

Geomorphologische Untersuchungen zur Hang- und Talentwicklung im zentralen West-Spitzbergen

Von Erhard Bibus *

Zusammenfassung: In den nachfolgenden Untersuchungen werden geomorphologische Befunde zur Genese unterschiedlicher Taltypen (Muldentäler, Kastentäler, Trogtäler und Kerbtäler) aus dem zentralen West-Spitzbergen mitgeteilt.

Für die am Beispiel des Brentskardets besonders intensiv untersuchten Muldentäler ließ sich nachweisen, daß sie fluvioglazial angelegt und im Postglazial im Bereich ihrer Talsohle von mächtigen Schottern verfüllt worden sind. Aufgrund von Grabungsreihen konnte für die konkaven Talhänge eine Zweigliederung erkannt werden. An den Oberhängen treten zweigeteilte Schuttdecken über anstehendem und häufig von Eiskeilnetzen durchsetztem Gestein auf. Die Unterhänge sind hingegen von flachen, randlich zusammengewachsenen Schwemmkegeln überschüttet. Diese verzahnen sich mit den Schotterkörpern der Talauen und bewirken dadurch den konkaven Übergang zu den Talsohlen. Das Material der Schwemmfächer stammt aus zumeist von Schneeflecken ausgehenden Rinnen, welche die Oberhänge zerschnitten haben. Hinsichtlich der postglazialen Formung muß deshalb aus diesem Befund sowie auch aufgrund anderer Kriterien die Rinnspülung gegenüber Solifluktion und flächenhafter Abschwemmung als dominierender Faktor angesehen werden. Spülung gegenüber Solifluktion und flächenhafter Abschwemmung als dominierender Faktor angesehen werden.

Summary: This article presents geomorphological evidence on the development of the different types of valleys found in central West-Spitsbergen (Muldentäler = wide trough-shaped valleys; Kastentäler = U-shaped valleys with a flat bottom and steep slopes; Trogtäler = trough-shaped valleys with steep slopes, glacially modelled; Kerbtäler = V-shaped valleys).

Detailed studies carried out in the Brentskardet, which is typical of a wide trough-shaped valley, proved that such valleys were of fluvioglacial origin, and that during the postglacial period the valley bottoms were filled up with gravel. A series of excavations indicated that the concave slopes of these valleys can be divided into two sections: in the up-slope areas two debris layers are usually situated on top of the bedrock which is frequently dissected by ice-wedged polygons, while the down-slope areas are covered with flat, laterally coalescent fluvial fans. These fans again are closely linked to the gravel infill of the valley bottoms, and thereby form a concave transition. The material of these fans mainly originates from the V-shaped valleys dissecting the up-slope areas and usually beginning below snow patches. From these conditions it may be deduced that fluvial erosion in the form of such short V-shaped valleys rather than solifluction or erosion from extensive surficial run-off may be considered to be the dominant factor in postglacial relief formation.

1. Einleitung

Periglaziale Sedimente sind in Mitteleuropa im oberflächennahen Bereich in Form von äolischen, fluviatilen und durch Solifluktion entstandenen Ablagerungen flächenhaft verbreitet. Ihre Erforschung hat deshalb neben rein wissenschaftlichen Zielen auch praktische Bedeutung für geomorphologische, geologische, hydrologische und bodenkundliche Fragestellungen. Als ein begründetes Anliegen muß daher die Untersuchung periglazialer Sedimente und der genetisch mit ihnen verknüpften Formungsmechanismen angesehen werden. Von besonderer Bedeutung für die Reliefentwicklung sind vor allem die Prozesse der Hang- und Talentwicklung.

Nach dem klimamorphologischen System von BUDEL (1969: 167; 1971: 13) sind die rezenten Periglazialgebiete zur „subpolaren Zone exzessiver Talbildung“ zu rechnen. Ergebnisse für diese Auffassung wurden von BUDEL auf den „Stauferland-Expeditionen“ (1959—1967) gesammelt und bereits in mehreren Publikationen vorgelegt (vg. z. B. BUDEL 1960; 1962; 1969a; 1969b: 167; 1972: 283 ff.; 1972a; 1972b).

Ziel der Untersuchungen des Jahres 1973 war es nun, weitere Befunde zu diesem für die Reliefgenese so wichtigen Fragenkreis aus dem klimatisch etwas begünstigteren, gering vergletscherten und relativ gut zugänglichen Bereich Zentral-Westspitzbergens beizutragen **).

* Doz. Dr. Erhard Bibus, Geographisches Institut der Universität, Senckenberganlage 36, 6000 Frankfurt/Main.

** Die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft geförderte Expedition fand im Sommer 1973 unter Leitung von Prof. Dr. A. SEMMEL und der Teilnahme von Prof. Dr. G. NAGEL, W. MÜLLER, G. SEIDENSCHWANN und dem Verf. statt. Die vorgelegten Ergebnisse wurden durch gemeinsame Geländearbeiten erzielt. Weitere Veröffentlichungen sind durch G. NAGEL (1974), A. SEMMEL (1975) und E. BIBUS et al. (1975) erfolgt.

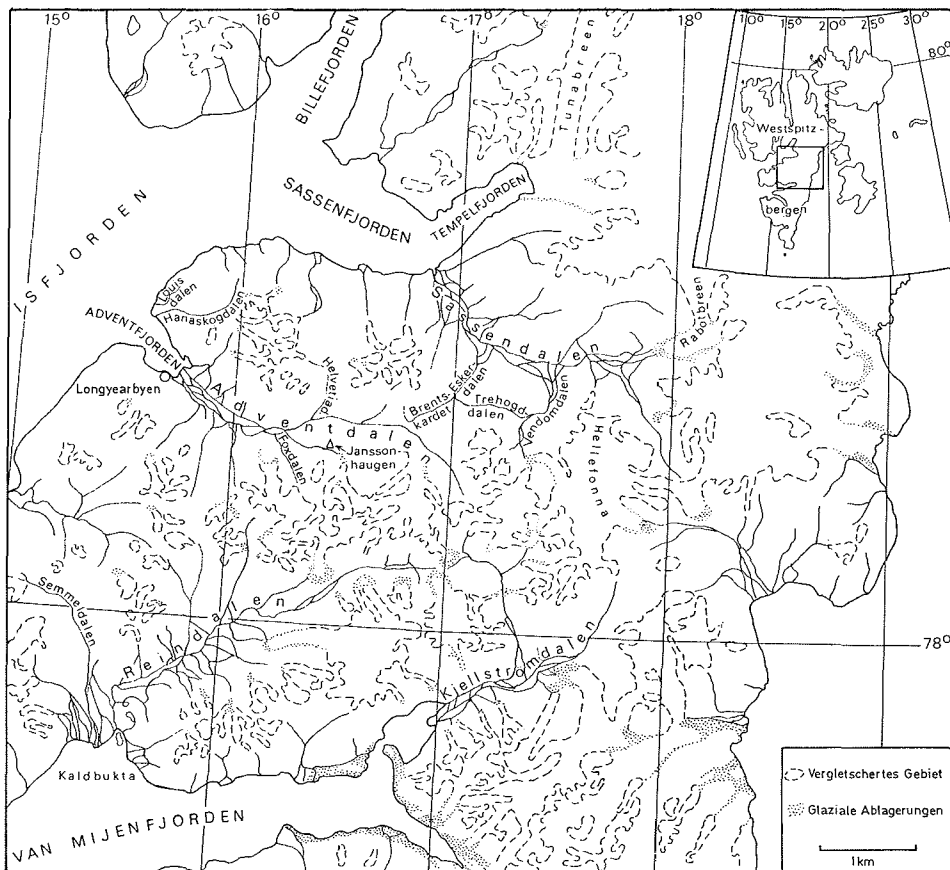


Abb. 1: Übersichtskarte und Lage des Untersuchungsgebietes im zentralen Westspitzbergen.
 Fig. 1: General map and location of studied area in central West-Spitzbergen.

Das bei ca. 78° n. Br. und 16° e. L. gelegene Arbeitsgebiet umfaßt den Raum des Adventdalen und seiner Nebentäler (vgl. Abb. 1). Intensivere Studien wurden vor allem in dem vom oberen Adventdalen durch eine flache Wasserscheide getrennten und dem Sassendalen tributären Brentskardet durchgeführt. Dieses Tal weist mit seinem muldenförmigen Querschnitt ein Profil auf, wie es gerade von BUDEL als typisch für die Periglazialtäler angesehen wird. Täler mit ähnlichem Charakter wurden von BUDEL (z. B. 1960: 76) und WIRTHMANN (1964: 34) auch aus SE-Spitzbergen beschrieben. Neben den Muldentälern sind im zentralen West-Spitzbergen auch Kastentäler (z. B. mittleres Adventdalen), trogartige Täler (z. B. unteres Eskerdalen) und zumeist recht kurze Kerbtäler verbreitet.

Abgesehen von den Kerbtälern, deren Entstehung vorwiegend im Postglazial erfolgte, sind alle anderen Täler aus glazialen Vorformen hervorgegangen. Gerade diese Tatsache sollte bei einem aktualistischen Vergleich nicht vergessen werden, da hierin wohl der gravierendste Unterschied zur Genese unserer mitteleuropäischen Periglazialtäler liegt.

2. Geologie, Vegetation, Klima und Boden

Als Ausgangsgesteine sind im Untersuchungsgebiet, welches im Bereich der geologischen Karte 1:100.000 (Bl. Adventdalen) liegt, zumeist flach einfallende und stark wechsel-

lagernde Schichten von Sand-, Ton- und Schluffsteinen sowie Schiefen und schiefrigen Schluffsteinen verbreitet, die ein triassisches, jurassisches und kreidezeitliches Alter besitzen (vgl. MAJOR & NAGY 1972: 12 ff.). Die Gesteine gehören zur Kongressfjellet-, Kapp Toscana- und Janusfjellet-Formation. Den feinkörnigeren Sedimenten können horizontbeständige Toneisensteine und Kalkkonkretionen eingeschaltet sein. Nach unseren Beobachtungen treten vereinzelt auch Basaltgänge auf, welche schichtparallel in kugeligen Lagen auslaufen können.

Bei einem jährlichen Niederschlagsmittel von 206 mm und einer jährlichen Durchschnittstemperatur von $-5,5^{\circ}\text{C}$, wobei der wärmste Monat $+6^{\circ}\text{C}$ (Juli) und der kälteste -16°C (Februar) erreicht (Messungen von 1957 bis 1965 in Longyearbyen; STEFFENSON 1969: 273), ist der Gesteinskörper bis in eine Tiefe zwischen 250 und 400 m vom Permafrost durchsetzt (vgl. MAJOR & NAGY 1972).

In den tieferen geschützten Lagen der Täler hat sich eine aus Moosen, Gräsern und Flechten bestehende Vegetation entwickelt. Diese der Moostundra i. S. von HOFMANN (1968: 55) zuzurechnende Zone hat eine hocharktische Pflanzengesellschaft, obwohl z. B. das Auftreten von *betula nana* im mittleren Adventdalen bereits Anklänge an eine mittelarktische Vegetation zeigt (vgl. RÖNNING 1964). Je nach lokalklimatischen und edaphischen Verhältnissen geht die Moostundra zwischen 200 und 600 m in die nahezu vegetationslose Frostschuttzone (i. S. von BUDEL 1960) über. In SE-Spitzbergen erfolgt dieser Übergang nach HOFMANN (1968: 16) bereits in tieferen Lagen zwischen 100 und 300 m. Insgesamt zeichnet sich daher unser Untersuchungsgebiet durch ein günstigeres Klima gegenüber SE-Spitzbergen aus und dürfte überhaupt zu den wärmsten Bereichen Spitzbergens gehören.

In der Moostundra sind Frostmusterböden in Form von "nonsorted circles" und "nonsorted stripes" sehr häufig verbreitet, während in der Frostschuttzone gut entwickelte "sorted circles" und "sorted stripes", wie sie aus der Gegend von Longyearbyen beschrieben wurden (z. B. FURRER 1956: 295), nur relativ geringe Areale einnehmen. Innerhalb der wenigen Sommermonate taut der gefrorene Boden im oberflächennahen Bereich wenige dm auf. Sehr stark ist die Auftautiefe abhängig von Exposition, Höhenlage, Vegetationsbedeckung, Gesteins- und Bodenart. Extremste Auftautiefen wurden in den ca. 520 durchgeführten Bohrungen auf vegetationsfreien Stellen mit unterlagernden grobkörnigen Sedimenten, wie z. B. Schottern angetroffen. So betrug die maximale Auftautiefe in der Talaue unter Wasserrinnen 1,10 m. Ähnliche Auftautiefen wurden auf glazifluvialen sandigen Kiesen am NE-Hang des oberen Brentskardet in ca. 90 m Höhe über der Talsohle festgestellt. Stellen mit geringster Auftautiefe von 15 cm lagen nur ca. 1 m über der Talaue und zeichneten sich durch üppige Moospolster aus. Eine der Hauptursachen für die verschiedenen Auftautiefen liegt offensichtlich in der unterschiedlichen Ausbildung der Vegetation, da mit zunehmender Vegetationsbedeckung durch die humosen Bestandteile eine isolierende Wirkung auf den Untergrund ausgeübt wird (vgl. auch HERZ & ANDREAS 1966; SEMMEL 1969; STABLEIN 1970: 56). In längeren Aufgrabungsschnitten ließ sich sogar beobachten, daß selbst kleinere Vegetationsinseln in ansonsten vegetationsfreiem Gebiet zu einem geringfügigen Ansteigen des Dauerfrostbodens führen. Innerhalb der von Moostundra bewachsenen Bereiche sind Humusstoffe zudem 3–5 cm in den Mineralboden eingedrungen, so daß sich hier als Bodentyp ein arktischer Ranker entwickelt hat.

Im Gegensatz zur Moostundra weist die nahezu vegetationsfreie Frostschuttzone einen geringeren Schwankungsbereich des Auftaubodens auf. Die Extremwerte liegen zwischen 45 und 65 cm. Böden mit einer Horizontausbildung fehlen hier selbstverständlich.

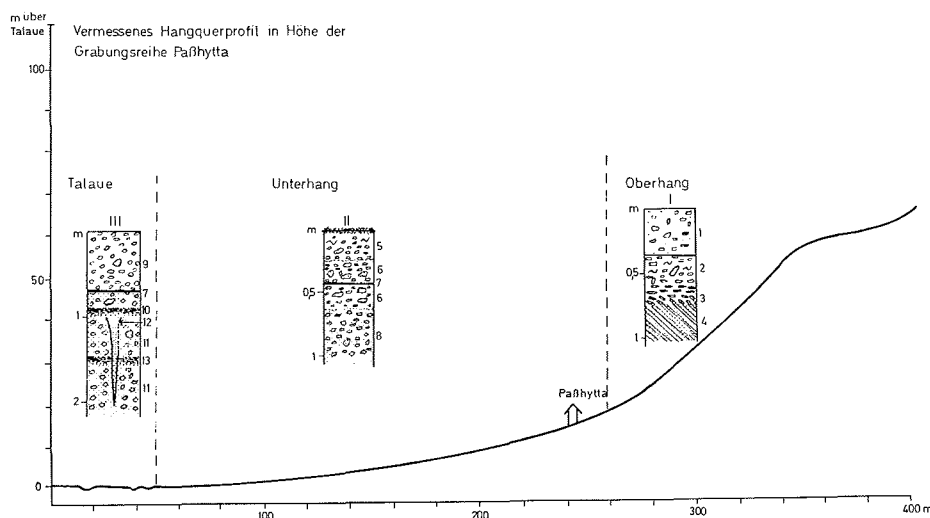
Innerhalb des Auftaubodens lassen sich häufig Aufpressungen beobachten, die jedoch selten bis an die Oberfläche durchstoßen (vgl. Abb. 6a Grabungsprofil). Nur bei extrem

krassen Substratwechseln zwischen feinkörnigerem tieferen und wesentlich größerem oberen Auftauboden scheinen Durchpressungen häufig bis zur Oberfläche zu erfolgen (vgl. z. B. SEMMEL 1969).

Da solche Fälle innerhalb des Arbeitsgebietes selten beobachtet wurden, sollten die meisten Frostmusterböden, deren Untersuchung allerdings nicht unser Ziel war, durch Einwirkungen von der Oberfläche entstanden sein.

3. Sedimente und Abtragungsvorgänge auf den Hängen der Muldentäler

In den über 50, teilweise durch Motorgrabungen bis in den Dauerfrostboden vorgetriebenen Grabungen konnten wir innerhalb des Brentskardets und seiner Einmündung in das Eskerdalen einen deutlichen Unterschied zwischen Profilen aus dem Ober- und Unterhangbereich feststellen. Morphologisch handelt es sich im Querprofil um weitgehend ungliederte, konkav ansteigende Hänge, die im unteren Bereich Neigungen bis ca. 10° , im Oberhangbereich bis ca. 20° aufweisen. Im obersten Abschnitt der Talflanken können lokal zumeist härtere Sandsteinschichten herauspräpariert sein. Dieses ist im Brentskardet sehr selten der Fall, weshalb dieses Tal am ehesten den mitteleuropäischen Muldentälern gleicht. Erst im untersten Bereich des Brentskardets im Übergang zum Eskerdalen läßt sich ein etwas steileren Oberhang häufiger anstehendes, durch Runsen zerschnittenes Gestein beobachten. Hier deutet sich bereits ein Übergang zu einem steileren Hangtyp an, der seine typische Ausprägung erst bei wesentlich stärkerer Hangneigung im sogenannten „dreiteiligen Hang“ (i. S. von BUDEL 1972: 14) oder „Spitzbergen-slope“ (i. S. von RAPP 1960) erfährt. Solche Steilhänge waren jedoch nicht das Hauptziel der Untersuchungen, da sie in reinen Periglazialtälern in Mitteleuropa selten auftreten.



ATB = Auftauboden, DFB = Dauerfrostboden

- | | |
|--|---|
| 1. „Verbraunter“ Schutt im ATB | 7. Obergrenze DFB |
| 2. Schieferschutt im ATB | 8. Schieferschutt mit wenig Sandstein |
| 3. Hakenschlagen an Obergrenze DFB | 9. ATB in Schottern |
| 4. Anstehender Schiefer im DFB | 10. 1. fossile Mooslage mit A_h -Horizont |
| 5. „Verbraunter“ (Schwemm-)Schutt im ATB | 11. DFB in Schottern |
| 6. Schieferschutt mit viel Sandstein | 12. Eiskeil |
| | 13. 2. fossile Mooslage mit A_h -Horizont |

Abb. 2: Hangquerprofil im Brentskardet mit typischen Aufgrabungen am Oberhang, Unterhang und in der Talaue.

Fig. 2: Slope cross-section in Brentskardet, showing typical excavations in up-slope, down-slope and valley bottom position.

Auf den flacheren Talhängen konnten immer wieder im Oberhang innerhalb der Grabungsreihen Profile mit nachfolgendem Aufbau nachgewiesen werden:

Typisches Oberhang-Profil (vgl. auch Abb. 2)

Neigung 16° SE; Oberfläche: Sandsteinschutt mit einzelnen Vegetationsinseln; unter Vegetation geringmächtiger A_h-Horizont.

- 0—40 cm: dunkelbrauner, schwach sandiger Schluff, vereinzelt Sandsteinbröckchen, ϕ bis 10 cm, vorwiegend eingeregelt; zur Basis zunehmender Anteil an kantengerundeten Tonsteinen und Schiefen.
Deutliche Grenze.
- 40—75 cm: grauschwarzer, toniger Lehm, steinig, vorwiegend gut eingeregelt Schieferbröckchen, kantig, zur Basis nachlassender Feinmaterialanteil, Übergang zu eckigem Schieferschutt, durchfeuchtet.
- 75—77 cm: in einer schmalen Zone aus dem Verband gelöste, zerbrochene und geringfügig hangabwärts bewegte Schiefer (Zone des Hakenschlagens).
Obergrenze Dauerfrostboden.
- 77—100 cm: anstehender grauschwarzer Schiefer.

Die am Oberhang angetroffenen Profile weisen somit eine signifikante Zweiteilung des Schuttdeckenprofils auf. Der obere Bereich der Schuttdecke (0—40 cm) besitzt eine schluffigere Ausbildung, eine bräunlichere Färbung und führt sehr viel von hangaufwärts herantransportiertes Fremdmaterial. Die untere Zone hingegen setzt sich fast ausschließlich aus unmittelbar darunter anstehendem Substrat zusammen. Der obere Bereich dieser Zone ist offensichtlich durch den Fließvorgang und Frosteinwirkung stärker beansprucht worden, so daß es zu einer Kantenrundung des Skelettanteils sowie einer Zersetzung der Schiefer zu tonigem Feinmaterial gekommen ist. Der nach unten folgende Bereich des Hakenschlagens ist geringmächtig und markiert \pm die Obergrenze des Dauerfrostbodens. Häufig ist Material der Schieferschuttdecke aufgepreßt und fahnenartig in das Hangende ausgezogen worden. Eine ähnliche Gliederung wurde von SEMMEL (1969) bereits in SE-Spitzbergen erkannt.

Als Grund für die Differenzierung müssen mehrere Gründe angeführt werden. So könnte die bräunlichere Färbung im oberen, makroskopisch auch wesentlich stärker verwitterten Bereich auf bodenbildende Prozesse zurückgeführt werden. Tonmineralogische Untersuchungen haben auch tatsächlich erbracht, daß zwar im oberen und unteren Teil des Auftaubodens mit Illit, Kaolinit und Chlorit die gleichen Minerale wie im unterlagernden Schiefer auftreten, doch zeigen sich in allen Proben nachweisbare Unterschiede in der Intensität. Während die Intensitäten im unteren Bereich des Auftaubodens noch mit dem anstehenden Schiefer identisch sind, gehen sie im oberen Bereich durchweg zurück. Ähnliches gilt für den Plagioklas, während Orthoklas und Quarz ein umgekehrtes Verhalten zeigen (Analytiker Dr. JOHANNING, Geol. Inst. Univ. Frankfurt a. M.). Außerdem läßt sich im oberen Teil des Auftaubodens ein Anstieg des oxalatlöslichen Eisenanteils nachweisen, was wahrscheinlich als Ursache für die „Verbraunung“ dieser Zone anzusehen ist. Insgesamt sprechen alle angeführten Eigenschaften für eine Verwitterung im oberen Bereich der Schuttdecke. Die starke Durchfeuchtung während der Auftauperiode im Frühjahr, die relativ lange Auftauzeit und die damit verbundene länger wirkende Fließbewegung sowie der häufige Frostwechsel dürften zu den beschriebenen Verwitterungserscheinungen geführt haben. Außerdem ist durch den schnelleren Fließvorgang ortsfremdes Material in Form von Sandstein und dessen Zersetzungsprodukten im oberen Bereich eingearbeitet worden und somit ein verändertes Ausgangssubstrat gegenüber dem fast ausschließlich aus Schiefermaterial bestehenden Liegenden entstanden. Auffallend ist indessen der starke Anstieg des Schluff- und Feinsandgehaltes in der oberen Zone, zumal keine sicheren Hinweise gefunden werden konnten, daß durch kryoklastischen Zerfall, wie er von ARNAUD & WHITESIDE (1963: 267 ff.) beschrieben wurde, Sand in kleinere Fraktionen zerkleinert worden ist. Auch Ausspülung von Ton dürfte nicht zu einer relativen Anreicherung von Schluff geführt haben, da bei Ausspülvorgängen mit hoher Wahrscheinlichkeit auch Schluff erfaßt worden wäre. Es muß deshalb stark mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß Schluff durch äolische Verlagerung in den oberen Teil des Auftaubodens eingearbeitet wurde, zumal sich auch Auswirkungen

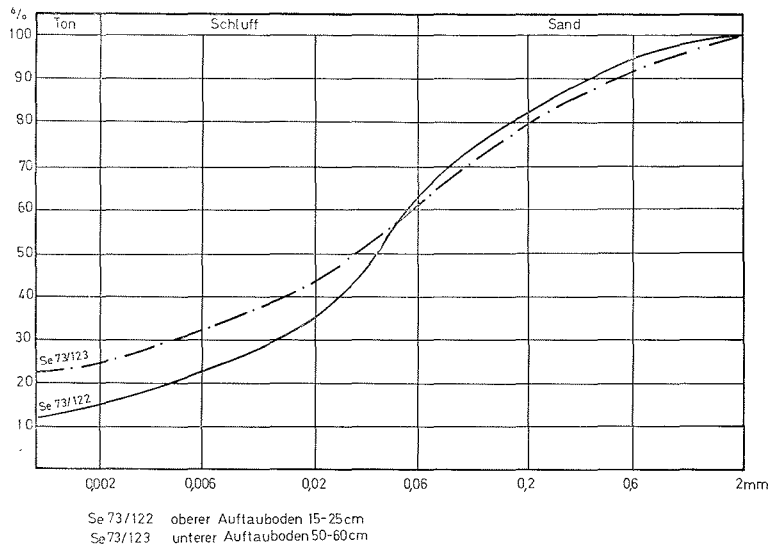
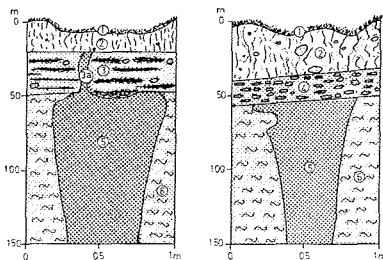


Abb. 3: Logarithmische Summenkurven von Feinmaterial aus dem oberen und unteren Bereich einer Schuttdecke am Oberhang.

Fig. 3: Logarithmic cumulative curve of fine grained material from upper and lower sections of a debris layer (up-slope area).

der Winderosion in begrenztem Ausmaß in West-Spitzbergen beobachten lassen. Bei Schwermineraluntersuchungen (Analytiker Dr. SCHEER, Geogr. Inst. Univ. Frankfurt a. M.) konnten allerdings keine Unterschiede innerhalb der Schuttdecke festgestellt werden, was jedoch wegen der weiträumig gleichbleibenden Gesteinsausbildung im zentralen West-Spitzbergen nicht unbedingt als sicherer Beweis gegen eine äolische Zufuhr gewertet werden sollte. Für die Frage der Abtragungsleistung an den Oberhängen ist von Bedeutung, daß in sämtlichen Profilen die Obergrenze des Dauerfrostbodens bei maximaler Auftautiefe in der Zone des Hakenschlagens lag. Es könnte aus diesem Befund leicht der Schluß gezogen werden, vor allem da längere Messungen nicht vorliegen, daß durch die Solifluktion eine schnelle Hangrückverlegung erfolgt. Dagegen sprechen jedoch weit verbreitete Eiskeilnetze und Beobachtungen, die bei der Aufgrabung einzelner Eiskeilspalten am Oberhang gemacht werden konnten.

So stimmt in den von üppiger Moostundra bewachsenen Eiskeilspalten die Obergrenze des Eiskeiles nicht mit der Untergrenze der im Polarsommer 1973 angetroffenen maximalen Auftautiefe überein (vgl. Abb. 4). Statt dessen befindet sich über der Obergrenze der Eiskeile noch eine aus verlagertem Schiefermaterial bestehende Schicht. Die Schuttdecke weist humose Einschaltungen auf und ist von Bodenfrost durchsetzt. In einer Grabung war die gefrorene Zone über dem Eiskeil besonders stark humos, reichlich von



DFB = Dauerfrostboden

1. Moospolster
2. Stark durchwurzelter A_{11} -Horizont
3. Humose Schicht mit lamellarem Bodeneis
3. a Vom Eiskeil ausgehende Eisschnur
4. Schieferschutt mit DFB
5. Eiskeil
6. Anstehender Tonschiefer mit DFB

Abb. 4: Grabungs-Profile von Eiskeilen am Oberhang des Brentskardets.

Fig. 4: Ice-wedge profile, up-slope area, Brentskardet.

lamellar gebändertem Bodeneis durchsetzt und von einer 4 mm breiten Eisschur durchzogen, die ihre Wurzelzone im Eiskeil besaß (vgl. Abb. 4a).

Die beschriebenen Verhältnisse erinnern sehr stark an Befunde von BÜDEL aus SE-Spitzbergen. Danach sollen die Eiskeile während des postglazialen Klimaoptimums, für das es Hinweise durch Pollenanalyse (HYVARINEN 1972) und Molluskenbestimmungen (FEY-LING-HANSEN 1965: 25) in Spitzbergen gibt, durch größere Auftautiefen gekappt worden sein. Im Zuge der nachfolgenden Klimaverschlechterung habe sich die sommerliche Auftautiefe verringert, wobei sich über dem eigentlichen Dauerfrostboden eine neue, weniger eishaltige Zone entwickelt habe. In SE-Spitzbergen läßt sich die geschilderte Auffassung durch den Nachweis eines fossilen, postglazialen Auftaubodens (20—50 cm mächtiger A_1 -Horizont) an flacheren Hängen eindeutig belegen (BÜDEL 1969a: 27; 1972: 288). Im zentralen West-Spitzbergen war es uns nicht möglich, einen vergleichbaren Bodenhorizont in den zahlreichen Grabungen zu finden. Es bestehen deshalb auch berechtigte Zweifel, die Kappung der Eiskeile dem postglazialen Klimaoptimum zuzuschreiben. Eine solche Annahme würde ja auch den doch recht unwahrscheinlichen Fall bedeuten, daß auf den bis 20° geneigten Hängen in den letzten Jahrtausenden keine nennenswerte Abtragung erfolgt ist.

Eine weiterreichende Deutung des beschriebenen Phänomens würde sich erübrigen, wenn man annimmt, daß im Jahre 1973 und vielleicht auch in den vorangegangenen Jahren durch kühlere Sommer die maximale Auftautiefe davorliegender wärmerer Jahre nicht erreicht wurde. Die starken Eislamellen in der Umlagerungszone über dem Eiskeil zeigen jedoch einen längeren Bildungszeitraum an.

Im Gegensatz zu den geschilderten Verhältnissen stehen Beobachtungen im Adventdalen, die zeigen, daß dort Eiskeile austauen und im oberen Bereich mit nachsinkendem Schutt verfüllt sind. Insgesamt scheinen somit die Bedingungen für die Weiter- oder Neubildung großer Eiskeile im zentralen West-Spitzbergen ungünstig zu sein.

Die geschilderten widersprüchlichen Befunde könnten so zu deuten sein, daß paradoxerweise eine geringfügige Klimaverbesserung zunächst gerade zu einer Anhebung des Dauerfrostbodens führen kann, da eine Klimaverbesserung eine üppigere Vegetation nach sich zieht. Die kräftigen Moospolster bewirken, wie bereits dargelegt wurde (vgl. S. 104), eine starke Isolierung gegen den Untergrund und damit zunächst automatisch eine Anhebung des Dauerfrostbodens. Besonders könnte sich dieser Effekt in Eiskeilrinnen auswirken, da durch die Schutzlage besonders günstige Voraussetzungen für die Entwicklung einer üppigeren Vegetation gegeben sind. Nicht zuletzt hat auch der in die Eiskeilrinnen gelangte Schutt zu einer geringen Erhöhung der Oberfläche geführt, was ebenfalls eine Anhebung der Dauerfrostboden-Obergrenze gefördert haben dürfte.

Uns scheinen die letztgenannten Deutungen wahrscheinlicher zu sein, als die gefrorene Zone über den Eiskeilen auf Wirkungen der Klimaverschlechterung nach dem postglazialen Klimaoptimum zurückzuführen.

Insgesamt aber sprechen die gut ausgebildeten Eiskeilnetze, die zumeist noch quer zu den Hängen verlaufen, sowie die so deutlich zweigliedrige Schuttdecke für eine relativ geringe Abtragungsleistung durch Solifluktion und flächenhafte Abspülung auf den Oberhängen. Diese Hangbereiche müssen deshalb als alte Hänge angesehen werden.

Im Gegensatz zu den Oberhängen weisen die Unterhänge im Brentskardet einen abweichenden Aufbau auf, wie sich aus dem nachfolgenden Grabungsprofil ersehen läßt (vgl. auch Abb. 2, 5).

Auch in diesem Profil ist wiederum eine schluffigere „Verbraunungszone“ im oberen Bereich des Auftaubodens entwickelt. Darunter folgt aber ein Profilabschnitt, der durch

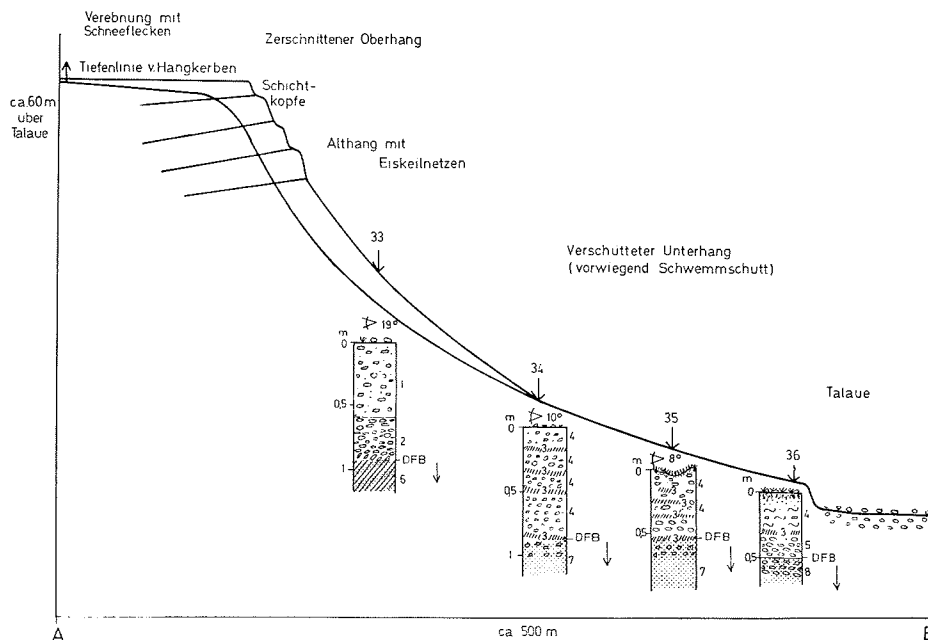
Typisches Unterhang-Profil (Aufnahme durch A. SEMMEL)

5° SE-geneigte Oberfläche mit Moos-Vegetation, vereinzelt streifenförmig gelichtet, verschorft.

- 0— 3 cm: dunkelgraubrauner Lehm, stark durchwurzelt (A_h-Horizont).
- 3— 25 cm: etwas hellerer dunkelgraubrauner Lehm mit sehr vielen Schieferbröckchen, z. T. kugelig aggregiert, vereinzelt Sandsteinbrocken. Die einzelnen Komponenten zeigen auf ihren nach oben gerichteten Oberflächen sandig-schluffige Beläge und sind überwiegend in Gefällsrichtung eingeregelt. Vielfach finden sich Wurzelreste.
- 25— 40 cm: schwerer Schieferschutt mit vielen Sandsteinbrocken, oft steil stehend, sonst überwiegend in Gefällsrichtung eingeregelt.
- 40— 60 cm: Dauerfrostboden im schwarzen Schieferschutt, viele Sandsteinbrocken und horizontale Eislamellen.
- 10—100 cm: Dauerfrostboden im schwarzen Schieferschutt mit wenig Sandsteinbrocken. Ab 65 cm Tiefe erhöht sich der Gehalt an Bodeneis deutlich, ab 80 cm nimmt er wieder ab.

wechselnde Sandsteingehalte eine deutliche Differenzierung in einzelne Schichten aufweist. In mehreren Profilen einer zweiten, am Übergang vom Brentskardet in das Eskerdalen gelegenen Grabungsreihe waren auch Einlagerungen von Geröllen und Geröllbänken festzustellen. In einzelnen Grabungen (wie z. B. im Profil 36, Abb. 5) traten am Unterhang reine Geröllschichten aus gut gerundetem Mittel- und Grobkies auf, der aus Schiefer, Sandstein, Schluffstein und Tongeröllen bestand. Darüber hinaus ließen sich in allen Grabungen an diesem Unterhang bis maximal 4 geringmächtige, fossile A_h-Horizonte nachweisen, die auf ältere, verschüttete Oberflächen hinweisen.

Bei den Unterhang-Ablagerungen handelt es sich nach den beschriebenen Eigenschaften um Schwemmfächer-Sedimente, welche mit Schuttdecken wechsellagern können. Das Material stammt aus Hangrinnen und -kerben des Oberhanges und wurde im Unterhang zu breiten, sich verzahnenden und bis zur Talauwe hinabreichenden Schwemmkegeln aufgeschüttet. Es kann dabei eine zeitweilige Verlagerung der Schwemmkegel erfolgen, so



ATB = Auftauboden, DFB = Dauerfrostboden

- 1. „Verbraunter“ ATB
- 2. Schieferschutt mit ATB
- 3. Fossile Mooslage mit A_h-Horizonten

- 4. Schwemmschutt im ATB
- 5. Gut gerundete Schotter im ATB
- 6. Anstehende Schiefer im DFB
- 7. Schwemmschutt im DFB
- 8. Gut gerundete Schotter im DFB

Abb. 5: Hangquerprofil mit Aufgrabungen im unteren Brentskardet (Lage des Profils vgl. Abb. 8).
 Fig. 5: Slope profile with excavations, lower Brentskardet (situation of profile, cf. Fig. 8).

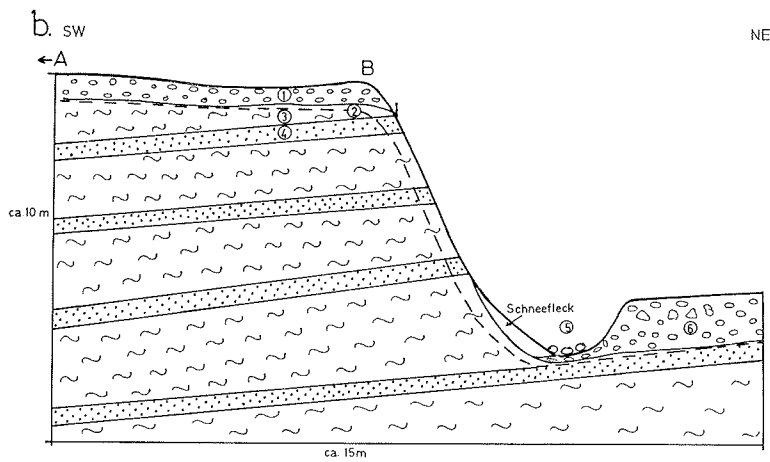
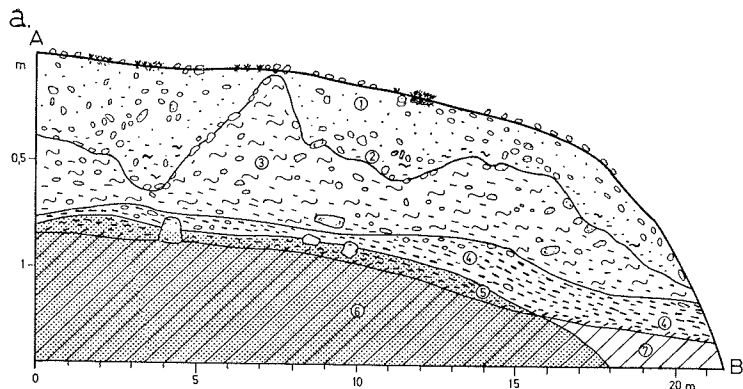
daß es zu der beobachteten Überschüttung alter, von Vegetation bewachsener Oberflächen gekommen ist. Manche Teilbereiche der Schwemmkegel können auch für längere Zeit inaktiv werden. An diesen Stellen findet man das oben geschilderte typische Unterhang-Profil mit der oberflächennahen „Verbraunungszone“. Auf in jüngster Zeit aktiven Abschnitten fehlt selbstverständlich in den jungen Sedimenten die „Verbraunungszone“. Insgesamt konnte jedoch in keiner einzigen Grabung an der Untergrenze des Auftaubodens innerhalb der Unterhänge anstehendes Gestein angetroffen werden. Sie sind deshalb eindeutig Bereiche postglazialer Akkumulation (vgl. Abb. 2 u. 5).

Es ist bereits angeklungen, daß die Hauptabtragung in den zahlreichen Runsen, Kerben und Dellen geschieht, welche die Oberhänge in z. T. enger Scharung überziehen. Dies ist nicht nur an den steileren, sondern auch auf den flacheren Hangpartien der Fall. Selbst auf den mit Moostundra bewachsenen Hängen sind häufig sehr flache Hohlformen entwickelt, die oft nur an einer intensiveren Grünfärbung der Vegetation aufgrund der günstigeren ökologischen Standorte erkennbar sind.

Fast sämtliche größeren Hohlformen der Oberhänge setzen an Schneeflecken an, die in geschützter Position im obersten Talhangbereich teilweise recht ansehnliche Nivationsnischen entwickelt haben. Ein Großteil dieser Schneeflecken überdauert den Sommer und kann deshalb über die gesamte Auftauperiode die hangabwärts folgenden Runsen mit Schmelzwasser versorgen. Der Hauptabfluß und damit die stärkste Abtragung erfolgt jedoch in der frühlommerlichen Schmelz- und Auftauzeit. Das durch die Runsenspülung abgetragene Material wird teilweise bereits am Unterhang in den Schwemmkegeln abgelagert oder direkt bis in die Talauen transportiert. Die Bäche erhalten dadurch einerseits eine sehr starke Materialzufuhr an Schwemmschutt, während die Runsen andererseits die Althänge zerschneiden und bei pendelndem Verlauf oder dichter Scharung diese sogar lokal zurückverlegen. Bei den häufig schräg einfallenden Schichten können Runsen auch auf härteren Gesteinspartien „abgleiten“, wodurch asymmetrische Hohlformen entstehen.

Ein solches Beispiel lag unweit der Grabungsreihe, aus der die eingangs beschriebenen typischen Oberhang- und Unterhang-Profile stammen. Durch die Besprechung eines solchen hangparallelen Profils werden die Untersuchungen an den Hängen vervollständigt (vgl. Abb. 6).

In dem ca. 3 m breiten und 3 m eingetieften rezenten Runsenbett stehen unter 30 cm Grobknottern und Blöcken (ϕ bis 80 cm) bereits Tonschiefer an. Auf dem flachen, heute nicht mehr überspülten Hang, der nach NE zum „Althang“ überleitet, tritt eine maximal 1,50 m mächtige Sedimentdecke auf, die nach ihrer Ausbildung und der Einregelung der Grobkomponenten eine Wechsellagerung von Schwemmschutt und Solifluktionsmaterial darstellt. Der Dauerfrostboden setzt erst mit dem anstehenden Schiefer im Untergrund ein. Der NE-Hang der Runse ist somit vor Ablagerung der Runsenfüllung tiefer gelegt worden, wobei der nach SW anschließende Althang unterschritten wurde. Ein an der Oberkante der Runse bis auf den Dauerfrostboden ausgehobener Graben (Profil A—B) zeigt im Detail den durch Aufpressungen aus dem Untergrund gekennzeichneten Auftauboden. Auf den jungen, in der Runse abgelagerten Sedimenten ist im Gegensatz zu dem Grabenprofil auf dem „Althang“ keine deutliche Zweiteilung des Auftaubodens ausgebildet. Offensichtlich reichte die Zeit zu einer „Verbraunung“ und deutlichen Korngrößendifferenzierung wie auf den älteren Schwemmkegelsedimenten am Unterhang nicht aus. Die „Verbraunungszone“ fehlt selbstverständlich auch an allen Stellen, an denen durch junge Abtragung die Schuttdecken ausgeräumt worden sind. Als Ergänzungsbeispiel für eine kleine, nur ca. 50 cm tiefe und 4 m breite Hangmulde, die am NW-exponierten Hang des Brentskardets liegt, sei eine weitere Aufgrabung wiedergegeben (vgl. Abb. 7).



ATB = Auftauboden, DFB = Dauerfrostboden

1. „Verbraunter“ ATB

2. „Verbraunter“ ATB, stark mit Schieferzersatz durchmischt

3. ATB aus Schieferzersatz, stark lehmig

4. Schieferschutt über DFB

5. Obergrenze ATB mit darunter folgender Zone des Hakenschlagens

6. DFB im anstehenden Schiefer

7. Anstehender Schiefer ohne DFB

b.

1. ATB am Althang

2. Obergrenze DFB

3. Tonschiefer

4. Tonsteinbänke

5. Schwemmschutt in rezenter Runse

6. Schwemm- und Solifluktionsschutt über tiefergelegter Hangpartie am flacheren Runsenhang

Abb. 6: Hangparalleles Profil und Aufgrabungen im unteren Brentskardet mit Detailaufnahme am Oberhang.
Fig. 6: Slope profile and excavations parallel to slope, lower Brentskardet. Detail from up-slope area.

Im Untergrund lag als anstehendes Gestein einfallender Sandstein unterschiedlicher Körnigkeit und Tonschiefer vor. Die Schichtköpfe waren an den Schichtfugen durch millimeterdicke Eislagen teilweise auseinandergedreht. Über den grobkörnigen Sandsteinen befand sich eine Sandlage mit eingeregelteten, schwach gerundeten Sandsteinbröckchen, die durch kryoklastischen Gesteinszerfall aus dem unterlagernden Sandstein hervorgegangen waren. Hier ließ sich sehr deutlich die Wirkung der von BUDEL (1969 a) erkannten Eisrinde ablesen. Über dem anstehenden Schiefer lag schwach verlagertes Schieferschutt. Im zentralen Teil der Hohlform war der gesamte „verbraunte“ Auftauboden sowie der vorwiegend aus Schiefer bestehende tiefere Schutt bis auf die Zone des Hakenschlagens ausgeräumt. Im Muldentiefsten befand sich ein Steinpflaster aus Sandstein-Blöcken, welches als der schwer transportierbare Skelettanteil der abgetragenen

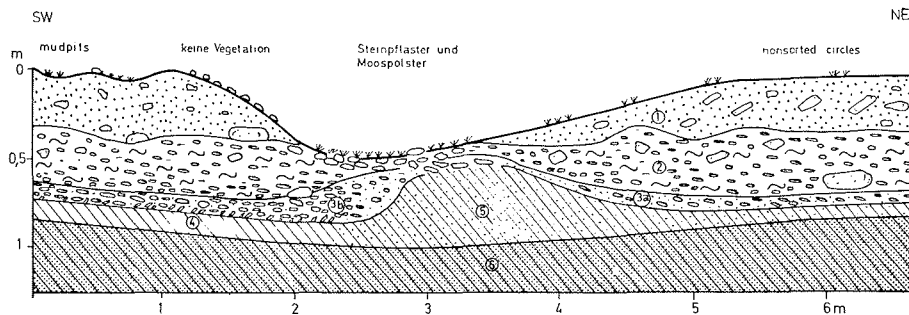


Abb. 7: Grabung durch eine Runse am nw-exponierten Talhang des Brentskardet

Abb. 7: Grabung durch eine kleine Mulde am nw-exponierten Talhang des Brentskardets.

Fig. 7: Cross-section of a small depression on the NW-facing slope of Brentskardet.

Schuttdecken anzusehen ist. Die Aufgrabung zeigt sehr einprägsam, welche entscheidende Wirkung der Runsenspülung selbst bei kleinsten Formen für die Abtragung zukommt.

Zusammenfassend läßt sich somit nach den Einzelbefunden aussagen, daß im zentralen West-Spitzbergen im Oberhangbereich zwar eine Abtragung durch Solifluktion und flächenhafte Abspülung wirkt, doch scheinen diese Vorgänge im Gegensatz zu anderen Periglazialgebieten zumindest auf den „Althängen“ keine entscheidende Rolle zu spielen. Die Hauptabtragung vollzieht sich nach unserer Auffassung vielmehr in einer äußerst wirksamen Runsenspülung, die zu einer Zerschneidung der „Althänge“ führt. Insofern können Ergebnisse anderer Autoren (KLIMASZEWSKI 1960: 165; RAPP: 1961: 11; MECKELEIN 1965: 33 ff.), wonach auf den Hängen West-Spitzbergens die morphologische Aktivität recht gering sei, zumindest teilweise für die „Althänge“ bestätigt werden.

Die Intensität der Runsenspülung nimmt bereits mit stärkerer Hangneigung durch die Häufung der Runsen zu. Als eindrucksvolles Beispiel sei auf die Detail-Kartierung in Abb. 8 hingewiesen, in der auf einem Hangabschnitt von 2 km Länge über 30 Hohlformen im Oberhangbereich mit einer durchschnittlichen Tiefe von 3 m und einer maximalen von 15 m angetroffen wurden. In dem Profil AB (vgl. Abb. 5 u. 8) konnten zwischen den Runsen noch die eingangs beschriebenen typischen Ober- und Unterhangprofile festgestellt werden. Auch hier ließ sich an keiner Stelle im Unterhangbereich frisches Gestein, sondern nur Schwemmkegelsedimente beobachten. Letzteres gilt auch für die steileren „dreiteiligen Frosthänge“ i. S. von BUDEL (1970; 1972 a: 14), wie sich in dem Trogtal des Eskerdalen anhand von Aufgrabungen nachweisen ließ.

Welche Auswirkung neben Solifluktion, Abspülung und vor allem der Runsenspülung noch andere Abtragungsvorgänge, wie z. B. die von WILLIAMS (1959: 6) als „inner erosion“ und von BUDEL (1962: 352; 1969: 25) als „Drainagespülung“ bezeichnete Feinmaterialausspülung im Auftauboden besitzt, läßt sich schwer abschätzen. Nach unseren im Sommer 1973 gemachten Beobachtungen tritt in den Grabungen über dem Dauerfrostboden sowie an den Unterhängen nur ungetrübtes Wasser aus. Zur Zeit der Schneeschmelze mag allerdings die Drainagespülung bei nur oberflächlich aufgetautem Boden eine beobachtbare Auswirkung erreichen.

4. Die morphologischen Vorgänge in den Talauen der Muldentäler

Wichtige Aussagen über das Ausmaß der Taleintiefung in den Periglazialgebieten lassen sich aus dem Aufbau der Talauen gewinnen. Gerade diesem Bereich wurde deshalb bei unseren Untersuchungen besondere Aufmerksamkeit geschenkt.

Nach Auffassung von BUDEL (1969; 1972 a: 19) sollen die Schotterkörper in den Peri-

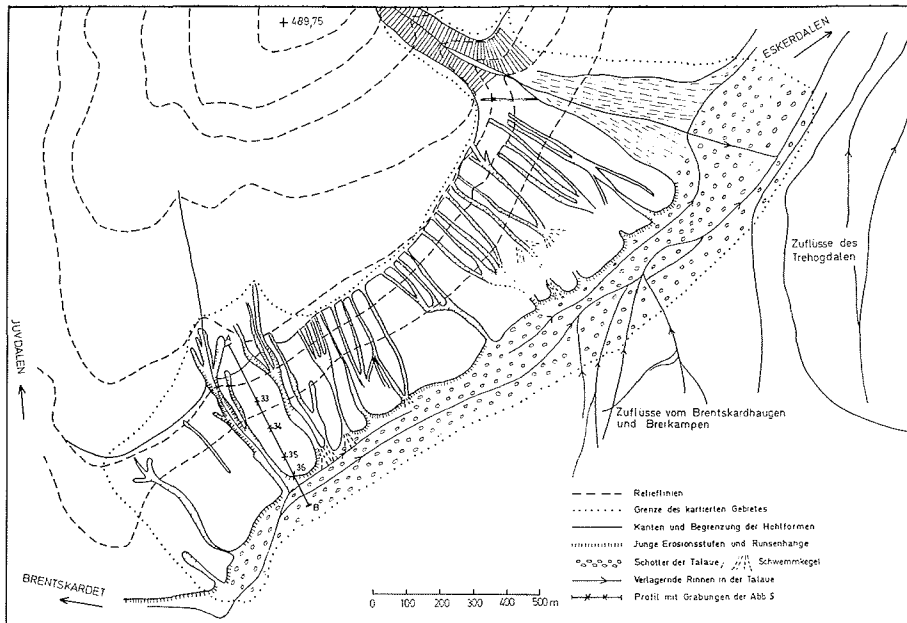


Abb. 8: Morphologische Kartierung am se-exponierten Talhang zwischen unterem Brentskardet und Eskerdalen.

Fig. 8: Morphological mapping on SE-facing slope between lower Brentskardet und Eskerdalen.

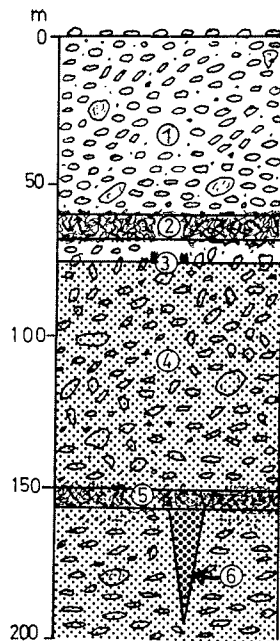
Im Übergang vom Brentskardet zum Eskerdalen ist der se-exponierte Talhang im oberen Bereich (ca. 15–28° Hangneigung) von Hohlformen (durchschnittl. Tiefe 3–5 m; maxim. Tiefe 20 m) engmaschig zerschnitten. Im Mittelhangbereich laufen die meisten Runsen und Kerben aus oder sind nur undeutlich zu erkennen. Im gesamten Unterhang (5–10° Neigung) liegen vorwiegend Schwemmfächer-Sedimente vor (auf der Karte sind nur die auch morphologisch gut erkennbaren Schwemmfächer wiedergegeben). Anstehendes Gestein konnte hier nirgends beobachtet oder ergraben werden, obwohl der Bach den untersten Hangbereich infolge einer Gefällsversteilung und abdrängenden Wirkung der se-lich einmündenden Zuflüsse zer- bzw. unter schnitten hat. Dies zeigt deutlich, in welchem Ausmaß die Unterhänge verschüttet sind.

glazialgebieten, der Zone der „exzessiven Talbildung“, nur geringmächtig sein und zeitweilig in ihrer Gesamtheit umgelagert werden, wobei an ihrer Basis durch die Eisrinde aufgelockertes, anstehendes Gestein aufgearbeitet wird. Die Eintiefungsbeträge seien mit 1–3 m pro Jahrtausend sehr hoch. Um den gleichen Betrag sollen auch die Hänge zurückverlegt worden sein, weshalb die konkaven Muldenhänge ohne Stufen in die Talauen überleiten.

Gerade für diesen Taltypus wurde bei unseren Untersuchungen im Brentskardet erkannt, daß bereits die Unterhänge verschüttet sind. Es kann schon deswegen vermutet werden, daß sich die Sedimente von den Unterhängen in die Talauen fortsetzen.

In der Tat wurden auch in sämtlichen Grabungen innerhalb der Talau nur mächtige Schotterkörper und an keiner Stelle präquartäre Schiefer oder Sandsteine angetroffen. Innerhalb der bis zu 30 m breiten und nur von flachen Rinnen (Tiefe bis 60 cm) durchzogenen Talau des Brentskardets haben wir Profile bis zu einer Tiefe von 2 m ergraben, wie sie in Abb. 2 u. 9 dargestellt sind. Zur Zeit der Untersuchungen waren die Schotterflächen bereits bis auf tiefere Rinnen trockengefallen und die maximale Auftautiefe mit ca. 75 cm unter den trockengefallenen Schottern und ca. 1 m unter den wasserführenden Rinnen erreicht.

Im Bereich des Auftaubodens wiesen die bis 15 cm langen und vorwiegend aus Ton-schiefern bestehenden Schotter eine deutliche, z. T. dachziegelartige Schichtung auf. Im



1. ATB im Schotter
2. 1. fossile Mooslage mit A_h-Horizont
3. Obergrenze DFB
4. DFB im Schotter
5. 2. fossile Mooslage mit A_h-Horizont
6. Fossiler Eiskeil

Abb. 9: 2-m-Aufgrabung im Schotterkörper der Talsohle im Brentskardet.

Fig. 9: Excavation (depth 2 m) in gravel infill, valley bottom of Brentskardet.

Bereich des Dauerfrostbodens hingegen waren die Schotter ziemlich unregelmäßig gelagert und zur Obergrenze häufig gespalten. In sämtlichen Grabungen wurden bis zu zwei fossile A_h-Horizonte mit bis zu 3 cm mächtigen Mooslagen angetroffen, unter denen in einer Zone von 20 cm das Bodeneis maximale Anreicherungen aufwies. Kräftigere Eislinen und eiskeilähnliche Formen sind vereinzelt unter den fossilen A_h-Horizonten ausgebildet. Da die humosen Lagen, die auch in Bohrungen angetroffen wurden, eine gewisse Durchgängigkeit aufweisen, müssen sie als fossilisierte Landoberflächen gedeutet werden. ¹⁴C-Datierungen von organischer Substanz eines A_h-Horizontes aus 75 und 125 cm Tiefe ergaben Alter von 1780 ± 105 a. b. p. (Hv 6105) und 1785 ± 120 (Hv 6106). Moosreste aus einer anderen, bei 160 cm Tiefe entnommenen Grabung erbrachten bereits ein Alter von 6810 ± 175 (Hv 6101) Jahren.

Völlig davon abgesehen, ob die ¹⁴C-Daten die wahren Alter ergeben haben, bleibt festzuhalten, daß in der Talaue bis zu 2 m Tiefe eingeschaltete ältere, überschüttete Böden vorliegen, die eine kontinuierliche Sedimentation im Talauenbereich anzeigen. Ursprünglich sollte in einer tieferen Grabung erkundet werden, ob die Gesamtmächtigkeit der Schotter 4 m Mächtigkeit übersteigt. Ein solches Vorhaben erübrigte sich jedoch, da in einer für unsere Fragestellung einmaligen Situation im unteren Brentskardet die gesamte Talaue durch einen Pingo fast 40 m relativ herausgehoben war. Der Pingo ist, ähnlich wie auch in anderen Fällen innerhalb des Untersuchungsgebietes, an einer Stelle entstanden, an der Basalte das Anstehende durchdrungen haben. An seiner Oberfläche ist der Pingo von bis zu 8 m tiefen Spalten überzogen. PIPER & PORRIT (1969: 81 ff.), die einige Pingos in Spitzbergen bearbeitet haben, erwähnen auch diesen Pingo mit aufgedrückten Schiefen und Schottern, gehen jedoch nicht auf die speziellen Bedingungen ein. Die aufgedrückten Schiefer werden im oberen Bereich des Pingos von Schottern überlagert, die eine Mächtigkeit bis zu 7 m erreichen. Die Schotter weisen eine deutliche Zweiteilung in einen unteren, 1,50 m mächtigen Abschnitt auf, in denen die Gerölle gelb-rötlich gefärbt und teilweise stark vergrust sind. Auch konnten im unteren Teil Basaltkugeln, die

als Magmenausläufer in den Gesteinen Spitzbergens vorkommen, beobachtet werden. Offensichtlich wurde in diesem Abschnitt des Schotter sehr viel zersetztes Material aus Kontaktzonen von Basaltgängen aufgearbeitet, weshalb die nichtvulkanischen Komponenten einen so starken Zersetzungsgrad aufwiesen. Der obere Schotterbereich entspricht in seiner Ausbildung und Zusammensetzung weitgehend den in der Talaue ergrabenen Sedimenten.

In einer der erwähnten Pingospalten konnte das Pingoeis in 80 bis 100 cm Tiefe unter Schutt ergraben werden. In dem von den Spaltenwänden stammenden Schutt ließen sich Rentierknochen und an der Basis zum Dauerfrostboden Moosreste nachweisen, für die ein ^{14}C -Alter von 1875 ± 470 a. b. p. (Hv 6110) gemessen wurde. Das Mindestalter des Pingos liegt damit nicht weit von dem Wert 2400 a. b. p. entfernt, den SVENSSON (1970: 174) durch die Datierung eines Driftholzes von einem Pingo aus dem Mündungsbereich des Adventdalen ermittelt hat. Nach den vorliegenden Daten scheint die Genese des Pingos zeitlich begrenzt zu sein. Möglicherweise hängt sie mit der subatlantischen Klimaverschlechterung zusammen.

Für den Pingo im Brentskardet läßt sich insbesondere aussagen, daß zu seiner Bildungszeit in der Talaue eine Verschüttung von 7 m Mächtigkeit vorhanden war. Dies ist zweifelsfrei, da die Auflagerungsfläche der Schotter unter die rezente Talaue abtaucht. Außerdem muß berücksichtigt werden, daß die Schotter auf dem steilhängigen Pingo seit der Heraushebung einer Abtragung unterlagen, während in der Talaue im gleichen Zeitraum wahrscheinlich weiterhin Sedimentation herrschte. Die angegebene Schottermächtigkeit entspricht deshalb nur einem Mindestwert, der durch die tatsächliche Auffüllung übertroffen werden dürfte.

Nach diesen Ergebnissen muß es als gesichert angesehen werden, daß in den „typischen Periglazialtälern“ im zentralen West-Spitzbergen in jüngster Vergangenheit keine Taleintiefung erfolgt ist, sondern vielmehr eine Talverschüttung. Eine Umlagerung der Schotterkörper in ihrer gesamten Mächtigkeit und eine Aufarbeitung des unterlagernden Anstehenden ist unmöglich, da der sommerliche Auftauboden nur maximal ca. 1 m Tiefe in der Talaue erreicht. Davon abgesehen hätten sich die durchgängigen fossilisierten A_h -Horizonte bei einer gesamten Umlagerung der Schotter innerhalb der Talaue nicht erhalten können. Selbst die oberflächennahen Schotter in der Zone des sommerlichen Auftaubodens werden nicht einmal in ihrer Gesamtheit umgelagert, da gerade zur Zeit der größten Auftautiefe die Wasserführung der Bäche ein Minimum erreicht und praktisch der größte Teil der Talaue trockengefallen ist. Bei stärkster Wasserführung in der Schmelzperiode des Frühjahrs hingegen, wenn das Wasser die größte Transportleistung vollbringen könnte, sind die Schotter fast bis zur Oberfläche gefroren und damit nicht umlagerungsfähig.

Wir können somit die von BUDEL (1969 a) angenommene und auf die Wirkungsweise der „Eisrinde“ zurückgeführte „exzessive Talbildung“ für Täler vom Typ des Brentskardets im zentralen West-Spitzbergen für das Postglazial nicht bestätigen. Zwar zieht die von BUDEL (1969 a) entdeckte „Eisrinde“ von den Hängen in die Talaue hinein, jedoch liegt ihre Obergrenze innerhalb der Talauen heute nicht im anstehenden Gestein, sondern im obersten Bereich der mächtigen Talauftschüttungen. Auch für unsere echten Periglazialtäler in Mitteleuropa läßt es sich schwer vorstellen, daß die in ihnen noch erhaltenen periglazialen Schotterpakete in ihrer durchschnittlichen Mächtigkeit von über 5 m in den Kaltzeiten in ihrer Gesamtheit umgelagert wurden (vgl. z. B. BIBUS 1971: 223; Diskussionsbemerkung von BLUME in BUDEL 1972 a: 16).

Damit soll keinesfalls in Frage gestellt werden, daß unter speziellen Klimaverhältnissen mit einer stärkeren Wasserführung der Flüsse bei gleicher oder sogar geringerer Schuttfuhr es auch im Periglazialbereich zu einer Taleintiefung kommen kann (vgl. z. B. die

Ergebnisse von SEMMEL (1972) für Mitteleuropa). Nur scheinen uns solche Klimaverhältnisse heute in Spitzbergen nicht zu herrschen. So konnte auch in keinem der bisher aufgedugenen Muldentäler in Spitzbergen unter dem Auftauboden innerhalb der Talaue anstehendes Gestein beobachtet werden (vgl. auch BUDEL 1972 a: 11 Fig. 4). Nach WIRTHMANN (1964: 34) sind fast alle Muldentäler auf der Edge-Insel in SE-Spitzbergen Vorzeitformen und sollen aus dem Jungpleistozän stammen.

5. Zur Genese der Kasten- und Kerbtäler

Neben den geschilderten Muldentälern und den noch eindeutig als glazial zu erkennen den Trogtälern sind im Untersuchungsgebiet noch Täler vertreten, die im Holozän insgesamt oder nur in gewissen Talabschnitten mit einer breiten Talsohle in die glazifluviale Vorform eingeschnitten worden sind. Es ist dabei ein Taltypus mit steilwandigen, fast senkrechten Hängen und breiter, ebener Talsohle entstanden. Diese als Kasten- oder auch Kerbsohlentäler (mit steilen Hängen) zu bezeichnenden Täler unterliegen im Gegensatz zu den aufgeschütteten Muldentälern einem völlig andersartigen hydrologischen Regime. Sämtliche dieser Kerbsohlentäler stehen nämlich mit Gletschern in Verbindung und werden somit vorwiegend von Gletscherschmelzwässern gespeist. Offensichtlich reicht die Wasserführung in diesen Tälern aus, die gesamte Schotterfracht teilweise zu bewegen und die Talsohle tiefer zu legen. Die Hangabtragung hingegen konnte der Eintiefung in keiner vergleichbaren Weise folgen, so daß die Hänge mit scharfem Knick aus der Talsohle aufsteigen, steilwandig sind und fast nicht zurückverlegt wurden. Dieser Taltyp ist selbstverständlich vorwiegend in Abschnitten mit starken Gefällsstrecken und steilen Stufen entstanden, die ja häufig in Glazialtälern vorkommen. In glazial übertieften Talabschnitten oder zur Erosionsbasis hin herrscht auch in solchen Tälern die Akkumulation vor.

Intensivere Studien an einem solchen vorwiegend auch heute noch glazifluvial geformten Tal wurden im Adventdalen durchgeführt. Das Längsprofil zeigt die für Glazialtäler typischen Gefällstufen. Die ursprüngliche Talsohle des Glazialtales taucht im Unterlauf unter das Meeresniveau ab. In diesem Bereich erfolgt deshalb heute Aufschüttung.

Der Adventelva hat hier einen bis 3,5 km breiten Talboden aufgeschüttet, der sich deltaartig in den Adventfjord vorschiebt. In Höhe des Foxdalen und unterhalb des Janssonhaugen taucht das Anstehende steil auf und läßt sich auf einer 100-m-Verebnung weiter in das Adventdalen verfolgen. E-lich der Mündung des Janssondalen werden die unter der Verebnung anstehenden Schiefer von bis zu 50 cm mächtigen, sandigen Schottern bedeckt, die oberflächlich Salzausblühungen aufweisen. Es handelt sich bei der Verebnung in ± 100 m ü. NN um eine der ältesten Strandterrassen, die sich um den gesamten Adventfjord zieht und weit in das Adventdalen zurückgreift. Dem anstehenden Ton-schiefer sind in Höhe der Mündung des Janssondalen mächtige Deltaschüttungen vorgelagert, die am Rande der heutigen Schwemmkegel des Janssondalen in einer Höhe bis 12 m angeschnitten sind. Die Sedimente bestehen aus gut gerundeten, z. T. kreuzgeschichteten Schottern und grauen, von humosen Lehmändern durchsetzten Sanden. Die aus Sandstein, Schiefer, Quarz und Basalt bestehenden Schotter sind sehr stark vergrust und häufig durch Frostsprennung gespalten. Aufgrund der Höhenlage und des Verwitterungsgrades handelt es sich um relativ alte Sedimente. Zur Bildungszeit der 100-m-Strandterrasse kann somit die Talsohle des Adventdalen in diesem Talabschnitt noch nicht eingeschnitten gewesen sein. Heute jedoch hat sich der Adventelva mit einer ca. 200 m breiten Talsohle um 40 m in die 100-m-Strandterrasse eingeschnitten. Es wäre nun interessant, den Zeitraum der Eintiefung durch eine Datierung der marinen Terrassen zu fixieren. Für vergleichbare hochgelegene Terrassen wurden von FEYLING-HANSEN (1965: 28) im Billenfjord (innerer Isfjorden) an bei 84,5 ü. NN aufgesammelten Muschelbruchstücken ein ^{14}C -Alter von 20 000 a. b. p. festgestellt. Von uns entnommene Pflanzen-

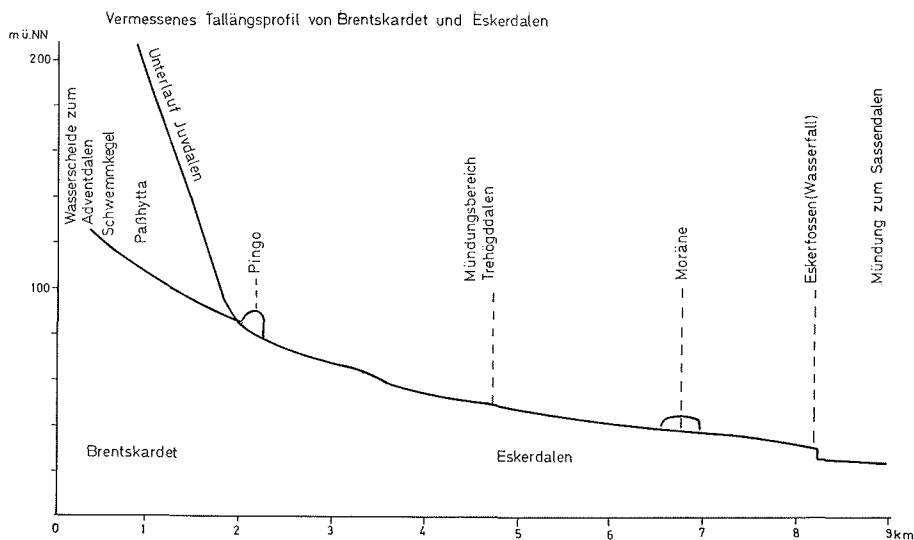


Abb. 10: Tallängsprofil von Brentskardet, Eskerdalen und unterem Juvdalen.
 Fig. 10: Length-profile of Brentskardet, Eskerdalen and lower Juvdalen.

reste aus einem bei 80 m liegenden Niveau unterhalb des Janssonhaugens ergaben ein ^{14}C -Alter von $14\,250 \pm 20$ Jahren b. p. (Hv 6115). Nach unserer Meinung müssen jedoch beide Werte als zu hoch angesehen werden, da es uns unvorstellbar ist, daß Zentral-Westspitzbergen zu diesem Zeitpunkt bereits eisfrei gewesen sein soll. Von weiteren Schlüssen wird deshalb Abstand genommen. Oberhalb des Janssonhaugens wird die Eintiefung des Adventdalen zunehmend geringer, bis sie sich im obersten Talabschnitt in der bis 2 km breiten fluvioglazialen Aufschüttungsebene der Schmelzwasserbäche des Drönbreen verliert. Die größeren Flüsse haben somit die Stufen im Tallängsprofil weitgehend ausgeglichen. Anders ist dies hingegen bei den Tälern, die nur wenig oder gar keinen Zufluß von Gletscherbächen besitzen.

So weisen das Brentskardet (vgl. Abb. 10) und das Trehögddalen deutliche Gefällsbrüche bei der Mündung in das Eskerdalen auf. Das Eskerdalen seinerseits mündet sogar mit einem 8 m hohen, an einer Tonstein-Bank ausgebildeten Wasserfall (Eskerfossen, vgl. Abb. 10) in das Sassendalen. Erwähnenswerterweise wurden in dem zerschnittenen Bereich nicht nur Tonschiefer, sondern vorwiegend lockere Deltaschüttungen einer mittelholozänen Strandterrasse ausgeräumt. Das Längsprofil solcher Täler ist somit weder ausgeglichen noch hat die Abtragung in den Mittel- und Oberlauf zurückgegriffen. Es überrascht deshalb auch nicht, daß z. B. im Eskerdalen eindeutige Oos- und Moränenreste im Niveau der Talaua anzutreffen sind.

Das heute von keinem Gletscherfluß mehr gespeiste Louisdalen am NE-Ausgang des Adventfjord besitzt an seiner Mündung zum Adventfjord eine durch Schnellen ausgezeichnete Gefällsstrecke. Dabei konnte der Bach im anstehenden Tonschiefer und Sandstein ausgebildete Strandterrassen zwischen 65 m und 110 m Höhe, die sicherlich älter als mittelholozän sind, nur geringfügig zerschneiden. In beiden Fällen ist somit die holozäne Erosionsleistung äußerst schwach gewesen, so daß es zu keinem Ausgleich im Längsprofil kommen konnte. Das unmittelbar südlich vom Louisdalen mündende Hanaskogdalen, welches durch Zuflüsse von sieben Gletschern gespeist wird, hat hingegen die Stufe zum Adventfjord in einem schluchtartigen Durchbruch zerschneiden.

Im Gegensatz zu den maßgeblich glazial angelegten Tälern dürften die kurzen Kerbtäler im Untersuchungsgebiet ein vorwiegend holozänes Entstehungsalter besitzen. Günstige Voraussetzungen für ihre Bildung waren in allen solchen Gebieten gegeben, in denen — wie im Landesinneren durch glaziale Übertiefungen oder an der Küste durch Heraushebung — große Reliefunterschiede geschaffen worden waren. Beim Schmelzwasserzufluß von Gletschern und größeren Schneeflecken sind glazial verstellte Hangbereiche von Kerbtälern scharf zerschnitten worden. Im Längsprofil hängen solche Kerbtäler deutlich über den glazial geformten Haupttälern (vgl. Abb. 10, Mündung des Juvdalen). An ihren Mündungen haben sich steile, zur Talauwe hin stark verbreiternde Schwemmkegel entwickelt, deren Sedimente sich mit den Schottern der Talauwe verzahnen.

Abschließend sei noch kurz auf Verebnungen hingewiesen, die im unteren Adventdalen und im Küstenbereich des Adventfjords unterhalb des bereits erwähnten Strandterrassen-Niveaus zu beobachten sind. Insgesamt konnten bis zu 10 Verebnungsleisten (z. B. Hotellneset) auskartiert werden, von denen mehrere mit Geröllen oder marinen Sedimenten bedeckt sind. Es handelt sich somit um eine Strandterrassen-Treppe. Interessanterweise wurden im oberen Adventdalen über den ältesten Strandterrassen noch mehrere Verebnungen angetroffen, deren Deutung noch völlig offen ist. Während ein Teil dieser Leisten strukturbedingte Formen sein können, fällt doch für einzelne Niveaus eine Höhenkonstanz bei schräg einfallenden Schichten im Untergrund auf. Manche Niveaus sind auch mit einer Schotterstreu oder sogar mächtigeren sandig-kiesigen Sedimenten bedeckt. Möglicherweise sind einzelne der genannten Verebnungen sogar einem präglazialen Relief zuzuordnen, wobei die auf ihnen lagernden Sedimente durchaus glazifluvialer Natur sein können.

6. Zusammenfassung

Im zentralen West-Spitzbergen wurden geomorphologische Untersuchungen zur Genese von Tälern mit unterschiedlichen Querprofilen durchgeführt. Besonders galt unser Interesse der Hang- und Talentwicklung von Muldentälern. Dabei zeigte sich, daß die Prozesse der Hangformung sehr differenziert ablaufen können. Neben älteren Oberhängen mit einem zweigeteilten Auftauboden und großen Eiskeilnetzen gibt es in den oberen Bereichen der Muldentäler auch jung abgetragene Partien, denen diese Eigenschaften fehlen. Die Hauptabtragung leistet nach unseren Beobachtungen nicht Solifluktion und flächenhafte Abspülung, sondern eine sehr wirkungsvolle Runsenspülung. Eine „exzessive Talbildung“ (i. S. von BUDEL) ließ sich in den Periglazialtälern ähnelnden Muldentälern nicht bestätigen. Vielmehr handelt es sich gerade bei diesem Typ um bereits vom Unterhang durch zusammengewachsene Schwemmkegel bis in die Auen hinein verschüttete glazifluviale Täler. Die Sedimente stammen aus den vielen Hangrunsen des Oberhanges. Die Eistrinde kann unter den rezenten Verhältnissen für eine Eintiefung und Hangrückverlegung der Unterhänge nicht wirksam werden, da sie sich nicht unter dem Auftauboden im anstehenden Gestein, sondern in dem aufgeschütteten Material befindet. Nennenswerte Eintiefung vollzieht sich unter einem Ausgleich des Längsprofils nur in Teilabschnitten stark gestufter, glazifluvialer Täler mit starkem Zufluß von Gletscherbächen. Es haben sich dabei in den alten glazifluvialen Talböden steilwandige Kastentäler eingeschnitten, kleinere glazifluviale Täler mit geringem oder fehlendem Zufluß von Gletscherbächen konnten dagegen ihre Gefällsbrüche bis heute nicht ausgleichen. In den glazial übertieften Gebieten mit sehr starken Reliefunterschieden sowie an den durch junge Heraushebung entstandenen Steilküsten sind junge, kurze Kerbtäler mit vorgelagerten Schwemmfächern zu beobachten, deren Entstehung, im Gegensatz zu allen anderen Taltypen, fast ausschließlich im Postglazial erfolgt ist.

Literatur

- Arnaud, R. J. St. and I. P. Whiteside (1963): Physical Breakdown in Relation to Soil Development. — Journ. Soil Science, 14: 267—281; Oxford.
- Bibus, E. (1971): Zur Morphologie des südöstlichen Taunus und seines Randgebietes. — Rhein-Main-Forsch., 74; Frankfurt a. M.
- Bibus, E., G. Nagel und A. Semmel (1975): Periglaziale Reliefformung im zentralen Westspitzbergen. — Catena (im Druck).
- Büdel, J. (1960): Die Frostschuttlzone Südostspitzbergens. — Coll. Geogr., 6; Bonn.
- Büdel, J. (1962): Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barents-Insel. — Verh. 33. Dtsch. Geogr.-Tg., Köln 1961: 336—375; Wiesbaden.
- Büdel, J. (1969): Das System der klimagenetischen Geomorphologie. — Ekde., XXIII, 3: 165—183; Bonn.
- Büdel, J. (1969a): Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. Würzbg. Geogr. Arb., 25; Würzburg.
- Büdel, J. (1970): Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge. — Z. Geom. N. F., 14: 1—57; Berlin — Stuttgart.
- Büdel, J. (1971): Das natürliche System der Geomorphologie. — Würzbg. Geogr. Arb., 34; Würzburg.
- Büdel, J. (1972): Geomorphologische Polarforschung in Spitzbergen. — Z. Gletscherkde. Glazialgeol., 8: 283—294; Innsbruck.
- Büdel, J. (1972a): Typen der Talbildung in verschiedenen klimamorphologischen Zonen. — Z. Geom., N. F., Suppl. Bd. 14, 1—20; Berlin — Stuttgart.
- Czeppe, Z. (1966): The Course of the main Morphogenetic Processes in South-West-Spitzbergen. — Zeszyty Nauk. Univ. Jag., 127: 111—124; Krakau.
- Euröla, S. (1968): Über die Fjeldheidevegetation in den Gebieten von Isfjorden und Hornsund in Westspitzbergen. — Aquilo, Ser. Bot., 7: 1—56; Stockholm.
- Feyling-Hanssen, R. W. (1965): Shoreline displacement in Central Spitzbergen. — Ergebn. Stauferl.-Expedition 1959/60, 3, Vorträge der F. Nansen-Gedächtnis-Sympos. 1961 in Würzburg: 24—28; Wiesbaden.
- Furrer, G. (1959): Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. — Geogr. Helvetica, 14: 277—309; Bern.
- Herz, K. und G. Andreas (1966): Untersuchungen zur Morphologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen). — Pet. Geogr. Mitt., 110 Jg.: 190—198; Gotha.
- Herz, K. und G. Andreas (1966): Untersuchungen zur Ökologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjordgebiet (Westspitzbergen). — Pet. Geogr. Mitt., 110 Jg.: 260—272; Gotha.
- Hofmann, W. (1968): Geobotanische Untersuchungen in Südost-Spitzbergen 1960. — Ergebn. Stauferl.-Expeditionen 1959/60, 8; Wiesbaden.
- Hyvärinen, H. (1972): Pollen-analytic Evidence for Flandrian Climatic Change in Svalbard. — Public. Inst. Geogr. Univ. Ouluensis, 41: 225—237; Oulu.
- Klimaszewski, M. (1960): Geomorphological Studies of the Western Part of Spitzbergen between Kongsfjord and Eidembukta. — Zesty Naukovo Univ. Jag. Prac. Geogr., 71: 93—166; Krakau.
- Major, H. and J. Nagy (1972): Geology of the Adventdalen map area. — Norsk Polarinst. Skr., 138; Oslo.
- Meckelein, W. (1965): Beobachtungen und Gedanken zu geomorphologischen Konvergenzen in Polar- und Wärmewüsten. — Ekde., 19: 33—39; Bonn.
- Nagel, G. (1974): Periglaziale Talentwicklung im zentralen West-Spitzbergen. — Eiszeitalter und Gegenwart., 25: 209; Öhringen.
- Piper, D. J. W. and C. J. Porritt (1966): Some pingos in Spitzbergen. — Norsk Polarinst. Årbok 1965: 81—84; Oslo.
- Rapp, A. (1960): Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitzbergen. — Norsk Polarinst. Skr., 119: 1—96; Oslo.
- Rapp, A. (1961): Studies of the postglacial development of mountain slopes. — Medd. Uppsala Univ. Geogr. Inst. Ser. A, 159: 1—11; Uppsala.
- Rönnig, O. J. (1964): Svalbards Flora. — Norsk Polarinst., Polarhandbok 1; Oslo.
- Semmel, A. (1969): Untersuchungen an periglazialen Verwitterungs- und Abtragungsvorgängen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). — Würzbg. Geogr. Arb., 26; Würzburg.
- Semmel, A. (1972): Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. — Z. Geom. N. F., Suppl. Bd. 14: 105—112; Berlin — Stuttgart.
- Semmel, A. (1976): Aktuelle subnivale Hang- und Talentwicklung im zentralen West-Spitzbergen. — Verh. 40 Dtsch. Geogr.-Tg., Innsbruck 1975; Wiesbaden (im Druck).
- Stäblein, G. (1971): Der polare Permafrost und die Auftauschicht in Svalbard. — Polarforschung, 7: 112—120; Münster.
- Steffenson, F. (1969): The Climate and its Recent Variation at the Norwegian Arctic Stations. — Meteorol. Annaler, 5: 215—349; Oslo.
- Svensson, H. (1970): Pingos i yttre delen av Adventdalen. — Norsk Polarinst. Årbok 1969: 168—174; Oslo.
- Williams, P. J. (1959): Solifluction and patterned ground in Rondane. — Skr. Norske Videnskap. AK. Oslo, I. Mat. Nat. Kl. Nr. 7: 1—16; Oslo.
- Wirthmann, A. (1964): Die Landformen der Edge-Insel in Südostspitzbergen. — Ergebn. Stauferl.-Expeditionen 1959/60, 2; Wiesbaden.