

## Hang- und Talbildung in Südost-Spitzbergen

(auf Grund der Stauferland-Expedition 1959 bis 1967)<sup>1)</sup>

Von JULIUS BÜDEL, Würzburg

Der Ergebnisbericht über die in drei Sommern (1959, 1960, 1967) von dem Vortragenden mit zuletzt 30 Teilnehmern durchgeführte „Stauferland-Expedition“ nach Südost-Spitzbergen hatte die Ursachen für die im dortigen eisfreien Raum extrem rasche Taleintiefung und Rückverlegung der Hänge zum Gegenstand.

Um die geomorphologischen Wirkungen der heute dort herrschenden Abtragungsvorgänge erkennen zu können, mußten zunächst die älteren Reliefgenerationen bis zum Beginn des Holozän unterschieden und ihr Anteil an der heutigen Reliefgestalt der Inseln Südost-Spitzbergens festgelegt werden. So wurde das Ausgangsrelief für die heute — d. h. seit dem Beginn des Holozän — wirksamen Formbildungsvorgänge erfaßt. Ferner mußte die Dauer des Holozän bestimmt werden.

Die beherrschende ältere Reliefform der Inselwelt Südost-Spitzbergens (Barents- und Edge-Insel) sind zwei große Rumpfflächenniveaus. Das tiefere nimmt den (heute überfluteten) Boden des flachen Barentssee-Schelfs ein. Dieses Niveau steigt von dort zu den — manchmal bis 10 km breiten — flachen Vorländern empor, die gelegentlich die darüber aufsteigenden Inselklötze umsäumen. Die Vorländer dringen mit den typischen, aus der tropischen Rumpfflächenbildung bekannten „Dreiecksbuchten“ in dem meist steilen Außenabfall dieser 300—600 m hohen Inselklötze ein. Diese Inselkerne werden von einem höheren Rumpfflächenniveau gekrönt. Dieses schneidet allenthalben das leicht germanotyp gestörte, von Basaltlagergängen durchschossene Mesozoikum dieser Inseln ab. Ausläufer dieser höheren Fläche greifen in West-Spitzbergen über das dort stärker tektonisch eingemuldete, kohleführende Alttertiär hinweg. Damit müssen diese Rumpfflächen im Laufe der jüngeren Tertiärstufen (Miozän — Alpliozän) entstanden sein. A. WIRTHMANN, der diese Verhältnisse klarstellte, konnte zeigen, daß die höhere Rumpffläche schon präglazial durch ein heute noch vielfach gut erhaltenes Netz von Muldentälern sanft zertalt wurde. Das geschah vermutlich im höheren Pliozän.

Die nächste Generation bilden die morphologischen Spuren der pleistozänen Eisbedeckung Spitzbergens. In der Würmzeit bedeckte noch ein großes Inlandeis den ganzen Archipel, vor allem aber den Boden der östlich benachbarten Barents-Seegebiete bis gegen Franz-Josef-Land. Das mindestens 1 500 m hohe Zentrum dieses Inlandeises lag zwischen beiden Inselgruppen etwa im Bereich des heutigen König-Karl-Landes. Auf drei Wegen: durch die Richtung von Gletscherschrammen, durch die Verbreitung ortsfremder Erratika und das verschiedene Ausmaß der postglazialen eisisostatischen Landhebung konnte erwiesen werden, daß das Eis von Osten her den ganzen Archipel bis zum Schelfrand vor der Spitzbergischen Westküste überflutete. Nach dem Hochstand dieser Vereisung gab es noch zwei Rückzugsstadien mehr lokalen Ausmaßes. Die letzte Inlandeisdecke schwand (<sup>14</sup>C-Bestimmung nach Blauwal-Knochen in den höchsten postglazialen marinen Terrassen) 11 000 bis 12 000 Jahre vor heute.

Das hochglaziale Eis strömte sehr langsam in gleichmäßiger Höhe über die Inseln Südost-Spitzbergens von Ost nach West. Es hat die tertiären Rumpfflächen und diejenigen alten Muldentäler, die quer zu seiner Hauptstromrichtung verliefen, nur wenig umgestaltet. Nur die in seiner Stromrichtung laufenden Täler wurden zu flachen Trögen umgeformt und teilweise bis unter das heutige Meeresniveau übertieft.

<sup>1)</sup> Auszug aus dem wissenschaftlichen Festvortrag, gehalten auf der 14. Tagung der Deutschen Quartärvereinigung am 5. August 1968 in Biberach a. d. Riß.

Das so vor 11 000 bis 12 000 Jahren vom Würm-Inlandeis befreite Land war seitdem nicht überall dem Angriff des extrem rauhen Klimas der Gegenwart ausgesetzt. Oberhalb der heutigen Schneegrenze (im W 500 m, im O 400 m) hat sich nach dem Ende der postglazialen Wärmezeit — rd. 500 v. Chr. — eine Neuvergletscherung gebildet, die z. Z. etwa 55 % der Inselkerne besetzt. Das küstennah gelegene eisfreie Land ist erst im Laufe des Holozän aus dem Meere aufgetaucht. Die „obere marine Grenze“ liegt auf König-Karl-Land bei 142 m Höhe. An der Ostgrenze von Barents- und Edge-Insel erreicht sie maximal 112 m, an der Westseite dieser Inseln aber nur noch knapp 80 m und an der Ostseite West-Spitzbergens nur noch 60 m Höhe. Am Westabfall West-Spitzbergens scheint sie nach den vorläufigen Ergebnissen der dort z. Z. unter Führung meines Schülers U. GLASER tätigen Nachexpedition auch nicht höher zu liegen (so daß auch über dem Gebirge West-Spitzbergens keine oder wenigstens keine bedeutende örtliche Anschwellung des Würm-Inlandeises vorgelegen haben dürfte).

Das Schwergewicht der Untersuchungen lag demnach in der „mittleren Höhenstufe“ dieser Inseln oberhalb der marinen und unterhalb der Schneegrenze. Hier herrschte das geomorphologisch so wirksame „Frostschuttklima“ der Gegenwart während der ganzen 11 000 bis 12 000 Jahre der Holozänzeit.

Die Rolle der Eiskeilnetze, der Kryoturbations- und Soliflukts- sowie der sehr bedeutenden Abspülvorgänge in diesem Bereich, über welche schon Publikationen vorliegen<sup>2)</sup>, wird nur gestreift. Die Solifluktion bewegt die meisten Schuttdecken des 20 bis 30 cm mächtigen sommerlichen Auftaubodens auf Hängen zwischen 2° und 25° Neigung mit Geschwindigkeiten von 1—10 cm/Jahr.

Der Dauerfrostboden darunter reicht bis rd. 400 m Tiefe (nach dem Befund der Kohlenbergwerke in West-Spitzbergen). Von seiner Basis bis etwa 8 m unter der Tagesfläche ist er isotherm. In einer Schicht zwischen 1—1,5 m und 8 m Tiefe treten Temperatur- und Volumschwankungen im Dauerfrostboden nur episodisch alle „Jubeljahre“ auf. Dies ist die Zone der Eiskeile. Darüber, zwischen der Obergrenze des Dauerfrostbodens in 20—30 cm und einer tieferen Grenze in 1—1,5 m Tiefe treten solche Temperatur- und Volumschwankungen regelmäßig, d. h. so ziemlich in jedem Winter auf. Wiewohl das Wasser sich beim Gefrieren um rd. 9 % ausdehnt, zieht sich Eis (und in ganz ähnlicher Weise gefrorener Boden) bei weiterer Abkühlung wie jeder feste Körper wieder zusammen, so daß Spalten im gefrorenen Gestein aufreißen. Dieser Tieffrost-Schwund beträgt für eine 1 m lange Eissäule bei einer Abkühlung von 0° auf —10° 0,5 mm, bei einer Abkühlung von 0° auf —20° 1,1 mm und bei einer Abkühlung von 0° auf —30° 1,55 mm. Jede solche Tieffrostspalte füllt sich mit Kammeis, so daß sie sich nicht mehr schließen kann. Im nächsten und jedem folgenden Winter reißen daneben neue Spalten auf, die sich abermals mit Eis füllen. So ist in dieser obersten Zone des Dauerfrostbodens das Gestein meist vollkommen durch Eislamellen in kleine Trümmer zerrissen. Die Eislamellen können von der Breite von Haarspalten bis zur Breite von mehreren Zentimetern reichen. Ja, es kommt vor, daß in dieser Zone große geschlossene Komplexe von Bodeneis auftreten.

Wir nennen diese Zone, die sich als von großer morphologischer Bedeutung erwies, die „Eisrinde“. Ein Gehalt von 30 bis 60 % Eis ist in ihrem Bereich die Norm. Wir haben diese Eisrinde auf den Altflächen, an den sanften Hängen der Täler und ebenso auf den jungen Vorländern im Bereich holozäner mariner Sedimente aufgedungen.

Der Dauerfrostboden zieht überall und auch unter den weiten schottererfüllten Betten der dortigen Pendelflüsse hindurch, wie zahlreiche Bohrungen erwiesen. Sie wurden ergänzt durch eine Grabung im Flußbett bis 1,50 m unter der Flußsohle. Sie legte auch hier

<sup>2)</sup> J. BÜDEL: „Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barents-Insel“. Abh. Dt. Geographentag Köln, S. 337-375, Wiesbaden 1962.

die Existenz einer Eisrinde mit einem Eisgehalt bis zu 40% bloß. Die Ursache dafür ist der Umstand, daß diese Flüsse im Sommer nur aus dem geringmächtigen, oberflächlichen Auftauboden und von überdauernden Schneeflecken Wasser erhalten. Grundwasserzuströme gibt es nicht: statt dessen herrscht ja hier Grundeis. Legt im Herbst neu eintretender Oberflächenfrost die Wasserzufuhr lahm, so sinkt die Wasserführung der Flüsse sehr rasch. Den ganzen Winter über liegen ihre Betten trocken da, so daß der Frost (und damit Dauerfrostboden und Eisrinde) ungehindert in ihre Sohle eindringen können. Die Folge ist, daß das Anstehende unter diesen Schottersohlen voll zerrüttet ist. Dadurch wird die mechanische Tiefenerosion des Flusses außerordentlich erleichtert und auf einen ganz anderen Prozeß umgestellt als in allen übrigen irdischen Klimazonen. Dort überall kann der Fluß mit Hilfe seiner Schottersohle (falls er eine solche besitzt!) das Anstehende nur ganz langsam mechanisch abschleifen. Allenfalls in den Wasser-Querwalzen in Wildbächen kommt eine zeitweilige Bombardierung des Untergrundes mit Grobschutt-Brocken hinzu. Das bedeutet eine ungeheuer langsame Lockerung des anstehenden Gesteins, bevor der Fluß zum Abtransport und zur Tiefenerosion schreiten kann. Diese Arbeit hat hier die Eisrinde vorweg schon besorgt. Der Fluß braucht diese nur oberflächlich anzuschmelzen, um den bereits voll zertrümmerten Schutt seiner Schottersohle einverleiben zu können. Es ergab sich dabei ein Eintiefungsbetrag von 1—3 m im Jahrtausend, und zwar ganz gleichgültig, ob diese Eintiefung (im Bereich übertiefter Trogtäler) in holozänen Meeressedimenten oder im festen anstehenden Mesozoikum erfolgte.

Dank der gut erhaltenen Rückzugsterrassen des Meeres von dem höchsten marinen Stand konnte auch die Eintiefung dieser Flüsse in den letzten 11 000 Jahren Schritt für Schritt verfolgt werden. Das wichtigste Ergebnis war dabei, daß jede solche Eintiefungsfolge sofort mit vollen Reifeformen, d. h. breiten Talböden, ungestuftem Längsprofil und sanften Hängen bis in den innersten Teil dieser Inselklötze zurückgriff. Damit wird die besondere Leistung der hier herrschenden Fähigkeit der Flüsse zur raschen Tiefenerosion und rückschreitender Erosion auf breiter Sohle besonders unterstrichen. Die Sohlenbreite ist natürlich eine Folge der starken Lateralerosion, die ihrerseits wieder dem starken Schuttzudrang auch von sanften Hängen bis herab zu 2° Neigung zu verdanken ist. Die Solifluktion auf diesen Hängen liefert dabei auch besonders viel Grobschutt in die Flüsse. Wird ein sanfter Hangfuß im Frostbodenbereich seitlich angeschnitten, so kann die Lateralerosion auch durch Eiskeile gefördert werden; diese können hier auf verschiedenen Wegen angeschmolzen werden und so einen schollenweisen Uferabbruch erleichtern.

Diese Flüsse besitzen endlich noch die Fähigkeit, nicht nur ihre Sohlen bis in den Oberlauf in voller Breite tiefer zu legen, sondern auch ihre Hänge „mitzunehmen“, d. h. es erfolgt gleichzeitig eine starke Hang-Zurückverlegung und Hangfuß-Abflachung. Dies geschieht in zwei Typen. Der erste Typ ist der ursprüngliche *Konvex-Konkav-Hang*. Er beginnt oben an der Grenze gegen die Altflächen mit einer sanft konvexen Versteilung, die den vollen „Anschluß“ der Denudationsvorgänge des Hanges mit denen auf der Altfläche sichert. Dann versteilt sich der Hang in seiner Mitte maximal etwa bis 25° Neigung, um sich unten wieder als sanft konkaver Unterhang bis zu wenigen Graden, ja häufig bis zu einer Neigung von nur 2° zu verflachen. Mit einer kleinen Kante von 1—2 m Höhe endet dieser Fußhang dann über den breiten Schotterfluren der Pendelflüsse, die diese ihre kiesbankerfüllten Betten zur Schneeschmelzzeit ganz erfüllen.

Wenn ein solcher Hang in seinem Mittelteil etwa 25° überschreitet, so wird dort die Solifluktion abgelöst, es kommt zur Runsenspülung und schließlich zur Hangzerschneidung in nach unten zusammenlaufenden Hang-Erosionsrinnen. Auf diese Weise entsteht der hier herrschende zweite Hangtypus, der an steileren Hängen (bei meist auch größerer Hanghöhe) auftritt. Es ist der Typus des „dreiteiligen Hanges“, der besonders bei der postglazialen Umprägung einstiger stärker eingetiefter oder sogar übertiefter

Trogtäler entstand. A. WIRTHMANN hat diesen Typus zuerst als „zweiteiligen Hang“ beschrieben.

Dieser dreiteilige Hang erhält durch das Zurückgreifen von Hangrunsen eine konvexe Oberkante, die diese Hänge scharf von den krönenden Altflächen absetzt. An dieser Oberkante tritt ein vollständiges „Abreißen der Denudation“ auf. Die Hangrunsen vereinigen sich im Mittelhang zu tieferen Erosionskerben mit größerem Abstand. Dazwischen bleiben eigenartig dreieckige Formen unzerrunster Mittelhangteile stehen, die nicht so rasch zurückverlegt werden. Der Unterrand dieser Dreiecke verläuft annähernd horizontal. Aus den tiefen Erosionskerben zwischen ihnen brechen mit neuerlichem — jetzt konkavem — Knick die flachen Unterhänge hervor, die sich pedimentartig zu den Schottersohlen der Flüsse absenken. Auf diesen Unterhangpedimenten, die am Oberrand  $11-12^\circ$  geneigt sind und zum Unterrand sanftkonkav auslaufen, findet noch eine lebhafte Solifluktion über dem unterlagernden Anstehenden statt. Damit besteht hier eine starke Analogie zu den Pedimenten semiarider Gebiete. Es handelt sich um eine Konvergenzerscheinung der irdischen Hangabtragung, die sich in allen Gebieten mit ruckweisen Abtragungs-Anstößen, vorwiegend mechanischer Verwitterung und weitgehender Vegetationslosigkeit entfaltet, d. h. also sowohl im Polargebiet wie in der Trockenwüste. Mein Schüler H. GOSSMANN hat den theoretisch ableitbaren Werdegang solcher Hänge elektronisch berechnet und wird darüber demnächst publizieren.

Auf dem tieferen Teil dieser Unterhänge sind oft noch Reste älterer Terrassen oder Pedimente („Althänge“) stehen geblieben. Sie lassen sich in mehreren Fällen talab mit Strandterrassen parallelisieren, die ihrerseits durch ihren Fossilgehalt, insbesondere von Blauwalknochen nach der Radiokarbon-Methode altersmäßig genau festlegbar sind. So waren wir in der Lage, die schrittweise und dabei bis in den innersten Kern der Inselklötze zurückgreifende Tieferlegung dieser Täler im Holozän im exakten Zeitmaß zu verfolgen.

Damit konnte hier eine ganz neue Form der Flußerosion und Talbildung festgelegt werden. Der Vergleich mit den sogenannten „Periglazialgebieten“ der Mittelbreiten zeigt, daß in den Kaltzeiten dort genau derselbe Mechanismus der Talbildung herrschte. Die breiten Wiesentäler unserer mitteleuropäischen Flüsse, an deren Rand die heutigen Gerinne nur schmale Kerben von viel geringerer Breite bilden, bergen alle noch die typischen Sedimente einstiger solcher Wildbach-Schottersohlen, deren rasche Tieferlegung auf breiter Sohle — etwa von der Reiß- zur Würmterrasse — im Würmfrühglazial in ähnlicher Größenordnung von rd. 1 m im Jahrtausend erfolgt sein muß.

Es erscheint uns danach gerechtfertigt, die polare Zone, in der heute noch die gleichen Erosions- und Hangabflachungs-Mechanismen am Werke sind, unter dem Namen „*exzessive Talbildungszone*“ aus den klimamorphologischen Zonen der Erde hervorzuheben.

Manusk. eingeg. 23. 8. 1968.

Anschrift des Verf.: Prof. Dr. J. Büdel, Direktor des Geographischen Instituts der Universität Würzburg, 8700 Würzburg, Klinikstraße 3/II.