufweist (vgl. auch Kap. 1.2.). Das beim Ablagern des Murmaterials noch vorhandene Wasser fliesst aus der zungenförmigen Akkumulation aus und lagert hangabwärts Feinmaterial an. Wenn der Wassergehalt bei der Ablagerung aber sehr klein ist, dann bildet das Murmaterial, v.a. das grobe Material, einen wulstartigen Abschluss der Rinne, so dass diese den Talboden nicht erreicht.

Die Murgangakkumulationen weisen anfänglich keine Sortierung des Materials auf³⁴⁾ und besitzen neben kantengerundeten Komponenten auch geritztes Geschiebe³⁵⁾ (vgl. Kap. 1.2.).

2.1.4. Eigenschaften der reinen Lawinenschuttkegel

Als Einzugsgebiet treten Wandnischen und weichere Fels- oder Grasbänder auf, wo sich eine bestimmte Schneemasse ansammeln kann. - Je nachdem, ob der Transport linien- oder flächenhaft erfolgt, unterscheidet sich auch die Ablagerungsform der Lawinen.

32) Stiny 1910

33) Rapp 1957/60b/61

34) Stiny 1910, Maull 1958

35) Höllermann 1964

Die Ablagerungsform linienhafter Lawinen ("Grabenlawinen") besteht aus einem Kegel. Dieser ist i.a. steiler und weniger ausgeschwemmt als der Murschwemmkegel. Bei den Grabenlawinen erfolgt oft ein jährlicher Lawinenniedergang in derselben Rinne. Die flächenhaft erodierenden Lawinen (meist Altschnee- oder Taulawinen³⁶⁾ weisen eine stark zerstörte, denudierte Bahn auf, an deren Basis das Akkumulationsmaterial haldenförmig liegt.

Das Ablagerungsmaterial gleicht dem Murmaterial.

Eine eindeutige Abgrenzung der Lawinengesteinsblöcke von Steinschlag- oder Felssturzmaterial gelingt nur, wenn Ritze die Lawinenherkunft beweisen.

Murschwemmkegel und Lawinenschuttkegel sind morphologische Formen, die eher zum heutigen Klima gehören als die Sturzhalden.

36) Maul 1958, Jahn 1960, Rapp 1957/61, Höllermann 1964

2.1.5. Zusammenfassung der Eigenschaften der reinen Schuttablagerungstypen

	Sturzhalden		Schuttablagerungsformen von Vorgängen mit Transportmedien	
	Steinschlaghalden	Felssturzhalden	Murschwemmkegel	Lawinenschuttkegel
Einzugsgebiet u. Transportweg	ungegliederte Wand mit feiner Klüftung ³⁷⁾	ungegliederte Wand mit grober Klüftung, auch dünnebankte Schichten	Felsbänder, Wandnischen, Rinnen, auch Hänge	Felsbänder, Wandnischen mit langen Rinnen, auch Hänge
Ablagerungsmaterial	haselnuss- bis faustgrosse, eckige Steine, nach Grösse sortiert	kopfgrosse und grössere, eckige Steine, nach Grösse sortiert	gemischtes, kantengerundetes u. geritztes Gesteinsgut mit Baumstrünken	gemischtes, kantengerundetes und geritztes Gesteinsgut mit Baumstrünken
Ablagerungsform	Halde ³⁸⁾	Halde	Kegel oder zungenförmige Halde	Kegel oder Halde
Böschungswinkel	entsprechend dem natürlichen Schüttungswinkel des Gesteins ³⁹⁾	u.U. steiler als natürlicher Schüttungswinkel des Gesteins	flacher als natürlicher Schüttungswinkel des Gesteins, da geschwemmt	i. allg. flacher als natürlicher Schüttungswinkel, aber steiler als Murschwemmkegel

37) Keine Steinschlaggrinnen, da sonst Ueberprägung durch Muren und Lawinen (Ausnahmefälle möglich!).

38) Keine Kegel, da Steinschlaggrinnen fehlen (Ausnahmefälle möglich!).

39) Der natürliche Schüttungswinkel ist ein Neigungswinkel, der sowohl von der Form als auch von der Feuchtigkeit des Partikel abhängt.

Spezialfall (Sand etc.): Falls das Material ganz trocken ist, entspricht der Schüttungswinkel dem sog. inneren Reibungswinkel (in allen andern Fällen ist er grösser).

2.2. Bemerkungen zur Bildungsaktivität der Schuttablagerungstypen

Mit der Aktivität soll der Quotient aus Zufuhrstrom und Gesamtmasse der Halde bezeichnet werden:

$$\text{Aktivität} = \frac{\Delta M / \Delta t}{M_{\text{total}}} \quad \Delta M / \Delta t = \text{Zufuhrstrom}$$
$$M_{\text{total}} = \text{Gesamtmasse der vorhandenen Sturzhalde}$$

Allerdings soll eine gewisse Minimalzahl von Zufuhrabläufen nicht unterschritten werden, sonst sprechen wir von episodischen Vorgängen.

In diesem Abschnitt wird die Bildungsaktivität behandelt, unabhängig davon, ob der Vorgang einen andersartigen Typ überprägt oder ob er zur Vergrößerung einer entsprechenden Ablagerungsform beiträgt. Unter Umständen können sogar zwei verschiedene Bildungsvorgänge (z.B. Steinschlag und Muren auf Steinschlagalden) gleichzeitig bei derselben Form aktiv sein.

2.2.1. Zur Bildungsaktivität der Steinschlagalden

In sehr hohen, schattigen Lagen erfolgt heute vereinzelt Steinschlag, v.a. an regnerischen und windreichen Tagen, i.allg. nach Sonnenaufgang oder bei Tauwetter nach Frostperioden. Es handelt sich dabei z.T. um sog. sekundären Steinschlag⁴⁰⁾; d.h. es fallen Steine herunter, die schon früher durch Frostverwitterung, ev. Insolationsverwitterung, gelockert, aber noch an Ort und Stelle liegen geblieben sind. Eine Hochrelieffinfluenz⁴¹⁾ vorausgesetzt hängt der Steinschlag schliesslich von weiteren Faktoren ab:

- von der Frostwechselhäufigkeit und der Feuchtigkeit⁴²⁾
- von tektonischen Spannungsfeldern in der Wand⁴³⁾
- von der Abtragungsintensität⁴⁴⁾.

40) Rapp 1960b

41) Schmid 1955, Mortensen 1956a/60

42) Savigear 1952, Rapp 1960a/b, Wiman 1963, Vorndran 1969

43) Gerber/Scheidegger 1969

44) Penck 1924, Panzer 1965

Steinschlag wurde meist in N- oder E-exponierten, steilen Wänden, über einer Höhenlage von 2400 m/M und vorwiegend in stark zerklüftetem Hauptdolomit (z.B. am Piz Murters⁴⁵⁾, z.T. auch im Granit (beispielsweise am Piz Blais⁴⁶⁾) beobachtet.

(Am Piz Murters konnte beim Klettern in den Zufuhrgebieten die starke Frostverwitterung in situ festgestellt werden.)

Diese Halden waren spärlich bewachsen.

Vergleichen wir aber Photographien solcher Schutthalden im Abstand von zwei Jahren, so können wir sozusagen keine frischen Steinschlagspuren erkennen. Der heutige Steinschlag ist wohl unbedeutend für die Betrachtung der Schutzzufuhr.⁴⁷⁾

Die von andern Autoren beschriebenen Typisierungen der Steinschlaghalden in Bezug auf die Aktivität des Steinschlags sehen eine Dreiteilung vor, der ich mich auch anschliessen möchte. Es handelt sich um "aktive" ("graue" oder "lebende"), bzw. "mässig aktive" ("graugrüne" oder "absterbende"), bzw. "inaktive" ("grüne" oder "tote") Halden. Diese Benennungen stammen - in entsprechender Reihenfolge - von Vorndran 1969, Fromme 1955/Dürr 1970 und Leidlmair 1953.

Im allg. geht es darum, dass bei aktiven Steinschlaghalden die Zufuhr durch Steinschlag noch vorhanden ist. Die Halde kann trotzdem bereits durch andere Vorgänge überprägt sein⁴⁸⁾. Diese Typen erhalten eine flächenhafte Schutzzufuhr, wobei helle, scharfkantige Schuttstücke abgelagert werden. Ein Teil davon kann schon auf der Kegelspitze liegen bleiben. Hier handelt es sich meist um Steinschlaghalden, die in Karen gelegen sind.⁴⁹⁾

In meinem Arbeitsgebiet wurden Steinschlaghalden bis auf eine Höhe von rund 3000 m/M angetroffen, doch reicht der vereinzelte Steinschlag nicht aus, um die Zerstörung durch Muren, Lawinen oder Wasser zu übertreffen.

45) Koord. 814 475/174 900

46) Koord. 783 025/161 200

47) Leidlmair 1953, Poser 1954, Rapp 1960b, Höllermann 1964, Vorndran 1969, Dürr 1970

48) vgl. Kap. 2.3.

49) Morawetz 1948, Vorndran 1969, Kelletat 1969

Vorndran 1969 zeigt, dass aktive Schutthalden oberhalb der klimatischen Schneegrenze vorkommen. Diese liegt in unserem Gebiet um 3200 m/M. Es können daher keine aktiven Steinschlaghalden im Sinn von Vorndran angeführt werden, umso mehr, da die höchsten Gipfel nur wenig über 3000 m/M hinauf-ragen.

Die Zone der grössten Frostwechselhäufigkeit liegt nach Hastenrath unterhalb der klimatischen Schneegrenze, so dass hier auch in dieser Zone keine aktiven Formen anzutreffen sind.⁵⁰⁾

Es ist zu vermuten, dass das Relief einen grossen Einfluss in diesem Zusammenhang besitzt.

Hingegen könnte sozusagen das ganze Schuttareal des untersuchten Gebietes zum Typ der mässig aktiven Steinschlaghalden gezählt werden. Die flächenmässige Schuttzufuhr tritt zugunsten der linienhaften zurück. Die Zufuhr entspricht der Umlagerung oder wird von ihr gar übertroffen. - Damit beginnt die Alterung, d.h. die Setzung der reifen Form⁵¹⁾ (der Steinschlaghalde).

Die Ueberprägungserscheinungen nehmen überhand. Die Umlagerung des Schuttes durch Transportmittel wird aktiver als die Schuttanlieferung durch Gravitation. Dadurch nimmt die Haldenneigung ab und der ursprüngliche Sturzkegel wird langsam umgewandelt in einen Schwemmkegel⁵²⁾. Das Sturzhaldenmaterial wird durch periodische Zufuhr von Transportmedien - wie Wasser oder Schnee - befeuchtet, so dass sich auf feinerdereichen Flächen der Schuttoberfläche die Vegetation festsetzen kann.

Die inaktiven Steinschlaghalden sind meist vollständig begrünt, von Felssturzmaterial mit Verwitterungskrusten und Flechten überprägt und von Murgang- und Lawinenfurchen durchzogen. Hierzu können als Beispiele kristalline Steinschlaghalden am Umbrailpass⁵³⁾ genannt werden. Sie müssen als Vorzeitformen angesprochen werden⁵⁴⁾.

50) Hastenrath 1960

51) Davis 1912

52) Schwemmkegel als Ablagerungsform mit Transportmedien

53) Koord. 830 000/161 200

54) Schappelwein 1965/66

2.2.2. Zur Bildungsaktivität der Felssturzhalden

Der Felssturz gehört zu den episodischen Ereignissen. In den letzten vier Jahren wurde weder Felssturz beobachtet noch frisches Felssturzmateriale auf den untersuchten Halden festgestellt.

Das Einzugsgebiet der aktiven Felssturzhalden zeigt die gleichen Bedingungen wie die genannten für die Steinschlaghalden im Abschnitt 2.2.1. Das Gesteinsmaterial der anstehenden Wand sollte zusätzlich gut gebankt oder grobblockig zerklüftet sein und kann in Schichtwechsel- oder Bruchzonen liegen.

Eine Aktivität könnte also in unserem Klimabereich höchstens in diesem Sinn zu verstehen sein, dass gewisse Gesteinsschichten (z.B. obernorische plattige Kalke) zu Felssturz neigen. Auch Schichtgrenzen begünstigen Felssturz, sowohl stratigraphische (plattige Kalke auf Hauptdolomit) als auch tektonische (norischer Hauptdolomit auf carnischen Rauhwacken und Gips).⁵⁵⁾

Aus dem Untersuchungsgebiet können keine Beispiele aktiver Felssturzhalden erwähnt werden. Abb. 1 zeigt eine ältere Felssturzhalde.

2.2.3. Zur Bildungsaktivität der Murschwemmkegel

Sie gehören heute sicher zum aktivsten Typus der Schuttablagerungsformen.⁵⁶⁾ Viele der Murbahnen scheinen jährlich wieder benützt zu werden. Die Muren stellen somit periodische Vorgänge dar (Abb.2).

55) Boesch

56) "aktiv" bezieht sich natürlich auf den Vorgang, wird aber hier - wie bei der Typisierung der Steinschlaghalden - einfachheitshalber auch für die damit verbundenen Formen verwendet.



Abb.1 Felssturzhalde in der Val Diavel,
Koord. 806 000/167 650.
Wechsel von Schichtmächtigkeiten, Ver-
fältelungen und Brüche im Gesteinsver-
band fördern den Felssturz wie hier in
den plattigen Kalken.

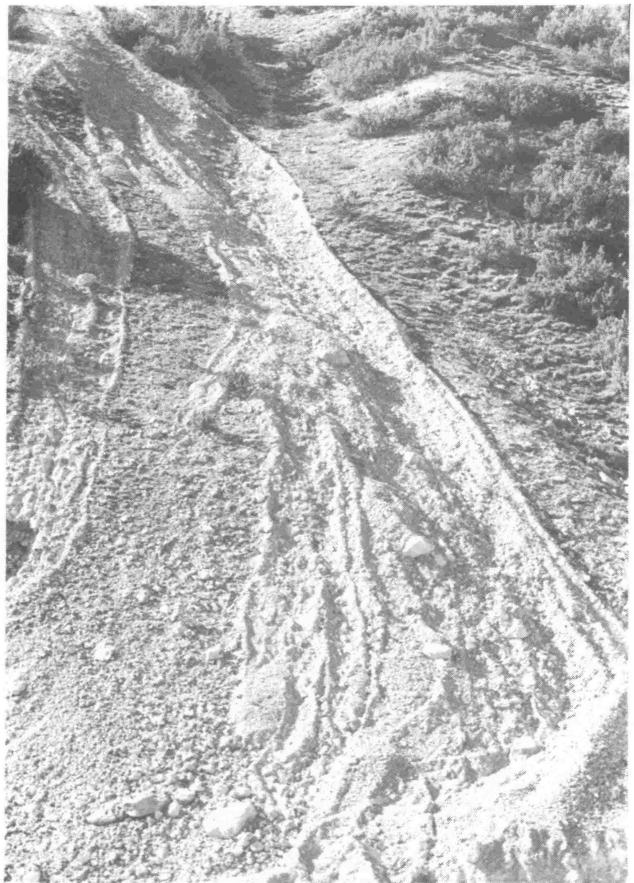


Abb.2 Aktiver Murgang am
E-Hang des Piz Nair,
(Koord. 817 450/
170 850).
Die Akkumulationsform
wird hier durch Mur-
zungen gebildet.

Im Frühling 1971 bildete sich ein neuer Murgang auf der untersuchten Steinschlaghalde am Munt Buffalora⁵⁷⁾. Seither benützten die Frühlingsmuren (oder auch Lawinen) diese Rinne. Der Murgang ist also aktiv.

Ein anderer Murniedergang erfolgte im Sommer 1969 anlässlich eines heftigen Gewitters. Der Murgang ergoss sich am S-Hang des Ruinas⁵⁸⁾ und kam erst auf dem Talboden zum Stillstand, wo er verschiedene "Steinzungen" ablagerte. Die Murgangbahn wird nicht mehr benützt und ist somit als inaktiv zu betrachten (siehe Abb. 3).

Auch Tricart 1962 beschreibt einen einmaligen, katastrophalen Murniedergang aus dem Briançonnais, wobei eine Zone, die seit der postglazialen Zeit stabil war, mit grosser Geschwindigkeit in eine instabile, aktive Zone verwandelt worden ist.

Die Muren können also auch als episodische Denudationsvorgänge eine grosse Veränderung des Reliefs bewirken.⁵⁹⁾

Sie nehmen eine Stellung ein zwischen den reinen Massenbewegungen und der Rinnenspülung mit fluvioerosiver Erscheinung.⁶⁰⁾

Für die Aktivität von Muren spielen plötzliche, reichhaltige Niederschläge die grösste Rolle (was beim heutigen Klima in unserem Gebiet zutreffen kann). Wichtig ist auch ein Gesteinsmaterial, das stark verwittert und z.T. vergrust (in oben genannten Beispielen handelt es sich um Arlbergdolomit). Eine breiartige Masse kann sich daraus bilden, die transportfähig wird. Scheinbar sind im kristallinen Gestein, solange dieses noch grobblockig ist, seltener Murgänge anzutreffen als z.B. im Dolomit und Kalk.

57) Koord. 815 600/168 100, vgl. Kap. 3.5.

58) Koord. 821 200/168 550

59) Bryan 1940a, Panzer 1965

60) Maull 1958, Höllermann 1964

2.2.4. Zur Bildungsaktivität der Lawinenschuttkegel

Auch diese Schuttakkumulationstypen gehören zu den gegenwärtig aktivsten Formen. Im Untersuchungsgebiet konnte kein Lawinenniedergang beobachtet werden. Oft waren aber nachträgliche Spuren davon zu erkennen (z.B. umgelagerte, bezeichnete Steine oder spezielle Strukturen auf Haldenoberflächen). Die morphologisch wirksamen Lawinen (sowohl rinnenartige wie flächenmässige) sind solche, die periodisch die gleichen Bahnen benützen.

Als aktive Beispiele von flächenhaften Lawinen werden jene genannt, die jährliche auf den Steinschlaghalden am Munt Bufalora⁶¹⁾, am Murtarous⁶²⁾ oder am Flüelapass⁶³⁾ niedergehen. Am Piz Plavna Dadaint und Piz Minger finden wir schöne, z.T. noch aktive Lawinenschuttkegel⁶⁴⁾ (Abb.4).

Das Gestein des Einzugsgebietes spielt insofern eine Rolle, als es die Möglichkeit für lokale Schneeanreicherung (Wandnischen oder flachere Bänder) bieten muss. Wie bei den Murschwemmkegeln wirkt auch hier eine Vegetationsdecke hemmend für Lawinen.

Zusammenfassend können wir sagen, dass die schwerkraftbedingten Akkumulationsformen in unserem Klimabereich an Aktivität verloren haben zugunsten der Umlagerung solcher Ablagerungen und Neubildungen von Akkumulationsformen mit Hilfe von Transportmedien.

61) Koord. 815 600/168 100

62) Koord. 810 200/166 300

63) Koord. 788 500/184 600

64) Koord. 814 150/176 500, 816 900/178 300



Abb.3 Murgang am S-Hang des Ruinas (Koord. 821 200/168 550). Das Einzugsgebiet ist auf dem Bild nicht ersichtlich; Murgungen kennzeichnen die Ablagerungsform am Rand des Talbodens.



Abb.4 Lawinenschuttkegel am Piz Plavna Daidaint (Koord. 814 150/176 500). Felsnischen dienen für die Schneeanreicherung; der Lawinenschuttkegel liegt auf dem Talboden.

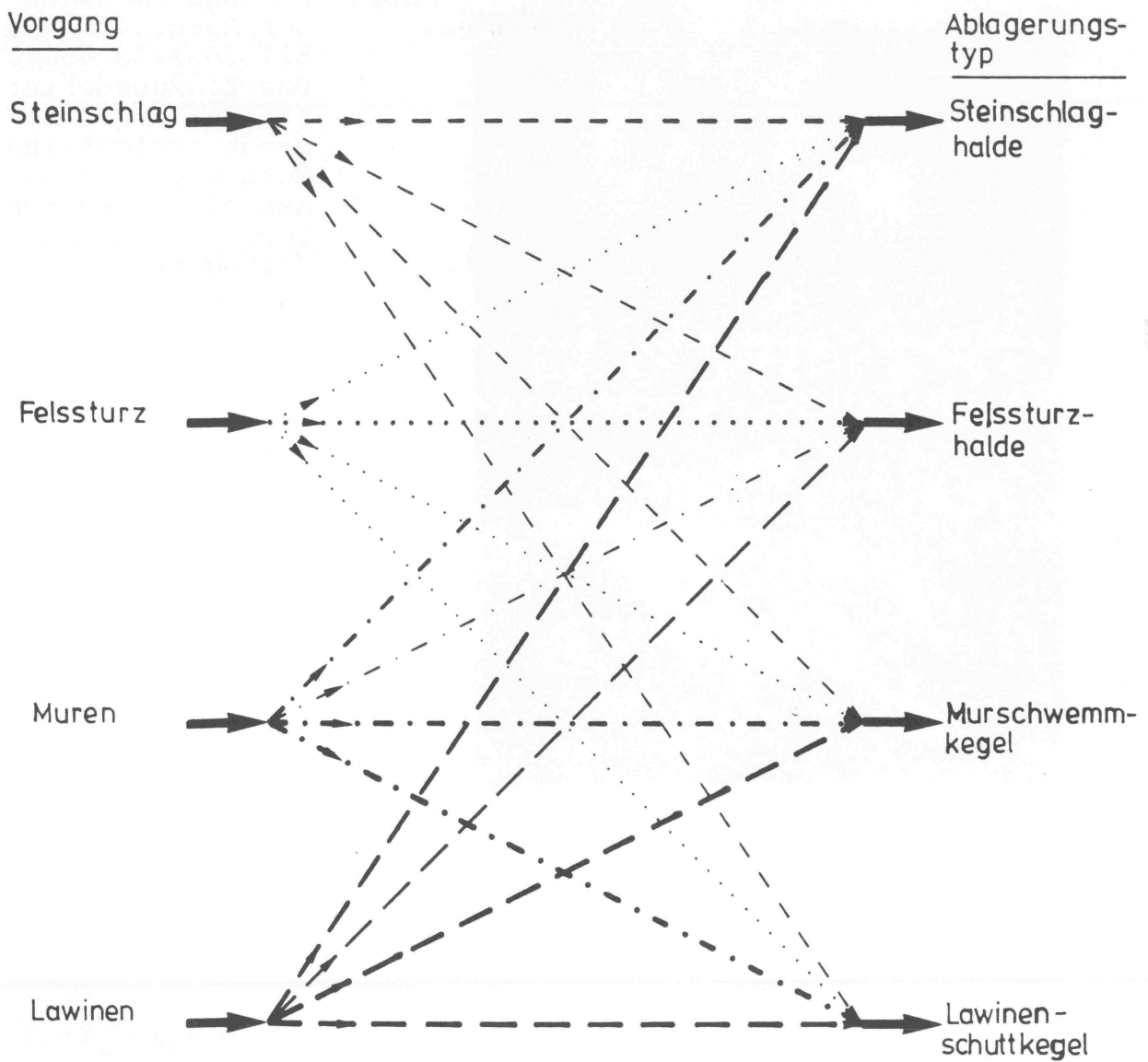


Fig.1 Das "Mass" der Aktivität wird durch die Strichdicke gekennzeichnet, wobei Beobachtungen als Grundlage dienten.

2.3. Ueberprägungserscheinungen der reinen Schuttablagerungstypen

2.3.1. Ueberprägungserscheinungen auf Steinschlaghalden

Die überprägten Steinschlaghalden stellen den häufigsten Schutthaldentyp des Untersuchungsgebietes dar.

Eine Ueberprägung der Steinschlaghalden kann geschehen durch:

Felssturz, Murgang, Lawinenschutt, Wasserrinnen, Erdflecken, Solifluktionsschutt, Bewachsung, Kriechformen und Nivationsformen (siehe Abb.5).

Das heruntergestürzte Felssturzmaterial kann auf der Halde verteilt liegen. Bei kegelförmiger Ausbildung der Steinschlaghalde wird es vornehmlich an der Kegelbasis, am Kegelrand oder an der Kegelspitze angesammelt. Ist die Steinschlaghalde oder der -kegel bereits von Rinnen überprägt, so bleibt das Felssturzmaterial auch in den Rinnen liegen. Häufig sind von altem Felssturz überprägte Steinschlaghalden anzutreffen, z.B. in der Val Diavel, Val Sassa, Valletta und Val Tantermozza⁶⁵⁾, wo norischer Hauptdolomit und plattige Kalke vertreten sind. - Ebenso trat auch Felssturz in reinen Hauptdolomitgebieten der gleichen Höhenlage auf, so in der Val Laschadura, Val Nügliä und Val Foraz⁶⁶⁾. Beispiele aus dem Arlbergdolomit können vom südlichen Teil am E-Hang des Munt Buffalora angeführt werden⁶⁷⁾ (siehe Abb.6).

Von Murgängen überprägte Steinschlaghalden waren in dieser Region ebenfalls zu beobachten. Die in diesem Fall meist lange Steinschlagrinne setzt sich als Murrinne in der Steinschlaghalde fort.⁶⁸⁾ Sie verläuft vom Ausgang der Steinschlagrinne her am Rande des Steinschlagkegels, wie auch auf dessen Oberfläche (vgl. auch Abb.6).

65) Alle vier Beispiele sind N-gerichtete Täler im SW des Nationalparks in einer Höhenlage von 2200 bis 2900m/M.

66) Alle drei Täler grenzen von N her an den Ofenpass.

67) Höhenlage 2100 bis 2600 m/M

68) Rapp 1960b, Vorndran 1969, Dürr 1970



Abb.5 Ueberprägte Steinschlaghalde am Munt della Bescha (Koord. 819 400/170 600). Ueberprägungserscheinungen: 1 Felssturzma-terial, 2 Murgang, 3 Wasserrinnen, 4 Solifluk-tionsformen, 5 Bewachsung.



Abb.6 Steinschlaghalde am Munt Buffalora (Koord. 815 625/167 500). Felssturzbrocken sind v.a. in der oberen Hälfte im rechten Teil und in der Murgangrinne am linken Rand des Sturzkegels zu erkennen.

Wegen Abnahme der Hangneigung kommt der Murgang auf der Haldenoberfläche häufig zum Stillstand, so dass das ausfliessende Wasser das Feinmaterial zungenartig unterhalb des Schuttwalles, der die Murrinne abschliesst, ablagert (Abb. 5). - Der randliche Murgang hingegen kann bis zur Basis der Steinschlaghalde reichen, dort kegelförmig sein Material ablagern oder rinnen- bis zungenartige Ausläufer bilden. Beispiele sind zu nennen vom E-Hang des Munt Buffalora, von der Val Sassa und Valletta.⁶⁹⁾

Auf gewissen Steinschlaghalden bilden die Muren immer neue Bahnen. Diese Steinschlaghalden erfahren dadurch eine Umwandlung zu sog. "Murhalden" nach Fromme 1955.

Murhalden sind vertreten in der Val Laschadura und am Piz Tavrü⁷⁰⁾.

Kristalline Steinschlaghalden weisen weniger Murüberprägungen auf.

Wenn rinnenartige Lawinen Steinschlaghalden überprägen, so kann es schwierig sein, deren Ablagerung von Murakkumulationen zu unterscheiden. Eine flächenhafte Umformung der Steinschlaghalden durch Lawinen bewirkt eine Umlagerung des Schuttskelettes, wobei oberflächlicher Schutt gegen die Basis hin verlagert wird. Diese Merkmale lassen sich nur mit genauen Beobachtungen (von Strukturänderungen beispielsweise oder von markierten Steinen) festhalten.

Auch Wasserrinnen treten bei Steinschlaghalden auf. Sie stellen sauber begrenzte, schmale Rinnen dar, an deren Rand - im Gegensatz zum Murgang - kein Material abgelagert ist, weil die Wasserrinnsale genügend Wasser führen, um das mittransportierte Geschiebe nicht vorzeitig abzulagern (Abb.5 und 7). Die Wasserrinnen enden daher auch oft erst beim Talbach.

Ausserdem wurden Erdflecken beobachtet, d.h. Stellen auf der Haldenoberfläche, wo der Schuttmantel fehlt und das darunterliegende Feinerdematerial an die Oberfläche tritt.⁷¹⁾ Diese Erdflecken könnten teilweise Ueberreste von Randsäumen alter Murgänge sein.

69) siehe Abb.6 und Fig.11 und 12, sowie Fussnote 65)

70) Koord. 808 800/176 750, 819 100/174 850

71) Fromme 1955

Verschiedene Solifluktuionsformen sind sogar auf Steinschlaghalden vertreten. Wenn die Halde auf einen flachen Hang ausläuft, so kann deren Basis durch Erdströme, manchmal mehrere übereinanderliegend, geprägt sein (Abb.5). Auf Erdflecken konnten Steinstreifen, Erdstreifen und Girlanden (v.a. bei tiefergelegenen Steinschlaghalden) beobachtet werden.⁷²⁾

Die Vegetation überprägt ebenfalls in einem gewissen Sinn die Steinschlaghalden. Auf aktiven Typen ist die Vegetationsbedeckung gering,⁷³⁾ auf mässig aktiven ist sie vorhanden am Rand oder an der Basis der Halde. Von diesen Stellen breitet sie sich aus, seltenerweise auch von der Kegelspitze, wo durch Wasser von der Steinschlagrinne her feuchte Feinerde abgelagert wird.⁷⁴⁾ Im allg. bedeckt die Vegetation ältere, inaktive, flachere Steinschlaghalden, wo der Schutt sich gesetzt hat (Abb. 5 und 7). Oft wachsen sogar Bäume auf anstehenden, die Steinschlaghalden begrenzenden Felsen, während die Halden selber kaum begrünt sind. Die Halden erscheinen in diesem Fall mobiler als die entsprechenden Felspartien.⁷⁵⁾

Weitere Ueberprägungserscheinungen wie Kriech- und Bewegungsformen⁷⁶⁾, Schuttgirlanden und Schuttlappen⁷⁷⁾ oder Nivationsformen und Schneewülste⁷⁸⁾ könnten angeführt werden.

Bewegungsmessungen am Schuttskelett zeigten, dass kleine Steine umgelagert werden, grössere Gesteinsbrocken aber, sich in der kurzen Zeit von vier Jahren nur innerhalb der Messgenauigkeit bewegen.

72) Bedingungen für die Bildung von Solifluktuionsformen vgl. Furrer 1954/65, Fitze 1969, Graf 1971, Dorigo 1972, Freund 1972

73) vgl. Kap. 2.2.1.

74) Schappelwein 1965/66

75) Jäckli 1957

76) Gerber 1966

77) Morawetz 1948

78) Krebs 1925, Höllermann 1964, Pissart 1966

2.3.2. Ueberprägungserscheinungen auf Felssturz- halden

Im wesentlichen treffen wir hier die gleichen Ueberprägungserscheinungen wie bei den Steinschlaghalden. Hingegen ist zu berücksichtigen, dass sich das grobe Felssturzmateriale schlechter transportieren lässt, so dass Mur- und Lawinenüberprägung, sowie Wasserrinnen in geringerem Mass auftreten. Die Vegetation kann sich schon früh in Form von Flechten auf den Blöcken ansiedeln. Da auch hier unter dem Schuttmantel Feinerde vorhanden ist, lassen sich oft kleine Pflanzen zwischen den grossen Felsbrocken erkennen

2.3.3. Ueberprägungserscheinungen auf Murschwemm- kegeln

Steinschlag- oder Felssturzmateriale lagert sich auch in der Rinne oder auf dem Murschwemmkegel ab. Wildbäche und Lawinen benützen häufig über weite Strecken die Murbahnen. Solifluktiionsformen wurden keine angetroffen, da die Muren wahrscheinlich zu aktiv sind. Erscheinen die Murschwemmkegel inaktiv oder werden nur noch deren Rinnen beansprucht, so weisen die Schwemmkegel eine Bewachsung auf.

2.3.4. Ueberprägungserscheinungen auf Lawinenschutt- kegeln

Für die rinnenartigen Lawinen können dieselben Ueberprägungserscheinungen angeführt werden wie bei den Murschwemmkegeln. Bei den flächenhaften Lawinen, die am ehesten den Steinschlaghalden entsprechen - im speziellen Fall den einfachen Steinschlaghalden -, gelten jene Merkmale der Umformung (vgl. Kap. 2.3.1.). - Zu beachten ist, dass es sich hier häufig um aktive Formen mit grosser Beweglichkeit handelt. Die Vegetation wird sich daher nur zögernd ansiedeln, Solifluktiionsformen werden kaum zu finden sein. Hingegen treten Kriech- und Rutschbewegungen eher auf (Abb.4 und 8).

An verschiedenen überprägten Steinschlaghalden wurden Situmetrie- und Zurundungsmessungen durchgeführt. Es zeigt sich aus den Situmetrieergebnissen, dass die Steinschlaghalden schon stark durch Solifluktions- oder Bewegungserscheinungen mit Transportmedien überprägt sind. Umgekehrt scheint sich diese Wandlung in den Zurundungszahlen der Gesteinskomponenten in geringem Mass auszudrücken. Der grösste Teil der untersuchten Steine gehörte zu den Gruppen der kantigen Schuttstücke.⁷⁹⁾

79) Fromme 1955, Machatschek 1968, Brenner 1970



Abb.7 Wasserrinnen und Murgänge am Munt della Bescha (Koord. 819 500/170 550). Die Wasserrinnen weisen im Gegensatz zu den Murgängen sauber begrenzte Rinnen auf.



Abb.8

Von einem Murgang überprägter Lawinenschuttkegel am Piz Daint (Koord. 819 850/167 850). Im Vordergrund Fluviatiler Schwemmkegel; im mittleren Bildteil alter Lawinenkegel, dessen randlicher Murgang noch aktiv scheint.

2.3.5. Zusammenfassung zu den Ueberprägungserscheinungen auf reinen Schuttablagerungstypen

		Stein- schlag- schutt	Fels- sturz- schutt	Mur- gang	Lawinen- schutt	Wasser- rinnen	Erd- flecken	Solifluk- tionsfor- men	Bewach- sung	Kriech- formen	Nivations- formen
Gravi- tation	Steinschlag- halden		xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx	xx
	Felssturz- halden	xx		x	x	x	x		xx	x	x
mit Trans- portmedium	Murschwemm- kegel	x	x		xx	xx			xx	x	
	Lawinen- schuttkegel	x	x	xx		xx			xx	x	
xx = häufige Ueberprägung x = seltene Ueberprägung											

Aus den überprägten Schuttablagerungstypen können sich neue Formen entwickeln,⁸⁰⁾ d.h. spätere Entwicklungsstadien ursprünglich reiner Formen. Diese Umwandlungen folgen meist einer Klimaschwankung.

80) Fromme 1955, Machatschek 1968

2.4. Schuttablagerungstypen als Entwicklungsstadien

Die interessanteste Aufgabe der klimagenetischen Morphologie besteht in der Trennung der Reliefgenerationen (Büdel 1963). Jede Klimazone besitzt ihren eigenen Formenschatz; aber auch Klimaschwankungen können bereits einen Wandel des Formenschatzes nach sich ziehen. - Bei der Betrachtung einer morphologischen Form (im speziellen Fall einer Schuttablagerungsform) spielen neben dem Gestein drei Faktoren mit, die den Klimaeinfluss auf die Form darstellen:

Breitenlage auf der Erdoberfläche, Höhenlage und Zeitpunkt in der Erdgeschichte, bzw. in deren klimatischem Ablauf.

Die Lage auf der Erdoberfläche ist in nachfolgenden Betrachtungen eingeschränkt auf die Umgebung des Nationalparks. Die Höhenlage beeinflusst die Ablagerungsform, ist aber hier nicht von grosser Bedeutung (vgl. Kap. 2.2. und 2.5.).

Im Untersuchungsgebiet erscheinen sowohl Formen, die zum heutigen Klima gehören, nämlich Ursprungs- und Folgeformen, als auch andere, die dem heutigen Klima noch nicht angepasst sind, die hier Vorzeitformen genannt werden. Unter Folgeform wird eine umgewandelte Form verstanden, die sich durch sehr starke Ueberprägung aus einer andern Form (beispielsweise einer Ursprungsform) entwickelt hat. Die Vorzeitform kann ihrerseits Ursprungs- oder Folgeform aus einem früheren Klima sein (vgl. Kap. 3. und 5.).

Aus der beschriebenen Entwicklungsreihe sind heute nebeneinander verschiedene Stadien zu erkennen.

2.4.1. Steinschlaghalden als Entwicklungsstadien

Im untersuchten Gebiet sind nur mässig aktive Steinschlaghalden anzutreffen. - Wegen der heute bescheidenen Aktivität des Steinschlages ist es nicht möglich, dass dieser eine Vorzeitform völlig überprägt und so in eine Folgeform umwandelt. Die heute oberflächlich sichtbaren Steinschlaghalden verdanken ihre Entstehung einer früheren Zeit. Sie lassen sich unterscheiden in Ursprungsformen (primäre Form mit dünnem Schuttbelag auf z.T. sichtbarem Felsgestein wie am Piz Vallat-

scha und am Piz Nair⁸¹⁾) und Folgeformen (spätere Entwicklungsstadien), die i.allg. äusserlich bedeutend mächtiger erscheinen (Aufbau in zwei oder mehreren Schichten⁸²⁾, siehe Fig.2).

2.4.2. Felssturzhalde als Entwicklungsstadien

Im wesentlichen gelten hier dieselben Feststellungen wie bei den Steinschlaghalde. - Da aber Felssturz eine episodische Erscheinung ist, kann eine Neubildung von Felssturzhalde auch in der heutigen Zeit nicht ausgeschlossen werden.

2.4.3. Murschwemmkegel als Entwicklungsstadien

Die Muren stellen gegenwärtig aktive Vorgänge dar und können somit Ursprungsformen (primäre Formen) wie am Ruinas (Abb.3) und Folgeformen (beispielsweise am E-Hang des Munt Buffalora, vgl. Kap. 2.2.3.) darstellen. Wenn das Gestein und das Einzugsgebiet heute ungünstige Voraussetzungen für Muren liefern, treffen wir u.U. inaktive Murschwemmkegel als Vorzeitformen an.

2.4.4. Lawinenschuttkegel als Entwicklungsstadien

Die Lawinenaktivität ist bei dieser Klimaform gross, so dass man auch hier primären Formen, d.h. Ursprungsformen (wie am Piz dal Fuorn⁸³⁾) und Folgeformen beispielsweise am Munt Buffalora⁸⁴⁾ und Murtarous⁸⁵⁾ (vgl. Kap. 2.2.4.) aus der Gegenwart begegnet. Darnach erscheinen aber auch - z.B. bewachsene - Vorzeitformen (primäre- und Folgeformen).

81) Koord. 819 350/171 750, 816 500/173 300, vgl. auch Kap. 4

82) vgl. Kap. 3.

83) Koord. 811 950/172 000

84) Koord. 815 600/168 100

85) Koord. 810 200/166 300

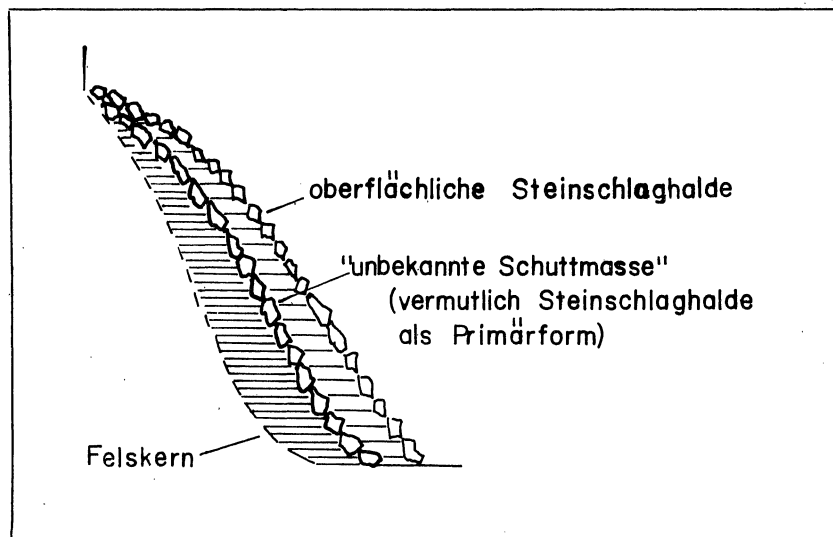


Fig.2 Schematischer Aufbau der meisten Schutthalden: Unter einer oberflächlichen Steinschlaghalde folgt eine "unbekannte Schuttmasse", die einer älteren Schutthalde entsprechen kann.

2.4.5. Zusammenfassung zu den Entwicklungsstadien
der Ablagerungstypen

Heute vorliegende Entwicklungsstadien der Ablagerungstypen		
	Bildung heute	Bildung früher
Steinschlaghalden		frühere Ursprungsform frühere Folgeform
Felssturzhalden	(in spez. Fällen: Ursprungsform Folgeform)	frühere Ursprungsform frühere Folgeform
Murschwemmkegel	Ursprungsform Folgeform	frühere Ursprungsform frühere Folgeform
Lawinenschutt- kegel	Ursprungsform Folgeform	frühere Ursprungsform frühere Folgeform

2.5. Einfluss von Höhenlage, Relief, Gestein und Exposition auf die Erscheinung der verschiedenen Schutt-
ablagerungstypen im untersuchten Gebiet

In Abschnitt 2.4. wurde der Formenschatz in Abhängigkeit der Klimaschwankungen dargelegt. Im folgenden soll nun gezeigt werden, welche äussere Einflüsse ein Auftreten von bestimmten Ablagerungsformen begünstigt.

2.5.1. Die Wirkungen äusserer Einflüsse auf die
Bildung von Steinschlaghalden

Im Untersuchungsgebiet ist die Bedeutung des Reliefs zur Ausbildung von Steinschlaghalden so gross, dass der Einfluss der Höhenlage nicht zu erkennen ist. Indem sowohl in den plattigen Kalken als auch im Hauptdolomit in den höchsten und in den tiefsten, vom Relief begünstigten, Gebieten Steinschlaghalden auftreten, zeigt sich, dass auch der Einfluss des Gesteins in diesem Fall nicht erfassbar ist.

(Die höchsten Sturzhalden befinden sich am Quattervals⁸⁶⁾ in plattigen Kalken und in den Gipfelpartien der Hauptdolomitberge nördlich der Ofenpasstrasse in einer Höhenlage von über 3000 m/M, die tiefsten liegen am Ruinas⁸⁷⁾.)

Hingegen lässt sich erkennen, dass gewisse Gesteine, wie Verrucano, Buntsandstein und Rauhwacke, zur Schutthaldenbildung in situ neigen.⁸⁸⁾ (Als Beispiele dienen hier die verschiedenen Hügel genannt "Mot"s nördlich der Ofenpasstrasse, sowie gewisse Stellen am Piz Daint und Piz Dora⁸⁹⁾ SW Tschierv.)

Eine Einflussnahme der Exposition ist nicht zu beobachten, da in den obersten Höhenlagen - beispielsweise in Karformen (vgl. Fussnote 86) - gleichartige Steinschlaghalden in allen Expositionen auftreten; in tiefen Lagen überwiegt ebenfalls der Einfluss des Reliefs jenen der Exposition.

2.5.2. Die Wirkungen äusserer Einflüsse auf die Bildung von Felssturzhalden

Felssturzhalden - wie sie in Kap. 2. beschrieben wurden - kommen selten vor im Untersuchungsgebiet, so dass keine Gesetzmässigkeit über die Einflüsse der Faktoren (vgl. oben!) gefunden werden kann. Es lassen sich nur zwei schöne Beispiele aufzählen: das eine liegt im Val Diavel (Abb.1), das andere bei Ramosch⁹⁰⁾. Im Hauptdolomit und Plattenkalk lassen sich ebenfalls vereinzelt Felssturzbrocken auf Steinschlaghalden erkennen (vgl. Kap. 2.3.1.).

Bei diesem Ablagerungstyp scheint das Gestein, v.a. dessen Tektonik und Schichtverlauf, von Bedeutung zu sein.

2.5.3. Die Wirkungen äusserer Einflüsse auf die Bildung von Murschwemmkegeln

Der Einfluss des Reliefs übertrifft auch hier jenen der Höhenlage. Murformen sind im Untersuchungsgebiet in allen

86) Koord. 803 250/167 100

87) Koord. 820 825/168 550

88) vgl. Definition Kap. 1.2.

89) Koord. 818 550/166 550, 819 550/165 500

90) Koord. 826 500/191 700

Höhenlagen anzutreffen⁹¹⁾, sofern geeignete Reliefbedingungen vorliegen:

Unterhalb einer flacheren Hangpartie (Residualhalden oder vom Gletscher geschliffene Formen als Einzugsgebiet) folgt meist eine gegliederte Wand (Transportweg). Auch die untere Begrenzung ist wiederum in vielen Fällen reliefbedingt (Talboden, Verflachung).

Es zeigt sich, dass im Hauptdolomit und im Arlbergdolomit mehr Murgänge auf Sturzhalden anzutreffen sind als in den plattigen Kalken (im ersten Fall stärkere Verwitterung!). So scheint das Gestein eine gewisse Bedeutung zu haben beim Auftreten der Murschwemmkegel.

2.5.4. Die Wirkungen äusserer Einflüsse auf die Bildung von Lawinenschuttkegeln

Die Einzugsgebiete von Lawinenschuttkegeln befinden sich im Untersuchungsgebiet über einer Höhe von etwa 2000 m/M (v.a. in Schattenlagen) bis in die obersten Höhenlagen. Das Relief (Hangneigung) ermöglicht überhaupt die Entstehung einer Lawine⁹²⁾. Auch der Ablagerungsort ist durch das Relief bedingt. hier tritt die Bedeutung des Gesteins in den Hintergrund, indem es indirekt über den Neigungswinkel (Relief) die Erscheinung beeinflusst.

2.5.5. Zusammenfassung der Einflussfaktoren für das Auftreten der Schuttablagerungstypen im Unter- suchungsgebiet

Wichtigste Einflussfaktoren für das Auftreten der
Schuttablagerungsformen im Untersuchungsgebiet:

Steinschlaghalden	-	Relief
Felssturzhalden	-	Gestein (Tektonik)
Murschwemmkegel	-	Relief
Lawinenschuttkegel	-	Höhenlage, Relief

91) Die höchsten liegen im Gebiet des Quattervals und nördlich vom Ofenpass, die niedrigsten am Ruinas, vgl. Kap. 2.5.1.

92) vgl. auch Kap. 2.2.4.

2.6. Schutthalden auf Spitzbergen

2.6.1. Einfache Schutthalden

2.6.1.1. Zur Ausbildung der einfachen Schutthalden

In Spitzbergen treffen wir eine Schutthaldenform, die einerseits den einfachen Schutthalden von Poser 1954 entspricht und vorwiegend durch Steinschlag genährt wird, andererseits auch einen Teil von in situ verwittertem Gesteinsmaterial enthält und in diesem Sinn zum Gehängeschutt gehört. Diese im folgenden "einfache Schutthalden" genannten Formen befinden sich in höheren Wandpartien auf leicht verwitternden Gesteinsbändern (beispielsweise am Tempel und am W-exponierten Hang des Platåberget). Vermutlich ist wegen der geringen Schuttmächtigkeit der Eisrindeneffekt (Büdel 1969) von Bedeutung (Abb. 9).

Bei steileren Gehängen sind die Schutthalden wenig überprägt. Ihre Neigung entspricht dann ungefähr dem natürlichen Schüttungswinkel des entsprechenden Gesteins. Flachere, einfache Schutthalden dienen bereits als Rastort für Schnee, der die tieferliegenden Wandpartien und Schutthalden in Form von Lawinen und Tauwasser überprägt.

2.6.1.2. Zur Aktivität der einfachen Schutthalden

Rapp 1960a hat beobachtet, dass der arktische Steinschlag heute relativ bedeutend ist. Die kurze Zeit meines Spitzbergenaufenthaltes reichte mir nicht, um darüber ein genaues Urteil zu fällen; frischer Steinschlag lag allerdings auf den schneebedeckten Halden im Bjonadalen (Tempelfjord). Wir können also von einer gewissen Steinschlagaktivität sprechen.

Wie oben erwähnt, müssen wir auch den Eisrindeneffekt berücksichtigen, also eine Schuttbildungsaktivität an der Grenze der Schutthalde zum Felskern.

Die anstehende Wand ist definitionsgemäss kaum gegliedert, d.h. die Muren und Lawinen spielen eine kleine Rolle. Erinnern wir uns auch, dass die Niederschlagsmenge gering ist, was wiederum zu einer schwachen Aktivität dieser Vorgänge mit Transportmedien führt.

2.6.1.3. Zur Ueberprägung der einfachen Schutthalden

Felssturz wurde selten beobachtet. Auch Mur- und Lawinenformen kommen hier kaum in Frage. An Vegetation finden wir einen schwachen Flechten- und Moosbewuchs sowie wenige Pionierpflanzen, da die Sonne während wenigen Monaten in einem flachen Winkel einstrahlt, die Temperaturen ganzjährlich tief liegen und reichhaltige Niederschläge fehlen. Die geringe Bewachsung kann auch auf den ungenügenden Feinerdeanteil zurückgeführt werden. - Als Ausnahme gelten intensiver bewachsene, einfache Schutthalden auf Sandsteinen am N-exponierten Hang des ⁰Platäberget in einer Höhenlage von 250 m/M. Es handelt sich wahrscheinlich um inaktive Formen (Abb.10).

Im Gegensatz zu den Alpen kann immer irgendwo im Innern oder an der Oberfläche der Schutthalde Wasser fliessen, das vom auftauenden Permafrost oder von schmelzendem Schnee stammt.

2.6.1.4. Zur Entwicklung der einfachen Schutthalden

Die einfachen Schutthalden stellen meist Initialstadien von Sturzkegeln dar. Daher wird die Entwicklungsgeschichte der einfachen Schutthalden im Zusammenhang mit den zusammengesetzten Schutthalden besprochen im Kap. 2.6.2.4.



Abb.9 Einfache Schutthalden und Sturzkegel am SW-exponierten Hang des Sindballefjellet ($17^{\circ}\text{E}/78^{\circ}20'\text{N}$). Einfache Schutthalden im oberen Teil der Wand, Sturzkegel an der Basis der Wand. Aufgliederung der Wand in "Stockwerke", d.h. Wechsel von härten und weichen Felsbändern.

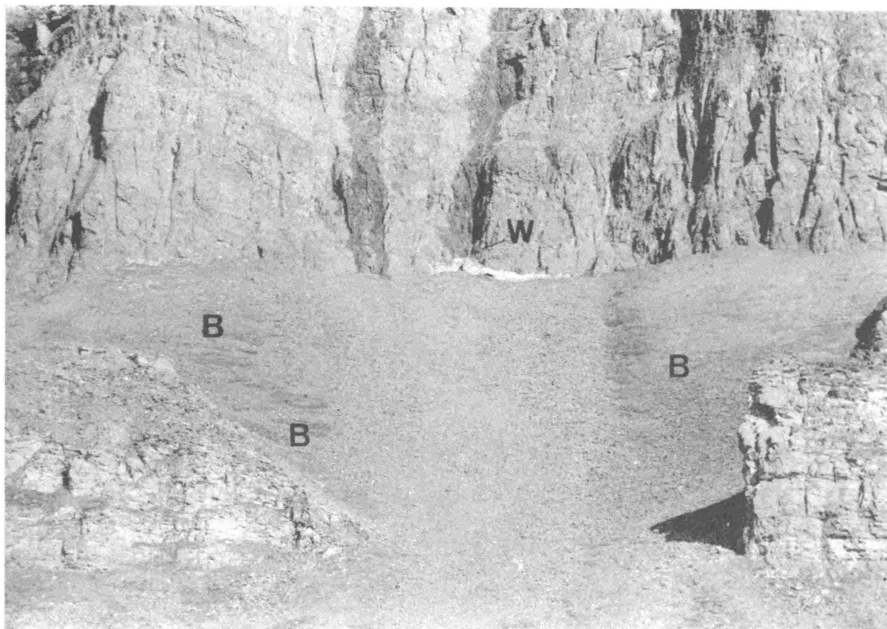


Abb.10 Einfache Schutthalden (oberhalb eines Sturzkegels) am N-exponierten Hang des Platåberget ca. 250 m/M ($15^{\circ}22'\text{E}/78^{\circ}14'\text{N}$). Oberhalb des Felsbandes, das die einfache Schutthalde vom Sturzkegel abgrenzt, ist eine intensive Bewachsung (B) festzustellen. Im oberen Bildteil ist die wasserführende Steinschlagrinne schwach zu erkennen. Das Wasser (W) verschwindet am Wandfuss in der einfachen Schutthalde.

2.6.2. Zusammengesetzte Schutthalden

2.6.2.1. Zur Ausbildung der zusammengesetzten Schutthalden

Das Bild von W-Spitzbergen wird geprägt durch die schön gebildeten Sturzkegel, die bedeutend regelmässiger erscheinen als in den Alpen. Die Sturzkomponenten liegen hangabwärts nach ihrer Grösse sortiert.

Die anliefernde Wand besteht hier fast immer aus horizontal liegenden Schichten. Sie wird oben von einem Plateau begrenzt, das in 80 cm Tiefe (Juli) einen Permafrostkern enthält. In dieser Auftauzone verwittern die obersten Schichten. In gleicher Art verwittern aber auch die sie begrenzenden Wände, speziell im oberen Teil. Zudem wirkt der Eisrindeneffekt (Büdel 1969) bei der Zerlegung der äussersten Schichten mit.

Die anstehenden Wände sind z.T. bedeckt von Schutt, der vorerst in situ liegen bleibt, weil im periglazialen Klimabereich die Bedingungen für eine genügende Abfuhr nicht vorhanden sind. Sobald die Schneedecke und das Eis des Permafrostes schmelzen, setzt eine kräftige Erosion ein.

Die Steinschlagrinnen werden durch das Kluftsystem und die tektonischen Spannungen der Wand angelegt. Sie verlaufen meist senkrecht zum Schichtstreichen und setzen an den Plateaurändern an. Das sommerliche Schmelzwasser vom Plateau fliesst durch die Steinschlagrinnen ab und erweitert diese oben trichterförmig. Auch der Schnee hilft bei dieser Eintiefungswirkung mit.

Die Abrissnischen stellen konkave Formen dar, deren Hohlraum u.U. grösser sein kann als das Volumen der konvexen Sturzkegel. Dies trifft zu, wenn an der Basis Sturzhaldenschutt durch Solifluktion, Muren oder Lawinen abtransportiert wird wie an den N-exponierten Hängen des Platåberget und an den E-exponierten Hängen im Björndalen.

Steinschlagrinnen, die sich durch tieferliegende Schichten fortsetzen, erscheinen - wie in den Alpen - als schmale, senkrechte Rinnen. Hier wird aber die Eintiefung noch verstärkt durch die mechanische und chemische Erosion des ständig her-

unterfliessenden Wassers (Abb.9)⁹³⁾. Dadurch werden aus den seitlich begrenzenden Wänden turm- oder säulenähnliche Formen herauspräpariert ("Tempelberg"). In jenen Fällen, wo die Wand in mehrere "Stockwerke"⁹⁴⁾ zerlegt ist, trifft diese Erscheinung v.a. für die untersten Wandpartien zu (Abb.9). In Extremfällen grenzen der Einzugstrichter der Abrissnische und der Sturzkegel aneinander und sind nur durch ein schmales Felsband mit enger Oeffnung getrennt, v.a. auch, weil der Schutt z.T. liegen bleibt (vgl. oben!). Beispiele dazu sind vom E-exponierten Hang des Björndalen anzuführen (Abb. 11).

Am Wandfuss bei der Kegelspitze verschwindet das Tauwasser in die Sturzhalde, wo es vermutlich an der Permafrostoberfläche fliesst (Abb.10)⁹⁵⁾. Bei einer Störung an der Schuttdecke kann es wieder als sog. "Schuttquelle" an die Oberfläche gelangen (Dege 1938); in andern Fällen tritt es nicht mehr zutage und speist die feuchte Solifluktionszone an der Haldenbasis⁹⁶⁾.

Die Sturzkegel münden an der Basis in einen Solifluktionshang (wie am N-exponierten Hang des Platåberget, (Abb.12) oder sie fallen relativ steil auf Terrassen und Talböden (beispielsweise am E-exponierten Hang des Björndalen und bei Bjonahamna (Abb.13 und 24). Ebenso waren auch an rezente Moränen grenzende Sturzkegel vertreten (z.B. am Kommissaerbreen im Bjonadalen).

93) Rapp 1960a; die Bedeutung der chemischen Verwitterung kann in diesem Klima bei den tiefen Temperaturen nicht gross sein; die Flusswässer waren auch nur an sehr warmen, föhn-ähnlichen Tagen getrübt.

94) Rapp 1960a

95) Penck 1924, Dege 1938, Rapp 1960a

96) In den Alpen konnte in der Val Diavel ein ähnliches Phänomen beobachtet werden (Koord. 806 200/167 800), wo Wasser in der Steinschlagrinne floss, Material an der Kegelspitze ablagerte und dann im Schutt versickerte.



Abb.11 Steinschlaghalde am E-exponierten Hang im Björndalen ca. 250 m/M ($15^{\circ}19'E/78^{\circ}12'N$). Aeusserst schmale Felsbänder trennen Abrissnische vom Sturzkegel. Gut ersichtlich ist die Verwitterung vom Plateau her.

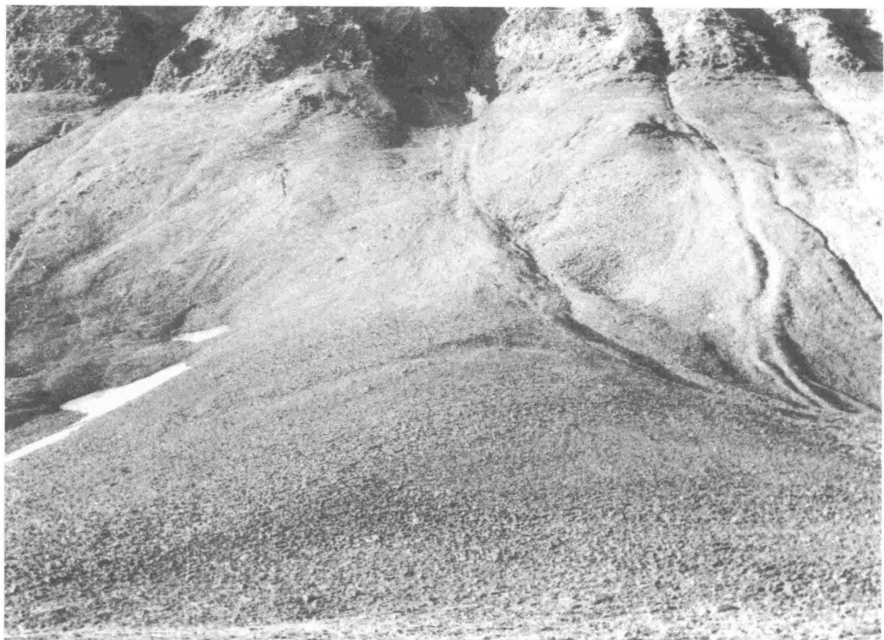


Abb.12 Ueberprägter Sturzkegel am NW-exponierten Hang des Plataberget ca. 150 m/M ($15^{\circ}22'E/78^{\circ}14'N$). Ueberprägung vorwiegend durch Muren, Basis mündet in Solifluktionshang.

2.6.2.2. Zur Aktivität der zusammengesetzten Schutthalden

Hierzu sind dieselben Bemerkungen anzuführen wie in Abschnitt 2.6.1.2. Die Steinschlagproduktion kann aber grösser sein, weil mehrere "Wandstockwerke" über der Sturzhalde stehen (bei den einfachen Schutthalden meist nur ein Stockwerk). Der produzierte Schutt wird nicht immer unmittelbar wegtransportiert, so dass er z.T. in situ liegen bleibt. Dies darf uns aber nicht eine übermässige Schuttproduktion vortäuschen. Der frische Schutt erscheint häufig in hellen, unverwitterten Streifen auf der Sturzkegeloberfläche oder äusserst selten in Form von vereinzelt, grossen Felssturzbrocken (beispielsweise am Templet bei Bjonahamna).

Die Sturzkegel werden oft seitlich von Wasserrinnen oder Murgängen begrenzt, die wohl im Frühsommer zur Zeit der Schnee- und Permafrostschmelze aktiv sein können. Die Lawinentätigkeit ist lokal von verschiedener Bedeutung (vgl. Rapp 1960a).

Die Basissolifluktion ist recht aktiv (vgl. auch Kap. 2.6.1.2.). Die "langsame Denudation" (Solifluktion) scheint hier im Gegensatz zu den Alpen die "rasche Denudation" (Muren und Lawinen) an Bedeutung zu übertreffen.

2.6.2.3. Zur Ueberprägung der zusammengesetzten Schutthalden

Der Felssturz spielt hier eine bedeutend kleinere Rolle als in den Alpen, was v.a. auf das frostwechselärmere Klima, aber auch auf das Gestein zurückzuführen ist. Seltene Felssturzböcke liegen in der Steinschlagrinne oder in der Fallrichtung auf dem Sturzkegel (beispielsweise bei Bjonahamna).

Die Ueberprägung durch Muren und Wasserrinnsale ist trotz der geringen Niederschlagsmenge beachtlich (wahrscheinlich v.a. von der Permafrostschmelzperiode im Frühsommer her), aber natürlich nicht so häufig wie in den Alpen.

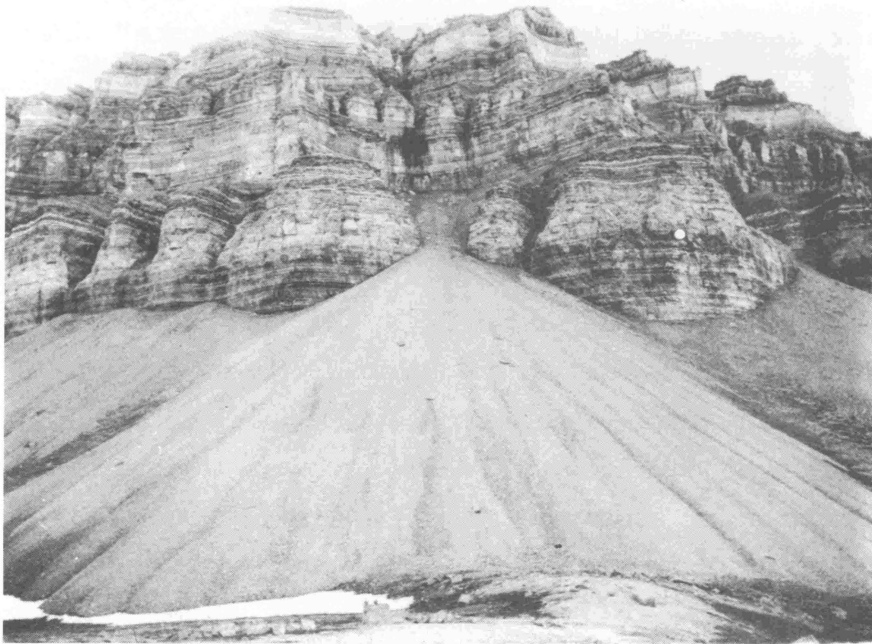


Abb.13 Steinschlagkegel am S-exponierten Hang
des Tempelberges ($16^{\circ}50'E/78^{\circ}25'N$).
Zu beachten sind der Stockwerkbau der
Wand und die Basis, die auf einer 55 m
hohen Strandterrasse liegt.

Die Sturzhaldenbasis zeigt oft solifluidale Schuttzungen (z.B. am N-exponierten Hang des Platåberget). Durch diese Transportaktivitäten wird die Sturzhalde - es handelt sich bei solifluidal überprägten Formen um Halden - verflacht.⁹⁷⁾

Da unter der Schuttoberfläche kein Feinerdematerial entdeckt wurde, konnten auf der Schuttdecke auch keine Erdflecken beobachtet werden. Das Feinerdematerial unter dem Schuttmantel wird z.T. mit dem zirkulierenden Wasser an der Permafrostoberfläche abtransportiert.

Die Vegetation setzt an der Basis der Sturzkegel an und nimmt im Laufe der Zeit immer grössere Flächen ein gegen die Kegelspitze hin. Vorerst finden wir Moose neben Flechten, die dann von Polsterpflanzen abgelöst werden.

Zusammenfassend müssen wir zwei Schutthaldenformen unterscheiden:

Die eine Gruppe

betrifft die noch deutlich ausgebildeten Sturzhalden. Dort bleibt der Schutt z.T. in situ liegen (beispielsweise bei Bjonahamna und am E-exponierten Hang des Björndalen). Bei den andern Schutthalden handelt es sich um Formen, die bereits stark durch die Vorgänge der exzessiven Talbildungszone (Büdel 1969) überprägt und allmählich in Murschwemmkegel und Solifluktionshänge umgewandelt werden. Beispiele lassen sich vom N- und W-exponierten Hang des Platåberget nennen.⁹⁸⁾ Der für die Schutthaldenbildung nötige Relieffaktor fehlt dann (vgl. Poser 1954).

2.6.2.4. Entwicklungsstadien bei den zusammengesetzten Schutthalden

Am Templet scheinen verschiedene Schutthaldenstadien erkennbar zu sein (Abb.9 und 13). In höheren Stockwerken der Wand liegen auf weicheren, bzw. stärker verwitterten, flacheren Felsbändern einfache, kurze Schutthalden⁹⁹⁾, die als Anfangsstadien angesehen werden könnten.

97) Jahn 1947, Büdel 1960

98) Wirthmann 1964

99) Piasecki 1968

Diesen sind, v.a. im tieferen Bereich, riesige Sturzkegel sekundär überlagert worden (z.B. bei einer erneuten Schuttproduktionsphase). Vorgängig musste aber die schuttliefernde Wand bereits unterschiedlich zurückverwittert gewesen sein, so dass Steinschlagrinnen entstanden waren. Diese partielle Verwitterung ist wahrscheinlich auf das Kluftsystem und Brüche, die vor dem Postglazial angelegt waren,¹⁰⁰⁾ sowie auf tiefer einwirkenden Permafrost in wärmeren, feuchteren Zeiten zurückzuführen.

Wird aber das Klima im morphologischen Sinn zu warm, so kann die damit verbundene Feuchtigkeitszunahme neben der Frostverwitterung auch zu Abspülvorgängen führen (wie Muren und Solifluktion). Diese Vorgänge können wir in unseren Beispielen (N-Hang des Platåberget, E-Hang im Björndalen) als dritte Phase unterscheiden. Sie setzte vermutlich schon in der späten Wärmezeit ein und mag bereits auf die einfachen Schutthalden gewirkt haben. Diese Aktivität verursachte auch die Bildung der Dreieckshänge (Büdel 1970).

Heute ist v.a. die Solifluktion zusammen mit einer geringen Steinschlagaktivität zu beobachten, wodurch die Schutthalden z.T. verflacht und umgewandelt werden.

Es ist anzunehmen, dass wir auch hier keine kontinuierliche Schutthaldenbildung finden, sondern verschiedene Schuttproduktionsphasen unterscheiden können. Dies kann aber leider nirgends belegt werden, da ein Grabungsversuch in 30 cm Tiefe auf den Permafrost stieß (vgl. Kap. 3. und 5.).

Mit den Vorgängen der exzessiven Talbildungszone (Büdel 1963) wird die Schutthaldenentwicklung unterbrochen und andere Formbildungen der Hangentwicklung setzen ein.¹⁰¹⁾

Die Zusammenfassung dieses Kapitels ist in einer Gegenüberstellung der arktischen und alpinen Schutthaldentypen in Kap. 2.7. zu finden.

100) Rapp 1960a

101) Malaurie 1949, Rapp 1960a, Jahn 1963/68, Wirthmann 1964

2.7. Zusammenfassung zur Typisierung der Schuttablagerungsformen

Schuttablagerungstyp Eigenschaft	Nationalpark				Spitzbergen	
	Steinschlaghalde	Felssturzhalde	Murschwemmkegel	Lawinenschuttkegel	einfache Schutthalden	zusammengesetzte Schutthalden
Theoretisch reine Form	Steine<kopfgross Ablagerung hal- denförmig ungegliederte Wand keine Ueber- prägung Neigungswinkel≈ Schüttungswinkel, Akkumulation mit Gravitation	Steine>kopfgross Ablagerung hal- denförmig ungegliederte Wand keine Ueber- prägung Neigungswinkel≈ Schüttungswinkel, Akkumulation mit Gravitation	gemischtes Ge- steinsgut Ablagerung zun- gen- oder kegel- förmig lange Erosions- rinne, Hang keine Ueber- prägung Neigungswinkel< Schüttungswinkel, Akkumulation mit Transportmedium	gemischtes Ge- steinsgut Ablagerung halden- oder kegelförmig, lange Erosions- rinne, Hang keine Ueberprägung Neigungswinkel< Schüttungswinkel, Akkumulation mit Transportmedium	Steine wie bei Stein- schlaghalde Ablagerung halden- förmig ungegliederte Wand keine Ueberprägung Neigungswinkel≈ Schüttungswinkel, Akkumulation durch Gravitation	Steine wie bei Steinschlaghalde Ablagerung in Form mehrerer Kegel gegliederte Wand, Abrissnischen keine Ueberprägung Neigungswinkel ≈ Schüttungswinkel, Akkumulation durch Gravitation
Aktivität	heute mässig ak- tiv bis inaktiv	heute mässig ak- tiv bis inaktiv, episodisch	periodische und episodische Vor- gänge, heute häufig sehr aktiv	periodische und episodische Vor- gänge heute häufig aktiv	lokal verschieden aktiv	lokal verschieden aktiv
Ueberprägung	Veränderung des Böschungswinkels, Felssturzschtutt Murgang Lawinenschutt Wasserrinnen Erdflecken Soliflukt.formen Bewachung Nivationsformen Bewegungser- scheinungen	Veränderung des Böschungswinkels, Steinschlagschutt (Murgang) (Lawinenschutt) (Wasserrinnen) (Erdflecken) Bewachung (Nivationsformen) (Bewegungser- scheinungen)	Veränderung des Böschungswinkels, (Steinschlagsch.) (Felssturzschtutt) Lawinenschutt Wasserrinnen Bewachung (Bewegungser- scheinungen)	Veränderung des Böschungswinkels (Steinschlagschutt) (Felssturzschtutt) Murgang Wasserrinnen Bewachung (Bewegungser- scheinungen)	Veränderung des Böschungswinkels (Felssturzschtutt) (Murgang) (Lawinenschutt) (Wasserrinnen) (Solifl. formen) (Bewachung) Wasser unterhalb Schutthaldenoberfl.	Veränderung des Böschungswinkels, Felssturzschtutt Murgang Lawinenschutt (lokal) Wasserrinnen Soliflukt. formen Bewachung Nivationsformen Bewegungsersch. Wasser in und auf der Schutthalde
Entwicklung und Entwick- lungstypen	Vorzeitformen (Ursprungs- u. Folgeformen), Ueberprägung Bildungszyklen	Vorzeitformen (Ursprungs- u. Folgeformen), episodisch ge- genwärtige Ur- sprungs- u. Folgeformen, Ueberprägung, u.U. Bildungs- zyklen	Vorzeitformen (Ursprungs- u. Folgeformen), gegenwärtige Ursprungs- u. Folgeformen Ueberprägung, u.U. Bildungs- zyklen	Vorzeitformen (Ursprungs- und Folgeformen) gegenwärtige Ur- sprungs- u. Folge- formen Ueberprägung u.U. Bildungszyklen	anfänglich einfache Schutthalden als Ur- sprungsformen später zusammengesetzte Schutthalden darüber als Folgeformen Ueberprägung Bildungszyklen fraglich	



3. Aufbau der Schuttablagerungsformen im Nationalpark

Soweit mir bekannt ist, wurden bisher keine Schutthaldenaufschlüsse systematisch bearbeitet. Da auch wenig über die Entwicklung und den Aufbau dieser Ablagerungsformen geschrieben wurde, hoffte ich, diesem Problem dank der Untersuchungen an aufgeschlossenen Schutthalden näher zu kommen.

Die Kap. 3.1. bis 3.5. zeigen die Untersuchungsmethoden und deren Ergebnisse. In Kap. 3.6. erfolgt die Interpretation im Zusammenhang mit dem Haldenaufbau.

3.1. Beobachtungen an aufgeschlossenen Schuttablagerungsformen (i.allg. überprägte Sturzhalden)

3.1.1. Eigene Beobachtungen

An mehreren Orten liessen sich aufgeschlossene Sturzhalden und Murschwemmkegel beobachten.

Die untersuchten Beispiele sind folgende:

- drei nebeneinanderliegende, z.T. bewaldete, von Murgängen überprägte Sturzkegel am Ruinas¹⁰²⁾
- mehrere nebeneinanderliegende, z.T. von Lawinen überprägte Sturzhalden am Murtarous¹⁰³⁾
- inaktive, bewaldete Sturzhalde bei Tuf¹⁰⁴⁾
- Sturzhalde am Piz da las Blais (Albula)¹⁰⁵⁾
- Murablagerungen auf den Sturzhalden am Munt Buffalora¹⁰⁶⁾
- Murschwemmkegel am Piz Nair¹⁰⁷⁾
- Murschwemmkegel im Val Cluozza¹⁰⁸⁾

102) Koord. 820 825/168 550, 820 675/168 550, 820 450/168 550, alle drei Beispiele in Arlbergdolomit (z.T. Gips), Profilsymbole: R, RW, RWW

103) Koord. 810 300/166 350, obernorische plattige Kalke (z.T. mit Mergelschichten), Profilsymbol: M₂

104) Koord. 769 625/172 400, Arlbergdolomit, Profilsymbol: T

105) Koord. 783 025/161 200, Gneise und Granite der Err-Decke, Profilsymbol: A

106) Koord. 815 650/167 800, Arlbergdolomit und Muschelkalk

107) Koord. 817 700/171 200, Hauptdolomit, Rauhwanke und Arlbergdolomit

108) Koord. 805 500/169 850 Hauptdolomit und obernorische plattige Kalke

Die Aufschlüsse liegen im untersten Teil der Sturzhalden und zeigen im Detail folgenden Aufbau: Schuttmantel und Haldenkörper.

An der Haldenoberfläche liegt ein Schuttmantel mit haselnuss bis kopfgrossen Gesteinskomponenten, der bis zu einem Meter mächtig sein kann. Diese relativ geringmächtige Schuttschicht ist äusserst beweglich (vgl. Kap. 2.3.). Sie kann sich selbständig oder zusammen mit dem darunterliegenden Material bewegen ¹⁰⁹⁾. Anfallendes Wasser (Regen, Schneeschmelze) schwemmt Feinerdematerial von der Oberfläche weg und rinnt mit diesem zusammen durch das grobmaschige Filter des Schuttmantels in das Innere der Sturzhalde hinein.

Alles unter dem äusseren Schuttmantel liegende Material wird Haldenkörper genannt.¹¹⁰⁾ Er weist v.a. an der Peripherie eine Schichtung auf. Unter der oberflächlichen Schuttschicht beginnt der Haldenkörper mit einer "Zwischenschicht" aus grusigem Feinerdematerial, das vereinzelte Gesteinsfragmente von Haselnuss- bis Faustgrösse enthält. Diese Feinerdeschicht kann einige Dezimeter bis maximal wenige Meter mächtig sein. - In drei Fällen konnte an der Grenze einer Zwischenschicht braungefärbtes Material beobachtet werden, das die Vermutung nahelegte, es handle sich um einen fossilen Bodenhorizont (siehe Profile RWW und T, sowie Abb.15).

Unter den Zwischenschichten folgen Steinschichten aus Schutt-komponenten der gleichen Grösse wie an der Haldenoberfläche. Diese Steine liegen locker nebeneinander und werden kaum durch Feinerde zusammengehalten.¹¹¹⁾ Sie sind weniger mächtig als die Zwischenschichten, nämlich einige Dezimeter bis maximal zwei Meter im Profil R. - Im Profil T konnten sogar sieben Steinschichten festgestellt werden.

109) Morawetz 1943/48, Gerber 1966, Machatschek 1968

110) Fromme 1955

111) Ausnahme: verkittete Schichten in der Sturzhalde bei Tuf

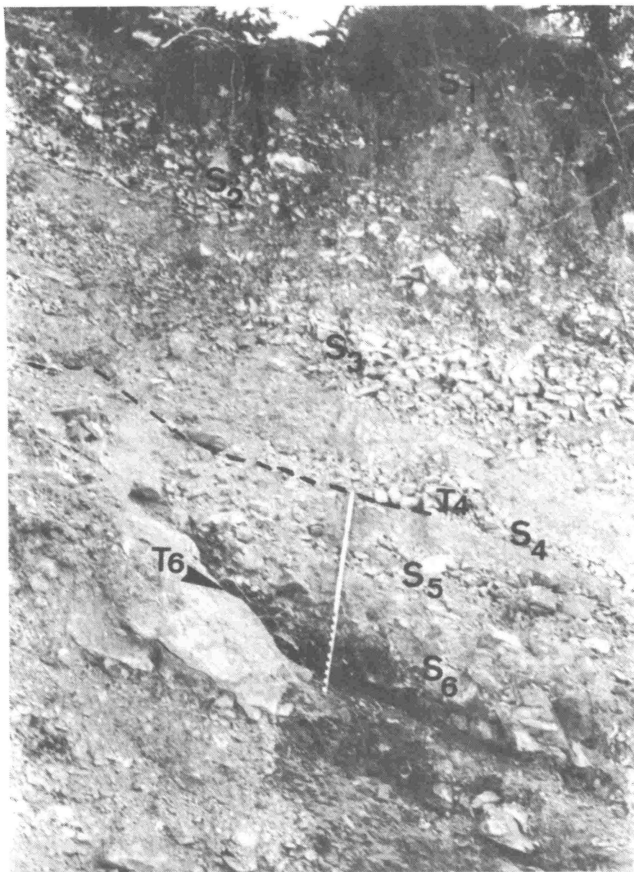


Abb.14 Aufschluss der Sturzhalde bei Tuf (Koord. 769 625/ 172 400).

Es lassen sich sechs Steinschichten erkennen von der Oberfläche her; darunter würde eine weitere folgen bis zur Basis (S_{1-6} , bzw. 7).

T_4 und T_6 sind zwei fossile Bodenhorizonte, die gefunden und datiert wurden.

(T_6 vgl. Abb.15!)
(Die Schwarz-Weissunterteilung am Massstab beträgt zwei Zentimeter.)

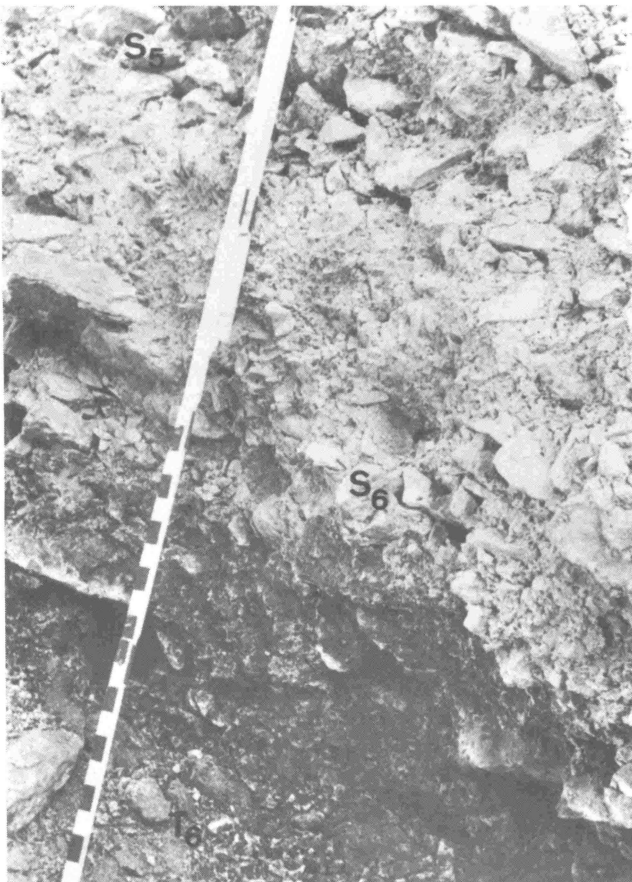


Abb.15 Fossiler Bodenhorizont in der Sturzhalde bei Tuf (Koord. vgl. oben!).

Die fünfte Steinschicht, (S_5), eine Zwischenschicht, die sechste Steinschicht (S_6) und ein fossiler Bodenhorizont (T_6) sind zu erkennen.

(Massstabseinteilung: 2 cm)

Wie der Haldenkörper unter dieser peripheren Schichtbildung aufgebaut ist, lässt sich wegen der beschränkten Tiefe der Aufschlüsse nicht sagen (siehe Stelle A in Fig.3). Wenn andere Autoren (Kap. 3.1.2.) aus Untersuchungen im obersten Teil der Sturzhalde Aussagen über den Felsuntergrund machen konnten (siehe Stelle B in Fig.3), so treffen diese wohl nur für die Kegelspitze, nicht aber für wesentliche Teile der Sturzhalde zu.

Es ist erstaunlich, dass eine ähnliche Schichtbildung auch bei Murschwemmkegeln zu finden ist, wo aber die verschiedenen Schichten weniger mächtig sind und ein eigentlicher Haldenkörper fehlt. Diese Sortierung muss bei den Murschwemmkegeln sekundär geschehen, da die ursprüngliche Ablagerung völlig durchmischt ist.¹¹²⁾

Die Trennung von Feinerde und Steine erfolgt erst später, wahrscheinlich durch Filterspülung. Sogar in Längsschnitten von Murgängen, v.a. an den Rinnenrändern, lassen sich verschiedene Schichten unterscheiden und bei Grabung weiterverfolgen (Abb.16).

Diese Schichtbildung lässt sich also sowohl bei Sturzhalde als auch bei Murschwemmkegeln über längere Strecken mehr oder weniger gut verfolgen, kann aber versetzt, verrutscht oder verschwemmt erscheinen.¹¹³⁾

3.1.2. Vergleich der eigenen Beobachtungen mit Beispielen anderer Autoren

Fromme 1955 erkannte bei seinen Schutthalde im Karwendel einen oberflächlichen Schuttmantel und mit deutlicher Abgrenzung darunter eine grusig, erdige Masse mit grösseren Blöcken. Es schien ihm, er könne gröbere und feinere Lagen unterscheiden; zusammenfassend betonte er doch, das Material sei völlig durchmischt.

112) Stiny 1910, Maull 1958

113) Prof. Alfred Bögli fand diese Schichtbildung ebenfalls in aufgeschlossenen Schutthalde im Muotathal in der Innerschweiz.

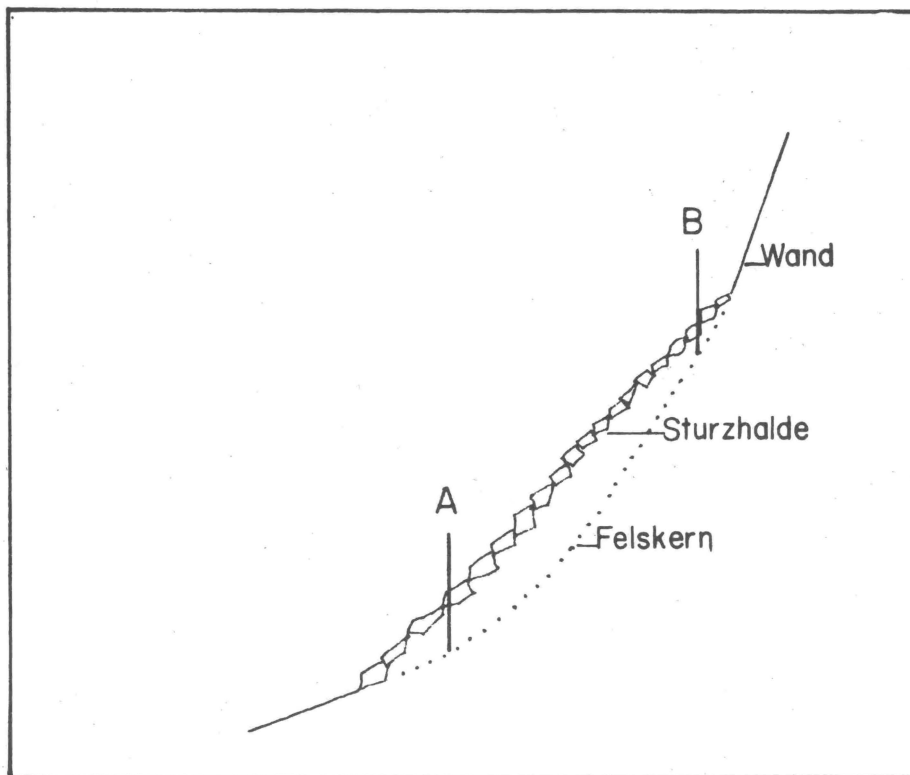


Fig.3 Darstellung der Aufschlussmöglichkeiten bei Sturzhalden.
(Felskernverlauf ohne Bedeutung, rein schematisch.)
Stelle A: eigene Aufschlüsse
Stelle B: Aufschlüsse anderer Autoren



Abb.16 Schichtbildung in Murrändern am Piz Nair
(Koord. 817 700/171 200).

Fromme 1958 zeigt bereits zwei übereinanderliegende Schutthalden, die durch einen Bodenhorizont aus der postglazialen Wärmezeit getrennt sind. (Der Horizont wurde allerdings nicht datiert.) Die obere Schutthalde kann nicht mächtig sein, da die heutige Vegetation in jenem Bodenhorizont wurzelt.

Lechner 1967/68 konnte im Aufbau von Schutthalden - wie mir scheint, einfache Schutthalden - in den oesterreichischen Alpen eine Gliederung feststellen: Unter dem oberflächlichen Schuttschleier erkannte er einen sog. "Hauptschuttkörper" mit bräunlich, gelblicher Verfärbung und grösserer Dichte, der unterlagert war von einem gleichfarbigen, erdig-sandigen Material. Diesem folgte in die Tiefe hin ein angewitterter Kalkschutt, der gegen das "Liegende" (vermutlich "Felskern") in grauen Schutt überging.

Kelletat 1969 beschreibt den Aufbau von Schuttdecken im Apennin, wobei er einen oberflächlichen Steinpanzer über einer Feinerdeschicht sieht und darunter, unmittelbar auf dem anstehenden Fels, einen Blockhorizont.

Dürr 1970 unterscheidet bei seinen Schutthalden in den westlichen Dolomiten einen oberflächlichen Lockerschuttmantel (bei aktiven Halden), der bis zu einem Meter mächtig sein kann. Dieser liegt auf einer gelblichen, feinen Grusmasse mit eingestreuten Gesteinsfragmenten. Bei einer mässig aktiven Schutthalde erkannte er unter der grusigen Masse auf dem Felskern einen verwitterten Schutthorizont mit grösseren, schwimmenden Felstrümmern.

Alle Autoren haben also ebenfalls eine oberflächliche Lockerschuttschicht (Mächtigkeit bis zu einem Meter) und darunter eine grusige Feinerdemasse mit eingestreuten Schuttfragmenten festgestellt.

Zwischen der Feinerdemasse (eigentlicher Haldenkörper) und dem Felskern - wahrscheinlich an der Kegelspitze - beobachteten sie eine aus grossen Gesteinstrümmern bestehende Lockerschuttschicht (vermutlich in situ verwitterter Felskern). Bei unsern Beispielen hingegen liessen sich im Haldenkörper mehrere, periphere Schichten deutlich auseinanderhalten.

3.2. Situmetrieergebnisse aus aufgeschlossenen Sturzhalden

Die Situmetrieuntersuchungen sind nach der Methode von Furrer/Bachmann 1968 durchgeführt worden. Diese Sitogramme wurden in den aufgeschlossenen Sturzhalden (Kap. 3.1.) aufgenommen. Vom Schuttmantel und von jeder Steinschicht mit entsprechender Zwischenschicht wurden die Steine ausgezählt (siehe Fig.4).

Es scheint möglich zu sein, mit Hilfe der Situmetrie die Steinschichten¹¹⁴⁾ von den Feinerdezwichenschichten und der Oberfläche zu unterscheiden.

Diese Unterscheidung gelang in dreifacher Hinsicht:

- der Anteil der Gruppe I ist in den S-Schichten signifikant grösser als in den Z-Schichten,
- der Anteil der Gruppe II liegt in den Z-Schichten signifikant höher als in den S-Schichten,
- wird das Verhältnis $\frac{\text{Anteil in Sektoren 5+8}}{\text{Anteil in Sektoren 6+7}}$ bei den S-Schichten und den Z-Schichten verglichen, so liegt es in den Z-Schichten signifikant höher.

Weiter stellen wir fest, -dass der Anteil der Sektoren 6+7 an der Oberfläche signifikant kleiner ist als der entsprechende Anteil in den S-Schichten,
-umgekehrt liegt der Anteil der Sektoren 6+7 an der Oberfläche signifikant höher als in den Z-Schichten,
-entsprechende signifikante Aussagen gelten auch für die Sektoren 5+8 an der Oberfläche: er ist sowohl kleiner als in den S-Schichten, als auch kleiner als in den Z-Schichten (Fig.5).¹¹⁵⁾

114) Steinschichten oft gekürzt zu S-Schichten, Zwischenschichten entsprechend gekürzt zu Z-Schichten.

115) Berechnungen siehe Brenner 1970

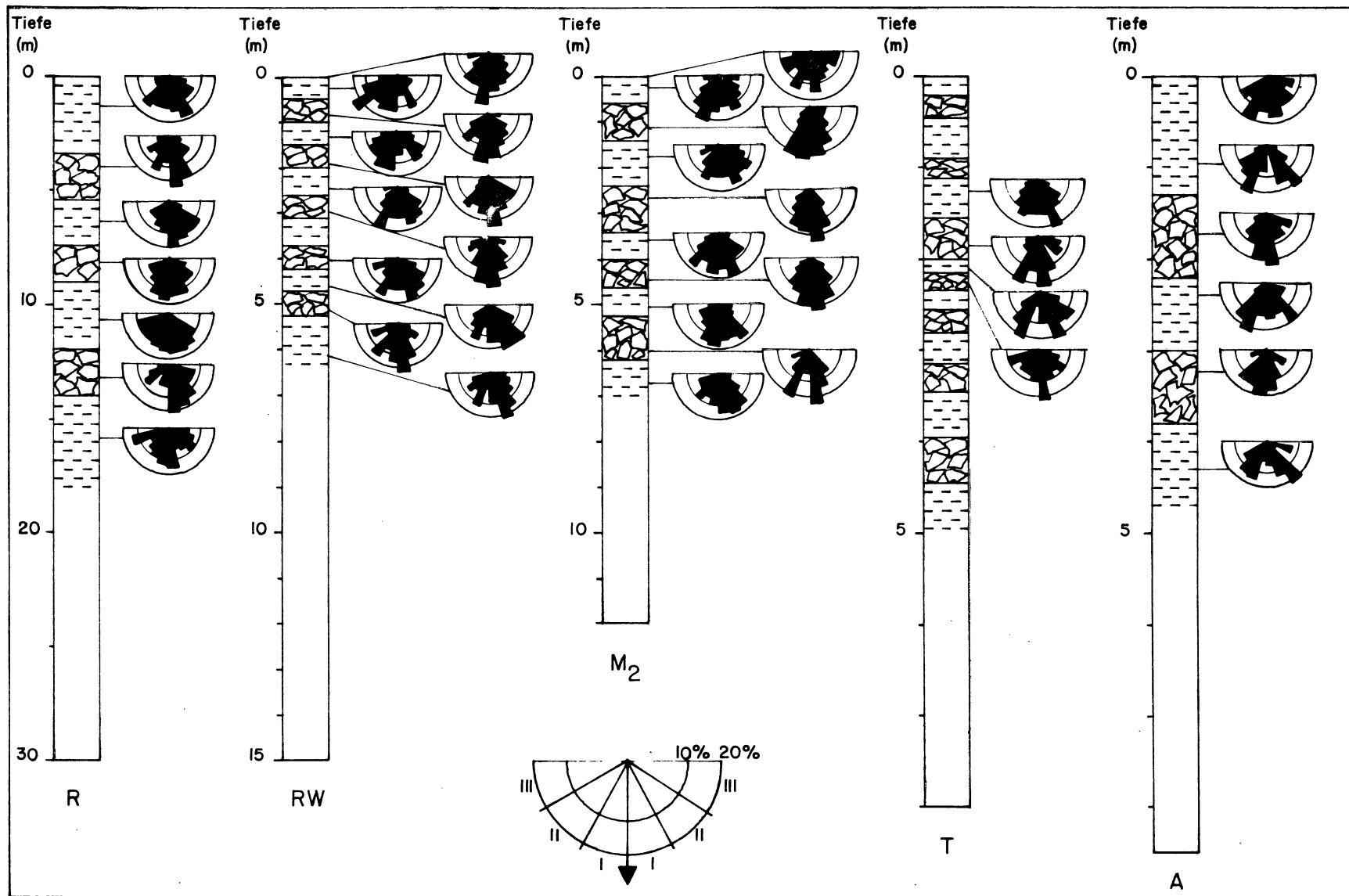


Fig.4 Situmetrische Befunde in aufgeschlossenen Schutthalden (Profile R, RW, M₂, T, A). Der Anteil von Sektor I ist sowohl an der Haldenoberfläche als auch in den Steinschichten grösser als in den Feinerdezwischenschichten.

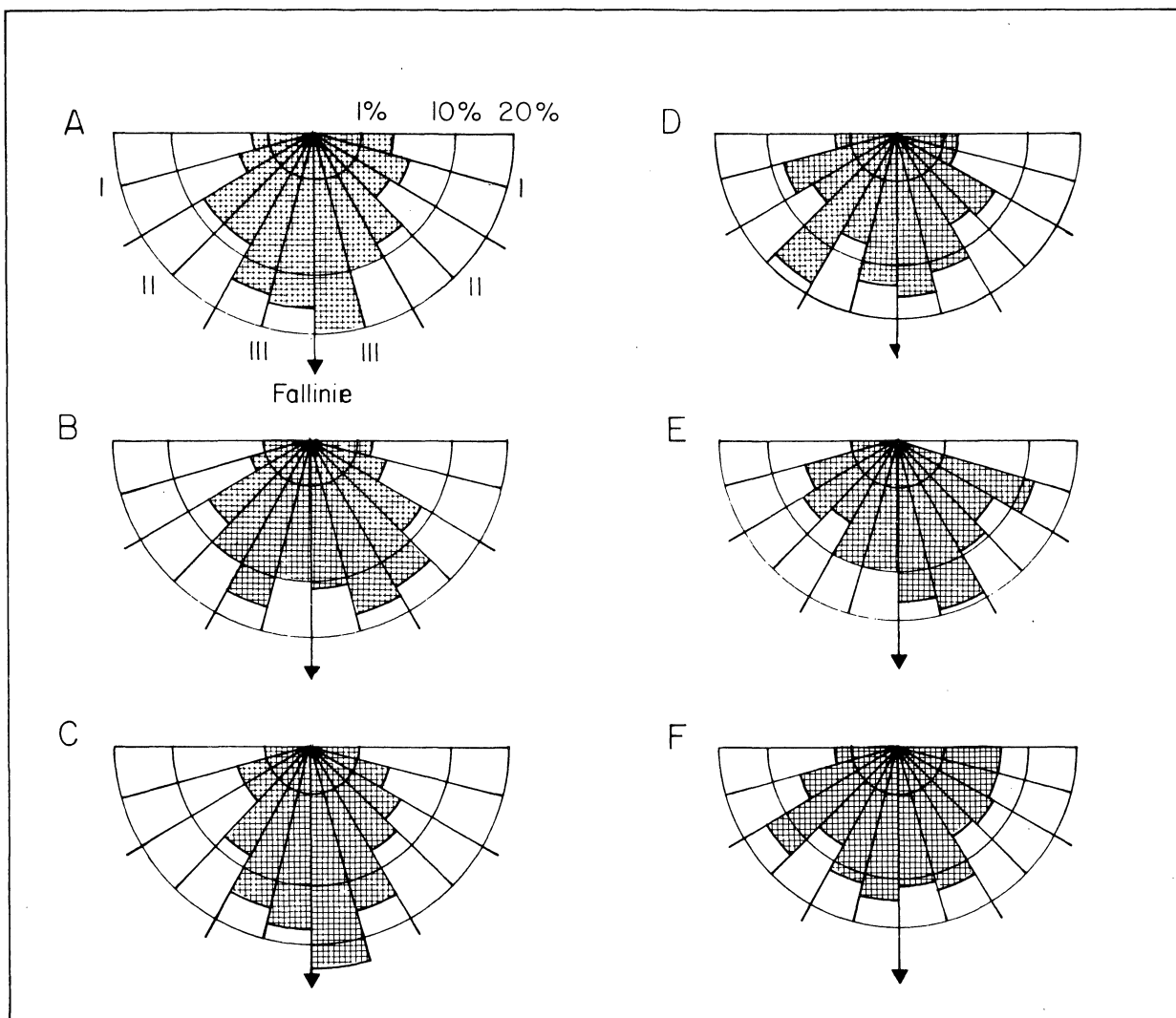


Fig.5 Gegenüberstellung von Sitogrammen aus aufgeschlossenen Schutthalden und Beispielen aus Murgängen.
A) Durchschnittssitogramm aus 40 Messungen an Haldenoberflächen,
B) Durchschnittssitogramm aus 19 verschiedenen Messungen in Feinerdezwichenschichten,
C) Durchschnittssitogramm aus 16 verschiedenen Messungen in Steinschichten,
D) Sitogrammaufnahme in der Murzunge am südlichen, oberen Rand der Sturzhalde am Munt Buffalora (Koord. 815 600/168 100),
E) Sitogrammaufnahme im Saum der Murrinne, die am nördlichen Rand der obengenannten Sturzhalde liegt,
F) Sitogrammaufnahme auf dem Murschwemmkegel am Piz Daint (Koord. 819 850/167 850).
Die Murgangsitogramme entsprechen am ehesten jenen der Feinerdezwichenschichten.

3.3. Ergebnisse von Laboruntersuchungen an aufgeschlossenen Sturzhalden

Bei den besprochenen Sturzhalden wurden in einem Profil von der Oberfläche, sowie aus jeder S-Schicht und Z-Schicht Proben entnommen.¹¹⁶⁾

Die S-Schichten enthalten sozusagen keine Feinerde, so dass es nur in wenigen Fällen möglich war von den einzelnen Steinen der S-Schicht die Feinerde abzukratzen.

Da anzunehmen ist, dass bei diesen z.T. steilen Aufschlüssen Rutschbewegungen stattgefunden hatten oder Material über die Aufschlusswand gefallen und geschwemmt worden war, wurden die Proben aus einer Tiefe von 50 cm unter der Aufschlussoberfläche gegraben. Bei einem Aufschluss wurden zwei Profile (RW, RWb) zu Vergleichszwecken untersucht.

Die Laboruntersuchungen sind nach den an unserem Institut üblichen Methoden durchgeführt worden.¹¹⁷⁾ Diese Methoden scheinen, mit den uns zur Verfügung stehenden Geräten, optimale Ergebnisse zu liefern.

Man muss aber immer beachten, dass bei geomorphologischen Laboruntersuchungen die Resultate mit Vorsicht zu beurteilen sind, da sie oft nur für Einzelfälle zutreffen. Sie wurden mit bestimmten Methoden ermittelt, wobei aber noch verschiedene Parameter variiert werden können. Es ist daher schwierig aufgrund einzelner Daten Gesetzmässigkeiten aufzustellen.

Die Darstellungen der Ergebnisse folgen am Ende von Kap. 3.3.4.

3.3.1. Korngrössenanalysen

Eine Probenmenge von 100 bis 200 gr wurde mit H_2O_2 behandelt. Anschliessend erfolgte die Siebanalyse mit der elektrischen Laborsiebmaschine (EML, Haver und Boeker). Die Dauer der Nasssiebung betrug 20 Minuten bei intervallweiser Zugabe von Wasser. Die einzelnen Fraktionen wurden getrocknet und gewogen. Es wurden Siebe von 2-1-0,5-0,25-0,125-0,063 mm Maschenweite verwendet (Prüfsiebe DIN 4188).

116) Die Profillinie war festgelegt durch den Schnitt einer Ebene, worauf die Kegelachse lag, mit dem Aufschluss.

117) Köster 1964, Müller 1964, Strüby 1969

Zur Ermittlung der Korngrössenverteilung unter 0,063 mm diente die Aräometermethode, wobei 20 gr der kleinsten Fraktion dazu verwendet wurden. Während ca. 12 Stunden erfolgte nach Beifügung von 2 gr Calgon und destilliertem Wasser eine intensive Durchmischung mittels Schüttelmaschine, worauf bei konstanter Temperatur von 20°C die Messung begann. Mit Hilfe der Summenhäufigkeitskurve liessen sich die prozentualen Anteile der einzelnen Fraktionen bestimmen. Es wurden dabei folgende Abgrenzungen vorgenommen:

<2 μ : Tonfraktion
2- 60 μ : Siltfraktion (=Schlufffraktion)
60-2000 μ : Sandfraktion

Die gewählte Unterteilung entspricht mit kleinen Abweichungen der DIN 4188.

Im allg. handelt es sich bei allen Profilen nach der Korngrösse um schluffige Lehme (Köster 1964). Der geringe Anteil der Tonfraktion muss durch physikalische Verwitterung entstanden sein, da ein entsprechend grosser Karbonatgehalt vorliegt.

Oft ändert sich die Korngrössenverteilung in den S-Schichten zugunsten der grösseren Kornfraktion. Die Proben aus diesen S-Schichten können wir dann als sandige Lehme bezeichnen. Daraus schliessen wir, dass nur ein kleiner Teil des Materials, das die Schutthalden aufbaut, frostempfindlich ist.¹¹⁸⁾

3.3.2. Bestimmung des Gehalts an organischem Kohlenstoff

Diese Bestimmung ermöglicht am raschesten, ein Niveau u.U. als Boden anzusprechen. Es wurde die Methode nach Walkley und Black verwendet.¹¹⁹⁾ Allerdings wird dabei nicht alles oxydierbare organische Material, das vorhanden ist, erfasst; aber die Methode ist bekannt und wird häufig angewendet.

118) Casagrande

119) VAWE, Jackson 1962

Es handelt sich um einen Oxydationsprozess zwischen organischem Kohlenstoff und Kaliumbichromat ($K_2Cr_2O_7$), wobei die Probe mit H_2SO_4 aufgeschlossen wird. Das²unverbrauchte Kaliumbichromat titriert man mit Mohr'schem Salz ($0,2-n$ Fe-II-Lösung) und Diphenylamin-Indikator. Die unverbrauchte Bichromatmenge ist dem Gehalt an organischem Kohlenstoff direkt proportional.

Der Gehalt an Kohlenstoff bewegt sich in allen Profilen im Bereich des schwach humosen Bodens (Ausnahme: fossile Bodenhorizonte in den Profilen RWW, T).¹²⁰⁾

Die heutige Vegetation der Sturzhaldenoberfläche wurzelt in der Feinerde unter dem Schuttmantel, also in der ersten Zwischenschicht. Doch können wir jenen Bereich nach dem organischen C-Gehalt nicht als Boden ansprechen.¹²¹⁾

3.3.3. Bestimmung des $CaCO_3$ -Gehalts

Der Ca-Karbonatgehalt wurde mit komplexometrischer Titration bestimmt. Dazu verwendet man Komplexon-III (Dinatriumsalz der Aethylendiamintetraessigsäure). Als Indikator für Ca dient HHSNN. Al- und Fe-Ionen werden mit Triäthanolamin maskiert, da sie die Titration stören würden.¹²²⁾

3.3.4. Bestimmung des Gesamtkarbonatgehalts

Diese Bestimmung wurde mit Hilfe des Passonapparates durchgeführt. Dabei lässt man 2 gr getrocknetes und zerkleinertes Probenmaterial mit Salzsäure im Passonapparat reagieren. Das entweichende CO_2 drückt auf die Flüssigkeitssäule (Kochsalzlösung) im Messgefäß und zeigt so den Karbonatgehalt an. Bei Dolomit kann die Reaktionszeit bis zu einer Stunde dauern. Ein Gipsgehalt kann die Reaktion stören.

Es zeigt sich ganz allgemein, dass nebeneinanderliegende Profile einander u.U. gar nicht gleichen. Eine Erklärungsmöglichkeit sind lokale Rutsch- und Sackungserscheinungen.¹²³⁾

Die Ergebnisse der genannten Untersuchungsmethoden sind in Fig.6 und 7 dargestellt.

120) Das Profil T wurde nicht vollständig analysiert, weil die S-Schichten verkittet waren. Die fossilen Böden befinden sich unterhalb der 4. und 6. Steinschicht von der Oberfläche her und weisen einen organischen C-Gehalt von $>3\%$ auf, können also als humos bezeichnet werden (siehe Abb.14 u. 15).

121) Fromme 1955

122) Schwarzenbach 1960

123) In den morphologischen Uebungen an unserem Institut wurden verschiedene Profile aus einem Aufschluss verarbeitet, die ebenfalls verschiedene Resultate ergaben.

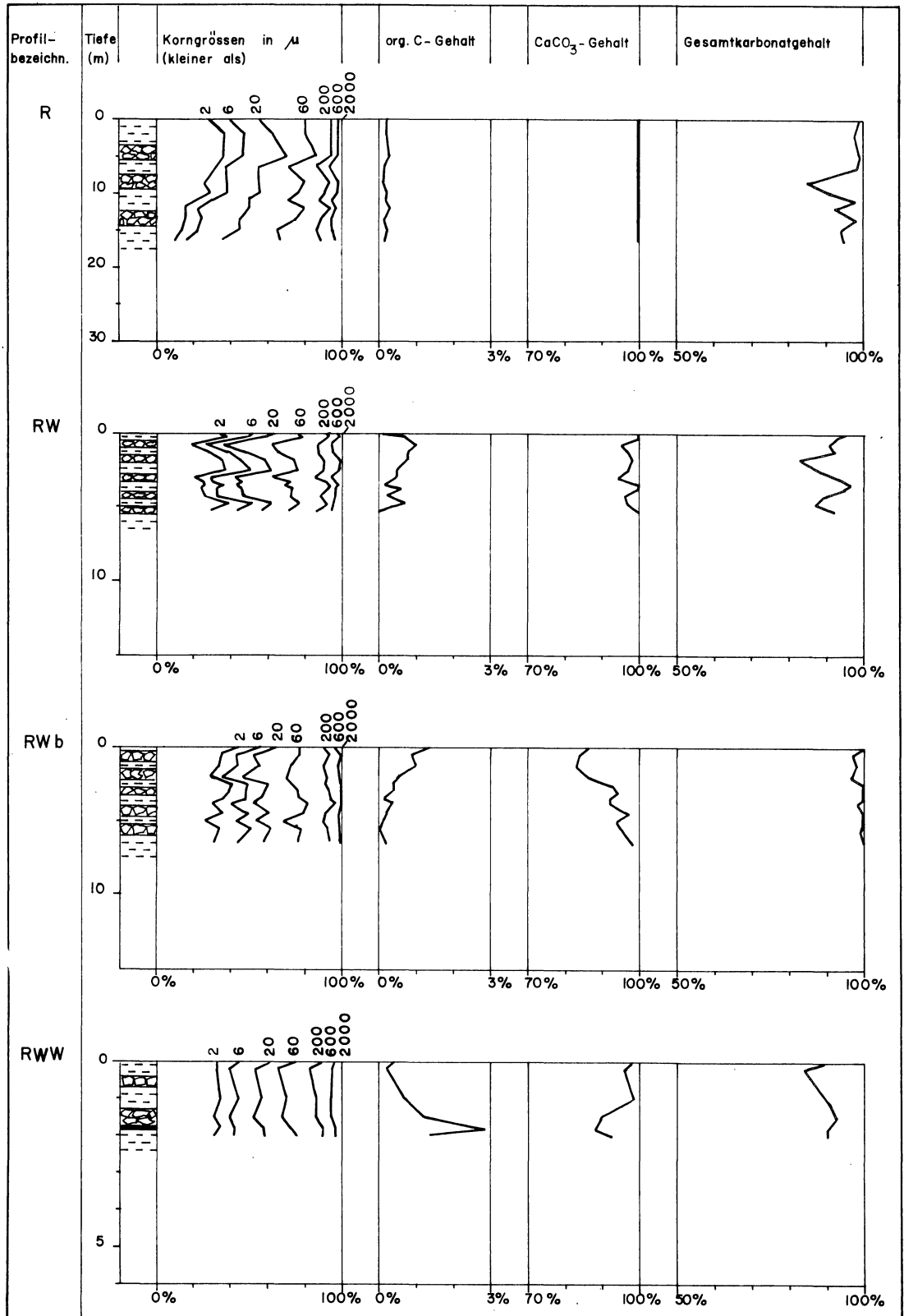


Fig.6 Zusammenstellung der Analysenergebnisse aus aufgeschlossenen Schutthalden (Profile R,RW,RWb,RWW, wobei RW und RWb demselben Aufschluss entstammen). Oft nimmt die größere Korngrößenfraktion in den Steinschichten zu, doch trifft dies nicht regelmässig ein. Auch aus den übrigen Analysen lassen sich keine Regelmässigkeiten zeigen. Deutlich erscheint hingegen die org. C-Zunahme im fossilen Bodenhorizont in einer Tiefe von 1,8m im Profil RWW.

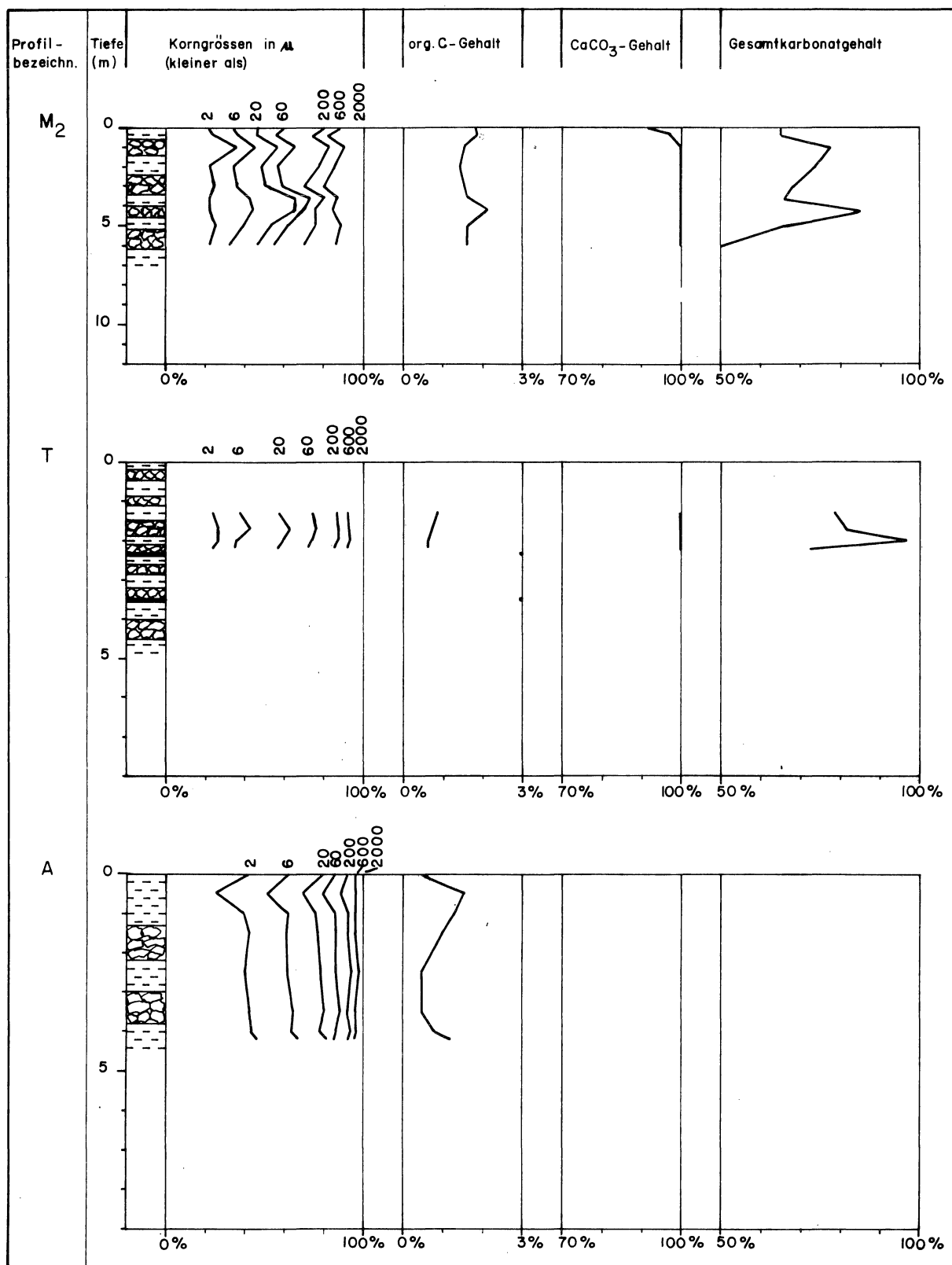


Fig.7 Zusammenstellung der Analyseergebnisse aus aufgeschlossenen Schutthalden (Profile M₂, T, A). Die verschiedenen Steinschichten im Profil T waren vollständig verkittet, so dass sich kaum Probenmaterial entnehmen liess. Daher wurde nicht das ganze Profil analysiert. Das Probenmaterial der fossilen Bodenhorizonte in 2,2m, bzw. 3,5m Tiefe wurde auf den organischen C-Gehalt hin geprüft, der mit 3% beachtlich ist.

3.4. Seismische und geoelektrische Untersuchungen an einer Sturzhalde am Munt Buffalora

Diese Sturzhalde befindet sich am Munt Buffalora in einer Höhenlage von 2300 bis 2470 m/M (Einzugsgebiet: 2630 m/M).¹²⁴⁾ Sie liegt auf Verrucano und Buntsandstein und wird genährt von Muschelkalk und Arlbergdolomit (Abb. 17).

Bei der Seismik wurde die Refraktionsseismik, reine Erstein-satz-Methode, eingesetzt. Für die Geoelektrik wurde die Schlumberger-Anordnung mit Fernpol verwendet. Vor- und Nachteile der beiden Methoden sind ausführlich beschrieben in der Arbeit von Scheller 1970.

Die unteren 2/3 des Hanges konnten sowohl seismisch als auch geoelektrisch ohne besondere Schwierigkeiten untersucht werden. Der vorwiegend schiefrige Verrucano und wahrscheinlich auch der untere Teil des Buntsandsteins des Felskerns weisen niedrigere Widerstände auf als der darüberliegende Schutt. Der Haldenschutt besteht i. allg. aus zwei Schichten:

Die obere, geringmächtigere Schicht weist z.T. tiefere Widerstände auf als die relativ mächtigere, untere Schicht.

Im oberen Hangteil (ca. ab Pkt. 420) kann die Felsgrenze geoelektrisch nicht mehr mit Sicherheit bestimmt werden, weil Fels und Schutt wahrscheinlich praktisch dieselben Widerstände aufweisen. Die Grenze zwischen niederohmiger Felskernunterlage (Verrucano und ev. unterer Buntsandstein) und hochohmigem Felskern (oberer Buntsandstein und Muschelkalk) liegt zwischen den Punkten 384 und 420.

Mit grosser Sicherheit hätte die Felsgrenze im oberen Hangteil seismisch bestimmt werden können. Leider musste auf die Anordnung von Schusspunkten in diesem sehr steilen, schlecht begehbaren Hangteil wegen Unfallgefahr verzichtet werden.

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in Fig. 8 festgehalten.

124) Koord. 815 600/168 100



Abb.17 Sturzhalde am Munt
Buffalora
(Koord. 815 600/
168 100).
(Aufnahme aus dem
Flugzeug)

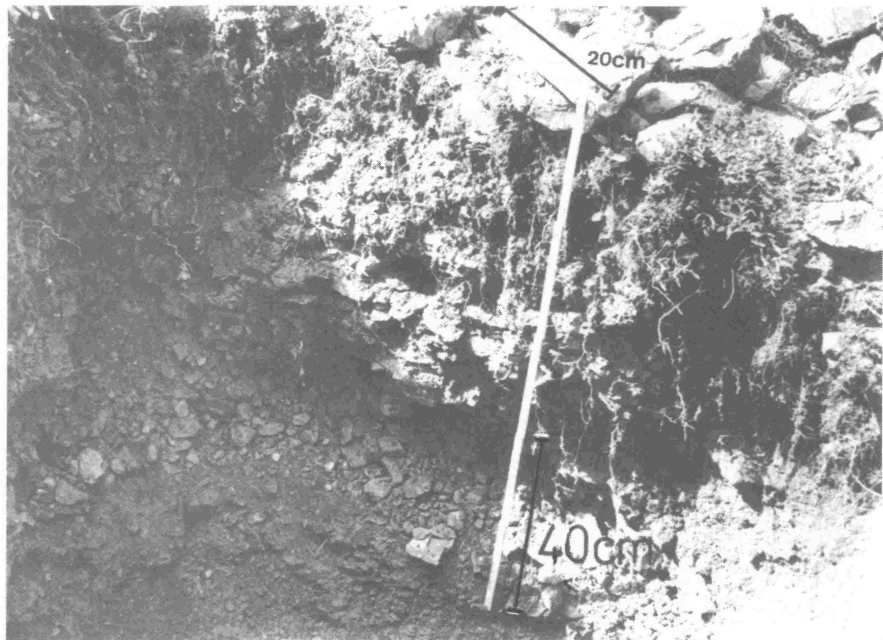


Abb. 18 Grabung in der Sturzhalde am Munt Buffalora
(Koord. 815 600/168 100).
Von oben nach unten sind folgende Schichten
zu beobachten:
- Schuttmantel der jüngeren Sturzhalde
- Haldenkörper der jüngeren Sturzhalde
- ältere, tiefere Schutthalde mit gleichem Aufbau.

3.5. Photogrammetrische Auswertung zweier Luftbildpaare der Sturzhalde am Munt Buffalora

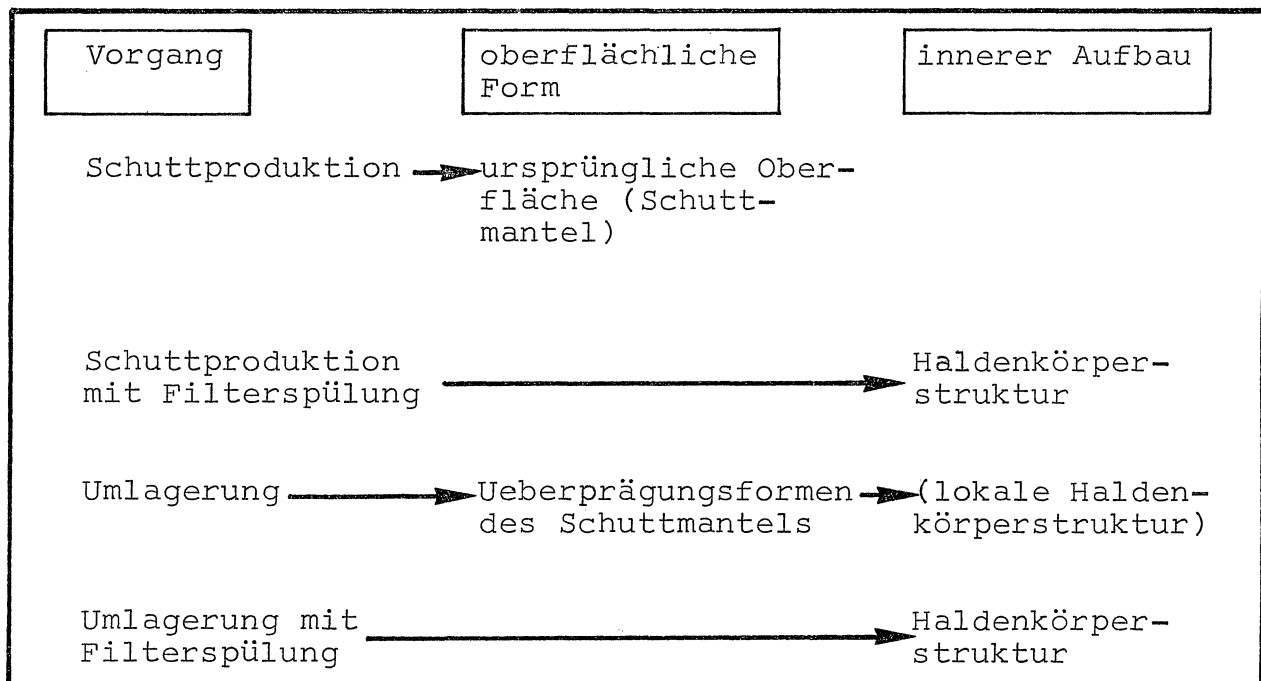
Im Abstand von zwei Jahren (1969/71) wurden vom Gebiet des Munt Buffalora Luftbilder aufgenommen im Auftrag der Eidg. Vermessungsdirektion in Bern.¹²⁵⁾ Das Gebiet der bearbeiteten Sturzhalde (Kap. 3.4.) wurde von G. Kasper mit dem Wild A8 Stereoautograph photogrammetrisch ausgewertet (Fig. 9 und 10).

3.6. Interpretationen zum Aufbau der Sturzhalden

Der innere Aufbau der Sturzhalden scheint durch zwei Einflüsse geprägt zu sein:

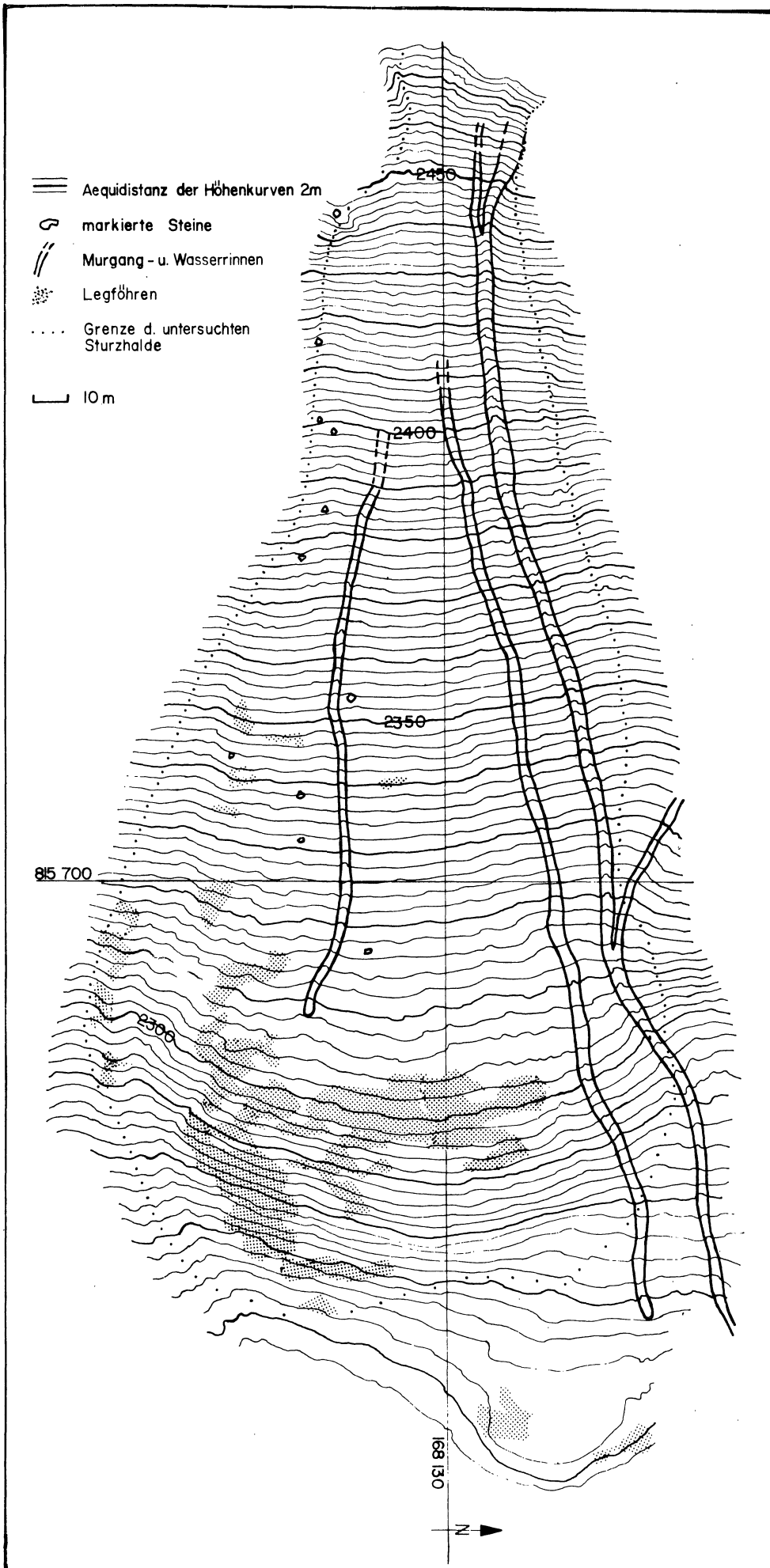
- durch die Schuttproduktion selbst (kontinuierlicher oder diskontinuierlicher Steinschlag resp. Felssturz), d.h. Schuttproduktionsphasen und damit verbundene Filterspülung;
- durch Umlagerung bereits früher abgelagerten Schuttmaterials (durch Muren und Lawinen) und ebenfalls Filterspülung.

Diese beiden Einflussgrößen auf die Haldenkörperstruktur sind in nachstehender Tabelle nochmals zusammengefasst:



125) Der Eidg. Vermessungsdirektion werden an dieser Stelle die gratis zur Verfügung gestellten Aufnahmen bestens verdankt.

Fig. 9
Photogrammetrische
Auswertung eines
Luftbildpaares
von der Sturzhalde
am Munt Buffalora
(Koord. 815 600/
168 100)
aus dem Jahr 1969.
Man beachte die
Lage der Felsblöcke
und der Murgänge.



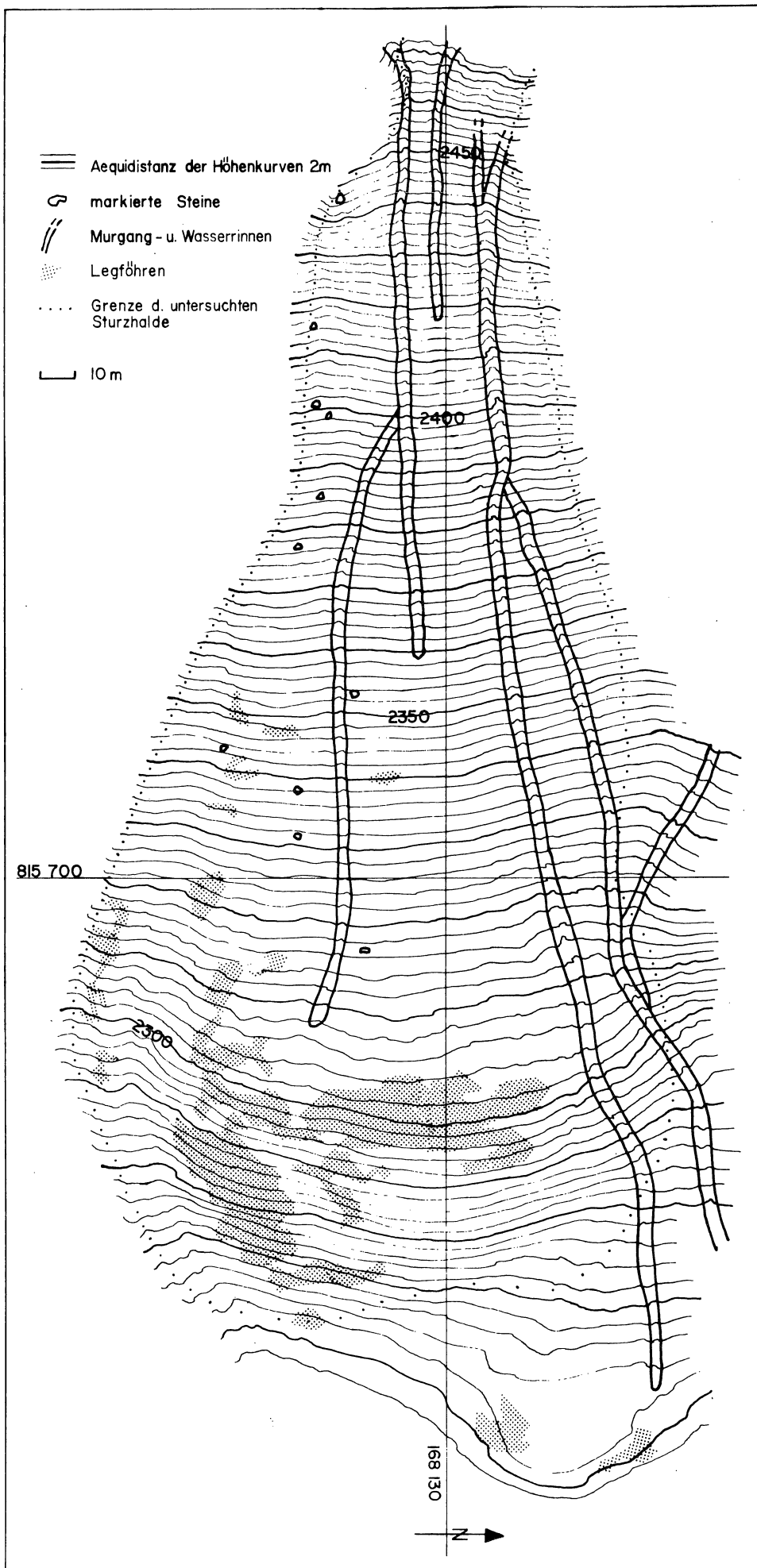


Fig. 10
Photogrammetrische Auswertung eines weiteren Luftbildpaares von der Sturzhalde am Munt Bufalora aus dem Jahr 1971. Im Abstand von zwei Jahren hat sich die Lage der Felsblöcke nicht verändert. Dagegen haben sich im oberen Teil der Sturzhalde und an beiden Rändern neue Murgänge gebildet.

3.6.1. Deutung des Sturzhaldenaufbaus durch verschiedene Schuttproduktionsphasen

3.6.1.1. Interpretation der Beobachtungen an aufgeschlossenen Sturzhalden in bezug auf Schuttproduktionsphasen

Bei den nachfolgenden Interpretationen gehen wir von der etwas vereinfachten, in der Tendenz aber sicher richtigen, Voraussetzung aus, dass Muren einen viel kürzeren Zyklus (Jahre) besitzen als die durch Klimaschwankungen verursachten Schuttproduktionsphasen (Jahrzehnte). Somit sind die durch Filterspülung entstandenen Feinerdeschichten im ersten Fall i. allg. geringmächtiger und weniger sauber begrenzt als im zweiten (Ausnahmen sind vorhanden vgl. Kap. 3.6.2.1. und 5.2.1.).

Folgende Beispiele weisen relativ mächtige Feinerdeschichten auf, die auf Filterspülung während und nach Schuttproduktionsphasen hindeuten: Profile R, RWW, M₂, A.

(Dieselbe Entstehung belegen auch die braunen Horizonte von fossilen Böden in den Profilen RWW und T.)

Auffallend ist, dass unter den peripheren Schichten eine mächtige, grusige Feinerde folgt. Ueber die absolute Mächtigkeit dieses eigentlichen Haldenkörpers, wie auch seinen weiteren Aufbau und dessen Entstehung können aber durch Beobachtungen keine Aussagen gemacht werden.

3.6.1.2. Interpretation der Situmetrieergebnisse in bezug auf Schuttproduktionsphasen¹²⁶⁾

Nach den Situmetrieverteilungen zeigt sich, dass, der Schuttmantel einen gewissen, die S-Schichten einen starken solifluidalen Charakter besitzen.¹²⁷⁾ Mit dieser Verwandtschaft von Oberfläche und Steinschichten ist nachgewiesen, dass die S-Schichten frühere Haldenoberflächen darstellen.

126) vgl. Fig.4 und 5.

127) Penck 1924, Andrews 1961. Poser 1954 bemerkt, dass rollende uns springende Gesteinsbrocken schliesslich dazu neigen, mit falllinienparallel gerichteter Längsachse zur Ruhe zu kommen; auch daher kann ein Einfluss auf das Sitogramm erfolgen.

Aus den ermittelten Sitogrammen lässt sich leider nicht erkennen, ob die Solifluktion eingewirkt hat auf Material, das direkt nach der Schuttproduktion abgelagert wurde oder auf umgelagertes Material (Fig. 5).

Die Sitogramme der Z-Schichten unterscheiden sich von jenen der S-Schichten so sehr, dass sie doch eindeutig durch andere Vorgänge gebildet sein müssen. (Allerdings sind diese Sitogramme etwas problematisch, da aus dem feinen Material der Zwischenschichten ausschliesslich die grössten Brocken herausgezogen wurden.)

3.6.1.3. Interpretation der Laborergebnisse in bezug auf Schuttproduktionsphasen¹²⁸⁾

Die Korngrössenverteilungen der Aufschlussprofile geben wenig zuverlässige Hinweise auf die Vorgänge, welche die Sturzhaldenstruktur bewirkt haben.

Einzig an zwei Beispielen (RW, RWb) nehmen die kleinen Fraktionen gegen die Tiefe hin schwach zu, was auf einen Aufbau durch phasenweise Schuttproduktion und eine anschliessende Verwitterung in situ hindeutet.

Bei einem Sturzhaldenaufbau ohne Umlagerung muss der Gehalt an organischem C gegen die Tiefe hin abnehmen. Dies trifft zu für eine der Sturzhalden am Ruinas (RWb).

Bei der westlich benachbarten Sturzhalde am Ruinas lässt sich an der Grenze einer Steinschicht eine sehr markante Zunahme des organischen C-Gehalts erkennen, was für einen fossilen Bodenhorizont charakteristisch ist. Dieselbe Erscheinung lässt sich an zwei Stellen im Profil T zeigen.

Die Gesamtkarbonatanalysen, die z.T. durch Gipsvorkommen beeinflusst sind, lassen uns zu keinen vernünftigen Schlüssen kommen.

128) vgl. Fig 6 und 7.

Der Ca-Karbonatgehalt zeigt im Profil RWW eine schöne Abnahme entsprechend der Zunahme an organischem C-Gehalt. Diese Tatsache bestärkt die Annahme, dass es sich an dieser Stelle im Profil RWW um einen alten Bodenhorizont handelt. Aehnliche Entsprechungen gelten für die Profile RW und RWb.

Aus den Laboruntersuchungen zeigt sich allgemein, dass wir hier Neuland mit vielen Problemen betreten, und diese wenigen Ergebnisse nicht genügen, um eindeutige Aussagen über den Haldenkörperaufbau zu liefern.

3.6.1.4. Interpretation der seismischen und
geoelektrischen Untersuchungen in
bezug auf Schuttproduktionsphasen¹²⁹⁾

Die seismischen und geoelektrischen Ergebnisse zeigen deutlich eine ältere Halde (mit grösseren Widerständen) und darüber eine jüngere (mit kleineren Widerständen).

Bei Pkt. 324, wo nach seismischen Angaben die alte Sturzhalde nur ca. 1 m unter der heutigen Oberfläche liegt, wurde eine Grabung durchgeführt. Unter den oberflächlichen Gesteinsbrocken liess sich ein grusiger Haldenkörper (Zwischenschicht) erkennen, der einzelne Steine enthielt und stärker durchfeuchtet war. Darin wurzelt die Vegetation der heutigen Oberfläche. In einer Tiefe von 75 cm stiessen wir auf eine Steinschicht mit wenig Feinerde (Schuttmantel der älteren Sturzhalde). Diese Steinschicht zeigte eine Mächtigkeit von 25 cm. Darunter war ein neuer Haldenkörper sichtbar, der lehmiger ausgebildet erschien als der obere (Abb. 18).

Dank den geophysikalischen Untersuchungsmethoden konnten eindeutig zwei verschieden alte, übereinanderliegende Sturzhalden bestimmt werden, was auch durch die Grabung bestätigt wurde.

129) siehe Fig.8

3.6.1.5. Interpretation eines Dünnschliffs
aus dem fossilen Bodenhorizont des
Profils RWW in bezug auf Schuttpro-
duktionsphasen ¹³⁰⁾

Dem fossilen Bodenhorizont der westlichen Sturzhalde am Ruinas, der sich durch einen hohen organischen C-Gehalt ausgezeichnet hatte, wurde eine Probe für einen Dünnschliff entnommen. Diesen Dünnschliff hat Semmel ¹³¹⁾ beurteilt.

Der Dünnschliff zeigt einen wolkigen, feinverteilten, eingearbeiteten Humus, was typisch ist für einen A_h -Horizont. Semmel war ausserdem der Ansicht, dass dieser in situ gebildet sein könnte.

Der dunkelgefärbte Horizont liess sich über weite Strecken verfolgen, so dass wir annehmen müssen, dass in diesem Raum während längerer Zeit keine Umlagerungen und Ablagerungen stattgefunden haben.

Ueber die Vorgänge, die für das Material unter- und oberhalb dieses Horizontes verantwortlich sind, besteht keine Gewissheit.

3.6.1.6. ¹⁴C-Datierungen von fossilen Boden-
horizonten in bezug auf Schuttpro-
duktionsphasen

Datierung des fossilen Bodenhorizontes im
Profil RWW

Eine ¹⁴C-Datierung von Material aus dem oben genannten fossilen Bodenhorizont ergab ein Alter von 640 ± 90 Jahren (vor 1950) (Datierung von Dr. Geyh, Hannover).

Nach mündlicher Mitteilung von F. Beeler (Geogr. Inst. der Univ. Zürich) wurde am Munt Buffalora auf 2830 m/M ein fossiler Bodenhorizont gefunden mit einem ähnlichen Alter, nämlich 605 ± 80 Jahre (vor 1950).

130) Koord. 820 450/168 550, siehe auch Fig. 6

131) Prof. A. Semmel, Geogr. Inst. Frankfurt/M.

Am Aletschgletscher kamen beim Zurückschmelzen des Gletschers in situ liegende, vom Gletscher überfahrene, Wurzelstöcke zum Vorschein. Diese wurden datiert und zeigten auch ein entsprechendes Alter.¹³²⁾

Es scheint also im Mittelalter eine wärmere Periode geherrscht zu haben, die zu einer intensiven Bodenbildung in höheren Lagen geführt hat.

Ueber diesem fossilen Bodenhorizont liegen drei Steinschichten (oberflächlicher Schuttmantel einberechnet) mit entsprechenden Feinerdeschichten. Wir könnten diese Steinschichten und die Schuttoberfläche den Zeiten der Gletschervorstösse (kältere Perioden um 1600, 1740 und 1850) zuordnen.¹³³⁾

(In Kap. 5.2.1. wird dieses angedeutete Problem nochmals eingehender behandelt.)

Zusammenfassend können wir sagen, dass seit dem Mittelalter über dem fossilen Bodenhorizont Material in einer Mächtigkeit von 1,8 m abgelagert worden ist und dass für die Bodenbildung während längerer Zeit stabile Verhältnisse vorauszusetzen sind bezüglich Schuttproduktion und -umlagerung.

Datierung von zwei fossilen Bodenhorizonten aus dem Profil T¹³⁴⁾

Das radiocarbonisch bestimmte Alter des oberen fossilen Bodenhorizontes (2,2 m tief gelegen) ergab 2520 \pm 105 Jahren (vor 1950), dasjenige des in 3,5 m Tiefe gelegenen fossilen Bodenhorizontes 2570 \pm 90 Jahren (vor 1950).

Aus dem Nationalpark im Raum Munt Buffalora/Chavagl liegen wiederum ähnliche Ergebnisse vor, indem dort fossile Boden mit einem Alter von 2390 \pm 90 Jahren (vor 1950), bzw. 2235 \pm 50 Jahren (vor 1950) gefunden worden sind (mündl. Mitt. von G. Furrer).

Auch hier musste um 300-400 vor Chr. für eine längere Zeit die damalige Schutthaldenoberfläche vor Schuttproduktion oder -umlagerung verschont geblieben sein, damit sich ein Boden bilden konnte.

132) Oeschger/Röthlisberger 1961, vgl. auch Kap. 5.2.1.

133) Furrer/Bachmann/Fitze 1971 S. 265, Flohn 1952/59

134) Fig.7, Koord. 769 625/172 400

3.6.2. Deutung des Sturzhaldenaufbaus durch Umlagerungsvorgänge

3.6.2.1. Interpretation der Beobachtungen an aufgeschlossenen Sturzhalden in bezug auf Umlagerungsvorgänge

Sowohl Murschwemmkegel als auch Lawinenschuttkegel (Beispiele in der Val Livigno¹³⁵⁾ zeigen bei Aufschlüssen einen durch Schichten gegliederten Aufbau. Diese Sortierung von Grob- und Feinmaterial muss sekundär durch Filterspülung erfolgt sein, weil das Material ursprünglich unsortiert abgelagert worden war. Da die Aktivitätszyklen bei Muren und Lawinen kürzer sind als Klimaschwankungen, welche die Aktivität der Schuttproduktion bewirken, werden hier die Steinschichten und Zwischenschichten i. allg. geringmächtiger ausgebildet sein; v.a. trifft dies zu für die Zwischenschichten, da der Filterspülung weniger Zeit zur Verfügung steht. Es darf aber nicht unbeachtet bleiben, dass u.U. auch grosse Schuttmengen bei oben genannten Vorgängen umgelagert werden können (vgl. Kap. 5.2.1.).

Ein Beispiel, nämlich die inaktive Sturzhalde bei Tuf¹³⁶⁾, zeigt recht eindrücklich eine Folge von geringmächtigen Schichten (siehe Abb.14). Die beobachteten Stein- und Feinerdeschichten weisen eine eigenartige Verkittung auf (vgl. auch Kap. 5.2.1.).

Man kann sich vorstellen, dass bei der heute regen Aktivität von Muren und Lawinen vermehrt Steinschichten und Zwischenschichten an der Sturzhaldenperipherie gebildet werden.

3.6.2.2. Interpretation der Situmetrieergebnisse in bezug auf Umlagerungsvorgänge¹³⁷⁾

Die Ergebnisse haben gezeigt, dass die Steinschichten als frühere Haldenoberflächen gedeutet werden können, die solifluidal überprägt sind. Es lässt sich aber nicht

135) Koord. 809 200/162 950, 809 400/162 950

136) Koord. 769 625/172 400

137) siehe Fig. 4 und 5.

erkennen, ob sie Ablagerungsmaterial von Schuttproduktions- oder Umlagerungsvorgängen darstellen. Der einzige Hinweis in richtung einer gewissen Umlagerung ergibt der Vergleich mit den Sitogrammen von Murschwemmkegeln (Fig.5).

3.6.2.3. Interpretation der Laborergebnisse in bezug auf Umlagerungsvorgänge¹³⁸⁾

Bei den meisten untersuchten, aufgeschlossenen Sturzhalden ist eine gleichartige Korngrößenverteilung über dem ganzen Profil festzustellen (Ausnahmen: RW, RWb). Diese Erscheinung könnte so gedeutet werden, dass periodische Umlagerungsvorgänge eine Verwitterung in situ (Zunahme der Anteile kleiner Kornfraktionen) verhindern. Andererseits können auch lokale Rutschungen, Sackungen und Verschwemmungen dafür verantwortlich sein. Der Einfluss der Filterspülung auf die Korngrößenverteilung ist nicht genau erfassbar.

In einigen Fällen nimmt der organische C-Gehalt in den Steinschichten zu, was nur mit Umlagerung zu erklären ist; denn weder bei einer Filterspülung noch bei einer Bodenbildung kann das organische C-Material in einer Steinschicht angereichert werden.

Aus dem Vergleich des Gesamtkarbonatgehalts in den betrachteten Profilen lassen sich keine eindeutigen Schlüsse auf Umlagerungserscheinungen finden. Der einzige diesbezügliche Hinweis besteht darin, dass sich der Gesamtkarbonatgehalt nicht immer entgegengesetzt zum organischen C-Gehalt verhält.

Ebenso wenig aussagekräftig sind die Untersuchungen des Ca-Karbonatgehalts. Erstaunlicherweise liegen trotz des zumeist anwesenden Dolomitgehalts die Ca-Karbonatanteile im Vergleich zum Gesamtkarbonatanteil relativ hoch.

138) siehe Fig. 6 und 7.

3.6.2.4. Interpretation der seismischen und
geoelektrischen Untersuchungen in
bezug auf Umlagerungsvorgänge¹³⁹⁾

Die geophysikalischen Untersuchungen ver-
mitteln wenig Hinweise auf Umlagerungserscheinungen der Sturz-
halden. Einzig die wellenförmige Oberfläche im Längsschnitt
der alten Sturzhalde deutet darauf hin, dass diese Umlagerungs-
vorgängen unterworfen gewesen sein könnte.

3.6.2.5. Interpretation zweier Luftbildpaare
vom Munt Buffalora in bezug auf Um-
lagerungsvorgänge¹⁴⁰⁾

Die photogrammetrischen Auswertungen dieser
zwei Luftbildpaare zeigen deutlich, dass der obere Murgang am
S-Rand der Sturzhalde in der Zwischenzeit (nach meinen Fest-
stellungen im Frühjahr 1971) wieder aktiviert worden ist. -
Die unteren, randlichen Murgänge haben ihre Bahnen in die Fall-
linie verlagert.

Diese drei Beispiele lassen die Umlagerung von mässig aktiven
Sturzhalden erkennen.

3.6.2.6. Vergleich von terrestrischen Auf-
nahmen in bezug auf Umlagerungs-
vorgänge

Alle untersuchten Sturzhalden wurden im
Abstand von zwei Jahren photographiert. Es liess sich eindeu-
tig festhalten, dass die Sturzhalde am Munt Buffalora eine
zusätzliche Murüberprägung erlitten hatte. Bei dem Murnieder-
gang im Frühjahr 1971 schien eine beträchtliche Masse betei-
ligt gewesen zu sein, so dass nicht mehr der frühere, abgelenk-
te Lauf eingehalten, sondern der direkte Weg in die Falllinie
gewählt wurde.

139) siehe Fig.8

140) siehe Fig.9 und 10

Diese Sturzhalden können nach der Definition von Fromme 1955 schon bald zu den "Murhalden" gezählt werden (Abb.19 und 20).

Bei andern Vergleichsaufnahmen liessen sich keine grösseren Ueberprägungen feststellen.

3.6.2.7. Vergleich von zwei verschiedenen Karten in bezug auf Umlagerungsvorgänge

Es standen zwei Karten im Massstab 1:50'000 zur Verfügung aus dem Jahre 1878 (mit Nachträgen bis 1905) und dem Jahre 1951 (mit Nachträgen bis 1956).¹⁴¹⁾

Obwohl die Kartengenauigkeit bei der neueren Karte bedeutend höher liegt, lässt sich doch zeigen, dass am E-Hang des Munt Buffalora im ersten Beispiel keine Murgänge eingetragen sind. Dasselbe lässt sich feststellen bei einem Vergleich von Sturzhaldenbeispielen aus der Val Tavrü.¹⁴²⁾

3.7. Zusammenfassung zum Aufbau der Sturzhalden

Im ersten Teil wurden verschiedene Untersuchungsmethoden vorgestellt, deren Ergebnisse im zweiten und dritten Teil gedeutet wurden.

In einer Tabelle S. 85 sind die Indizien für die Prägung der Haldenkörperstruktur dargestellt.

Zusammenfassend müssen wir feststellen, dass wahrscheinlich beide Vorgänge miteinander wirksam sind. Die Schuttproduktion beeinflusst den Haldenaufbau "flächenhaft"¹⁴³⁾, die Umlagerung eher "lokal".

Diese Tatsache können wir am Beispiel der Sturzhalde am Munt Buffalora zeigen:

- geophysikalische Untersuchungen beweisen zwei Schuttproduktionsphasen (zwei übereinanderliegende Schutthalden);
 - photogrammetrische Auswertungen zweier Luftbildpaare aus verschiedenen Jahren weisen auf lokale Umlagerungserscheinungen (Reaktivierung von Murgängen) hin.
-

141) Karte v. Eidg. Stabsbüro, Lith.v. R.Leuzinger; Eidg. LK

142) Koord. 819 300/174 500

143) Ausnahme: linienhafte Schuttzufuhr bei "mässig aktiven" Halden, Kap.2.2. Doch tragen vereinzelter Steinschlag und linienhafte Schuttzufuhr nicht viel zum Haldenaufbau bei.



Abb.19 Sturzhalde am Munt Buffalora (Koord. 815 600/168 100). Aufnahme aus dem Jahr 1969. Zu beachten ist, dass die randlichen Murgänge inaktiv scheinen.



Abb.20 Sturzhalde am Munt Buffalora (Koord. 815 600/169 100). Aufnahme aus dem Jahr 1971. Die randlichen Murgänge sind reaktiviert worden, v.a. der rechte Murgang hat seine Bahn geändert.

<u>Indizien für die Prägung der Haldenkörperstruktur</u>		
	Prägung durch Schuttproduktionsphasen	Prägung durch Umlagerung
Beobachtung	z.T. mächtige Schichten, fossile Bodenhorizonte	z.T. geringmächtige Schichten wie bei Murschwemmkegeln
Situmetrie	Steinschichten scheinen, einstige solifluidal überprägte Haldenoberflächen zu sein	
Labormethoden	-zwei Beispiele mit schwacher Zunahme der kleinen Kornfraktion gegen die Tiefe hin, -dreimal markante org.C-Gehalt-Zunahme an der Grenze von Z-Schichten	meist gleiche Korngrößenverteilung durch das ganze Profil -in einigen Bsp. Zunahme des org.C-Gehalts in den Steinschichten
Geophysikalische Methoden	zwei eindeutig verschiedene, übereinanderliegende Schutthalden	"gewellte" (überprägte?) Oberfläche einer tieferliegenden Schutthalde
Dünnschliff	deutet auf in situ gebildeten fossilen Bodenhorizont	
¹⁴ C-Datierungen	zeigen, dass dank mehrerer, längerer Ruhephasen eine Bodenbildung möglich war	
Photogrammetrische Auswertung		Reaktivierung von Murgängen
Vergleich von terrestrischen Aufnahmen	keine nennenswerte Sturzschutttzufuhr	Reaktivierung von Murgängen
Vergleich v. Karten		heute bedeutend häufiger murüberprägte Halden als früher

4. Untersuchungen betreffend der Mächtigkeit von Schutthalden

4.1. Oberflächliche Formen der Schutthalden (i.allg. Sturzhalden)

Die oberflächliche Gestalt der Schutthalden wird bestimmt durch das Verhältnis von Akkumulation (Felssturz und Stein-schlag oder Umlagerung) und Abtrag und ist somit dauernd in Veränderung begriffen, solange einer oder beide Vorgänge noch aktiv sind. Aehnliche Erscheinungen finden wir bei verschiedenen Formen der Hangentwicklung (vgl. Kap. 1.1.).

4.1.1. Aeussere Einflüsse auf die Bildung der Oberflächlichenform von Schutthalden

Wir treffen hier die gleichen Grundgrössen (vgl. Kap. 2.5.1.), die wir bei allen morphologischen Vorgängen beachten müssen:

Klimavarianz, Petrovarianz, Epirovarianz, Basisdistanz und Gesamtreliefinfluenz.¹⁴⁴⁾

Den Klimaeinfluss müssen wir zusammen mit dem Zeitfaktor, bzw. der geologischen Geschichte, berücksichtigen. Es können nicht alle heute sichtbaren Schuttformen dem gegenwärtigen Klima zugeschrieben werden.

Auch in diesem Fall müssen wir (wie in Kap. 2.4.) Vorzeitformen und gegenwärtige Formen voneinander unterscheiden, bzw. Formen, die dem gegenwärtigen Klimatyp oder "Varianten" davon (beispielsweise durch geringe Schwankungen hervorgerufen) entsprechen.¹⁴⁵⁾

Das Gestein und dessen Klüftung, d.h. Struktur, ist von Bedeutung für die Ausbildung der Wand und des Felskernes, der, v.a. bei geringmächtigen Schutthalden, deren oberflächliche Form weitgehend bestimmt.

Die Epirovarianz kann eine abflachende Entwicklung infolge Hangabtragung durch neue tektonische und epirogene Bewegungen unterbrechen, was von Davis zu wenig berücksichtigt wurde.¹⁴⁶⁾

144) Poser 1954, Büdel 1963, Gossmann 1970

145) Davis 1912, Büdel 1963, Gossmann 1970

146) Davis 1912

Schliesslich beeinflussen die Basisdistanz und die Gesamtreliefinfluenz¹⁴⁷⁾ die Länge und damit auch z.T. die Neigung der Schutthalden. Davon abhängig unterscheiden sich u.U. die Geschwindigkeit der Vorgänge und der Umfang der Umlagerungserscheinungen.

4.1.2. Bewegungen auf Schutthaldenoberflächen und ihre Auswirkungen

Wir begegnen hier grundsätzlich einem Zusammenspiel von Zufuhr von Material (z.B. von der Wand) auf die Halde, von Umlagerung von haldeneigenem Material, sowie von Erosion und Denudation des Haldenmaterials.¹⁴⁸⁾

Diese drei Vorgänge können nacheinander oder gleichzeitig auf einer Schutthalde stattfinden. Es können daher verschiedene Formen von Hangprofilen der Schutthaldenoberfläche resultieren (Brenner 1971).

Auf einer ursprünglich geraden Hangoberfläche wird eine Zufuhr von Wandmaterial eine konvexe, eine Denudation oder Erosion eine konkave Stelle zur Folge haben. Bei der Umlagerung von haldeneigenem Material (durch Muren, Lawinen, Kriechen und Solifluktion) liegen die entsprechenden Verhältnisse gleich. Im Laufe der Entwicklung können sich ehemals konkave Formen durch zusätzliche Zufuhr zu konvexen Formen der Haldenoberfläche ändern und umgekehrt.

Aus den Abschnitten 4.1.1. und 4.1.2. lässt sich erkennen, wieviele Faktoren hier zusammenspielen. Scheidegger und Gossmann haben versucht aufgrund dieser Variablen Hangprofile zu berechnen.¹⁴⁹⁾

147) Büdel 1963

148) Baulig 1940, Bryan 1940, Malaurie 1949, Young 1956, Mortensen 1963a, Souchez 1963, Jahn 1968

149) Scheidegger 1961/64/70, Gossmann 1970

4.1.3. Beispiele von Schutthaldenprofilen aus den Alpen

Bei verschiedenen ausgemessenen Schutthaldenprofilen im Untersuchungsgebiet (Brenner 1970/71) zeigte sich mit einer Ausnahme eine Konkavität im basalen Bereich. Diese rührt meistens vom Abtrag von Material her (Ausnahme: Felskernform). Verschiedene Beispiele weisen im mittleren Teil eine schwach konvexe Stelle auf, die oft infolge Schuttakkumulation entstanden ist. Seltenerweise ist die konvexe Stelle auf die Form des Felskernes zurückzuführen. Wenige Sturzhalden fallen steil auf einen Talboden, wo deren Basis nicht verflacht wird durch "Ausschwemmung" (Abb.6). Anhand solcher Hangprofile lässt sich die Ueberprägung der Sturzhalden erfassen und damit deren Umwandlung, bzw. Entwicklungstendenz zeigen.

4.1.4. Beispiele von Schutthaldenprofilen aus Spitzbergen

Nach denselben Methoden wie in den Alpen (Brenner 1970) wurden in Spitzbergen Haldenprofile aufgenommen (Brenner 1971).

Auch hier ist bei acht von zehn Beispielen die Basis konkav ausgebildet. Häufiger als in den Alpen zeigen aber die Profile konvexe Formen im mittleren oder oberen Bereich, da scheinbar die Umlagerungsvorgänge und Abtragungsmechanismen nicht das gesamte anfallende Material sogleich wegführen können.

Die Basiskonkavität lässt sich ähnlich wie in den Alpen erklären. Seltene Fälle entbehren der Basiskonkavität, wenn sie z.B. auf Strandterrassen fallen und nicht in einen Hang übergehen (Abb.13).¹⁵⁰⁾

150) Jahn 1947, Rapp 1960a/61, Büdel 1960/70, Wirthmann 1964

4.2. Formen des Felskernes

4.2.1. Beobachtete Felskernformen

An gewissen Stellen (beispielsweise am Munt Buffalora) konnte beim Wandfuss eine schwache Konvexität des Haldenhangs vermutet werden, da der äusserst geringe oder gar fehlende Schuttbelag diesen Haldenhang erkennen liess.¹⁵¹⁾ Auch Fromme 1955 führt ein ähnliches Beispiel an aus dem Karwendelgebirge.

Eher zeigten sich im oberen (nicht obersten) Teil der Schutthalde vorstehende Felsbänder, die nicht von Schutt bedeckt waren und zum Felskern gehörten (Beispiele in der Val Nügglia, Val Stabelchod, am Piz Vallatscha und Munt della Bescha, sowie Abb.21).¹⁵²⁾ Diese beweisen, dass die Tektonik des Gesteins die Form des Felskernes weitgehend bestimmen, und wir daher nicht überall die für eine homogene Wand theoretisch berechnete konvexe Haldenhangform¹⁵³⁾ annehmen dürfen.

Eine Besonderheit treffen wir am W-exponierten Hang des Munt Buffalora¹⁵⁴⁾, wo ganze Felstürme die Schutthalde in ihrem mittleren Teil überragen (Abb.22). Diese Art von "Zeugenbergen" eines Felsbandes (in diesem Fall stratigraphisch und tektonisch bedingt) lässt uns ebenfalls einen Felskernverlauf vermuten, der nicht der Lehmann'schen Theorie entspricht.

4.2.2. Geophysikalische Untersuchungen des Felskernes der Schutthalde am Munt Buffalora¹⁵⁵⁾

Leider konnte nur ein Profil mit geophysikalischen Methoden aufgenommen werden. Diese Messungen decken eine mehr oder weniger konkave Form des Felskernes auf.

151) siehe Kap. 3.4.

152) Koord. 816 400/173 200, 816 150/173 800, 819 600/172 150, 819 000/170 750

153) Lehmann 1933

154) Koord. 815 000/168 100

155) siehe Kap. 3.4.



Abb.21 Sturzhalde in der
Val Nügli (Koord.
816 400/173 200).
Im oberen Teil der
Sturzhalde treten
Felsbänder hervor.



Abb.22
Sturzhalde
am W-Hang des
Munt Buffalora
(Koord.
815 000/168 100).
Eine eigenar-
tige Form von
"Zeugenbergen"
verwitterter
Felsbänder.

Die konvexe Form bei Punkt 252 ist vermutlich morphologisch zu erklären. Sie könnte zu einer Erosionsterrasse gehören. Auf der andern Talseite, in der gleichen Höhenlage, erscheint die entsprechende Form.

Die konvexe Stelle bei Punkt 384 kann entweder durch einen Gesteinswechsel (schiefriger Verrucano zum massigen Verrucano, bzw. Buntsandstein), also stratigraphisch, oder durch eine Versackung des Verrucanos, d.h. tektonisch und morphologisch erklärt werden. (Versackungserscheinungen des Verrucanos lassen sich in der Umgebung dieser Schutthalde mehrfach erkennen.)

Die oberste Konvexität, oberhalb Punkt 540, ist jene, die sich z.T. von Auge erkennen lässt. Die Lehmann'sche Theorie (1933) trifft an diesem Beispiel vermutlich nicht zu, weil die konvexe Stelle nur örtlich ("als Buckel") auftritt und nicht die ganze Form des Haldenhanges bestimmt. Diese oberste Konvexität darf man wahrscheinlich mit einem Gesteinswechsel (z.B. Buntsandstein/Muschelkalk) oder tektonisch interpretieren. (Die genaue Lage des Muschelkalks kann in dieser Gegend nicht bestimmt werden.)

Das Gestein des Untergrundes, bzw. der Wand, ist hier sehr stark verfaultet und von Brüchen durchsetzt. Die Wand selbst besteht z.T. aus senkrecht fallenden Gesteinsschichten (Arlbergdolomit), so dass lokale Versackungserscheinungen von Schichtteilen vorkommen können (zusätzlich zum oben genannten Beispiel), die dann die örtliche Form des Felskernes beeinflussen.¹⁵⁶⁾

4.2.3. Berechnungen von Felskernformen aus der Literatur

Im folgenden werden die wesentlichsten Literaturstellen über Felskernberechnungen zusammengefasst.

Die bekannteste Berechnung eines Felskernverlaufs stammt von O. Lehmann 1933, der sich z.T. auf O. Fisher 1866 stützte.

156) Dürr 1970

Er wählte eine homogene Wand als Voraussetzung, was in der Natur nur selten zutrifft (Stratigraphie, Tektonik!). Zudem wurden die klimatischen Veränderungen innerhalb der Wand nicht berücksichtigt.¹⁵⁷⁾

Sozusagen in allen Fällen nimmt er ein paralleles Zurückwittern der Wand an. Er erkennt zwar die Möglichkeit der Entstehung von Steinschlaggrinnen, die der parallelen Rückverwitterung der Wand ein Ende setzt. Doch misst er dieser Erscheinung keine grosse Bedeutung zu.

Als Resultat seiner Berechnungen legt er dar, dass der Felskern i. allg. die Krümmung einer konvexen logarithmischen Kurve höherer Ordnung besitzt, deren Form sich verändert je nach Wandneigungswinkel, Haldenneigungswinkel und Volumenverhältnis zwischen Felsverlust der Wand und Zuwachs der angehäuften Sturzhalde. Aus seinen Berechnungen schliesst er, dass Schwankungen in der Abfuhr oder in der petrographischen Eigenheit des Gesteins nur eine Veränderung der Konvexität bewirken. Je nach den lokalen Gegebenheiten darf die Berechnungsmethode auch für kleine Abschnitte verwendet werden, so dass schliesslich für den Felskern eine Folge solcher konvexen Teilstücke entsteht. Lehmann betont, dass auch unter konkaven Schutthalden der Felskern eine konvexe Form besitze. Der rechnerische Grenzfall bildet eine unter dem Haldenneigungswinkel geneigte Gerade, sobald nämlich aller Fallschutt weggeschafft wird. - Die grösste Annäherung an diesen Grenzfall bietet die im Hochgebirge unter Wänden der Firnfeldumrahmung entdeckte "Richter'sche Denudationsböschung".¹⁵⁸⁾

Gerber 1934 differenziert bereits die Wandverwitterung in eine Rückverwitterung und eine Tiefenerosion, wobei er auch eine mögliche Hebung berücksichtigt. Je nach Geschwindigkeit der Vorgänge kann der Felskern konkav, gerade oder konvex ausgebildet werden.

Bakker/Le Heux 1946/47/52/56 führten Lehmann's Ueberlegungen weiter und versuchten, die entsprechenden Hangprofile geometrisch zu konstruieren.

157) Mortensen 1960

158) Bakker 1947

Louis 1958 und Büdel 1970 nehmen für die mitteleuropäischen Hochgebirgsschutthalden eine parallele Felsrückverwitterung an, woraus aber ein gerader Haldenhang entstehe.

Scheidegger 1970 berechnet verschiedene Beispiele von Wandentwicklungen, wobei er lithologische Unterschiede innerhalb der Wand berücksichtigt und deshalb von der parallelen Wandrückverwitterung absieht. Er versucht sogar Davis' Ideen der endogenen und exogenen Vorgänge einzubeziehen und erhält dadurch auch konkave Formen.

4.2.4. Stellungnahme zu den theoretischen Modellen der Felskernformen

Wie Bakker 1946 schreibt, bilden diese theoretischen Modelle der Felskernformen gute Grundlagen. - Nach vielen Beobachtungen im Untersuchungsgebiet und in andern Regionen musste festgestellt werden, dass die von den Autoren gewählten Voraussetzungen der homogenen Wand und der parallelen Rückverwitterung meist nicht zutreffen, so dass demzufolge der Felskern i.allg. keine konvexe, resp. gerade, Form besitzt.¹⁵⁹⁾

Wir sehen Verbesserungsmöglichkeiten darin, dass aus einer Vielzahl von Messungen in der Natur und im Labor die Eigenschaften von Halden und Felskernen statistisch erfasst, geeignetere Voraussetzungen bestimmt und so eine besser angepasste Berechnungsmethode gefunden werden könnte.

4.3. Mächtigkeit der Schutthalden

Um Vergleichsmöglichkeiten zu besitzen werden den eigenen Beobachtungen jene von andern Autoren vorangestellt.

159) Twidale 1959, Demek 1963

4.3.1. Beobachtungen von Schutthaldenmächtigkeiten
bei andern Autoren

Autor (Jg.)	Untersuchungs- gebiet	Mächtigkeit der Schutthalden	Ermittlung
Malaurie 1950	Grönland	2- 5m	Beobachtung
Poser 1954	Zemmgrund	einige Meter	Beobachtung
Fromme 1955	Karwendel	15-20m	Beobachtung
Young 1956	Norwegen	2- 8m	Beobachtung
Rapp 1957	Spitzbergen	25-35m	Stollenpläne
Rapp 1960a	Spitzbergen	8-24m	Berechnung
Kelletat 1969	Gran Sasso ¹⁶⁰⁾ d'Italia	Dezimeter bis Meter	Beobachtung

Nach diesen Beschreibungen schwanken die Schutthaldenmächtigkeitsangaben zwischen Dezimetern und 35 Metern, was meinen Untersuchungen entspricht. Leider haben die Autoren selten angeführt, um welche "Typen" von Schutthalden im engeren Sinn es sich handelt.

Die untersuchten Schutthalden aus meinen Arbeitsgebieten können wir nach ihrer äusseren Erscheinung, dem vermuteten Felskernverlauf (Kap.4.2.) und der damit verbundenen Mächtigkeit in verschiedene Typen gruppieren.

4.3.2. Schutthaldentypen abhängig von äusserlich
beobachteten Mächtigkeiten

Kap. 4.3.2.1. bis 4.3.2.4. behandeln Beispiele aus den Alpen, 4.3.2.5. und 4.3.2.6. aus Spitzbergen.

160) Savigear 1952

4.3.2.1. Geringmächtige Schutthalden

Es handelt sich hier meist um relativ steile, geringmächtige Schutthalden, die oft fast senkrecht zum Schichtfallen ausgebildet sind (beispielsweise am Piz Vallatscha, in der Val Stabelchod und am Piz Nair)¹⁶¹⁾. Die Mächtigkeit könnte etwa mit einem, an der Basis 3-5m, angegeben werden. An gewissen Beispielen kann sogar der Felskern unter dem geringmächtigen Schuttbelag oder bei Wasseranrissen beobachtet werden (Abb.21). Häufig gehören diese Schutthalden zum Typ der einfachen Schutthalden (meist Sturzhalden) und zwar oft, weil sie in höchsten Lagen vorkommen, an schmalen Gräten, wo keine Steinschlagrinnen ausgebildet sind.

4.3.2.2. Mässig mächtige Schutthalden

Das uns bekannteste Beispiel der mässig mächtigen Schutthalden liegt am Munt Buffalora (Abb.17,19,20). Weitere Beispiele sind zu erwähnen am Piz Murters und am W-Hang des Munt Buffalora.¹⁶²⁾

Betrachtet man die weitere Umgebung der genannten Schutthalden, so können häufig verschiedene Aufschlüsse den anstehenden Fels zeigen. Anhand dieser Aufschlüsse lässt sich ungefähr das Relief, bzw. der Haldenhangverlauf, rekonstruieren. Bei den genannten Sturzhalden liegt die Vermutung nahe, dass der Felskern eher konkav ausgebildet ist (meist von Gletschern überprägte Landschaften), die Sturzhaldenmächtigkeit aber trotzdem gegen die Basis hin zunimmt.

Die Mächtigkeit liegt wahrscheinlich zwischen wenigen Metern an der Haldenspitze und 10-25m an der Haldenbasis, d.h. dem unteren Teil der Halde. Diese Schutthalden (auch hier häufig Sturzhalden) besitzen i.allg. eine Steinschlagrinne, sind aber eher "halden-" als "kegelförmig" ausgebildet.

161) Koord. 819 600/172 150, 816 150/173 800, 816 400/173 200

162) Koord. 814 300/174 525, 814 625/168 675

4.3.2.3. Durch ein Hindernis aufgestaute Sturzhalden

Eine "künstliche" Aufstauung des Schuttmaterials liegt vor, wenn die Sturzhalde an ein Hindernis (Moräne, Blockstrom usw.) stösst. Bei den nachfolgend genannten Beispielen bildete sich ein Sturzkegel aus, wobei ohne Hindernis u.U. eine Sturzhalde entstanden wäre. Die Sturzkegel am W-Hang des Munt della Bescha und am W-Hang der Val Sassa sind hier anzuführen.¹⁶³⁾ Ihre Mächtigkeit wird daher an der Basis wo-
möglich grösser sein als 25m.

4.3.2.4. Mächtige Sturzkegel

Als Beispiele zu dieser Gruppe nennen wir die Sturzkegel des Ruinas und jene im südlichen Teil am Munt Buffalora (Abb.6). Sie bilden schöne Sturzkegel und erscheinen, von der Seite gesehen, sehr mächtig. Es ist zu vermuten, dass ihre grösste Mächtigkeit im Bereich der unteren Hälfte - ev. an der Uebergangsstelle zum Talboden - mehrere zehn Meter beträgt (siehe auch Kap. 4.3.3.).

4.3.2.5. Einfache Schutthalden aus Spitzbergen

Dieser Schutthaldentyp ist in Kap. 2.6.1. definiert. Die in jenem Abschnitt gezeigten Schutthaldentypen aus Spitzbergen unterscheiden sich wesentlich in ihrer Mächtigkeit, so dass jene Gruppierung auch hier herangezogen werden kann.

Die einfachen Schutthalden lassen sich am ehesten mit den geringmächtigen Schutthalden in den Alpen vergleichen; jene müssen allerdings etwas mächtiger sein als diese, da ein Teil ihres Schuttmaterials in situ verwittert.

163) Koord. 819 700/170 400, 804 900/167 950

4.3.2.6. Zusammengesetzte Schutthalden aus Spitzbergen

Oft handelt es sich um zwei übereinanderliegende Schutthaldentypen, wie in Kap. 2.6.2. gezeigt wurde. Kegelförmige Sturzhalden können recht mächtig sein (vgl. Kap. 2.3.2.4.). - Aus diesen beiden Gründen muss vermutet werden, dass die Mächtigkeit der zusammengesetzten Schutthalden ebenfalls mehrere zehn Meter beträgt.

Anhand von sichtbaren Wandprofilen in der Umgebung der untersuchten Schutthalden im Björndalen und Tempelfjord kann diese Vermutung auch bestätigt werden (Abb.13).

4.3.3. Bestimmung der Schutthaldenmächtigkeit an aufgeschlossenen Schutthalden

Die untersuchten Aufschlüsse lagen immer an der Basis der Schutthalden. Es konnte bei keinem Aufschluss der Felskern beobachtet werden (siehe Kap. 3.1.1.). Die sichtbare Mächtigkeit - also nicht bis zum Felskern - beträgt nach dem grössten Aufschluss (Profil R) 28m. Es muss angenommen werden, dass die maximale Mächtigkeit wahrscheinlich über 50m, ev. sogar über 100m beträgt (siehe Kap. 4.3.2.4.).

4.3.4. Bestimmung der Schutthaldenmächtigkeit aufgrund der geophysikalischen Untersuchungen

Diese Ergebnisse (Kap. 3.4.) zeigen bei der erwähnten Schutthalde eine maximale Mächtigkeit von 22,3m. Es ist auch erstaunlich, dass die maximale Mächtigkeit oberhalb der Mitte liegt, nicht, wie oft vermutet, im unteren Teil. Sie ist auf die besondere Tektonik des Haldenhanges zurückzuführen (Brüche, Sackungserscheinungen).

4.3.5. Berechnungen der Schutthaldenmächtigkeit aus photogrammetrischen Auswertungen von Stereoaufnahmen aus Spitzbergen

Von zwei nebeneinanderliegenden Sturzhalden, die beide auf dieselbe Strandterrasse fallen im Björndalen (Abb.23), standen uns zur Ermittlung der Schutthaldenmächtigkeit folgende Unterlagen zur Verfügung:

- eine photogrammetrische Auswertung von Stereobildern dieser Halde (vgl. Fig.11),
- photographische Aufnahmen des Hanges dieser Halde sowohl in der Ansicht als im Profil.

Verschiedene Beobachtungen erlaubten uns, den Verlauf des Felskernes abzuschätzen: im oberen Teil der Halde liegt der Sturzkegel auf einer geringmächtigen, einfachen Schutthalde, bei der öfters der Felsuntergrund durchscheint. So durfte hier der Felskern unter dem Sturzkegel in derselben Steilheit angenommen werden. Da sich der Hang zwischen den einzelnen Sturzkegeln bis zur Strandterrasse mit der gleichen Neigung absenkt, haben wir auch für den Felskernverlauf unter dem Sturzkegel durchgehend jene Steigung verwendet.

Aus der Differenz zwischen diesem Felskernverlauf und dem Oberflächenlängsprofil an der näherungsweise mächtigsten Stelle zeigte sich, dass bei der Grenze zwischen Sturzhalde und Strandterrasse die Schutthaldenmächtigkeit am grössten ist (vgl. Kap. 4.3.2.4.). Die Werte betragen hier mindestens 15m für das südlich gelegene Beispiel, bzw. 25m für den nördlichen Sturzkegel.

4.4. Zusammenfassung zum Problem der Schutthaldenmächtigkeit

Beobachtete Mächtigkeit bei andern Autoren	Eigene Untersuchungen			
	Oberflächliche Beob.	Aufschlüsse	Geophys. Unters.	Photogr. Auswert.
wenige Dezimeter bis über 35 Meter	1m -> 50m (versch. Typen)	>28m	max. 22m	mind. 25m (Spitzbergen)

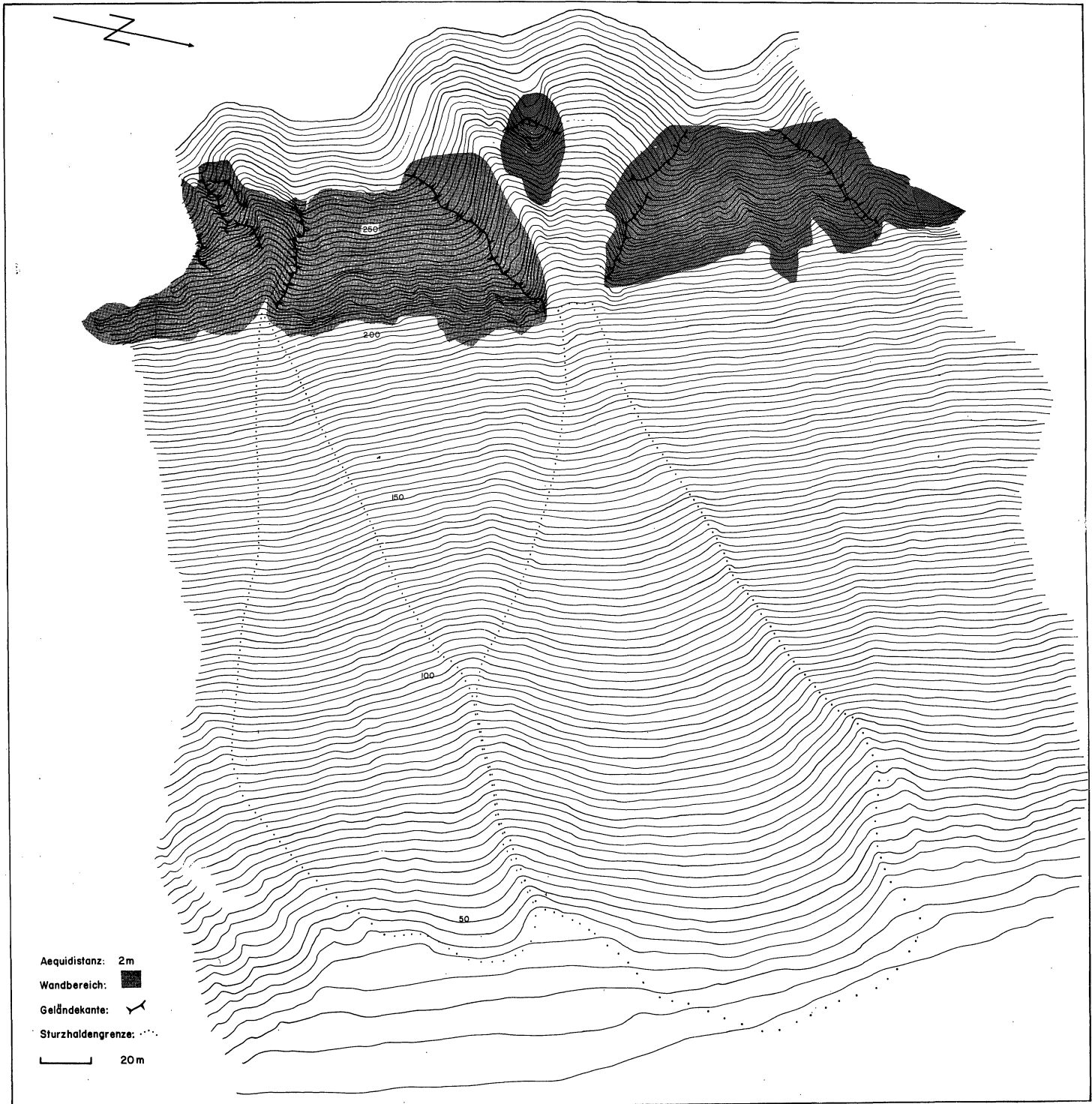


Fig.11 Photogrammetrische Auswertung eines terrestrischen Stereobildpaares von Sturzkegeln im Björndalen (W-Spitzbergen, Koord. $15^{\circ}20'E/78^{\circ}20'N$). Mit Hilfe dieser Aufnahmen und einem angenäherten Felskernverlauf aus der Wandprofilinie wurde eine ungefähre Schutthaldenmächtigkeit ermittelt.

5. Beispiele zur Schutthaldenentwicklung

In diesem Abschnitt werden anhand der bereits dargestellten Ergebnisse Möglichkeiten der Schutthaldenentwicklung gezeigt. Die vielfältigen Untersuchungen sind dadurch in einen grösseren Zusammenhang gestellt.

5.1. Schutthaldenentwicklung unter dem Einfluss des Klimas

5.1.1. Aeussere Erscheinung von Schutthaldentypen aus den Alpen im Zusammenhang mit den Klimaschwankungen

In Kap. 2.4. wurden vier Schuttablagerungstypen dargestellt, denen wir heute in den Alpen begegnen:

Steinschlaghalden, Felssturzhalden, Murschwemmkegel und Lawinenschuttkegel.

Die beiden ersten Typen, die wir unter den gemeinsamen Begriff Sturzhalden fassen können, müssen als Vorzeitformen angesehen werden, da das heutige Klima zu warm ist, um eine genügende Schuttproduktion für ihr Wachstum zu liefern. Sie stellen gegenwärtig im Untersuchungsgebiet mässig aktive bis inaktive Formen dar.¹⁶⁴⁾

Diese werden von andern aktiveren Vorgängen (beispielsweise Muren und Lawinen) überprägt, verflacht und auch umgewandelt, z.B. zu Murhalden (Fromme 1955). In einer Ruhephase (bezüglich Schuttproduktion und Umlagerung) ist die Filterspülung aktiv, wodurch die ganze Schuttmasse z.T. gesetzt und im inneren Aufbau sortiert wird (vgl. Kap. 5.1.3.). Dauert die Ruhephase lange, so kann sich sogar eine Vegetation auf der Schuttmasse ausbreiten und eine Bodenbildung sich anbahnen. -

Bei den heutigen Temperaturverhältnissen fördert die vorhandene Niederschlagsmenge Transport- und Abspülvorgänge wie Muren und Lawinen. Diese sind recht aktiv und können sowohl periodisch als auch episodisch auftreten. Sie bewirken eine Neubildung der entsprechenden Ablagerungstypen (Murschwemmkegel und Lawinenschuttkegel). Andererseits aber überprägen

164) Ausnahme: episodische Felsstürze!

sie auch weitere Ablagerungstypen (beispielsweise Sturzhalden), womit eine Umwandlung verbunden sein kann.

Die Ablagerungsformen der Vorgänge mit Transportmedien werden in Ruhezeiten ebenfalls durch Filterspülung sortiert. Sobald diese Typen mässig aktiv bis inaktiv werden, setzt sich die Vegetation auf ihnen fest und damit verbunden erfolgt eine Bodenbildung.

Als Beispiel zu diesen Ueberlegungen wird die uns bekannte Sturzhalde am Munt Buffalora angeführt:¹⁶⁵⁾

Auf einer bewachsenen Schutthalde liegt eine jüngere, mässig aktive bis inaktive Sturzhalde, die ihrerseits heute schon stark durch Muren und Lawinen überprägt ist und eine geringe Vegetation aufweist (vgl. Kap. 5.2.3.).

5.1.2. Vergleich mit Schutthaldenformen aus Spitzbergen

Bei der Betrachtung der äusseren Form der Schutthalden aus Spitzbergen können wir an Kap. 2.6. anknüpfen.

Die Steinschlagaktivität ist gegenwärtig in Spitzbergen kaum bedeutender als in den Alpen. Oft sind auch die Wände bereits so stark verwittert, dass in dieser Hinsicht die Bedingungen in Bezug auf Wandsteilheit für den Steinschlag fehlen (Abb. 11 und 23).¹⁶⁶⁾ Dazu tritt die spezielle Wandbeschaffenheit (Platteaurand) und der Permafrosteinfluss. Diese haben wohl eine Aufbereitung des Gesteinsmaterials zur Folge, das aber meist in situ liegen bleibt, weil die Niederschlagsmenge nicht reicht, um das anfallende Schuttmaterial wegzuführen. Die Bedeutung dieser speziellen Verwitterungsart, die nur in wenigen Sommermonaten wirken kann, konnte in der kurzen Beobachtungszeit nicht genau erfasst werden. -

Es können gegenwärtig von Auge mindestens zwei Schuttproduktionsphasen unterschieden werden, indem jüngere Steinschlagkegel auf bereits bewachsenen einfachen Schutthalden liegen (Abb. 11 und 13).¹⁶⁷⁾ Wie in den Alpen herrschen auch hier

165) Koord. 815 600/168 100, siehe auch Abb. 17

166) Poser 1954

167) siehe Kap. 5.2.2.

die Ueberprägungsvorgänge vor (Muren und Solifluktion), während die Neubildung der Schutthalden geringe Bedeutung besitzt. Eine spärliche Vegetation breitet sich auch auf den jüngeren Sturzkegeln aus. -

Die z.T. vollständig verwitterten Wände, sowie die kräftige Solifluktionswirkung an der Basis der Schutthalden (Vorgänge der exzessiven Talbildungszone, Büdel 1963) erwecken den Eindruck einer rascher ablaufenden Wand- und Hangentwicklung als in den Alpen.¹⁶⁸⁾

5.1.3. Einfluss der Klimaschwankungen auf den inneren Aufbau der Schutthalden

In Abschnitt 3 haben wir gesehen, dass der innere Aufbau der Schutthalden durch Schichtbildung aus groben Steinen und Feinerde gekennzeichnet ist. Wir dürfen annehmen, dass die Sortierung weitgehend auf die Filterspülung zurückzuführen ist. Diese setzte bereits während der Schuttproduktions- oder Umlagerungszeit ein und dauerte aber auch nachher in wärmeren Perioden (Stillstand der Schuttproduktion) weiter an. Dadurch wurde ein grobmaschiges Schuttskelett von einer dichten Feinerdemasse getrennt.

Da die untersuchten, aufgeschlossenen Sturzhalden mehrere solcher sauber getrennten Steinschichten zeigen, liegt die Vermutung nahe, dass ebensoviele Schuttproduktions- oder Umlagerungsphasen gefolgt von Ruhezeiten stattgefunden haben. Diese sind die Folge von entsprechenden Klimaschwankungen.

Dauerte die Ruhephase längere Zeit, so konnte sogar eine Bewachsung sich ausbreiten und eine gewisse Bodenbildung fördern. Die Böden wurden u.U. später eingedeckt und liegen uns heute fossil vor. (Beispiele sind zu nennen von Tuf und vom Ruinas, vgl. Kap. 5.2.1.)

Schwierig ist es, im Aufbau der Schutthalden Schuttproduktionsphasen von Umlagerungsphasen zu unterscheiden, da in beiden Fällen die Filterspülung mit ihrer sortierenden Funktion wirkt.

168) Wirthmann 1964, Piasecki 1968, Büdel 1970

Einzig mit der Annahme, dass geringmächtige Schichten den kürzeren Bildungszyklen der Muren und Lawinen entsprechen, können wir vielleicht der Lösung näher kommen.

Es kann aber eindeutig festgehalten werden, dass die Entwicklung der Schutthalden von Klimaschwankungen beeinflusst wurde und nicht kontinuierlich vor sich ging.

5.2. Datierungen an Schutthalden

5.2.1. ^{14}C -Datierungen von fossilen Bodenhorizonten

5.2.1.1. Der fossile Bodenhorizont der Schutthalde am Ruinas

Das Alter des fossilen Bodenhorizontes dieser Sturzhalde (Höhenlage 1820 m/M) wurde auf 640 ± 90 Jahren (vor 1950) bestimmt (vgl Kap. 3.6.1.6.).

Sehr schön entsprechen ^{14}C -Daten eines fossilen Bodenhorizontes im Raum des Munt Buffalora auf 2830 m/M diesen Angaben.

Nach mündlicher Mitteilung von F. Beeler (Geogr. Inst. d. Univ. Zürich) ergab die Datierung des genannten Bodenhorizontes am Munt Buffalora ein Alter von 605 ± 80 Jahren (vor 1950).

Die beiden angegebenen Alter entsprechen jeweils dem Abschluss der Bodenbildungsphase. - Diese zwei ^{14}C -Daten werden weiter unterstützt durch das Alter von am Aletschgletscher (in einer Höhenlage von 1650 m/M) gefundenen Wurzelstöcken, die beim Zurückschmelzen des Eises zum Vorschein kamen.

Oeschger/Röthlisberger 1961 halten fest, dass diese fossilen Holzfunde im Jahre 1150, bzw. 1230 n. Chr. vom Gletscher überfahren wurden.

Es scheint also hier zwischen den nachwärmezeitlichen Gletschervorstößen (beispielsweise Göscheneralp-Phase I und II, siehe Zoller 1966) und den neuzeitlichen (wie Fernau, vgl. Heuberger 1968) eine wärmere Phase mit intensiver Bodenbildung bestanden zu haben. Diese Bodenbildungsphasen stelle ich hypothetisch einer Ruhephase der Schuttproduktion gleich.

Nach dieser wärmeren Periode des jüngeren Subatlantikums setzte wieder die Schuttproduktion ein. Diese war wahrscheinlich v.a. in kälteren Klimaphasen aktiv, beispielsweise bei den drei neuzeitlichen Gletschervorstossphasen um 1600/1640/1680, 1770/80 und 1820/50 (vgl. Flohn 1959, Heuberger 1968).

Die drei, den fossilen Bodenhorizont überlagernden, Steinschichten (Oberfläche inbegriffen) könnten also nach meiner Hypothese durch Reaktivierung der Schuttproduktion in diesen "Kaltzeiten" entstanden sein. Die Feinerdeschichten wären durch Filterspülung während und nach der Schuttproduktion, d.h. v.a. in den knapp hundert Jahren zwischen den Schuttproduktionsphasen entstanden.

5.2.1.2. Die fossilen Bodenhorizonte der Schutt- halde bei Tuf

Bei dieser Schuttalpe (vgl. Kap. 3.6.1.6.), die 1200 m/M hoch liegt, wurden aus einer Tiefe von 2,2m, bzw. 3,5m unter der heutigen Oberfläche zwei fossile Böden mit der ^{14}C -Methode datiert. Im Rahmen der Genauigkeit bei der radio-carbonischen Datierung weisen sie ungefähr dasselbe Alter auf, nämlich 2520 \pm 105 Jahren (vor 1950) der obere und 2570 \pm 90 Jahren (vor 1950) der untere. (Die entsprechenden Altersangaben der Huminsäuren ergeben 2740 \pm 75 Jahren, bzw. 2340 \pm 180 Jahren (vor 1950). (Nach Dr. Geyh 19.4. 1973 ist gesichert, dass Bodenbildungen um diese Zeit erfolgten, bzw. damals durch Ueberschüttung abgeschlossen wurden.)

Wie bereits weiter vorne gezeigt wurde, kennen wir ähnliche Daten von fossilen Böden aus dem Raum Mt. Buffalora/Chavagl. Diese Bodenbildungen gehören wahrscheinlich in eine wärmere Klimaphase, die zwischen der Göschenalp-Kaltphase I (Zoller 1966) und der Göschenalp-Kaltphase II liegen würde. Auch Heuberger 1968 konnte in den Ostalpen zwei Kaltphasen, die zeitlich den Göschenalp-Kaltphasen I, bzw. II entsprechen, nachweisen. Diese Kaltphasen fallen zusammen mit Gletschervorstossphasen (vgl. Patzelt 1973).

Also können wir annehmen, dass zwischen diesen zwei bekannten nachwärmezeitlichen Gletschervorstossphasen eine Klimaverbesserung stattfand, die eine Ruhephase der Schuttproduktion oder -umlagerung und eine intensive Bodenbildung zur Folge hatte (vgl. Kap. 5.2.1.1.).

Beide fossilen Bodenhorizonte mit ähnlichem Alter sind getrennt durch eine 1,3m mächtige Schutt/Feinerdemasse, die ihrerseits in zwei deutliche Steinschichten und zwei Feinerdeschichten sortiert ist (vgl. Fig.7).

Die Lage des höheren fossilen Bodens und die Akkumulation der relativ mächtigen Schutt/Feinerdeschicht zwischen beiden fossilen Bodenhorizonten müssen wir daher vermutlich mit Umlagerungsvorgängen erklären. Und zwar könnte nach der Bodenbildung des tieferen fossilen Horizontes Material umgelagert worden sein (beispielsweise durch Muren, Lawinen und Wildbäche). Das umgelagerte Schuttmaterial hätte von höheren Partien derselben Schutthalde gestammt. Durch diese Umlagerungsvorgänge könnte ein Teil des bereits gebildeten Bodens weggetragen und wieder -"en bloc" - abgelagert worden sein. So könnte die Entstehung des höher gelegenen Bodens vielleicht erklärt werden, v.a. die Tatsache, dass er sozusagen dasselbe Alter aufweist wie jener, der doch 1,3m tiefer liegt. (Leider wurden in diesem Fall keine Dünnschliffe angefertigt, so dass es unsicher ist, ob diese fossilen Böden in situ gebildet worden sind.)

Die vier Steinschichten über dem höher gelegenen fossilen Boden könnten nach der Hypothese, die ich am Beispiel vom Ruinas gezeigt habe, als Schuttproduktionsphasen in Kaltzeiten gedeutet werden. Die obersten drei Steinschichten entsprächen jenen vom Ruinas, würden also den neuzeitlichen Gletschervorstossphasen zugeordnet, die vierte Steinschicht (von der Oberfläche her gesehen) entspräche der Göscheneralp-Kaltphase II.

Diese Stein- und Feinerdeschichten über dem höher gelegenen fossilen Boden liessen sich aber auch durch weitere Umlagerungsvorgänge erklären. Es sind leider zu wenig Daten vorhanden, um diese Frage eindeutig zu klären.

5.2.1.3. Rückschlüsse zur Schutthaldenentwicklung aus den ^{14}C -Datierungen

Wir erkennen auch hier, dass Schuttproduktion und -umlagerung die Entwicklung der Schutthalden bestimmen (vgl. Kap. 3.7.).

Betrachten wir die Schuttmächtigkeit bei beiden Profilen (RWW,T) im Verhältnis zur Ablagerungszeit und vergleichen sie miteinander, so kann uns einiges nachdenklich stimmen. Beim Ruinas wurden in rund 640 Jahren 1,8m Schutt abgelagert, bei Tuf in rund 2500 Jahren 2,2m, bzw. 3,5m (also in der nahezu vierfachen Zeit!) und andererseits aber auch 1,3m in maximal 100 Jahren.

<u>Profil</u>	<u>Ablagerungszeitraum</u>	<u>Schuttmächtigkeit</u>
RWW	ca. 640 Jahre	1,8m
T	ca.2500 Jahre	2,2m,bzw. 3,5m
T	max. 100 J.(f. Zw.schicht)	1,3m

Daraus zeigt sich, dass wir mit Schuttablagerungen im Verhältnis zur entsprechenden Ablagerungszeit äusserst vorsichtig umgehen müssen, umso eher, wenn es sich um ^{14}C -Daten handelt! - Ebenso schwierig ist es festzustellen, ob die Steinschichten durch Schuttproduktion oder -umlagerung gebildet worden sind. Hinweise erhalten wir nur dann, wenn zwischen diesen Steinschichten und Feinerdeschichten eine genügende Zahl von datierbaren fossilen Bodenhorizonten zu finden sind.

Deshalb wäre es wünschenswert, dass weitere fossile Böden im Profil bei Tuf aufgedeckt würden, beispielsweise aus der mittelalterlichen Wärmephase. -

Aus diesen Beobachtungen heraus kann nochmals betont werden, dass die Schutthaldenbildung über längere Zeiträume dauerte und nicht kontinuierlich vor sich ging. Schuttproduktions- und -umlagerungszeiten wechselten ab mit Ruhezeiten. In diesen Ruhezeiten blieb aber die Filterspülung aktiv und sortierte das Schuttmaterial. Wir können sogar festhalten, dass die Schutthaldenentwicklung ebenso die Klimaschwankungen widerspiegelt wie die Gletschervorstösse und die Erdströme (Furrer 1971), indem die Schuttproduktionszeiten (im Schutthaldenaufbau

durch Steinschichten gekennzeichnet) kühleren Perioden (Gletschervorstoss- resp. Solifluktuationsphasen) und die Zeiten mit sehr aktiver Filterspülung (im Schutthaldenaufbau durch Feinerdeschichten bestimmt) und Bodenbildung (d.h. Ruhezeiten der Schuttproduktion und -umlagerung) wärmeren Phasen (Gletscherückzug, Ruhephasen der Solifluktuations) entsprechen. Somit hätten wir hier ein weiteres Formelement, das uns helfen kann, das gegenwärtige Erscheinungsbild der Landschaft aus der landschaftlichen Entwicklung zu deuten.

5.2.2. Datierung von Strandterrassen auf Spitzbergen

Der Beginn der Schutthaldenentwicklung kann in Spitzbergen an zwei Beispielen gezeigt werden.

Im Björndalen¹⁶⁹⁾ fallen Sturzkegel auf eine marine Terrasse von 40 m Höhe (Abb.23), bei Bjonahamna im Tempelfjord auf eine ähnliche Terrasse von 50, bzw. 55 m Höhe (Abb.24).

Beide Terrassen sind vor 9500 bis 10'000 Jahren akkumuliert worden.¹⁷⁰⁾ Damals erfolgte eine sehr rasche isostatische Hebung von Spitzbergen, nämlich 2 m pro Jahrhundert (vgl. Feyling 1955). Die Sturzkegel müssen also nach dieser Zeit gebildet worden sein, da es kaum wahrscheinlich ist, dass sie einer Bearbeitung durch das Meer widerstanden hätten,¹⁷¹⁾ und weil die heute sichtbaren Sturzkegel den Strandterrassen auflagern. In der postglazialen Wärmezeit stiegen die Temperaturen in Spitzbergen auch beachtlich, wodurch der Boden bis in eine Tiefe von 1-2m auftaute. Zusätzlich muss eine üppige Vegetation gediehen sein, da Semmel¹⁷²⁾ Kiefern- und Fichtenpollen in diesem Auftauboden fand. Dieselben auftauenden Vorgänge bewirkten an den Wänden eine intensive Schuttproduktion, wobei u.a. grosse Blöcke abgesprengt wurden. Dadurch entstanden die Steinschlaggrinnen.

Die Schutthalden wären also zu Beginn und während der postglazialen Wärmezeit gebildet worden (vgl. auch Kap. 2.6.).

169) vgl. Kap. 1.3.

170) Feyling 1955. Zusätzlich verdanke ich mündliche Angaben Herrn Dr. U. Glaser vom Geogr. Inst. in Würzburg.

171) Rapp 1960a schliesst zwar eine Bearbeitung der Schutthalden durch das Meer nicht aus.

172) Mündl. Mitt. von Prof. A. Semmel, Geogr. Inst. v. Frankfurt.



Abb.23 Sturzkegel auf Strandterrasse im Björndalen ($15^{\circ}20'E/78^{\circ}20'N$).
Zu beachten sind Permafrosteinwirkungen vom Plateau her, Raumvolumen der Abrissnische und Sturzkegel, sowie Ueberprägung der Schutthalden. (Die Bezeichnungen N-, bzw. S-Sturzhälde entsprechen jenen im Text.)

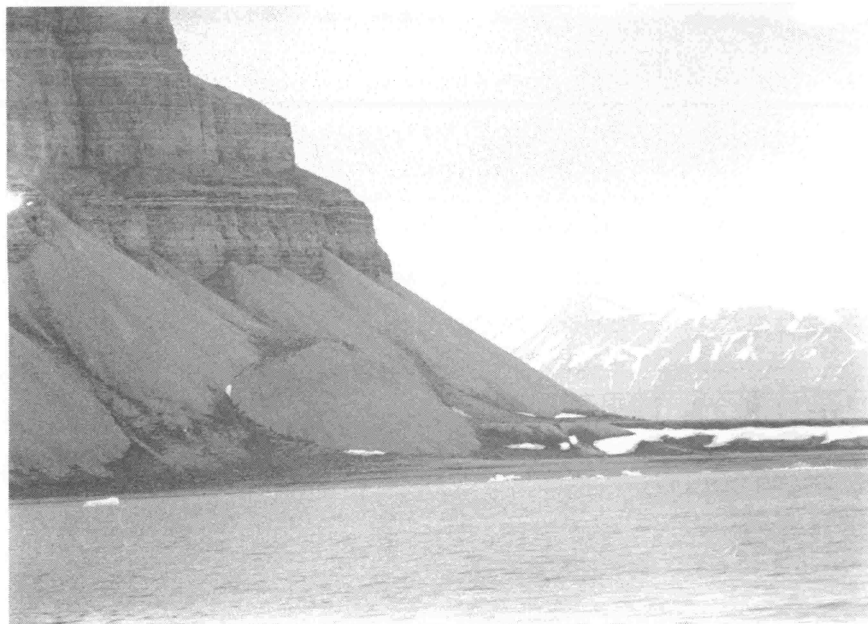


Abb.24 Sturzkegel auf Strandterrasse bei Bjona-
hamna (Tempelfjord) ($16^{\circ}50'E/78^{\circ}25'N$).
Zu beachten sind die Wandstockwerke, die einfachen Schutthalden im oberen Wandteil und im unteren Teil die Sturzkegel auf den einfachen Schutthalden.

5.2.3. Die Erosionsterrasse am Munt Buffalora als Datierungsmöglichkeit

In den geophysikalischen Ergebnissen (Kap. 3.4.) ist der Felskern der Schutthalde am E-Hang des Munt Buffalora¹⁷³⁾ dargestellt. Deutlich ist bei Punkt 252 eine konvexe Stelle sichtbar, die in Kap. 4.2.2. als Erosionsterrasse interpretiert wird. Anhaltspunkte dazu bietet, wie erwähnt, eine entsprechende Form in ähnlicher Höhenlage auf der Gegenseite des Tales (Koord. 816 600/167 950). -

In der Eiszeit floss ein Gletscher aus der Val Mora über Jufplaun (Talboden östlich des Munt Buffalora) Richtung N ab. Die Erosionsterrasse könnte dabei vom Gletscher herausgeschliffen worden sein. Allerdings ist es nicht möglich, die Erosionsterrasse einer bestimmten Eiszeit zuzuordnen. - Wir können trotzdem diese Terrasse als festen Anhaltspunkt nehmen für die Entwicklungsgeschichte jener untersuchten Schutthalde (Abb.25).

Viele der Schutthalden im Schweizerischen Nationalpark müssen am Ende oder nach der Würmeiszeit entstanden sein, da in der bedeutendsten, in der Riss-Eiszeit, mächtige Gletschermassen die Gegend bedeckten. Auch in unserem Gebiet reichte der Gletscher aus der Val Mora in der Riss-Eiszeit bis über den Munt Buffalora (Abb.25) hinauf und in der Würm-Eiszeit bis in eine Höhe von 2500 m/M, d.h. bis in den Bereich der heutigen Wand (Boesch 1937). Es ist wahrscheinlich, dass er bereits vorhandene Schuttablagerungen in diesem Raum weggeräumt hat (obwohl wir aus der Schweiz auch andere Beispiele kennen¹⁷⁴⁾). - Zu beachten ist weiter die Feststellung von Boesch 1937, die aussagt, dass im Gebiet des Nationalparks am Ende des Hochglazials eine rasche Enteisung erfolgte und dann keine nennenswerten Vorstöße von Lokalgletschern mehr zu verzeichnen sind. - Unter dieser vereinfachenden Annahme ist die Sturzhalde vom Munt Buffalora am Ende der Würmeiszeit und in der postglazialen Zeit abgelagert worden.

173) Koord. 815 600/168 100

174) Oeschger/Röthlisberger 1961

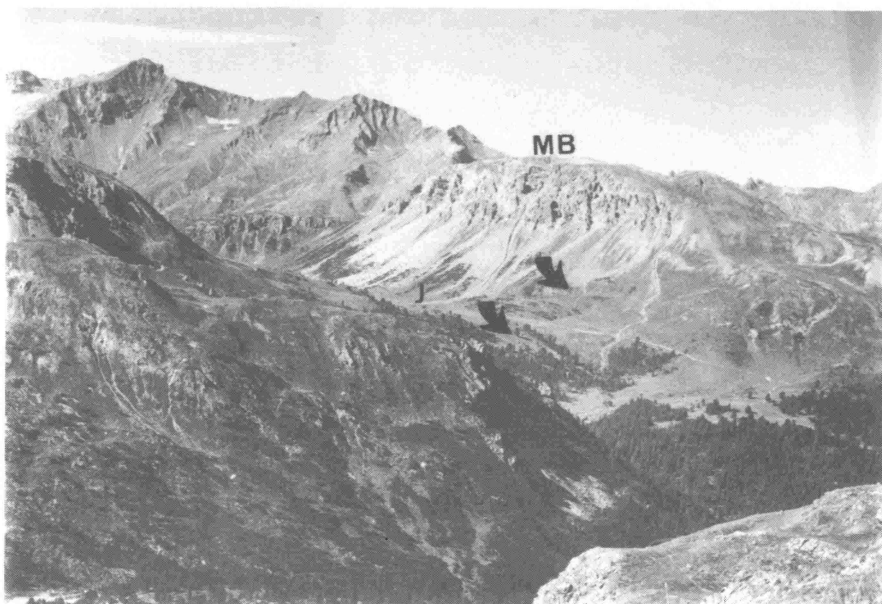


Abb.25 Blick auf den Talboden von Jufplaun (J) und Munt Buffalora (MB) aus NE. Der Gletscher aus der Val Mora (links, ausserhalb Bildrand) floss zur Riss-Eiszeit über den Munt Buffalora. Die beiden Pfeile zeigen die entsprechenden Terrassen.

Die Aktivität des Gletschers können wir an Einebnungen und Moränenablagerungen nördlich und südlich des Munt Buffalora erkennen (Boesch 1937). So liegen beispielsweise Moränen aus dem Bühlstadium in der Umgebung des unteren Teils der untersuchten Sturzhalde, d.h. zu Beginn der Sturzhaldenbildung muss der Gletscher auf jenen Stand gesunken sein. -

Es ist zu vermuten, dass beim Rückzug des Gletschers die Stein-schlagaktivität einsetzte, da der Druck der Eismasse auf die Seitenwände nachliess.¹⁷⁵⁾ Damals und v.a. auch in der Daun-phase, bei einsetzender, verstärkter Schuttproduktion, könnte die heute verdichtete, verlehmtete, tiefere Sturzhalde gebildet worden sein¹⁷⁶⁾. Ihre Basis liegt auf der Erosionsterrasse (vgl. Fig.8). Sie ist gemäss unserer Typisierung (Kap.4.3.2.4.) zu den mächtigen Sturzkegeln, die auf Ebenen fallen, zu zählen.

Später wurde sie wahrscheinlich stark überprägt, womit die konkaven Stellen bei Punkt 300 und 384 erklärt wären. Ob die Ueberprägung durch Vorgänge mit Transportmedien (Lawinen und Muren) in wärmeren Phasen erfolgte oder durch Solifluktion und Nivationsformbildung eher in kälteren Phasen, kann nicht bestimmt werden. Leider wurden an dieser Stelle bisher keine fossilen Bodenbildungen gefunden.¹⁷⁷⁾

Die jüngere, darüberliegende Sturzhalde konnte auch nicht datiert werden. Sie ist allerdings bereits wieder bewachsen (Leg-föhren bis 2300 m/M) und von einem geringmächtigen, verwitter-ten Schuttbelag bedeckt, der nur einige Dezimeter umfasst und somit in den geophysikalischen Ergebnissen nicht sichtbar wird.

Wir vergleichen die maximale Schuttmächtigkeit (8m) der darüberliegenden, jüngeren Sturzhalde mit jener der aufgeschlos-senen Sturzhalde am Ruinas (Profil RWW) und stellen fest, dass beim Ruinas seit dem Mittelalter rund 2m Schuttmaterial im un-teren Teil der Sturzhalde abgelagert worden ist, was einem Viertel der oben gezeigten Schuttmächtigkeit entspricht. Wür-den wir hypothetisch eine gleiche Schuttproduktionsaktivität voraussetzen, müssten wir bei der Schutthalde am Munt Buffalora eine Bildungszeit von viermal ca. 600 Jahren annehmen.

175) Davis 1912, Louis 1958, Lechner 1967/68, Rapp 1960a

176) Fromme 1955/58, Schappelwein 1965/66, Lechner 1967/68

177) Fromme 1958 und Lechner 1967/68 schreiben von ähnlichen Bei-spielen, wo eine Bodenbildung aus der postglazialen Zeit zu finden ist.

Damit wäre der Ursprung der jüngeren Schutthalde auf etwa 500 v. Chr. zu legen. Der von Zoller 1966 genannte Gletschervorstoss der Göscheneralp-Kaltphase I fällt in diese Periode (880-320 v. Chr.). Die obige Berechnung bezieht sich auf die maximale Mächtigkeit der Sturzhalde am Munt Buffalora. Eine mittlere Mächtigkeit von ca. 6m führt auf einen Beginn von ca. 100 n. Chr. Dieses Datum würde den Ursprung der Halde in die Göscheneralp-Kaltphase II setzen (100-750 n. Chr.). Allerdings müssen wir mit diesen Berechnungen äusserst vorsichtig sein (vgl. Kap. 5.2.1.3.).

Die Bewachsung dürfte dann wiederum in die wärmere Zeit des Mittelalters fallen (entsprechend der fossilen Bodenbildung im Profil RWW) und die wenigen verwitterten Gesteinsbrocken wären in den neuzeitlichen Gletschervorstosszeiten seit 1600 (vgl. Kap. 5.2.1.) erzeugt worden.

5.3. Berechnungen der Schuttproduktion seit der Eiszeit (anhand von Beispielen)

5.3.1. Berechnungen der Schuttproduktion am Beispiel der untersuchten Sturzhalde am E-Hang des Munt Buffalora

Als Unterlagen für die Volumenberechnung standen uns folgende Untersuchungen zur Verfügung:

- ein Längsprofil an einer bestimmten Stelle (geophysikalische Untersuchungen, vgl. Kap. 3.4.),
- ein Querprofil in der Höhe von 2330 m/M (geophysikalische Untersuchungen, vgl. Kap. 3.4.),
- Kartierung der Sturzhalde mit Hilfe des Stereoautographen aufgrund von Luftbildern (vgl. Kap. 3.5.).

Wir bestimmten das Volumen in zwei Schritten, indem wir zunächst den Volumenanteil I der jüngeren Sturzhalde und dann den Volumenanteil II der darunterliegenden, älteren Sturzhalde ermittelt haben (siehe Fig.12).

Der Volumenanteil I wurde im wesentlichen nach der Methode von Rapp 1960a angenähert. Er berechnete das, als konvexe Form auf einem glatten Hang liegende, Material (wobei der mehr oder weniger glatte Hang dem Felskern oder einer einfachen Schutthalde entspricht).

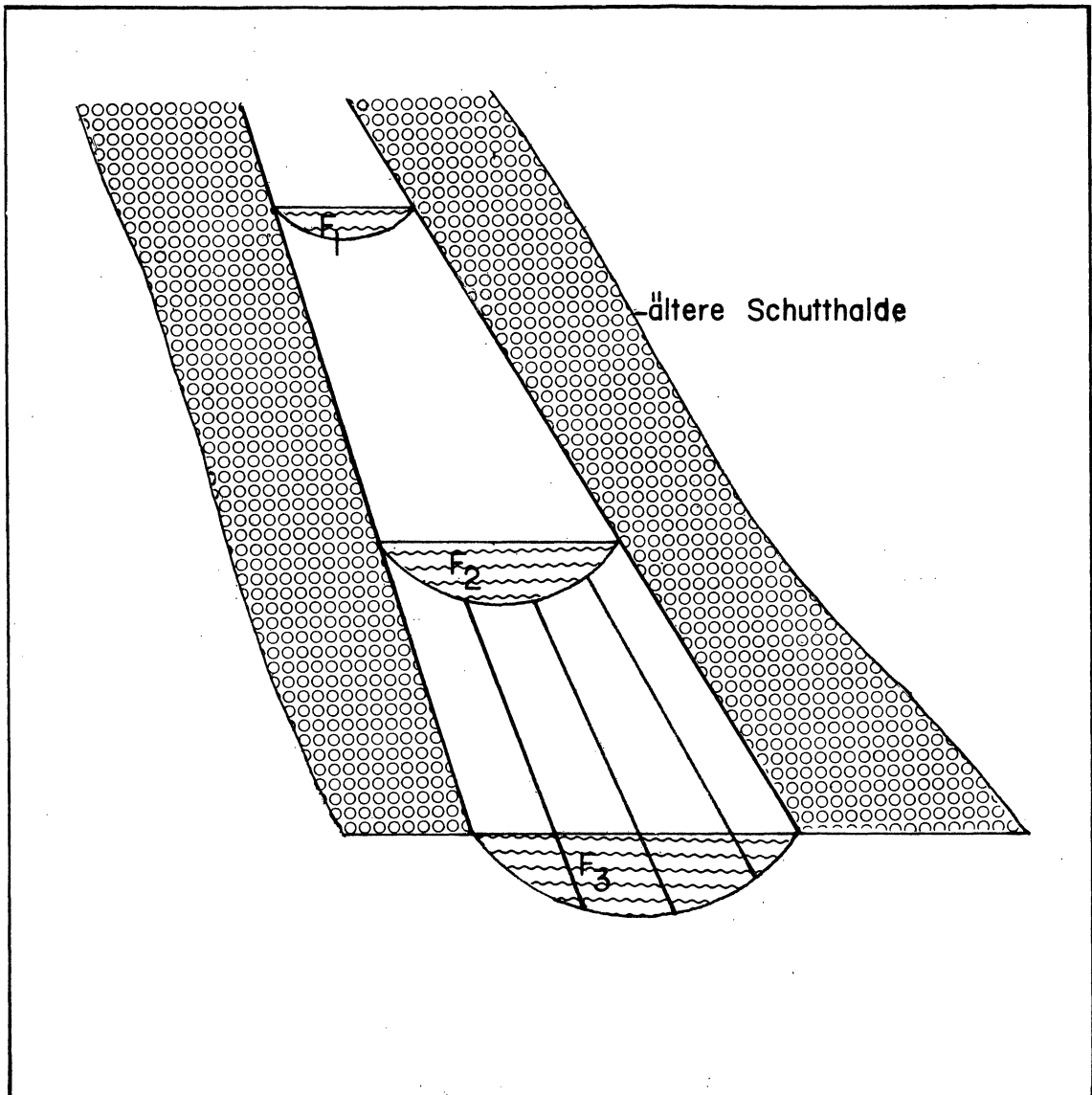


Fig.12 Schematischer Berechnungsvorgang für die Ermittlung des Schuttvolumens bei der Sturzhalde am Munt Buffalora (Koord. 816 600/168 100). Die ältere Schutthalde wurde für die Berechnung vom jüngeren, darüberliegenden Sturzkegel getrennt. Der Sturzkegel wurde durch Körper mit konstanter Höhe von 10m angenähert (Grundfläche F_1 , Deckfläche F_2 etc.).

Dabei setzte er das Volumen zusammen aus Elementen, die durch Horizontalebene mit konstanter Aequidistanz h (in unserem Fall h=10m) aus dem Gesamtkörper herausgeschnitten wurden.

Das Volumen errechnet sich mit obenstehender Bezeichnung zu:

$$V = \left(\frac{F_1 + F_2}{2}\right) \cdot h + \left(\frac{F_2 + F_3}{2}\right) \cdot h + \dots = \left[\left(\frac{F_1}{2}\right) + F_2 + F_3 + \dots + F_{n-1} + \left(\frac{F_n}{2}\right)\right] \cdot h$$

Das entsprechende Volumen beträgt hier 130'000 m³ = Anteil I.

Bei der Bestimmung des Volumenanteils II führen uns zwei Hinweise zur Annahme, dass die Tiefe der Schicht über der gesamten Haldenbreite stets gleich gross ist wie im mittleren, bekannten Längsprofil:

- der Felskern wurde durch einen Gletscher geschliffen,
- das ausgemessene Querprofil bestätigt die Konstanz der Schuttmächtigkeit.

So lässt sich der Anteil II durch eine Anzahl von einfach berechenbaren Teilvolumen annähern.

Unter der obigen Voraussetzung ergibt sich für Anteil II ein Volumen von 494'000 m³,

als Gesamtvolumen also der Betrag von

130'000 m ³
+494'000 m ³
<hr style="width: 100%; border: 0.5px solid black;"/>
624'000 m ³
<hr style="width: 100%; border: 0.5px solid black;"/>

5.3.2. Angaben der Schuttproduktion seit der Bildung
des fossilen Bodenhorizontes bei der Sturz-
halde am S-Hang des Ruinas

Da es wohl kaum wahrscheinlich ist, dass der fossile Bodenhorizont in der Sturzhalde am S-exponierten Hang des Ruinas (vgl. Kap. 3.6.1.3.) parallel zur Oberfläche in einer Tiefe von 1,8m die ganze Schutthaldenoberfläche unterlagert, wurde auf eine Berechnung des seither produzierten Schuttvolumens verzichtet. Es kann aber festgehalten werden, dass hier im unteren Bereich der Sturzhalde in den 640 Jahren 1,8m Schuttmateriale abgelagert wurde, was etwa 30% der Profilhöhe der aufgeschlossenen Sturzhalde entspricht.

5.3.3. Berechnungen der Schuttproduktion an Beispielen von Spitzbergen

Für die Berechnungen standen folgende Unterlagen zur Verfügung:

- eine photogrammetrische Auswertung von Stereoaufnahmen zweier Sturzhalden, die auf dieselbe Strandterrasse in Björndalen fallen; die Auswertung umfasst auch Teile der Wand (siehe Fig.11),

- eine angenäherter Felskernverlauf der Halden aus Kap.4.3.5. Die beiden Halden sind als S- und N-Halde in Abb.23 bezeichnet.

Das Volumen der beiden Halden wurde ähnlich wie in Kap. 5.3.1. bestimmt, indem der aufliegende Sturzkegel als erstes und dann der Anteil der darunterliegenden, einfachen Schutthalde ermittelt wurde (vgl. Fig.12).

Wiederum treffen wir die Annahme, dass die Mächtigkeit der einfachen Schutthalde in einer bestimmten Höhenlage über der gesamten Haldenbreite gleich sei.

Zusätzlich errechneten wir nach der Methode von Rapp 1960a das Volumen jenes Teils der Abrissnische, der in der photogrammetrischen Auswertung eingetragen ist. Mit Hilfe der geometrischen Aehnlichkeit der gesamten Abrissnische zur Teilnische liess sich das abgetragene Schuttmaterialvolumen ermitteln.

Zusammenstellung der Berechnungsergebnisse:

<u>Sturzhalde "Süd":</u>	Kegelvolumen:	29'000 m ³
	darunterliegende Halde	<u>86'400 m³</u>
	totales Volumen:	<u>115'400 m³</u>
	Volumen d. Abrissnische:	<u>185'000 m³</u>

<u>Sturzhalde "Nord":</u>	Kegelvolumen:	154'500 m ³
	darunterliegende Halde:	<u>164'700 m³</u>
	totales Volumen:	<u>319'200 m³</u>
	Volumen d. Abrissnische:	<u>770'000 m³</u>

Eine Beurteilung der Verhältnisse zwischen Volumen der Abrissnische und effektivem Schuttmaterialvolumen der Halde (=Haldenvolumen abzüglich 30% Porenvolumen) zeigt Folgendes:

$$\underline{\underline{\text{Halde "Süd"}}}: \frac{V_{\text{Abrissnische}}}{V_{\text{Halde eff.}}} = \frac{185'000 \text{ m}^3}{81'000 \text{ m}^3} = \underline{\underline{2,3}}$$

$$\underline{\underline{\text{Halde "Nord"}}}: \frac{V_{\text{Abrissnische}}}{V_{\text{Halde eff.}}} = \frac{770'000 \text{ m}^3}{210'000 \text{ m}^3} = \underline{\underline{3,7}}$$

Vergleichen wir diese Quotienten mit jenen von Rapp 1960a, so liegen diese etwas tiefer gegenüber jenen von ihm: 5,0 - 8,0. Dies kann damit zusammenhängen, dass Rapp für das Volumen der Sturzhalde nur das Kegelvolumen, nicht aber das zugehörige Volumen der darunterliegenden, einfachen Schutthalde verwendete. Trotzdem ist scheinbar auch bei unsern Resultaten ein grosser Teil des Schuttmaterials durch Muren, Lawinen und Solifluktion wegtransportiert worden.

Daneben können sich auch andere Ungenauigkeiten in die Berechnung eingeschlichen haben (beispielsweise bei der Bestimmung des Felskernverlaufs oder bei der Annahme der ursprünglichen Oberfläche der Abrissnische).

5.3.4. Vergleich von Schuttquantifizierungen aus der Literatur mit eigenen Werten

Poser 1954 errechnet für eine S-exponierte Wand aus Serpentin den Betrag der Rückverwitterung zu 7,5 m, für eine W-exponierte Wand aus Garbenschiefern zu 10 m und für eine SE-exponierte Wand aus schiefrigem Gneis zu 7 m. Bezogen auf die Schuttbildungszeit von 8 - 10'000 Jahren ergibt dies eine Verwitterung von rund 1 mm/Jahr.

Rapp 1960a ermittelt aus Kubikinhaltswerten von Sturzkegeln W-Spitzbergs eine Rückverwitterung von 0,02 - 0,5 mm/Jahr.

Rapp 1960b zeigt aus Kärkevagge Wandverlustwerte von 0,04 - 0,15 mm/Jahr in Glimmerschiefer und Kalkstein für die Periode von 1952-60.

Rapp 1965 hält nochmals Werte von 0,05 - 0,5 mm/Jahr fest für die horizontal-denudative Hangrückverwitterung in festem Gestein.

Galibert 1965 erhält Wandverlustwerte von 0,11 - 0,14 mm/Jahr für Glimmerschiefer.

Anhand der drei zur Verfügung stehenden Schutthaldenvolumina wurde versucht, die mittlere, jährliche Wandrückverwitterung zu berechnen. Dabei wurde in ähnlicher Weise vorgegangen wie bei den oben erwähnten Autoren. Es muss aber immer vor Augen gehalten werden, dass die wirkliche Wandrückverwitterung nicht kontinuierlich vor sich ging.

Für die E-exponierte Sturzhalde am Munt Buffalora im Arlbergdolomit (Höhenlage 2400 - 2600 m/M) mit einer entsprechenden Wandfläche von ca. 30'000 m² beläuft sich die horizontale Wandrückverwitterung seit dem Postglazial (10'000-11'000 Jahren) auf 1,2 mm/Jahr.

Die Berechnungen für die Sturzhalden im Björndalen auf Spitzbergen in Sandsteinen (Höhenlage 190 - 370 m/M) lauten:

Sturzhalde "Süd": (E-exponiert) mit einer Wandfläche von 17'300 m² beträgt die horizontale Wandrückverwitterung seit dem Postglazial (9500-10'000 Jahren) 0,47 mm/Jahr,

Sturzhalde "Nord": (E-exponiert) mit einer Wandfläche von 27'700 m² beträgt die horizontale Wandrückverwitterung seit dem Postglazial 0,77 mm/Jahr.

Das Resultat aus dem Nationalpark entspricht am ehesten jenem von Poser 1954. Er hat seine Beobachtungen im Zemmgrund ausgeführt, so dass auch die klimatischen Bedingungen recht gut mit jenen im Schweizerischen Nationalpark übereinstimmen. Die beiden Gesteinsarten, Arlbergdolomit und Schiefer, können in ihrer Verwitterungsfähigkeit miteinander verglichen werden.

Die Ergebnisse aus Spitzbergen liegen in der gleichen Grössenordnung wie die Resultate von Rapp 1960a aus demselben Gebiet.

5.4. Zusammenfassung zur Entwicklung der Schutthalden

	Alpen	Spitzbergen
heutiges Stadium der Schutthaldenersch.	mässig aktive bis inaktive Schuttproduktion, Ueberprägung durch Vorgänge mit Transportmedien	u.U. kein Wegtransport des gebildeten Schuttes, Ueberprägung durch Solifluktion
Klimaverhältnis in d. Zeiten d. Schuttproduktion gegenüber heute	kälter (beispielsweise Gletschervorstosszeiten)	feuchter
Beginn der Schutthaldenentwicklung	vor 10'000-11'000 Jahren	vor 10'000 Jahren
Wandrückverwitterung aus Beispielen	Lit.: 0,11-1mm/Jahr Munt Buffalora: 1,2 mm/Jahr	Lit.: 0,02-0,5mm/J. Björndalen:0,47mm/J. 0,77mm/J.
Kontinuität der Schutthaldenentw.	keine	nicht beweisbar, oberflächlich gesehen keine

6. Zusammenfassung der Entwicklung von Schutthalden im Schweizerischen Nationalpark und auf Spitzbergen

In einem ersten Teil wurden die heute sichtbaren Schutthalden typisiert nach Entstehung (durch Gravitation oder mit Transportmedium) und Ablagerungsform:

Steinschlaghalden und Felssturzhalden (schwerkraftbedingte Ablagerungsformen), sowie Murschwemmkegel und Lawinenschuttkegel (Ablagerung mit Transportmedium).

Aufgrund der Aktivität der Vorgänge und der Ueberprägung der Schuttablagerungsformen zeigte sich, dass die Bildung dieser Typen einer Veränderung des Klimas entspricht. Also können gewisse Formen Entwicklungsstadien eines anderen Typus darstellen als Folge eines Klimawechsels. In diesem Sinn muss eine diskontinuierliche Schutthaldenentwicklung festgehalten werden. -

Dieser Tatsache versuchte man bei aufgeschlossenen Schutthalden nachzugehen. Sie zeigten einen Aufbau, der in Steinschichten (ähnlich wie die Oberfläche), und Feinerdeschichten gegliedert ist. Die Steinschichten und die Feinerdezwichenschichten lassen sich z.T. morphometrisch und chemisch analytisch unterscheiden.

Die Interpretation vom Aufbau der Schutthalden führt uns zum Problem der Entwicklung dieser Schuttablagerungsformen.

Die Entstehung der Steinschichten ist auf Schuttproduktions- und -umlagerungszeiten zurückzuführen, jene der Feinerdeschichten auf anhaltende Filterspülung mit sortierender Wirkung in Ruhephasen der oben genannten Vorgänge.

Dass längere Ruhezeiten in der postglazialen Zeit vorhanden waren, wo sogar die Vegetation in höher gelegene Gebiete reichte, kann mit fossilen Böden belegt werden. Einer dieser fossilen Bodenhorizonte wurde gemäss einem Dünnschliff und einer ^{14}C -Datierung vor 640 \pm 90 Jahren (vor 1950) in situ gebildet und liegt heute 1,8 m unter der Oberfläche einer Sturzhalde. Abgesehen von diesem Beispiel liegen gegenwärtig noch drei datierte Funde von mittelalterlichen Bodenhorizonten aus der Schweiz vor. Ueber dem genannten fossilen Bodenhorizont liegen drei Steinschichten, die vermutlich in Perioden der Klimaverschlechterung gebildet wurden. Unter dieser Annahme lassen sie sich den kälteren Phasen der neuzeitlichen Gletschervorstösse zuordnen.

Ausserdem wurden zwei weitere fossile Böden radiocarbonisch datiert. Sie waren beide ungefähr gleich alt und ergaben ein Alter von rund 2500 Jahren (vor 1950) (vgl. Kap.5.2.). Aehnliche Resultate liegen aus dem Raum Munt Buffalora/Chavagl vor, so dass wir annehmen dürfen, dass um 400 v. Chr. ebenfalls eine wärmere Phase mit Bodenbildung stattfand.

Der tiefere fossile Boden liegt heute 3,5 m unter der Oberfläche, der höhere 2,2 m. Beide Böden wurden im gleichen Profil gefunden und sind durch eine 1,3 m mächtige Schuttschicht (die zwei Steinschichten und zwei Feinerdeschichten enthält) getrennt. Die Entstehung dieser Schuttschicht und des höher gelegenen fossilen Bodens wurde durch Umlagerungserscheinungen erklärt. Ueber dem höheren fossilen Boden wurden während ca.2500 Jahren 2,2m Schutt abgelagert, der wiederum in vier Steinschichten und entsprechenden Feinerdeschichten unterteilt ist. Die Bildung der Steinschichten wurde ähnlich dem oben genannten Beispiel durch erneute Schuttproduktion in Kaltphasen (d.h. Gletschervorstossphasen) gedeutet.

Damit würde hier neben den Gletschern und den Erdströmen ein weiteres Formelement vorliegen, das die Klimaschwankungen widerspiegelt.

An Schutthaldenbeispielen auf Erosionsterrassen in den Alpen und auf Strandterrassen in Spitzbergen liess sich das Alter der Sturzhalden ungefähr abschätzen. Die alpinen Sturzhalden wurden vor ca. 11'000 Jahren, am Ende der Würmeiszeit, jene aus Spitzbergen vor 10'000 Jahren zu Beginn des Postglazials in ihrer ersten Form gebildet. Entsprechend den Aussagen bei der Entwicklung der Schutthalden erlebten sie noch spätere Schuttproduktionsphasen.

Schliesslich wurden Probleme der Hangentwicklung aufgegriffen, da die Schutthalden einen Bestandteil dieser Vorgänge darstellen. Dabei wurden natürliche Felskern- und Haldenprofile mit theoretischen verglichen. Im allg. weisen die theoretischen Profile konvexe Formen auf gegenüber geraden oder gar konkaven natürlichen Beispielen. Dies folgt daraus, dass z.T. zu stark vereinfachte Voraussetzungen gewählt wurden, die oft kaum in der Natur gefunden werden. -

Aus dem Vergleich von Felskern- und Haldenprofilen konnten verschiedene Mächtigkeitsangaben von Schutthalden ermittelt werden. Sie schwanken zwischen einigen Dezimetern und über 50 Metern in den Alpen und in Spitzbergen.

Wir stellten die beobachteten Mächtigkeitswerte zusammen mit den Schutthaldenvolumenwerten der entsprechenden Wand und der Schutthaldenentwicklungszeit gegenüber und konnten so Angaben über die horizontale Wandrückverwitterung liefern. Die Resultate von 1,2 mm/Jahr (Bsp. Alpen) und 0,47 mm, bzw. 0,77 mm/Jahr (Bsp. Spitzbergen) stimmen recht gut mit den bisherigen Daten aus der Literatur überein.

7. Literaturverzeichnis

- Ackermann, E. Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalk-Schichtstufe II. Zschr.f.Geom. Heft 4, 1959.
- Ahnert, F. Zur Frage der rückschreitenden Denudation und des dynamischen Gleichgewichts bei morphologischen Vorgängen. Erdkunde Bd. VIII, Heft 1, Bonn 1954.
- Altmann, H.J. Bergstürze und Rutschungen in den Lüt-schinentälern. Diss. Univ. Bern, 1959.
- Ampferer, O. Ueber grössere junge Formveränderungen in den Nördlichen Kalkalpen. Zschr.f.Geom. 1925/26.
- Andrews, J.T. The development of scree slopes in the English Lake District and Central Québec-Labrador. Cahiers de géographie de Québec Nr.10, 1961.
- Avenard, J.M./Tricart, J. Techniques de travail et idées de recherches. Application de la mécanique des sols à l'étude des versants. Rev. de géom. dyn., vol.II, 1961.
- Bakker, J.P./Le Heux, J.W.N. Projective-geometric treatment of O. Lehmann's theory of the transformation of steep mountain slopes. Phys.-geogr. Publ. Univ. Amsterdam, Nr.13, 1946.
- Bakker, J.P. Theory on central rectilinear recession of slopes I. u. II. Amsterdam 1947.
- Bakker, J.P./Le Heux, J.W.N. A remarkable new geomorphological law. S.A. aus Proceedings Kon. Nederl. Akad. van Wetenschappen, Amsterdam 1952.
- Bakker, J.P. Premier rapport de la commission pour l'étude des versants. Amsterdam 1956.
- Barsch, D. Studien und Messungen an Blockgletschern im Macun, Unterengadin. Zschr.f.Geom., Suppl. 8, 1969.
- Bartels, G. Stratigraphische geomorphologische Auswertung von Schuttdecken vor Muschelkalkschichtkämmen und -schichtstufen im Niedersächsischen Bergland. Eiszeitalter und Gegenwart, Nr. 18, 1967.
- Baulig, H. Le profil d'équilibre des versants. Annales d. Géogr. XLIX/278/79, 1940
- Beckett, P.H.T. Soil formation and slope development. A new look of Walther Penck's Aufbereitung concept. Zschr.f.Geom. 12/1, 1968.

- Birot, P. Essai sur quelques problèmes de morphologie générale.
Lisbonne 1949.
- Birot, P./Macar, P. Contributions internationales à la morphologie des versants.
Zschr.f.Geom., Suppl. 1, 1960.
- Fortschritte der internationalen Hangforschung.
Zschr.f.Geom., Suppl. 5, 1964.
- Blüthgen, J. Allgemeine Klimageographie.
Lehrbuch der allgemeinen Geographie, Bd. II, Berlin 1964.
- Boesch, H. Geologie der zentralen Unterengadiner Dolomiten, zwischen Ofenpasshöhe und Val Laschadura.
Diss. Univ. Zürich, 1937.
- Bortenschlager, S./Patzelt, G. Wärmezeitliche Klima- und Gletscherschwankungen im Pollenprofil eines hochgelegenen Moores der Venedigergruppe.
Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 20, 1969.
- Brenner, D.-C. Untersuchungen an Schutthalden im Schweizerischen Nationalpark und dessen Umgebung.
Dipl.arb., Geogr. Inst. d. Univ. Zürich, 1970.
- Schutthalden Alpen-Arktis.
Geogr. Helv. 26/3, 1971.
- Brückner, E. Die feste Erdrinde und ihre Formen.
Hann, Hochstetter, Pokorny; Allg. Erdkunde, Wien 1897.
- Bryan, K. Gully gravure - a method of slope retreat.
J.of.Geom. III/2, N.-Y. 1940. (a)
- The retreat of slopes.
S.A. aus Annals Assoc. Amer. Geographers, Harvard University Cambridge 1940. (b)
- Buck, D. Stürzende, gleitende, fliessende Gesteinsbewegungen in der Schweiz, 1920/21.
- Büdel, J. Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet.
Geol. Rds., Klimaheft 34, 1944.
- Die "periglazial"-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde.
Erdkunde, Bd. VII/4, Bonn 1953.
- Die Frostschuttzone Südost-Spitzbergens.
Colloqu. Geogr. Bonn, Bd.6, 1960.
- Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barents-Insel.
Geographentag Köln 1961.

- Büdel, J. Klimagenetische Geomorphologie.
Geogr. Rds. 15/7, 1963.
- Hang- und Talbildung in Südost-Spitz-
bergen.
Eiszeitalter und Gegenwart 19, 1968.
- Der Eisrindeneffekt als Motor der Tiefen-
erosion in der exzessiven Talbildungszone.
Würzb. geogr. Arb. 25, 1969.
- Pediment, Rumpfflächen und Rückland-Steil-
hänge, deren aktive und passive Rückver-
legung in verschiedenen Klimaten.
Zschr. f. Geom. 14/1, 1970.
- Das natürliche System der Geomorphologie.
Würzb. geogr. Arb. 34, 1971.
- Caine, N. A model of Alpine talus slope development
by slush avalanching.
J. of Geol. 77/1, 1969.
- Carson, M.A. Models of hillslope development under mass
failure.
Geogr. analysis 1/1, 1969.
- Casagrande, A. Bodenuntersuchungen im Dienste des neu-
zeitlichen Strassenbaus.
Der Strassenbau 25, 1934.
- Corbel, J. Problèmes de morphologie periglaciaire au
Spitzberg.
Rev. de Géogr. de Lyon, vol. XXVIII, Nr. 3,
1953.
- L'érosion terrestre, étude quantitative.
Annales LXXIII/398, 1964.
- Culling, W.E.H. Soil creep and the development of hillside
slopes.
J. of Geol., Chicago, vol. 71/2, 1963.
- Davis, W.M. Die erklärende Beschreibung der Landformen.
Leipzig und Berlin 1912.
- Dege, W. Geomorphologische Forschungen im Nördli-
chen Andréeland (N-Spitzbergen).
Diss. Univ. Münster, 1938.
- Demek, J. Hangforschung in der Tschechoslowakei.
Beitr. Hangforschung 3, 1963.
- Dorigo, G. Girlanden und Wanderblöcke in den Schwei-
zer Alpen.
Diss. Univ. Zürich, 1972.
- Dürr, E. Kalkalpine Sturzhalden und Sturzscht-
bildungen in den westlichen Dolomiten.
Tüb. geogr. Stud. 37, 1970.
- Dylik, J. Rhythmically stratified slope waste de-
posits.
Biul. peryglac. 8, 1960.
- Analyse sédimentologique des formations
de versants remplissants les dépressions
fermées aux environs de Lodz.
Sep. Biul. peryglac. 10, 1961.

- Dylik, J. The significance of the slope in geomorphology.
Bull. soc. sc. et lettr. Lodz XIX/3, 1968.
- Feyling-Hanssen, R.W. Stratigraphy of the marine late-pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen.
Norsk Polarinst., Skrifter 107, Oslo 1955.
- Fisch, W. Anwendungsmöglichkeiten der Geoelektrik.
Strasse und Verkehr, Heft 4, Solothurn 1967.
- Fisher, O. On the disintegration of a chalk cliff.
Geol. Magazine, Bd. 3, 1866.
- Fitze, P. Untersuchungen von Solifluktionerscheinungen im Alpenprofil zwischen Säntis und Lago di Como.
Diss. Univ. Zürich, 1969.
- Flohn, H. Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie.
Geol. Rds. 40/1, 1952.
- Kontinentalverschiebungen, Polwanderungen und Vorzeitklimata im Licht paläomagnetischer Messergebnisse.
Naturw. Rds. Jg. 12/10, 1959.
- Freund, R. Vergleichende Betrachtung von Kleinformen der Solifluktion im Raume Mittelbünden (Schweiz), auf West-Spitzbergen und am Kilimandjaro.
Diss. Univ. Zürich, 1972.
- Friedel, H. Beobachtungen an Schutthalden der Karawanken.
Carinthia II, Klagenfurt, 1935.
- Fromme, G. Kalkalpine Schuttablagerungen als Elemente nacheiszeitlicher Landschaftsformung im Karwendelgebirge.
Veröff. d. Museum Ferdinandeum, Innsbruck, 1955.
- Klimageschichte und alpine Landformung.
Die Pyramide, Innsbruck, 1958.
- Furrer, G. Solifluktionsformen im Schweizerischen Nationalpark.
Erg.d.wiss.Unt.d.Schw.Nat.parks IV/29.
Diss. Univ. Zürich, 1954.
- Die subnivale Höhenstufe und ihre Untergrenze in den Bündner und Walliser Alpen.
Geogr. Helv. XX/4, 1965.
- Furrer, G./Bachmann, F. Die Situmetrie (Einregelungsmessung) als morphologische Untersuchungsmethode.
Geogr. Helv. 23/1, 1968.
- Furrer, G./Bachmann, F./Fitze, P. Erdströme als Formelemente von Solifluktionsdecken im Raum Munt Chavagl/Munt Buffalora (Schweiz. Nationalpark).
Erg.d.wiss.Unt.d.Schw. Nat.parks XI/65, 1971.

- Galibert, G. Mécanique de versant et stabilités des pentes dans les massifs du Mont Blanc et des Mischabel.
Bull. Ass. Géo. Franç. 324/25, 1964.
- La Haute Montagne Alpine. L'évolution actuelle des formes dans les hauts massifs des Alpes et dans certains reliefs de comparaison.
Toulouse 1965.
- Gerber, E. Zur Morphologie wachsender Wände.
Zschr. f. Geom., Bd. VIII/5, 1934.
- Bildung und Zerfall von Wänden.
Geogr. Helv. XVIII, 1963.
- Probleme der Wandrückverwitterung, im besonderen die Ausbildung Mohr'scher Bruchflächen.
Sep. Felsmechanik und Ing. Geol. II, 1965.
- Bewegungen in Schuttmantelhängen.
Geogr. Helv. 21/1, 1966.
- Gerber, E./Scheidegger, A. E. Stress-induced weathering of rock masses.
Eclogae 62/2, 1969.
- Gerlach, T. Evolution actuelle des versants dans les Carpathes d'après l'exemple d'observations fixes.
Liège 1966.
- Geyh, M. A. Die Anwendung der ¹⁴C-Methode und anderer radiometrischer Datierungsverfahren für das Quartär.
Clausthaler Tektonische Hefte, Nr. 11, 1971.
- Gilbert, G. K. Transportation of debris by running water.
United States Geological Survey Professional Paper 86, Washington 1914.
- Gossmann, H. Theorien zur Hangentwicklung in verschiedenen Klimazonen.
Würzb. geogr. Arb. 31, 1970.
- Graf, K. Beiträge zur Solifluktion in den Bündner-Alpen (Schweiz) und in den Anden Perus und Boliviens.
Diss. Univ. Zürich 1971.
- Gsell, R. Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal.
Diss. Univ. Zürich, 1918.
- Güller, A. Glazio-meteorologische Studien in Spitzbergen.
Geogr. Helv. 27/3, 1972.
- Hastenrath, S. Zur vertikalen Verteilung der Frostwechsel- und Schneedeckenverhältnisse in den Alpen.
Math.-naturw. Diss., Bonn 1960.
- Heim, A. Bergsturz und Menschenleben.
Beiblatt zur Viertelj. schr. Nat.forsch. Ges. Zürich 77/3-4, 1932.

- Heuberger, H. Die Alpengletscher im Spät- und Postglazial.
Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 19, 1968.
- Högbom, B. Ueber die geologische Bedeutung des Frostes
Bull. Geol. Inst. Uppsala, 12, 1914.
- Höllermann, P.W. Rezente Verwitterung, Abtragung und Formenschatz in den Zentralalpen am Beispiel des Oberen Suldentales (Ortlergruppe).
Zschr.f.Geom., Suppl. 4, 1964.
- Zur Verbreitung rezenter periglazialer Kleinformen in den Pyrenäen und Ostalpen.
Gött. geogr. Abh. 40, 1967.
- Inhelder, H. Zur Géologie der südöstlichen Unterengadiner Dolomiten.
Diss. Univ. Zürich, 1952.
- Jäckli, H. Gegenwartsgeologie des Bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften.
Geotechnische Serie, 1957.
- Jackson, M.L. Soil chemical analysis.
London 1962.
- Jahn, A. Note of the talus slopes in the Polar regions.
Przegląd. Geog. Tom XXI, Warschau 1947.
- Some remarks on evolution of slopes on Spitsbergen.
Zschr.f.Geom., Suppl. 1, 1960.
- Importance of soil erosion for the evolution of slopes in Poland.
Nachr. Akad. Wiss. Gött. 15, 1963.
- Slopes morphological features resulting from gravitation.
Zschr.f.Geom., Suppl. 5, 1964.
- Movement of soil mass on slopes in cultivated areas.
Evolution des versants, IGU, Nr. 40, 1967.
- Morphological slope evolution by linear and surface degradation.
Geogr. Polonica 14, 1968.
- Jones, B.M.G. Plants that grow beyond the Arctic circle: Spitsbergen's unique vegetation.
Geogr. Mag. XLV/6, 1969.
- Karagounis, K. Zur Geologie der Berge zwischen Ofenpass, Spöltal und Val del Gallo im Schweizerischen Nationalpark.
Diss. Univ. Zürich, 1962.
- Kelletat, D. Verbreitung und Vergesellschaftung rezenter Periglazialerscheinungen im Apennin.
Gött. geogr. Abh., 1969.
- King, C.A. Techniques in Geomorphology.
London 1966.

- Kirkby, M.J. Measurement and theory of soil creep.
J. of Geol. 75/4, 1967.
- 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.
- Kommission für wissenschaftliche
Erforschung des Nationalparks: Durch den Schweizerischen Nationalpark, 1966.
- Köster, E. Mechanische Gesteins- und Bodenanalyse.
Leitfaden der Granulometrie und Morphometrie.
Carl Hauser Verlag, München 1960.
- Granulometrische und morphometrische Mess-
methoden an Mineralkörnern, Steinen und
sonstigen Stoffen.
Enke, Stuttgart 1964.
- Köster, E./Leser, H. Geomorphologie I (Praktische Arbeitsweisen).
Das Geogr. Seminar, Westermann 1967.
- Krebs, N. Klimatisch bedingte Bodenformen in den
Alpen.
Geogr. Zschr. 1925.
- Lechner, A. Zur Geomorphologie des östlichen Toten
Gebirges (Prielgruppe).
Geogr. Jahresb. aus Oesterr., Bd. 32,
Wien 1967/68.
- Lehmann, O. Morphologische Theorie der Entwicklung von
Steilwänden.
Viertelj.schr.d. Natf.Ges. Zürich, 1933.
- Leidlmair, A. Spätglaziale Gletscherstände und Schutt-
formen im Schlickertal (Stubai).
Veröff.d.Mus. Ferd., Bd. 32/33, Innsbruck
1953.
- Leser, H. Geomorphologie II (Praktische Arbeitswei-
sen, Geomorphologische Feldmethoden).
Das Geogr. Seminar, Westermann, 1968.
- Loomann, H. Observations about some differential equa-
tions concerning recession of mountain
slopes.
S.A. aus Proc. Kon. Nederl. Akad. v. Weten-
schappen, Amsterdam, 1956.
- Louis, H. Allgemeine Geomorphologie.
Walter de Gruyter, Berlin 1961.
- Macar, P. Commission pour l'étude des versants de
l'UGI: activité de 1952 à 1968.
Zschr.f.Geor., Suppl. 9, 1970.
- Machatschek, F. Geomorphologie.
Teubner, Stuttgart 1968.
(frühere benützte Auflagen 1934, 52)

- Malaurie, J. Evolution actuelle des pentes sur la côte ouest du Groenland (baie de Disko). Bull. de l'Ass. de Géogr. Franç. 1949/50.
- Gélifraction, éboulis et ruissellement sur la côte nord-ouest du Groenland. Zschr.f.Geom., Suppl. 1, 1960.
- Melton, M.A. Debris-covered hill slopes of the desert, S-Arizona. Consideration of their stability and sediment contribution. J. of Geol. 73/5, 1965.
- Matznetter, J. Die Lawinentätigkeit in den oesterreichischen Alpen. Geogr. Rds. 7/2, 1955.
- Der Vorgang der Massenbewegung am Beispiel des Klostertales im Vorarlberg. Geogr. Jahresb. aus Oesterr., Bd. XXVI, 1956.
- Maul, O. Handbuch der Geomorphologie. Wien, 1958.
- Mensching, H. Die regionale und klimatisch-morphologische Differenzierung von Bergfussflächen auf der Iberischen Halbinsel. Festschrift Büdel, 1964.
- Morariu, T. Prozesse der Hangentwicklung in Rumänien. Peterm. Mitt. 112, 1968.
- Morawetz, S. Eine Art von Abtragungsvorgang. Peterm. Mitt. 1932.
- Beobachtungen an Schutthalden und Schuttflecken. Zschr.f.Geom. 1932/33.
- Wand und Halde als Anzeiger von Bewegungen. Peterm. Mitt. 9/10, 1943.
- Die Eckbildung, eine Frage der Hangver-schneidung. Peterm. Mitt. 90/7-8, 1944.
- Beobachtungen auf Schuttkegeln. Geogr. Ges. Wien, Bd. 90, 1948.
- Gebiete besonders starken Formwandels in den Ostalpen. Mitt. oesterr. Geogr. Ges. 108, 1966.
- Mortensen, H. Ueber Wandverwitterung und Hangabtragung in semiariden und vollariden Gebieten. Rapport de la Commission pour l'étude des versants, Int. geogr. Kongress, 1956. (a)
- Der Bergrutsch an der Mackenröder-Spitze bei Göttingen. Ein Beitrag zur Frage der klimatisch bedingten Hangentwicklung. Rapp. de la Comm. pour l'étude des versants, Int. geogr. Kongress, 1956. (b)

- Mortensen, H. Zur Theorie der Formentwicklung freier Felswände.
Zschr.f.Geom., Suppl. 1, 1960.
- Abtragung und Formung.
Nachr. Akad. Gött. 3, 1963. (a)
- Neue Beiträge zur internationalen Hangforschung.
3. Rapport der Comm. on slope evolution, 1963. (b)
- Hangformung in der Umgebung von Göttingen.
Nachr. Akad. Gött. 19, 1963. (c)
- Eine einfache Methode zur Messung von Hangabtragungen unter Wald.
Zschr.f.Geom. 8/2, 1964.
- Müller, G. Methoden der Sedimentuntersuchung.
Sediment-Petrologie I.
Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart 1964.
- Murawski, H. Beispiele für die Wirkungsabhängigkeit mechanischer Kräfte von der Gesteinsbeschaffenheit.
Zschr.f.Geom., Bd. 2/1, 1958.
- Neef, E. Hanggestaltung und flächenhafte Abtragung in kristallinen Mittelgebirgen.
Deutsche Geogr. Tag., Essen, 1955.
- Oeschger, H./Röthlisberger, H. Datierung eines ehemaligen Standes des Aletschgletschers durch Radioaktivitätsmessung an Holzproben und Bemerkungen zu Holzfunden an weiteren Gletschern.
Zschr.f.Gletscherkunde u. Glaz., H.4, Innsbruck 1961.
- Panzer, W. Geomorphologie.
Das Geogr. Seminar, Westermann 1965.
- Paschinger, H. Klimabedingte Oberflächenformen am Rande der Grazerbucht.
Geogr. Zschr. Hettner, 53/2-3, 1965.
- Patzelt, G. Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen).
Zschr.f.Geom., Suppl.16, 1973.
- Penck, A. Morphologie der Erdoberfläche I und II.
Stuttgart 1894.
- Penck, W. Die morphologische Analyse.
A. Penck, Geogr. Abh. 2/2, 1924.
- Piasecki, H. Talus cones in the Hornsund region, Vestspitsbergen.
Polish Spitsbergen expeditions 1957-60, Warschau 1968.
- Pissart, A. Quelques résultats de l'étude des versants de l'île Prince Patrick.
Evolution des versants IGU (Canada), Liège 1967.

- Pitty, A.F. Some problems in the location and delimitation of slope profiles.
Zschr.f.Geom. 10/4, 1966.
- Piwowar, A. Ueber Maximalböschungen trockener Schuttkegel und Schutthalden.
Diss. Univ. Zürich, 1903.
- Poser, H. Die Periglazialerscheinungen in der Umgebung der Gletscher des Zemmgrundes (Zillertaler Alpen).
Gött.geogr. Abh. 15, 1954.
- Klimamorphologische Probleme auf Kreta.
Zschr.f.Geom. 1/2, 1957.
- Rapp, A. Studien über Schutthalden in Lappland und auf Spitzbergen.
Zschr.f.Geom. 1/2, 1957.
- Talus cones and mountain wales at Tempelfjorden, Spitzbergen.
Meddelanden fran Uppsala Geogr. Univ. Inst. 155, 1960. (a)
- Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia.
Geografiska Annaler, vol. XLII, 2-3, 1960(b).
- Studies of the postglacial development of mountain slopes.
Meddelanden fran Uppsala Univ. Geogr. Inst. 159, 1961.
- Kärkevagge. Some recordings of movements in the N-Skandinavian Mountains.
Rep. Bjul. Perygl. 11, 1962.
- Some methods of measuring the rate of periglacial denudation on steep slopes.
Vorträge des Fridtjof-Nansen-Gedächtnissymposiums über Spitzbergen.
Ergebnisse der Stauferland-Expedition 1959/60, herausg. von J. Büdel und A. Wirthmann, Wiesbaden 1965.
- Pleistocene activity and holocene stability of hillslopes (Scandinavia and Pennsylvania).
Les congrès et colloques de l'Univ. de Liège, vol.40, ("L'évolution des versants"), 1967.
- Rohdenburg, H. Einführung in die klimagenetische Geomorphologie anhand eines Systems von Modellvorstellungen am Beispiel des fluvialen Abtragungsrelief.
Giessen 1971.
- Rudberg, S. Some observations concerning mass movement on slopes in Sweden.
Meddelanden fran Uppsala Univ. Geogr. Inst. 126, 1958.

- Rudberg, S. Slow mass movement processes and slope development.
Zschr.f.Geom., Suppl. 5, 1964.
- Sakaguchi, Y. A theory of relief forming.
Bull. dept. geo. Univ. Tokyo 1, 1969.
- Sapper, K. Schuttablagerung unter der Vegetationsdecke.
Zschr.f.Geom. V/5, 1930.
- Savigear, R.A.G. Some observations on slope development in South Wales.
S.A. Inst. of Brit. Geogr., Nr.8, 1952.
- Schappelwein, K. Geomorphologische Untersuchungen in den NE-Steierischen Kalkalpen.
Geogr. Jahresbericht aus Oesterr. 1965/66.
- Scheidegger, A.E. Lithologic variations in slope development theory.
Sep.Geol. Survey Circular 485, 1964.
- Theoretical Geomorphology.
Springer, Berlin 1970.
(Auch Auflage 1961 wurde benützt.)
- Scheller, E. Geophysikalische Untersuchungen zum Problem des Taminser Bergsturzes.
Diss. ETH Zürich, 4560, 1970.
- Schmid, J. Der Bodenfrost als morphologischer Faktor.
Heidelberg 1955.
- Schultze, J.H. Ueber das Verhältnis zwischen Denudation und Bodenerosion.
"Die Erde", Zschr.d. Ges.f.Erdkunde, H.3/4, 1951/52.
- Schwarzenbach, G. Komplexometrische Titration.
Die chemische Analyse, Bd. 45, 1960.
- Seefelder, E. Zur Altersfrage der Abtragungsflächen in den nördlichen Ostalpen.
Mitt. d.Geogr. Ges. Wien, 1926.
- Semmel, A. Verwitterungs- und Abtragungerscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen).
Würzb.geogr. Arb. 26, 1969.
- Seret, G. Essai de classification des pentes en Famenne.
Zschr.f.Geom. Bd.7/1, 1963.
- Sidney, C. Denudation rate in the Alpes from geochronological and heat flow data.
American J.of Science, vol.267, 1969.
- Somm, A. Zur Geologie der westlichen Quattervals-Gruppe im Schweizerischen Nationalpark.(Grb.)
Diss. Univ. Zürich, 1965.
- Souchez, R. Théorie d'une évolution des versants.
Bull. de la soc. belge de géogr. 1961.
- Evolution des versants et théorie de la plasticité.
Sep. Rev. Belge Géogr. 87/1, 1963.

- Spitz, A./Dyhrenfuhrth, G. Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfserjoch. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz. N.F., 44, Bern 1914.
- Stiny, J. Die Muren. Versuch einer Morphographie mit besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse in den Tiroler Alpen. Wagner, Innsbruck 1910.
- Gesteinsklüfte und alpine Aufnahmsgeologie. Jahrb. d. Geol. Bundesanst. 75/1-2, 1925.
- Einiges über Gesteinsklüfte und Geländeformen in der Reisseckgruppe (Kärnten). Zschr. f. Geom. Bd. I, 1926.
- Strahler, A.N. Davis' concept of slope development viewed in the light of recent quantitative investigations. Annals, Nr. 3, vol. XL, Lancaster 1950.
- Strüby, T. Untersuchungen zur Verwitterung auf Würmterrassen im Rafzerfeld. Diss. Univ. Zürich, 1969.
- Svenson, H. Method for exact characterizing of denudation surfaces, especially peneplains, as to the position in space. Studies in Geogr., Nr. 8, Lund 1956.
- Thompson, W.F. The shape of New England Mountains, Part II. Appalachia 1961.
- Tricart, J. Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guil (Htes Alpes, France). Zschr. f. Geom. Bd. 5/4, 1962.
- Troll, C. Die Frostwechselhäufigkeit in den Luft- und Bodenklimaten der Erde. Meteorologische Zschr. Bd. 60, 1943.
- Karte und Kommentar der Jahreszeiten-Klimate der Erde. Erdkunde XVIII/1, 1964.
- Twidale, C.R. Evolution des versants dans la partie centrale du Labrador-Nouveau Québec. Annales de géogr. LVVIII/365, 1959.
- Ullmann, R. Verwitterungsdecken im südlichen Schwarzwald. Ber. natf. Ges. Freibg./B., 1960.
- VAWE Bestimmung der organischen Substanz nach Walkley und Black. (Vervielfältigung) ETH Zürich.
- Vorndran, E. Untersuchungen über Schuttentstehung und Ablagerungsformen in der Hochregion der Silvretta (Ostalpen). Diss. Schriften d. Geogr. Inst. d. Univ. Kiel, 1969.
- Wagner, A. Klimaänderungen und Klimaschwankungen. Die Wissenschaft, Bd. 92, 1940.

- Ward, W.H. The stability of natural slopes.
Geogr. J. 105-6, London 1945.
- Weippert, D. Zur Gliederung, Bildung und Altersstellung
des Kalksteinschutts am Trauf der west-
lichen Schwäbischen Alb.
Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 11, 1960.
- Weise, O.R. Bestimmung der Schuttmächtigkeit auf Fuss-
flächen durch Refraktionsseismik.
Zschr.f.Geor., Suppl.14, 1972.
- Wiegand, G. Zur Entstehung der Oberflächenformen in
der westlichen und zentralen Türkei, zu-
gleich ein Beitrag zur Hangentwicklung
und Pediplanation.
Würzb. geogr. Arb. 30, 1970.
- Wilhelmy, H. Klimamorphologie der Massengesteine.
Westermann-Verlag, Braunschweig, 1958.
- Wiman, S. A preliminary study of experimental frost
weathering.
Geografiska Annaler, XLV, Stockholm, 1963.
- Wirthmann, A. Die Landformen der Edge-Insel in SE-Spitz-
bergen.
Ergebn. d. Stauferlandexp. 1959/60, 1964.
- Wundt, W. Abtragung und Aufschüttung in den Alpen
und dem Alpenvorland während der Jetzt-
zeit und der Eiszeit.
Erdkunde Bd. VI/1, 1952.
- Wurm, A. Morphologische Analyse und Experiment Hang-
entwicklung, Einebnung, Piedmonttreppen.
Zschr.f.Geor.9, 1935.
- Young, A. Scree profiles in West-Norway.
Premier rapport de la comm. pour l'étude
des versants, Amsterdam 1956.
- Deductive models on slope evolution.
Neue Beiträge zur Hangforschung 3, 1963.
- Zoller, H. Postglaziale Gletscherstände und Klima-
schwankungen im Gotthardmassiv und Vorder-
rheingebiet.
Verh.d.Nat.f.Ges. in Basel, Bd. 77/2, 1966.

Curriculum vitae

- 1) Personalien: Hartmann-Brenner, Daisy-Claire, von Ebnat-Kappel, SG, geboren am 25.2.1947 in Winterthur.

- 2) Studiengang: 1954-1960 Primarschule in Winterthur
1960-1966 Gymnasium (Typ B) der Kantonsschule Winterthur.
1966-1970 Studium mit Hauptfach Geographie an der phil. Fak. II der Universität Zürich; Vordiplome in Chemie, Petrographie, Zoologie und Wirtschaftsgeographie, Schlussdiplom in Geographie und Geologie.
seit 1970 Arbeiten an der Dissertation unter der Leitung von Prof.Dr.G.Furrer

- 3) Berufliche Tätigkeit:
seit 1968 Hilfslehrerin oder Vikarin an verschiedenen Mittelschulen des Kantons Zürich.
1968-1972 Assistentin am Geographischen Institut der Universität Zürich.

- 4) Vorlesungen und Uebungen bei folgenden Dozenten:

Geographie: Andresen, Bachmann, Bär, Boesch, Bögli, Furrer, Gensler, Gutersohn, Guyan, Häfner, Henking, Kishimoto, Schüepp, Steiner, Steffen, Suter, Ulrich.
Geologie: Dal Vesco, Dünner, Gansser, Hantke, Hofmann, Jäckli, Trümpy
Wirtschaftswissenschaften: Büchner, Siegenthaler.
Zoologie: Burla, Chen, Hadorn, Hediger, Tobler, Wagner.
Petrographie: Burri, Weibel.
Kristallographie: Meier.
Chemie: Eugster, Hesse, Oswald.
Didaktik: Christen, Inhelder, Widmer, Woodtli.
Diverses: Biener, Jansson, Rich, Scrase, Waldmeier.