

Zur Geomorphologie von S-Dickson Land (W-Spitzbergen) mit Schwerpunkt auf der quartären Vergletscherungsgeschichte

Von Matthias Kuhle*

Zusammenfassung: Die Halbinsel Dickson Land befindet sich im zentralen West-Spitzbergen zwischen NNE-Ausläufern des Isfjorden. Bei einer klimatischen Firnlinie in 500 m NN sind für das südl. Dickson Land Plateaugletscher mit Ausläufern charakteristisch. Die Verteilung speziell der Talgletscher sowie die Variationen der orographischen Firnlinie zeigen eine Abhängigkeit von der Windexposition. Bei einer Gegenüberstellung der nach LICHTENECKER (1938) und VISSER (1938) ermittelten Firnlinienwerte und den nach v. HÖFER (1879) errechneten ergaben sich Differenzen von bis zu 107 m. Generelle Abhängigkeit der Differenzbeträge von den Neigungs- und Streckenrelationen der Gletscher ober- und unterhalb der realen Firnlinien konnte nachgewiesen werden. Dickson Land befand sich während des spätglazialen Eisvorstoßes im peripheren Bereich zweier lokaler Vereisungszentren. Eine übergeordnete Inlandvereisung W-Spitzbergens ist für diesen Zeitraum auszuschließen.

Über die Ausbildung eines Korbalsystems durch subglaziale Schmelzwassererosion wird das Maximum der spätglazialen Vereisungsphase auf die Zeit vor 17 500 B. P. \pm ²⁰⁰⁰/₁₃₇₅ Jahre datiert.

Eine Korrelation postglazialer Gletscherstände mit ¹⁴C-datierten marinen Terrassen (FEYLING-HANSEN & OLSSON 1960, FEYLING-HANSEN 1965) war möglich. Unter Berücksichtigung isostatischer Ausgleichsbewegung und der Abweichung errechneter von realen Firnlinien wurde für ein postglaziales Stadial um 10 400 Jahre B. P. eine klimatische Firnlinie in 265 m ü. d. M. bei einer absoluten Depression von 246 m gegenüber der rezenten Firnlinie ermittelt. Eine Stagnation um 9650 Jahre B. P. fällt mit einer Firnlinie in 315 m ü. d. M. (Depression: 173 m) zusammen. Jüngere Gletscherschwankungen um 1890 entsprachen einer Firnlinie in 415 m NN (Depression: 64 m).

Die Gestaltung der Haupttalungen zeigte sich zum Teil abhängig von Struktur und Petrographie. Ihr Indikatorwert bezüglich einer vorzeitlichen Vergletscherung ist daher zweifelhaft.

Der periglaziale Formenschatz wird in einer Detailkartierung wiedergegeben. Für die zwischen 7000 und 2000 B. P. nachgewiesene Warmzeit (FEYLING-HANSEN 1955a, 1965) wird eine erhöhte periglaziale Aktivität wahrscheinlich, was über die größere Frostwechsellängigkeit des Bodens und des Anstehenden erklärt wird.

Summary: The Dickson Land peninsula is located in central West-Spitsbergen between the NNE branches of Isfjorden. The climatic firn line lying at 500 m causes plateau glaciers with outlet tongues which are characteristic of S-Dickson Land. The distribution of valley glaciers and the variations of the orographic firn line depend on wind direction.

In comparing the firn lines established by the methods of LICHTENECKER (1938) and VISSER (1938), to the values calculated by the method of v. HÖFER (1879), differences of up to 107 m are found. These differences may depend on the inclination and distance relationships of the glaciers above and below the real firn lines.

During the latest glacial advance, Dickson Land was located on the peripheries of two local glaciation centers. At that time an inland glaciation of West-Spitsbergen did not exist.

The formation of a subglacial channel system dates back to the maximum extent of the late glacial phase before 17 500 B.P. (\pm ²⁰⁰⁰/₁₃₇₅ years).

A correlation of postglacial stadia and ¹⁴C dated marine terraces (FEYLING-HANSEN & OLSSON, 1960; FEYLING-HANSEN, 1965) is possible. Considering isostatic movement and the difference between calculated and real firn lines, a postglacial stadium at about 10 400 B. P. can be reconstructed with a firn line lying 265 m above former sea level. On average, the absolute depression below the recent firn line amounted to 246 m. Stagnation at 9650 B.P. coincided with a firn line at 315 m above former sea level and a depression of 173 m. Around 1890 A.D., glacial fluctuations corresponded to a firn line at 415 m (depression: 64 m).

To some extent the morphology of the main valleys appears to depend on structure and petrography. Therefore their value as indicators of former glaciations is questionable.

The periglacial forms are shown on a large-scale map. At the time of the „Holocene warm interval“, between 7000 and 2000 B.P. (FEYLING-HANSEN, 1955a, 1965), an increase of periglacial activity seems likely. This can be explained by a simultaneous increase in the depth of the active layer in both soil and bedrock.

1. EINLEITUNG

Die Halbinsel Dickson Land liegt zwischen Dicksonfjorden im W und Billefjorden im E (Abb. 1), den nördlichen und nordnordöstlichen Armen des Isfjordes im zentralen W-Spitzbergen. Das nähere Arbeitsgebiet befindet sich zwischen 78°27'—78°45'N und 15°—16°E.

1.1. Klima

Im Bereich des Isfjordes liegt die Durchschnittstemperatur (RAPP 1960: 17f.) des kältesten Monats (März) bei $-7,7^{\circ}\text{C}$ bis $-17,1^{\circ}\text{C}$ (1947—1954; $-18^{\circ}\text{C}/1912—1925$) und des wärmsten (Juli) bei $+5^{\circ}\text{C}$;

* Prof. Dr. Matthias Kuhle, Geographisches Institut der Universität, Goldschmidtstr. 5, 3400 Göttingen.

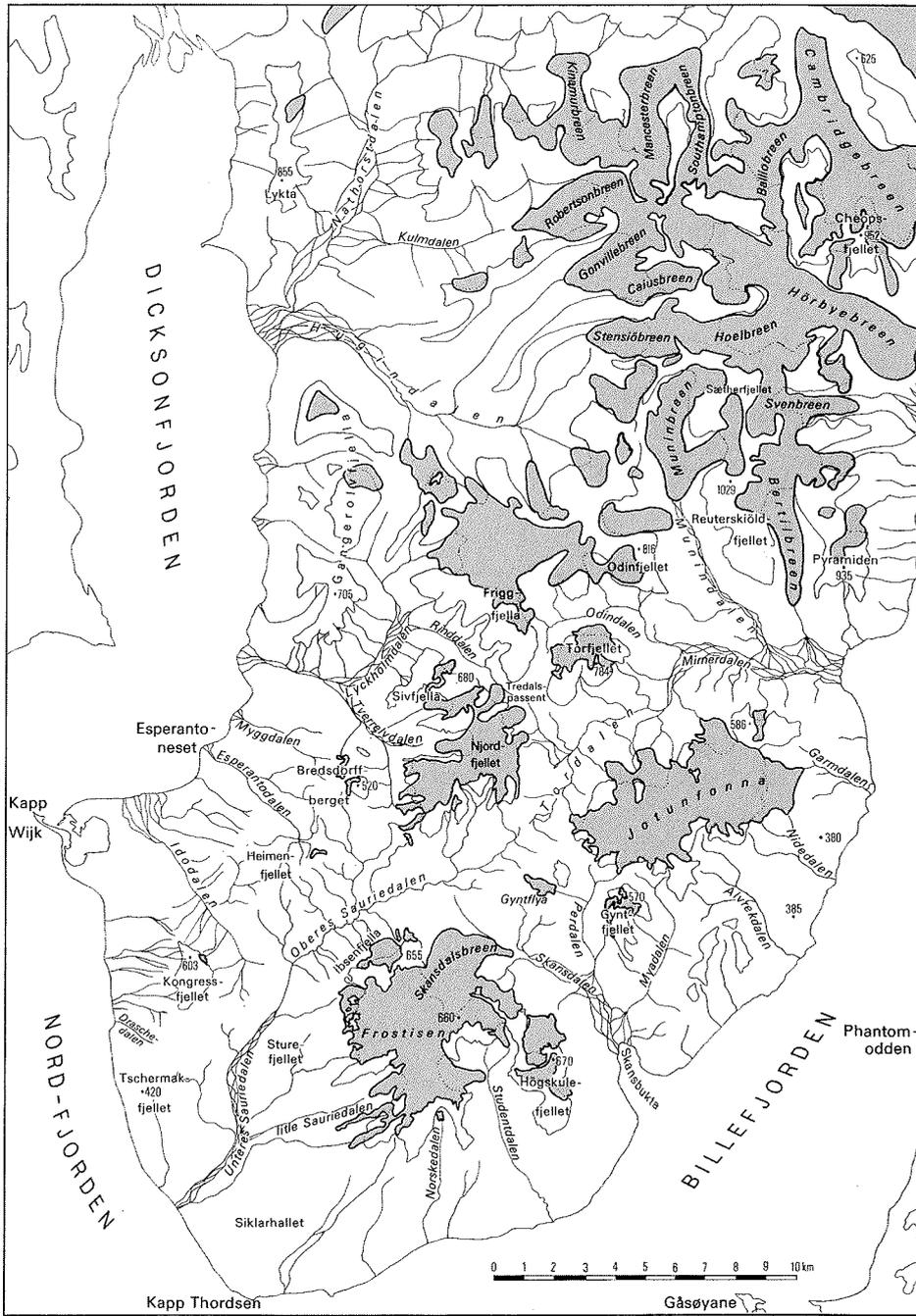


Abb. 1: Topographische Kartenskizze von Dickson Land. Ausschnitt: 78°27'—78°51'N und 15°7'—16°20'E. Eingezeichnet wurden die 500 m-Isöhypse, Flußläufe und Gletscherflächen. Ausführung S. Kuhle. Grundlage: Navnekart Svalbard 1:100 000, Blad C7/Dicksonfjorden (1972) und C8/Billefjorden (1970/71), Norsk Polarinstitutt, Oslo.

Fig. 1: Topographical sketch map of Dickson Land (78°27'—78°51'N and 15°7'—16°20'E) showing the 500 m contour, river courses and glacierized areas. Drafted by S. Kuhle. The base maps are: Navnekart Svalbard 1:100 000, Blad C7/Dicksonfjorden (1972) and C8/Billefjorden (1970/71), Norsk Polarinstitutt, Oslo.

die Jahresmitteltemperatur betrug 1912—1925 $-7,7^{\circ}\text{C}$ (MORTENSEN 1928: 614), 1931—1960: $-3,9^{\circ}\text{C}$, 1965—1968: $-6,5^{\circ}\text{C}$ (WESTERMANN Lex. d. Geogr. 1970: IV, 354). Pro Jahr treten 59 Frostwechseltage mit maximalen Tagesamplituden von $5,5^{\circ}\text{C}$ (RAPP 1960: 18) im Mai auf — eine im Vergleich zu anderen Frostschuttklimaten verhältnismäßig niedrige Anzahl (vgl. MORTENSEN 1928: 618, 624—628, RAPP 1960: 18—23). Der Niederschlag erreicht ca. 300 mm pro Jahr mit Maximum im Dezember. Die dominante Windrichtung in Isfjorden während der Monate Juli/August liegt bei S-SW (ISFJORD RADIO 1963: 140, BALCHIN 1941: 365, FEYLING-HANSEN 1955a: 15). Großflächige Schneebedeckung ist oft noch im Juni, austauende Schneeflecken sind weit bis in den Juli hinein vorhanden (MORTENSEN 1928: 630, eigene Beobachtungen im Juli 1976).

1.2 Geologie

Das südliche Dickson Land ist als steiles Mittelgebirgsrelief mit Plateauflächen, die maximale Höhen von 680—700 m NN erreichen, zu charakterisieren (Abb. 1). Im N des Arbeitsgebietes streichen, nahe der Tiefenlinien (Lyckholmdalen), — nach FREBOLD (1935) — die flach nach SSE einfallenden Schichtkomplexe des Unter-Devon (Sandsteine, Schiefer) aus. Diskordant darüber lagert der Cyatophyllumkalk (durchsetzt mit Gipsbänken; jüngerer Karbon), der im nördlichen Lyckholmdalen die Plateauflächen und oberen Talhangbereiche ($41-50^{\circ}$ geneigte, kannelierte Steilwände) bildet. Es folgt der unterpermische Spiriferenkalk (südliches Lyckholmdalen, Bredsdorffberget; gleiches morphologisches Verhalten wie Cyatophyllumkalk), darüber ebenfalls unterpermische Kieselgesteine (Kalk-, Kiesel-, Glaukonitsandsteine, Tonschiefer; bilden z. B. im Heimenfjellet die Plateaufläche). Südlich des Idodalen und dessen südöstlicher Verlängerung liegen konkordant und fast horizontal auf Unterperm vielfach von Dolerit-Lagergängen durchsetzte triasische Schichtkomplexe (vorwiegend Sandsteine, sandige und mergelige Schiefer, einige Kalksandsteinbänke).

1.3 Altflächen

Zumindest drei vom Schichtenbau unabhängige Flächenniveaus lassen sich im südlichen Dickson Land differenzieren: Das oberste findet sich in den von Eiskappen bedeckten Hochplateaus (Abb. 1) und scheint sich nach N in Restgipfeln fortzusetzen. Am N-Rand des Arbeitsgebietes um 900—800 m NN liegend fällt es, über Schichten des Unterdevon, Oberkarbon, Unterperm und Trias hinwegschneidend, über ca. 20 km auf 660—600 m NN nach S ab (Abb. 6, Hintergrund). Ein mittleres Niveau — das des Heimenfjellet, Bredsdorffberget und Gyntflya — liegt bei 450—520 m NN. Die zentrale, von Plateauflächen eingefasste Depression im Bereich des oberen Saurie- und oberen Tordalen (Abb. 1) zwischen 270—370 m NN (Abb. 6, Vordergrund) repräsentiert das dritte Niveau. Möglicherweise gehören der Vorlandsaum und die breiten Sohlen der Haupttäler einer jüngsten, demnach vierten Phase der Altflächenbildung an (WIRTHMANN 1964: 21ff.). WIRTHMANN (1964: 9—24) rekonstruierte für SE-Spitzbergen ein W—E abfallendes, posteozeänes Altflächenniveau zwischen 450 und 250 m NN. GROOM & SWEETING (1958: 5ff.) beschreiben für Bünsow Land (Dickson Land SE-lich benachbart; Abb. 1 rechts unten), das von gleichen Schichtkomplexen (Karbon, Perm) wie das mittlere Dickson Land aufgebaut wird, ein von 800—900 m NN im N auf 600—700 m NN im S abfallendes, wahrscheinlich tertiäres Altflächenniveau. Die Dolerit-Intrusionen erfolgten nach FREBOLD (1935: 120) oberjurassisch bis unterkretazisch. Die Tatsache, daß ein Dolerithorizont im mittleren Sauriedalen sowohl links (Sturefjellet) als rechts (Kongressfjellet) im gleichen Niveau und gleicher Mächtigkeit die Verschneidung zwischen Talflanke und Plateau bildet, spricht für eine Intrusion in noch ungestörte Gesteinsschichten. Flächen- und Talbildung kann daher erst im Tertiär begonnen haben. Eine zeitliche wie orographische Zusammengehörigkeit des obersten Altflächenniveaus in Dickson Land mit denen des Bünsow Landes und vielleicht auch SE-Spitzbergens wird damit wahrscheinlich.

2. DIE VERGLETSCHERUNG

2.1 Die rezente Vergletscherung Dickson Landes

Der vorherrschende Vergletscherungstyp des südlichen Dickson Landes ist der der zentralen Firnhaube

(Terminologie nach SCHNEIDER 1962), zusammengesetzt mit kleinen Auslaßgletscherzungen. Der am weitesten im N gelegene Vertreter dieses Typs auf Dickson Land ist der Plateaugletscher des Friggfjellet (Abb. 1). 9,2 km², 80% seiner Fläche, liegen im Nährgebiet und 20% (2,3 km²) als Talgletscherzungen im Zehrbereich*. Ähnliche Verteilungen finden sich beim südlich gelegenen Njordfjelletbreen, wo 77% (5,1 km²) auf das Nährgebiet und 23% (1,5 km²) auf das Zehrgebiet entfallen, — beim Frostisen mit 75% (12,6 km²) Nährgebiet und 25% (4,7 km²) Zehrgebiet, sowie beim Jotunfonna mit 73% (13 km²) Nähr- und 27% (4,7 km²) Zehrgebiet. Die Vertikale, die von den Plateaugletschern überspannt wird, beträgt zwischen 300 m (Njordfjelletbreen) und 565 m (Frostisen). Die Vergletscherung des nördlichen Dickson Landes (Abb. 1) gehört vorwiegend den Typen des Firmulden- und des Firnstromgletschers (SCHNEIDER 1962) an. Damit einhergehend ändern sich die Flächenverhältnisse: Der Hörbye-/Hoelbreen liegt mit lediglich 40% (9,6 km²) seiner Fläche oberhalb und mit 60% (14,7 km²) unterhalb der Firnlinie; beim Cambridge-/Balliolbreen fallen 43% (7,4 km²) auf das Nähr- und 57% (9,9 km²) auf das Zehrgebiet; beim Bertilbreen 55% (3,2 km²) auf das Nähr- und 45% (2,7 km²) auf das Zehrgebiet. Die Vertikale dieser Gletscher liegt bei durchschnittlich 850 m. Die Ursache, aus der die Plateaugletscher ca. 30% mehr Flächenanteile über der Schneegrenze aufweisen als die Firnstrom- bzw. Firmulden-gletscher, liegt in der unterschiedlichen Reliefgestaltung der Einzugsbereiche. Die zumindest teilweise von Steilwänden eingefassten Sammelmulden der Firnstrom- und Firmulden-gletscher verringern die Oberfläche/Masse-Relation durch eine Aufhöhung des Gletschers im Nährgebiet und erniedrigen somit die Ablationsrate. Die einem eher konvexen Untergrund auflagernden Plateaugletscher erreichen geringere Eismächtigkeiten (z. B. Jostedalbre 20—40 m, WILHELM 1975: 280), d. h. bei gleichem Volumen ist ihre Oberfläche größer. Damit wird die Ablationsrate erhöht, und es können nur anteilig kleinere Zehrgebiete ausgebildet werden.

Verteilung und Größe der Gletscher werden aerodynamisch gesteuert — nach MORTENSEN (1928: 630) gehen die winterlichen Schneefälle zumeist mit großen Windgeschwindigkeiten einher. Als dominant erweist sich die südwestliche bis südliche Windrichtung, was in der Ausbildung der charakteristischen „cus-pate forelands“ — von FEYLING-HANSEN (1955a: 15 ff.) für den Inneren Isfjorden beschrieben — morphologisch zum Ausdruck kommt. 80% der Auslaß- und Talgletscherzungen sind deshalb in NW, N bis SE-Expositionen, im Lee ausgeprägter Kammverläufe oder Plateauvergletscherungen entwickelt. Verstärkend wirkt sich aus, daß die niederschlagsbringenden winterlichen Zyklonen aus südöstlichen bis östlichen Richtungen auf Spitzbergen treffen (BOULTON 1979: 54). Örtliche Überlegenheit des Windfaktors über die Strahlungsexposition (vgl. ENQUIST 1916/17: 8f.) zeigt sich daran, daß bei ausgeprägten Leelagen selbst in S-Exposition Talgletscher gebildet werden, deren Firnlinien tiefer liegen als in windexponierteren W-, N- oder E-Auslagen (vgl. z. B. Tab. 1: 13 Bertilbreen, 7.1 Sturebreen, 12.1—3 Jotunfonna Tordalenbreen).

Im südlichen Dickson Land ist folgende vertikale Stufung der Vergletscherungsintensität gegeben: Ab 0 m NN finden sich perennierende Firnflecken und -leisten, letztere z. B. an der Kliffküste des südwestlichen Dickson Landes (Abb. 7, Sign. 27). Flächen mit maximalen Höhenlagen zwischen 450 und 500 m NN (z. B. Bredsdorffberget, Heimenfjellet; Abb. 1) tragen sporadisch kleine Nischengletscher in günstigen Leelagen (= Leegletscher nach KUHLE 1980; „Wind-“ oder „Schneewehengletscher“ nach RICHTER 1896, aus KLEBELSBERG 1948: 204). Höhenlagen zwischen 500 und 600 m NN mit Flächen um 1,8 km² (Kongressfjellet, Gyntfjellet) führen zur Bildung etwas größerer Gletscher (0,25 km²—1,25 km²), die ebenfalls an Leelagen gebunden sind (Abb. 9, Hintergrund). Höhen zwischen 500 und ca. 650 m NN mit Flächen ab 10 km² (Njordfjellet) sind unabhängig von ihrer Windexposition fast flächendeckend vergletschert. Der gestaltende Einfluß des Windes macht sich dadurch bemerkbar, daß in S- bis SW-Auslagen lediglich kleine flache „Gletscherspitzen“ von jenen Plateaugletschern ausgehen (Njordfjelletbreen, Frostisen, Jotunfonna, Abb. 1); in W-Auslagen können sich Auslaßgletscherzungen nur bei Vorhandensein prägnanter Tiefenlinien entwickeln (Tverrelvdalenbreen), während in den leebegünstigten

* Die Firnlinien (Def. WILHELM 1975: 95) wurden nach der Methode LICHTENECKER (1938) und VISSER (1938) anhand von Karten und zugrundeliegenden Luftbildern aus dem Jahre 1960 bestimmt.

NE- oder N-Abdachungen größere, tief reichende Auslaßgletscher unabhängig von Talungen bestehen (Skandsalsbreen).

Das Nährgebiet des Jotunfonna-Plateaugletschers liegt mit 2 km² zwischen 650 und 720 m NN und mit 11 km² zwischen 500 und 650 m NN — das Nährgebiet des Frostisen besitzt lediglich 0,2 km² zwischen 650—680 m NN und 10 km² zwischen 500—650 m NN. Dennoch haben die Zehrgebiete beider Gletscher gleiche Ausdehnungen (s. o.) — das des Frostisen erreicht mit dem Skandsalsbreen sogar eine 165 m tiefer Meereshöhe. Es zeigt sich darin, daß bei hiesigen Plateaudimensionen in Firnlinienhöhe (20 km²) die Flächenareale oberhalb 650 m NN von zunehmender Windexponiertheit (vgl. ENQUIST 1916/17: 5f.) betroffen sind, d. h. der Massengewinn verhält sich nicht proportional zur Höhe über der Firnlinie, sondern zur Fläche innerhalb einer Reliefspanne von ca. 150 m über der Firnlinie. Der nördliche Teil von Dickson Land ist stark zertalt — Plateauflächen fehlen (Abb. 1). Die größeren Firnmulden- bzw. Firnstromgletscher finden sich hier im Bereich der größeren Massenerhebungen. Speziell hohe, zwischen 900 und 700 m NN gelegene Kammverläufe quer zur Windrichtung führen — luvseitig gering oder gar nicht vergletschert — zu überlegener leeseitiger Eisakkumulation (z. B. Bertil- und Hörbyebreen).

Die Berechnung der Firnlinien wurde zunächst nach der Methode v. HÖFERS (1879) vorgenommen*. Diese bietet sich, da im folgenden die Rekonstruktion vorzeitlicher Firnliniendepressionen versucht werden soll und ein Methodenwechsel zwischen rezenten und vorzeitlichen Gletscherständen vermieden werden muß, als einzig brauchbare an. Die von GROSS et al. (1977) angewendete Methode, die von einem 2:1 Verhältnis zwischen Akkumulations- zu Ablationsgebiet ausgeht (ebd.: 230 ff.), wurde an alpinen Firnuldengletschern entwickelt. Das Verhältnis (Sc/Sa) scheint im ozeanischen Klima Spitzbergens jedoch eine deutliche Verschiebung zu erfahren. Außerdem weisen Plateau- und Firnstrom-/Firnuldengletscher signifikante Unterschiede in ihren Sc/Sa-Relationen auf, so daß hier eine allgemeine Anwendung der Flächenmethode ausscheidet. Zuletzt wäre auch die exakte Rekonstruktion der späteiszeitlichen Gletscheroberflächen anhand der nur sehr sporadisch überlieferten Moränen unmöglich.

Bei einem Vergleich der nach v. HÖFER (1879) berechneten Firnlinien mit denen, die anhand von Karten und Luftbildern nach der Methode LICHTENECKER (1938) und VISSER (1938) bestimmt wurden, ergaben sich jedoch Abweichungen der realen Firnlinien (FL_R) von den rechnerischen Werten (FL_H). Sie liegen zwischen —49 m und +107 m. Die Erklärung, daß diese Differenzen auf jährlichen Schwankungen der Firnlinie (WILHELM 1975: 212 f.) beruhen, scheidet aus, da 8 km auseinandergelegene Gletscher ähnlicher Exposition diametral entgegengesetzte Abweichungen zeigen (N-Tordalenbreen, ENE, —40 m; Skandsalsbreen, NNE, +107 m). Vielmehr wird offensichtlich, daß die v. HÖFERSche Methode gegenüber der von LICHTENECKER (1938) und VISSER (1938) Ungenauigkeiten aufweist.

Es zeigt sich, daß diese Differenzbeträge regelhaft von Neigungs- und Streckenrelationen der Gletscher ober- und unterhalb der realen orographischen Firnlinien abhängen. Die quantitative Abtrennung dieses Teilbetrages von anderen mitbeteiligten Variablen, wie episodischen Firnlinienschwankungen — als Reaktion auf klimatische Veränderungen — ist derzeit nicht möglich. Es ist aber deutlich eine tendenzielle Vergrößerung bzw. Verkleinerung des integralen Differenzbetrages in Abhängigkeit von Neigungs- und Streckenrelationen zu beobachten. Die v. HÖFERSche Methode geht vom Ideal gleicher Vertikalbeträge der Gletscher über und unter der Firnlinie aus. Sie berücksichtigt nicht die speziellen Reliefgegebenheiten, in denen die jeweilige Vergletscherung ausgebildet ist. Die Abweichung errechneter Firnlinienwerte von realen ist z. T. Ausdruck unterschiedlicher Reliefstrukturen der vergletscherten Areale.

Die v. HÖFERSche Methode ist die einzige, über die im vorliegenden Fall (s. o.) vorzeitliche Firnlinien rekonstruiert werden können. Bei der geringen Reliefspanne auf Dickson Land bedeuten Abweichungen der Firnlinienlage von nur 50 m prägnante Änderungen der Gletscherstände. Bei tieferem Hinabfließen der Gletscherzungen verändern sich Neigungs- und Streckenverhältnisse und damit die Differenzbeträge

* Die Höhenwerte zu dieser Berechnung wurden der Navnekart Svalbard C7 und C8 des Norsk Polarinstitut entnommen. Die verzeichneten Gletscherstände entsprechen denen der Luftbilder der Serie 1148/S60 aus dem Jahre 1960.

zur rechnerischen Firnlinie. Um die exakten Höhenlagen vorzeitlicher klimatischer Firnlinien rekonstruieren zu können, wurden die Differenzbeträge mit den Neigungsverhältnissen korreliert. Die Art des Vorgehens wird anhand eines Auslaßgletschers des Frostisen, dem Skandsalsbreen (Abb. 7; Tab. 1: 7,6), dargestellt.

Der Neigungswinkel α des Nährgebietes wird durch das Verhältnis a/b dargestellt, wobei $a = 1$ ist (Skandsalsbreen: $\alpha = 1:13,1$); je größer b , desto flacher der Einzugsbereich des Gletschers. Der Winkel δ (1:7,4) steht für das Verhältnis d/e der Gletscherzunge unterhalb der Firnlinie. Es gilt: 1.) Je steiler die Neigung der Gletscherzunge gegenüber dem Firnbereich, desto größer ist die Differenz FL_R/FL_H (Skandsalsbreen: $460 \text{ m NN}/353 \text{ m NN} = +107 \text{ m}$). Diese Beziehung wird überlagert vom Verhältnis der Strecken b/e (Skandsalsbr.: $2500 \text{ m} / 2800 \text{ m} = 1:1,2$): Nur in seltenen Fällen ist das Akkumulationspotential der Einzugsbereichshöhe proportional. Häufig wird nur durch die Kombination der Faktoren Höhe und Fläche der Einzugsbereich adäquat erfaßt. Hierin liegt eine entscheidende Fehlerquelle der v. HÖFERSchen Methode. Je größer die Flächenanteile bzw. das Akkumulationspotential eines Einzugsbereiches in Relation zu seinem a/b -Verhältnis ist, desto größer wird die Ausdehnung (Reichweite) des Zehrgebietes sein. Eine überdimensionale Reichweite des Zehrgebietes stellt sich auch bei dendritischen Gletschersystemen ein (vgl. KUHLE 1982: 101 f.). Es gilt hierbei generell: 2.) Je größer e im Verhältnis b/e , desto größer die Differenz FL_R/FL_H . Die Überlagerung mit Regel 1. zeigt sich darin, daß bei z. B. gleicher Neigung der Einzugsbereiche und unterschiedlichen b/e -Relationen mit flacherer, aber längerer Zunge ein größerer Differenzbetrag verbunden sein kann als mit der steileren, kürzeren. Das ist eine geometrische Notwendigkeit, die sich bei vergleichenden Gletscherberechnungen bestätigt (Beispiel: vgl. Großer Aletschgletscher, Berner Alpen — $\alpha = 1:5,0$; $\delta = 1:12,0$; $b/e = 1:3,2$; $Ve = 2596 \text{ m}$; $FL_R - FL_H = +310 \text{ m}$ — mit Fieschergletscher, Berner Alpen — $\alpha = 1:4,7$; $\delta = 1:6,7$; $b/e = 1:1,3$; $Ve = 2613 \text{ m}$; $FL_R - FL_H = +264 \text{ m}$). Der Betrag Ve (Skandsalsbr.: $Ve = 565 \text{ m}$) steht für die Vertikale zwischen der maximalen Höhe des Einzugsbereiches und der Zungenendlage. Hier gilt: 3.) Je größer Ve bei gleichen Neigungs- und Streckenrelationen, desto größer sind eventuelle Differenzbeträge (Beispiel: den Neigungsverhältnissen nach müßte der Notgemeinschaftsgletscher, Alai Pamir, — $\alpha = 1:5,3$; $\delta = 1:19,6$; $b/e = 1:2,0$ — einen geringeren Differenzbetrag als der Nagssuitsoq-Gletscher, Nügssuaq/W-Grönland, — $\alpha = 1:5,3$; $\delta = 1:8,8$; $b/e = 1:2,6$ — aufweisen; bei einer Vertikale von 3338 m hat der Notgemeinschaftsgletscher jedoch eine Differenz $FL_R - FL_H$ von $+175 \text{ m}$, der Nagssuitsoq-Gletscher bei $Ve = 730 \text{ m}$ eine solche von $+125 \text{ m}$). Zu vergleichende Gletscher sollten daher ähnliche Vertikalbeträge aufweisen. Wie sich anhand der zahlreichen empirisch ermittelten Abweichungen (mehr als 50 vergleichende Berechnungen wurden auch an Gletschern der Alpen, Grönlands, des Himalaya, Karakorum, Kuen Lun, Alai Pamir und der Anden vorgenommen) der über die v. HÖFERSche Methode berechneten Firnlinien von den realen Firnlinien im Gelände zeigen läßt, wird die Methode den Verhältnissen nicht ge-

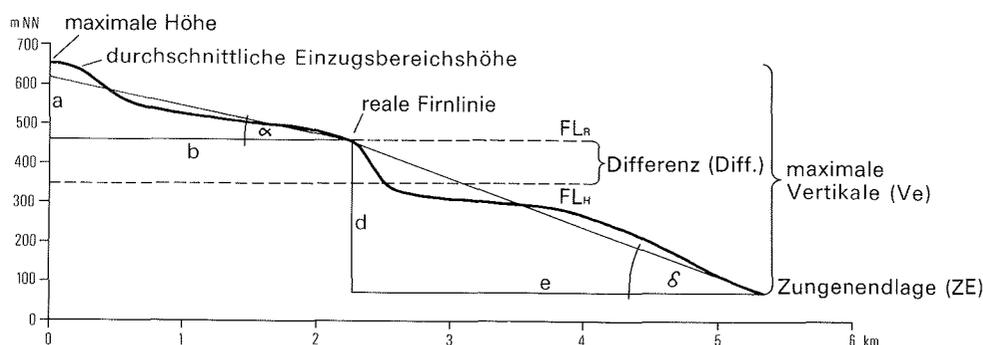


Abb. 2: Längsprofil des Skandsalsbreen mit Neigungs- und Streckenrelationen im Verhältnis zur realen (FL_R) und rechnerischen (FL_H) Firnlinie. Dreifach überhöht.

Fig. 2: Longitudinal profile of the Skandsalsbreen with inclination and straight line proportions in relation to real (FL_R) and calculated (FL_H) firn line. Vertical scale exaggerated three times.

recht. Der Beweis ist mathematisch/geometrisch damit geliefert, daß die Gleichung Nähr-Zehrgebiet ($a \sim d$) nach den bei v. HÖFER berücksichtigten Größen nicht aufgeht: die notwendige Forderung ist hier, daß sich δ nicht unabhängig von α verändern darf bei konstantem b/e-Verhältnis. Das aber ist im Gelände zu beobachten (Tab. 1, vgl. 7.1 mit 20, 1.1 mit 12.4). Diese Variation wird über die Veränderung von bei v. HÖFER nicht erfaßten Größen erklärlich. Es handelt sich um die dritte Dimension des Einzugsbereiches, die Breite, sowie die spezielle Reliefgestaltung, in der sich eine Vergletscherung ausbildet. In Tab. 1 (a) sind die rezenten Firnlinien, Neigungs- und Streckenverhältnisse der Gletscher im Bereich Dickson Lands zusammengestellt. Es wurden zusätzlich die Luv/Lee-Lagen der Firnlinienwerte angemerkt, da sie deutlichen Einfluß auf deren Höhenlage nehmen. ++ bedeutet einen Lee-Effekt für Einzugsbereich und Gletscherzunge; + steht für teilweise Leelage; — bezeichnet Luvlage. Bei zusammenfassenden Firnlinienwerten der einzelnen Expositionen ist zu berücksichtigen, daß die üblichen Diskrepanzen zwischen strahlungsgünstigen und -ungünstigen Lagen zumeist in gleicher Richtung durch den ausgeprägten Luv/Lee-Effekt verstärkt werden. Die rezenten, orographischen Firnlinienwerte im Bereich von Dickson Land liegen in: E-Expositionen bei durchschnittlich 450 m NN; N-Exposition: 480 m NN; W-Exposition: 510 m NN; S-Exposition: 550 m NN; die klimatische Firnlinie verläuft bei 500 m NN.

2.2 Die vorzeitliche Vergletscherung Dickson Landes

Das Problem bei der Rekonstruktion vorzeitlicher Vergletscherung ist die exakte Bestimmung der Zungenendlagen. Subrezente Gletscherschwankungen ließen sich in einigen Fällen unmittelbar über Stirn- und Uferwällen ablesen. Häufig jedoch, speziell bei breit angelegten Tälern mit U- oder Kasten-Profilen, verbleibt nach einem Zungenrückgang lediglich eine geringmächtige Moränendecke mit schwach ausgeprägten Stirn- und Uferwällen (z. B. Fyrisbreen, N-Dickson Land, Luftb. S60 7223). Vorzeitliche Ufermoränen sind, bis zu 50 m mächtig, nur dort anzutreffen, wo an 41—50° steilen, minimal 200 m hohen Talhängen härtere Gesteinsbänke (z. B. Kalke) ausbeissen, unterhalb derer sich 36—37° geneigte Schuttkegel aufbauen (Abb. 3; Abb. 5; Abb. 7, Sign. 4; vgl. JAHN 1959: 160). Talhänge mit homogenen Soliflukationsdecken weisen nirgends an ihrem Fuß Ufermoränenreste auf.

Die Akkumulate der Ufermoränen werden in den meisten Fällen von den rezenten Schmelzwasserflüssen unterschritten und bilden hier Terrassenstirnen mit 38—40° Neigung (vgl. JAHN 1959: 160). In manchen Tälern (z. B. Esperantodalen, Abb. 7, Sign. 4) sind sie über mehrere hundert Meter hinweg beidseits der Tiefenlinie erhalten, wobei lediglich der scharfe Einschnitt des Flußes die Schuttkörper trennt (auch

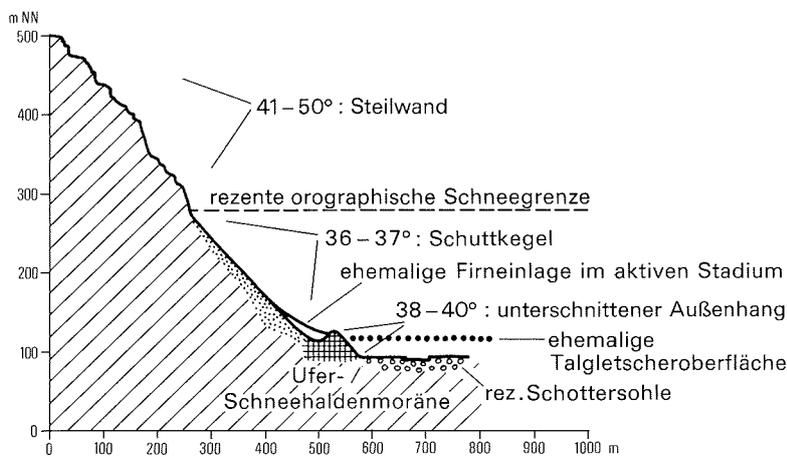


Abb. 3: Kombination von Ufer- und Schneehaldenmoräne. Querprofil der orographisch linken Flanke im mittleren Tverrelvdalen, S-Dickson Land, N-Exposition. 1,5 fach überhöht.

Fig. 3: Combination of lateral moraine and protalus rampart. A cross-profile of the north side of the middle Tverrelvdalen, S-Dickson Land. Vertical exaggeration 1.5.

Gletscher	Ø Einzugs- bereich ¹⁾	ZE ²⁾	FL _R ³⁾	FL _H ⁴⁾	α ⁵⁾ 1:	δ ⁶⁾ 1:	b/e ⁷⁾ 1:	Vc ⁸⁾	Diff. ⁹⁾	Exp.	Luv/ Lee ¹⁰⁾
<i>(a) Dickson Land</i>											
1. Friggfjellet											
1.1 Hugindalen/Auslaßgl.	643	390	520	517	13,3	14,1	0,6	330	± 0	WNW	++
1.2 Lyckholmdalen/Auslaßgl.	657	315	500	486	6,8	6,0	0,8	435	+ 14	W	++
1.3 Lyckholmd. — nördl. Nebental			550							SSW	—
1.4 Gangerövdalen			550/500							NNE/NW	++
1.5 S-Abdachung			550/575							S-SW	+—
2. Rinddalenbreen	576	345	450	460	3,8	2,8	0,6	335	—10	NNE	+
3. Njordfjellet											
3.1 Sivdalenbreen	645	325	500	485	5,8	4,6	0,8	325	+ 15	W	+
3.2 Tverrelvdalenbr.	648	325	500	487	6,4	5,7	0,9	323	+ 13	W	+
3.3 S-Abdachung			525/550-575							S	+ + / —
3.4 SW-Abdachung			550							SW	—
3.5 Tredalpassetbr.	648	350	450	499	4,5	2,0	0,2	300	—49	NE	+
3.6 N-Tordalenbreen	632	350	450	491	6,8	5,0	0,3	310	—40	ENE	+
3.7 S-Tordalenbreen	648	345	460	497	7,1	2,6	0,2	315	—37	ENE	+
4. Bredsdorffberget			475							N	++
5. Heimenfjellet			475							N	++
6. Kongressfjellet			500							NNE	++
7. Frostisen											
7.1 Sturedalenbr.	575	300	500	438	9,3	4,0	1,1	320	+ 62	W	+
7.2 W-Abdachung			550							W	—
7.3 litle Sauriedalenbreen	628	275	500	452	5,6	5,6	1,4	385	+ 48	WSW	—
7.4 Studentdalenbr.	626	200	420	409	9,1	4,5	0,5	460	+ 10	E	+ +
7.5 Studentd.-S-Exp.			550/600							S	+ / —
7.6 Skandsalsbreen	620	85	460	353	13,1	7,4	1,5	565	+ 107	NNE/E	+
8. Högskulefjellet			420							NNE	++
9. Norskedalen			450/620							S	+ + / —
10. Ibsenfjella			475							NNW	+ +
11. Gyntflya			450							NW	+ +

12. Jotunfonna												
12.1 W-Tordalenbreen	650	325	520	488	6,1	7,6	1,3	375	+32	NNW	+	
12.2 Mittl. Tordalenbr.	663	260	500	462	5,5	4,6	1,0	440	+38	NNW	+	
12.3 E-Tordalenbreen	588	250	480	419	7,5	4,5	0,6	450	+30	NNW	+	
12.4 Nidedalen/Garmdalenbreen	605	300	480	453	13,6	10,5	0,6	350	+30	E	++	
12.5 SSE-Abdachung			550/560							S-SSE	—	
12.6 SW-Abdachung			550/575							SW	—	
13. Bertilbreen	830	125	500	478	4,5	9,5	2,2	904	+22	S	++	
14. Hörbyebreen	727	100	450	414	7,2	20,0	2,6	800	+36	ESE	++	
15. Cambridgebreen	713	180	450	446	2,9	18,6	4,2	772	+ 5	N	++	
Die rezente klimatische Firnlinie liegt im Bereich von Dickson Land bei 500mNN.												
(b) andere Gebiete												
16. Mathiesondalen (Bünsow Land/W-Spitzbergen)												
16.1 Fairweatherbreen	900	200	520	550	1,8	6,0	2,1	800	—30	NNW-W	++	
16.2 Skeltonbreen	812	150	500	481	3,4	6,6	1,9	700	—20	NNW	++	
17. Burn Murdochbreen (Bünsow Land/W-Spitzbergen)	777	150	500	463	4,3	12,1	2,6	800	+37	SSW		
18. Boltonbreen (Bünsow Land/W-Spitzbergen)	835	120	500	478	5,3	10,5	1,7	850	+22	WNW		
19. Brucebreen (Bünsow Land/W-Spitzbergen)	828	85	500	457	7,5	9,6	1,2	865	+43	S		
20. Nordwestl. Quaqugdluit-Auslaßgl./ Nügssuaq/W-Grönland	1265	630	950	947	9,2	12,1	1,2	680	± 0	N		
21. Nordöstl. Quaqugdluit-Auslaßgl./ Nügssuaq/W-Grönland	1185	620	925	902	7,2	16,3	2,0	650	+20	N		
22. Östlicher Dunde-Auslaßgl./ Kakitu-Massiv/NE-Tibet	5290	4800	5100	5045	22,0	6,0	0,4	490	+50	E		

¹⁾ durchschnittliche Höhe des Einzugsbereichs

²⁾ Zungenendlage

³⁾ reale Firnlinie; bestimmt nach LICHTENECKER (1938)

⁴⁾ nach der Methode v. HÖFER (1879) berechnete Firnlinie

⁵⁾ Neigungsverhältnis des Akkumulationsbereichs, nach FL_R berechnet; vgl. Abb. 1

⁶⁾ Neigungsverhältnis des Ablationsbereichs, nach FL_R berechnet; vgl. Abb. 1

⁷⁾ Streckenverhältnis von Akkumulations- zu Ablationsbereich; vgl. Abb. 1

⁸⁾ maximale Vertikalerstreckung des Gletschers; vgl. Abb. 1

⁹⁾ Differenzbetrag von FL_R zu FL_H ; vgl. Abb. 1

¹⁰⁾ Windexposition des Gletschers: ++ ausgeprägte Leelage, + teilweise Leelage, — Luvlage

Tab. 1: Rezente Firnlinie

Tab. 1: Present-day firn lines.

Luftb. S60 7152, Perdalen, südöstliches Dickson Land). Teilweise sind tiefe Ufermulden und -tälchen mit Schmelzwassertümpeln ausgebildet. Mitunter wurden diese Depressionen von Schutthalden verfüllt (oberes Lyckholmdalen). Die Bildung von Ufermoränen zeigt sich somit abhängig von angrenzenden Steilwandpartien mit Schutzzufuhr durch Massenseibsbewegung. Das abkommende Material wurde über Schneefelder (Abb. 3) im Zungenrandbereich auf die Seitenmoränen geleitet und akkumulierte sich in der Art von Schneehaldenmoränen (protalus ramparts, WASHBURN 1979: 234 f.). Andernfalls wären die Uferdepressionen verschüttet worden. Indem jedoch die Bildung dieser Kombination von Ufer- und Schneehaldenmoräne aktuell z. B. an der Zunge des Tverrelvdalenbreen, des Siv- und Friggfjellebreen (Abb. 4; Luftb. S60 7231; s. auch RAPP 1960, Plate IVb, Vb; AHLMANN 1933, Fig. 4, S. 173; BALCHIN 1941, Fig. 9) zu beobachten ist, erweist sich die abstützende, randlich aufgehende Funktion der Gletscherzungen (Abb. 3) als unabdingbarer Faktor bei der Entstehung dieser Akkumulationsformen (RAPP 1960: 56ff.). Das kommt auch in der Mächtigkeit — 18 bis 50 m — zum Ausdruck. Reine Schneehaldenmoränen erreichen lediglich maximale Mächtigkeiten von 24 m (BLAGBROUGH & BREED 1967, WATSON 1976: 102—106, SHARP 1942: 496). Der von SISSONS (1976) beschriebene „protalus rampart complex“ mit einer Höhe von 55 m und 1 km Länge ist wahrscheinlich ein Pendant zu den Ufer-/Schneehaldenmoränen. Entsprechend ist er in der Reichweite einer letzteiszeitlichen Talgletscherzunge ausgebildet (ebd.: 185f.). In den bis zu 50 m mächtigen Ufermoränen des Esperantodalen sind in der Oberfläche geschlossene Hohlformen (4—9 m tief; $\varnothing = 15—30$ m) entwickelt. Sie werden durch austauendes Toteis erklärt (vgl. SISSONS 1976: 189f.).

Die Uferakkumulationen im Arbeitsgebiet sind jeweils in einer einzigen Bildungsphase entstanden. Die



Abb. 4: Von der linken Ufermoräne des mittleren Tverrelvdalen aus 120 m NN gegen E auf die schuttbedeckte Auslaßgletscherzunge („Tverrelvdalenbreen“) des Njordfjellebreen und talauswärts der Zunge anschließende linke Ufermoräne fotografiert. Eine aktuelle Überformung der Seitenmoränen durch eingelagerte Schneeleisten zu Schneehaldenmoränen findet im Bereich der Gletscherzunge statt. Damit ist der primär glazigene Charakter auch der vorzeitlichen Uferakkumulationen im weiteren Talverlauf nachgewiesen. 14. 7. 76 Foto M. Kuhle.

Fig. 4: Looking eastward from the lateral moraine (120 m) in the middle Tverrelvdalen towards the debris-covered outlet glacier tongue („Tverrelvdalenbreen“) of the Njordfjellebreen and the adjacent lateral moraine. Present transformation of the side moraines into protalus ramparts by embedded snow ridges takes place at the glacier tongue whereby the primary glaciogenic character of the old lateral moraines in the further valley becomes also evident. Photograph by M. Kuhle: 14. 7. 76.

entlang der Talflanken erhaltenen Ablagerungen können zwar — wie über Moos- bzw. Flechtenbewuchs oder Strukturböden nachzuweisen ist — unterschiedlichen Alters sein, jedoch gehören die einzelnen Komplexe immer nur einer Altersstufe an. Von reinen Schneehaldenmoränen (protalus ramparts), die außerhalb der Reichweite hochglazialer Talgletscher entstanden, wird eine Differenzierung in mehrere Akkumulationsphasen, die jeweils mit Klimaverschlechterungen parallelisiert werden, beschrieben (SHARP 1942: 496f., Fig. 6, BLAGBROUGH & BREED 1967: 771f., WATSON 1976: 102—106). Sollten die Uferakkumulationen als reine Schneehaldenmoränen interpretiert werden, müßten sie nach dem Gletscherrückzug im Holozän entstanden sein und die für diesen Zeitraum rekonstruierten Klimaschwankungen (FEYLLING-HANSEN 1955a: 38—47) wiedergeben, wie z. B. JAHN (1976: 259—263) junge Überschüttungen an Schutthalde im Longyeardalen nachgewiesen hat.

Die Bildung von Schneehaldenmoränen ist unmittelbar an die orographische Schneegrenze (Def. nach WILHELM 1975: 93ff.) gebunden (BLAGBROUGH & BREED 1967: 769; GRÖTZBACH 1965: 193 ff., „Blockwülste“; WASHBURN 1979: 234). Sie liegt in S-Dickson Land maximal 200—220 m unterhalb der Firnlinie. Im Tverrelvdalen befindet sich die Oberfläche der tiefsten Uferakkumulation um 90 m NN. Ein Akkumulationsmechanismus nach Art der Schneehaldenmoränen fand hier längstens bis zur Zeit statt, in der die Firnlinie in 290—310 m NN lag. Bei einem talaufwärts angeschlossenen Einzugsbereich in durchschnittlich 590 m NN muß jedoch eine Talgletscherzunge gleichzeitig bis —10 resp. 30 m NN und damit über die Uferablagerung hinaus talabwärts gereicht haben (die nach v. HÖFER 1879 berechneten Zungenendlagen entsprechen aufgrund der Neigungsverhältnisse den Minimalwerten — vgl. Tab. 2 (a): 1). Demnach ist für alle in S-Dickson Land auftretenden Ufer-/Schneehaldenmoränen eine initiale Beteiligung glazigener Prozesse nachweisbar. Die gleichzeitige Kombination mit dem Mechanismus der Schneehaldenmoränen kommt in erster Linie durch die Gebundenheit der Ufermoränen an spezielle orographische Situationen (Steilwände) zum Ausdruck. Mit dieser Genese stellen die Ufer-/Schneehaldenmoränen Indikatoren für eine vorzeitliche Gletscherzungenlage in zugehörigen Talquerprofilen dar.

Das jeweils tiefste Einsetzen von Ufermoränen einer Altersstufe markiert die minimale Reichweite eines ehemaligen Gletscherstadiums. Unterste Eingrenzungen liefert das talauswärtige Einsetzen vorzeitlicher mariner Terrassen resp. marin überarbeiteter Moränenreste. Die Korrelation von Meeresspiegelständen mit glazialen Stadien wird anhand von Lyckholm- und Skandsdalen exemplarisch dargestellt. Tiefste Ufermoränen liegen im Mündungsbereich des Tverrelvdalen mit ihrer Basis um 56—58 m NN. Bei einer Höhe von 18—30 m belegen sie eine minimale Gletschermächtigkeit von (Schottersohlenniveau in 55 m NN) ca. 30 m in diesem Talquerprofil (Abb. 5, Hintergrund). Talauswärts (unteres Lyckholmdalen) findet sich linksseits der rezenten Schottersohle ein 0,75 km² großer, bei 30 m NN gelegener Sumpfbereich (Abb. 7, Sign. 19). Er wird von einem relativ 18 m hohen, breit angelegten Moränenwall (Kulmination bei 48 m NN) gegen den Dicksonfjord hin abgegrenzt (Abb. 7, Sign. 3). Die Akkumulation ist im N vom Lyckholmdalenfluß angeschnitten. Sie zeigt in einer rötlich/braunen Feinmaterialmatrix gerundete, gekritzte Geschiebe (gelbe, rote und graue Sandsteine). Am fjordzugewandten wie auch taleinwärtigen Abhang der Moräne fand marine Überarbeitung bis 48 m NN statt. Strandwälle sind stellenweise noch differenzierbar (Abb. 7, Sign. 7; Luftb. S60 7231). Mit diesen Befunden läßt sich folgende Eingrenzung vornehmen: Der Gletscher des Lyckholmdalen muß bei einem Meeresspiegelstand ≥ 60 m NN noch über das Talquerprofil der Ufermoränen des Tverrelvdalen hinaus talabwärts gereicht haben, da sonst die Akkumulationen marin unterschritten und überarbeitet worden wären (vgl. JAHN 1959: 160, Fig. 6; BIRKENMAJER 1960: 63, Plate XII). Spätestens zur Zeit der 48 m NN-Terrasse zog sich die Zunge vom Moräneninnenhang zurück. Damit befand sich mit Wahrscheinlichkeit die Zungenendlage des Lyckholmdalengletschers zur Zeit des 60 m NN-Meeresspiegelniveaus im Bereich des Zungenbeckens (Sumpfdpression) bei 30 m NN. Obwohl die Gletscherkomponente aus dem oberen Lyckholmdalen — das belegen Moränenreste — eine Konfluenz mit dem Tverrelvdaleneisstrom noch eben erreichte, war letztere dominant für die Ausbildung des Zungenendes. Ihr Einzugsbereich (590 m NN) wurde deshalb der Firnlinienberechnung zugrunde gelegt (Tab. 2(a): 1). Anhand des Firnlinienwertes ($FL_H = 310$ m NN) konnten die Neigungs- und Streckenrelationen des zugehörigen Gletschers berechnet werden (Tab. 2(a): 1). Ein Vergleich mit dem

Gletscher	Ø Einz. ¹⁾	ZE ²⁾	FL _H ³⁾	α ⁴⁾ 1:	δ ⁵⁾ 1:	b/e ⁶⁾ 1:	Ve ⁷⁾	Vergl. ⁸⁾ m. Tab. I	Diff. ⁹⁾	FL _R ¹⁰⁾	FL _{B.P.} ¹¹⁾	FL _{rez.} ¹²⁾	Depr. ¹³⁾	Luv ¹⁴⁾ Lee	Exp.
<i>(a) Stadial um 10400 B.P. (60 m NN-Meeresspiegelniveau).</i>															
1. Tverrelvd.- m. Sivdalenbr.	590	30	310	5,0	14,0	2,0	650	18	≧ 0	310	250	506	256	++	NW
2. Myggdalenbr.	480	130	305	10,8	3,6	0,3	355	7,4	≤ 0	305	245	475	230	+—	W
3. Esperantodalenbreen	470	100	285	12,5	6,2	0,5	370	22/7.4	+20	305	245	475	230	+—	NW
4. Idodalenbr.	520	100	310	3,1	11,2	3,2	500	17	± 0	310	250	500	230	++	NW
5. Studentdalenbreen	625	40	333	5,2	16,7	2,5	660	14	+15	348	288	523	235	+	SSE
6. Skandsalsbr.	610	<0	<305	7,0	18,2	2,4	>650	14	+35	<340	<280	515	>235	+	SSE
7. Alvrkdalenbreen	630	50	340	7,2	11,0	1,2	650	21/12.1	+15	355	295	600	307	++	SE/S
Die klimatische Firmlinie verlief in 265 m ü. Meeresspiegel, die absolute Depression zu rezent beträgt 246 m.															
<i>(b) Stagnation um 9650 B. P. (46 m NN-Meeresspiegelniveau).</i>															
1. Skandsalsbr.	640	≤30	355	10,3	12,3	1,1	620	20	± 0	≤335	289	460	171	+	NNE/E
2.1 Nidedalenbr.	600	≤50	325	8,8	6,9	0,5	650	12.3/7.4	+10	335	289	480	191	+—	E/SE
2.2 Garmdalenbr.	600	50	325	9,8	6,5	0,4	650	"/"	+10	335	289	480	191	+—	E
3. Mathiesondalen (Bünsow Land/W-Spitzbergen)															
3.1 Fairweatherbreen	830	50	440	3,0	16,5	3,6	950	15	—30	410	364	520	156	++	NW/SV
3.2 Skeltonbreen	768	50	409	4,8	10,3	1,6	800	13	—20	389	343	500	157	++	WNW
Die klimatische Firmlinie um 315 m ü. Meeresspiegel; die absolute Depression zu rezent beträgt 173 m.															
<i>(c) Vorstoß um 1890 (rezentes Meeresspiegelniveau).</i>															
1. Tverrelvdalenbreen	648	190	420	6,5	5,0	0,7	480	3.2	+15	435	500	65		+	W
2. Sivdalenbreen	645	200	423	5,5	3,1	0,6	460	3.1	+10	433	500	67		+	W
3. Rinddalenbreen	576	240	408	3,6	3,0	0,7	440	2	± 0	408	450	42		+	NNE
4. Skandsalsbreen	620	55	338	10,0	10,0	1,2	595	7.6/20/21	+40	378	460	82		+	NNE/E
Vorstoß um 1936															
5. Skandsalsbreen	620	70	345	10,1	10,0	1,2	580	7.6/20/21	+40	385	460	75		+	NNE/E
Die orographische Firmlinie verlief um 1890 bei ca. 415 m NN; die Depression zu rezent beträgt 64 m.															
1) durchschnittliche Höhe des Einzugsbereichs															
2) rekonstruierte Zungenendlage															
3) nach der Methode v. HÖFER (1879) berechnete Firmlinie															
4 u. 5) Neigungsverhältnisse des Akkumulations- und Ablationsbereichs, vgl. Abb. 1; zunächst auf der Basis FL _H — bei auftretenden Differenzen nachträglich mit dem entsprechend korrigierten realen Firnlinienwert berechnet															
6) Streckenverhältnis von Akkumulations- zu Ablationsbereich; vgl. Abb. 1															
7) maximale Vertikalerstreckung des Gletschers; vgl. Abb. 1															
8) rezenter Gletscher, dessen Neigungs- und Streckenrelationen zum Vergleich mit denen des vorzeitlichen Gletschers zur Ermittlung einer eventuellen Abweichung von FL _R /FL _H herangezogen wurden; die Zahlen beziehen sich auf die Gletschnummerierung in Tab. I															
9) durch den Vergleich mit dem rezenten Gletscher wahrscheinlicher Differenzbetrag zwischen FL _R /FL _H															
10) reale Firmlinie des Gletschers															
11) die reale Firmlinie wurde relativ zum heutigen Relief rekonstruiert — die vorzeitliche reale Firmlinie, FL _{B.P.} , lag um den Betrag der zwischenzeitlichen Landhebung tiefer															
12) es wird eine durchschnittliche Höhe der rezenten realen Firnlinien des Bereichs, der den Einzugsbereich des vorzeitlichen Gletschers bildete, angegeben															
13) Betrag der absoluten Firnliniendepression zwischen FL _{rez.} und FL _{B.P.}															
14) Windexposition des Gletschers: ++ ausgeprägte Leelage, + teilweise Leelage, — Luvlage															

Boltonbreen (Tab. 1(b): 18) ergab, daß die reale Firnlinie der nach v. HÖFER (1879) rekonstruierten entsprach oder nur wenig darüber lag (der Boltonbreen hat einen etwas flacheren Einzugsbereich sowie eine wenig kürzere, jedoch deutlich steilere Zunge, die Vertikale ist vergleichbar), d. h. Diff.: ≥ 0 , $FL_R: \geq 310$ m NN. [Die Festlegung der Strecken- und Winkelrelationen der vorzeitlichen realen Firnlinie (FL_R) sowie der Firnliniendifferenz (FL_R/FL_H) für vorzeitliche Gletscher ist nur über ein Annäherungsverfahren möglich. Bei geschätzter Gletschermächtigkeit im Firnlinienbereich von 150 m lag die 310 m NN Höhenlinie (FL_H) über der heutigen 160 m Isohypse. Die auf dieser Basis ermittelten Relationen wurden mit denen rezenter Gletscher verglichen. Ergab sich daraus ein wahrscheinlicher Differenzbetrag von FL_R/FL_H (beim Esperantodalenbreen z. B. + 20 m; Tab. 2: 3), so wurden für den entsprechend korrigierten Firnlinienwert die Relationen erneut berechnet. Stimmten diese mit dem über FL_H erhaltenen Differenzbetrag nicht überein, mußte eine weitere Eingrenzung vorgenommen werden. Die in Tab. 2 angeführten Relationswerte gehören zu dem letztlich ermittelten realen Firnlinienwert (FL_R)]. Da die Meeresspiegelveränderungen Ausdruck einer eustatischen Ausgleichsbewegung sind, müssen, um den absoluten Betrag der Firnliniendepression zu rezenten Verhältnissen zu ermitteln, 60 m abgezogen werden. Die vorzeitliche Firnlinie ($FL_{B.P.}$) lag damit bei 250 m NN, die Depression zu heute betrug 256 m.

Die entlang der linken Flanke des Tverrelvdalen talaufwärts bis zur rezenten Zunge erhaltenen Ufermoränen (Abb. 7, Sign. 4) können über ihren Bewuchs/Beflechtungs-Grad unterschiedlichen Bildungsphasen zugeordnet werden. Zungenendlagen sind aber nur mit unzulänglicher Genauigkeit zu bestimmen. Eine Korrelation mit Meeresspiegelständen und damit eine Berechnung der absoluten Dpression wäre ohnehin nicht möglich. Ein subrezentes Stadium ist über Stirnmooränen mit Firnlinien um 435 m NN belegt (Tab. 2(c): 1,2). Im Bereich des Skandsdalen konnte über Mooränen und ein Terrassenniveau (FEYLING-HANSEN 1955a: 118f.) eine Zungenendlage (Kalbungsfront) zur Zeit der 60 m NN-Terrasse bei maximal 0 m NN, wahrscheinlich etwas tiefer (Skansbukta), erschlossen werden (Tab. 2(a): 6). Taleinwärts befindet sich unterhalb von älteren Ufermoränenresten ein 44 m und 46 m NN-Niveau mariner Terrassen (FEYLING-HANSEN 1955a: 123f.). Nach der Konfiguration der Terrassen (Luftb. S60 7152) befand sich die Eisrandlage des Skandsdalsbreen um 30 m NN (Schottersohlenniveau), wahrscheinlich aber etwas tiefer (≤ 30 m). Die Firnlinie ($FL_{B.P.}$) lag in ≤ 290 m NN (Tab. 2(b): 1). Zwei subrezente Stadien können über Stirnmooränenwälle des Skandsdalsbreen rekonstruiert werden. Sie hatten Firnlinien bei 378 m NN und 385 m NN (Tab. c 4,5).

Beim Vergleich der Firnliniendepressionen des Meeresspiegelstandes um 60 m NN fällt eine Variationsbreite von 77 m (Tab. 2(a), vgl. 4 mit 7) auf. Das erklärt sich folgendermaßen: Bei tieferliegenden Firnlinien gehörten in vielen Tälern Talschluß- und Flankenbereiche mit Lee-Effekt zum Einzugsgebiet. Nach der Firnlinienanhebung lag diese für manche Täler dergestalt im Relief, daß die Gletscher nur noch einen luvexponierten Einzugsbereich besaßen. Da zur Errechnung der Depressionsbeträge die rezenten Firnlinien den vorzeitlichen gegenübergestellt werden, ergeben sich in solchen Fällen außerordentlich große (Alvrekalden), bei Gletschern mit rezent und vorzeitlich ausgeprägtem Luv- oder Lee-Effekt den klimatischen Veränderungen angemessene kleine (z. B. Idodalen, Studentdalen) Differenzen. Aus diesem Grund wurden Luv/Lee-Lagen in Tab. 2 aufgeführt.

Für das Sauriedalen konnten keine Gletscherstände rekonstruiert werden. Bei ermittelter durchschnittlicher Firnliniendepression relativ zum Relief von 185 m zur Zeit der 60 m NN-Terrassen lag die Firnlinie im Bereich des oberen Sauriedalen (Abb. 1) über der rezenten 355 m NN — oder minimal 300 m — Isohypse (die rezente Firnlinie verläuft hier in durchschnittlich 540 m NN). Beim damit vorhandenen Einzugsbereichspotential (\emptyset Einzugsbereichshöhe = 503 m NN rezent) kann eine Gletscherzunge in der heutigen Hauptaltiefenlinie die 100 m NN-Linie (damals 40 m NN) nicht unterschritten haben. Wahrscheinlich kamen nur noch einzelne Gletscherzungen von den umliegenden vereisten Hochflächen herab, ohne eine Konfluenz zu erreichen.

Die zeitliche Einordnung der im südlichen Dickson Land rekonstruierten Gletscherstände hält sich an die von FEYLING-HANSEN (1955a, b) für den Bereich des Billefjorden und Kapp Wijk (Abb. 1 u. 7,

Sign. 7) erstellte Terrassenchronologie. Sie wurde später durch ^{14}C -Datierungen ergänzt (FEYLING-HANSSSEN & OLSSON 1960, FEYLING-HANSSSEN 1965).

Die mit Meeresspiegelniveau resp. marinen Sedimenten zwischen ≤ 60 m NN und > 50 m NN korrelierten Eisrandlagen — im Lyckholmdalen als Stadal ausgewiesen — fallen in die ersten 540 Jahre des Prä-Boreal, auch „Post Glacial Tempered Period“ genannt (FEYLING-HANSSSEN 1965a: 25/27), zwischen 10 400 bis 9 860 Jahre B. P. Nach FEYLING-HANSSSEN und OLSSON (ebd.; BIRKENMAJER & OLSSON 1969, Fig. 9, S. 36f.) wurde mit einem Hebungsbetrag von 1,9 m/100 a während 965 Jahren, von 60 m NN (= 10 400 B.P.) bis 42,0 m NN (= 9 435 B.P.), gerechnet.

Eine längere Stagnation im Eisrückzug fand zur Zeit der 46/44 m NN-Terrassen und damit in der zweiten Hälfte der „Post Glacial Tempered Period“ um 9 650 B.P. statt.

Eine parallel verlaufende Entwicklung kann für Gletscher des südöstlich benachbarten Bünsow Landes (Abb. 1) wahrscheinlich gemacht werden. Im Ausgang des Mathiesondalen (Kapp Ekholm) beginnen die höchsten, talsperrenden Strandwallserien bei 46 m NN (BALCHIN 1941, Plate I, Map A). Während dieses Meeresspiegelstandes hatte — ebenso wie bei den vorangehenden Ständen — die Gletscherzunge des „Mathiesondalenbreen“ eine weiter talaufwärts reichende marine Ingression verhindert. Lediglich in den Flanken des Talausganges, beidseits der hier ehemals entwickelten Kalbungsfront, sind marine Terrassen oberhalb 46 m NN (bis maximal 90 m NN; FEYLING-HANSSSEN 1955a: 76—81) ausgebildet. Zur Zeit des 46 m NN-Niveaus hatte sich der Gletscher in den Talausgang zurückgezogen. Der geringe Horizontalunterschied erklärt sich aus dem Wechsel von einer Kalbungsfront zu terrestrischer Zungenendlage. Eine längere Stagnation in betreffendem Querschnitt (50 m NN) wird durch eine auswärts anschließende Klamm („Iron gorge“, BALCHIN 1941: 369 u. Map A) belegt. Ebenfalls nach der für S-Dickson Land rekonstruierten Firnliniendepression während der ersten Hälfte des Prä-Boreal zu urteilen, muß der „Mathiesondalenbreen“ zu der Zeit den Talausgang erreicht und eine Kalbungsfront entwickelt haben. Für die mit der 46 m NN-Terrasse verbundenen Stagnation (ab 9 650 B.P.) läßt sich bei einer Eisrandlage in (rezent) 50 m NN eine Firnlinie ($\text{FL}_{\text{B.P.}}$) in 343—364 m NN errechnen (Tab. 2, Nr. 3.1 u. 3.2). Bestätigt wird dieser Befund durch lithologische Untersuchungen BOULTONS (1979: 36—41) bei Kapp Ekholm: der Beginn mariner Sedimentation über einem Moränenhorizont wird hier auf 9709 ± 90 Jahre B.P. datiert. Für das Gipsdalen (Bünsow Land) ist gleichfalls über Abdämmung mariner Ingression eine (wahrscheinlich stadiale) Zungenendlage um 10 400 B.P. im Talausgang nachweisbar. Die Strandterrassen (bis 66 m NN) beschränken sich auf einen talsperrenden Wall (Stirnmoräne?), der zu einer Depression (Leirflata) nach NE-hin abfällt (BALCHIN 1941, Plate 7, Map B; GROOM & SWEETING 1958, Fig. 8). Talaufwärts sind keine marinen Akkumulationen vorhanden (BALCHIN 1941: 370). Spuren eines Kliffs fallen in die Zeit des Mittleren Weichselium (Interglazial). Die Gipsdalengletscherzunge zog sich wahrscheinlich im Anfang des „Post Glacial Warm Interval“ (FEYLING-HANSSSEN 1965: 27) zurück — die marine Überarbeitung der taleinwärtigen Wallabdachung beginnt erst unterhalb ca. 35 m NN (GROOM & SWEETING 1958, Fig. 8). Das vergleichsweise disproportionale Verhältnis zwischen rezenter und spät- bis postglazialer Vergletscherung des Gipsdalen erklärt sich aus dem Anschluß an die Inlandvereisung des Olav-V-Landes: der vorgeschaltete Transfluenzpaß (Minkin-, Nemptinovfjellet) verursachte mit ansteigender Firnlinie eine sprunghafte Verringerung des Eisnachschiebens. Eine lokale Berechnung zugehöriger Firnlinien ist daher nicht möglich.

An einigen Gletschern S-Dickson Landes sind Stirnmoränen historischer und subrecenter Stadien erhalten. Nach Beobachtungen verschiedener Autoren (u. a. AHLMANN 1933: 185f., DINELEY & WALTERS 1960, WILHELM 1965) fallen diese Vorstöße wahrscheinlich in die Zeit um 1890. Für den Skansdalsbreen, vor dem zwei Stirnmoränenwälle erhalten sind, kann über Luftbilder von LUNCKE (Aug. 1936, aus FEYLING-HANSSSEN 1955a, Plate 10, Plate 11, Fig. 1) noch ein weiterer Vorstoß um 1936 nachgewiesen werden (s. Tab. 2(c)).

Hinweise auf den Ablauf hocheiszeitlicher Vergletscherung sind im Untersuchungsgebiet an zwei Stellen

zu finden (darüber hinaus berichtet FEYLING-HANSEN 1955b: 9 u. Fig. 3, von glazialen Kratzungen bei Kapp Wijk; HÖGBOM 1911: 35, Fig. 1 fand Erratika in 600 m NN in Dickson Land). Der rechte Talhang des mittleren Lyckholmdalen ist über 2,5 km zwischen 130 und 300 m NN als durch Schichtkopfstreifenschliff (v. KLEBELSBERG 1948: 340, Abb. 52/53) geprägtes Schlibbord entwickelt (Abb. 7, Sign. 5). In den oberhalb anschließenden Flankenpartien wurden gleichzeitig Nischenkare gebildet. Spätglaziale Überarbeitung des Flankenschliffs durch Kargletscher erfolgte nicht. Es liegt lediglich die Eintiefung dreier maximal 4 m tiefer Schmelzwasserkerben (Abb. 7, Sign. 26) vor. Da Spitzbergen während des Frühen Weichseliums wahrscheinlich von einer Inlandvereisung betroffen war (u. a. SALVIGSEN & NYDAL 1981), das Schlibbord in überlieferter Form jedoch durch einen reliefuntergeordneten Talgletscher ausgebildet wurde, muß es dem Spätglazial zugeordnet werden. Das im Bereich des oberen Sauriedalen entwickelte Kerbtalsystem (Abb. 7, Sign. 26; Abb. 6) ist das Ergebnis einer mehrphasigen Entwicklung. Die Anlage der Tiefenlinien erfolgte subglazial, während des Rückzuges einer ausgedehnten Plateauvergletscherung. Ein erneuter Vorstoß führte zu einer teils U-, teils V-förmigen Ausweitung. In der anschließenden spät- bis postglazialen Phase dominierte erneut subglaziale Kerbtalbildung. Sie erreichte Eintiefungsbeträge von maximal 45 m im Anstehenden. Bei einem Erosionsbetrag von 5–8 m in 1000 Jahren, wie er aus vergleichbaren Situationen in den Alpen oder norwegischen Fjordbereichen (HOLTE-DAHL 1967: 195–198) abgeleitet werden kann, ist für die Entstehung des jüngeren, nicht mehr überarbeiteten Kerbprofils ein Zeitraum von ca. 7 000 Jahren ($\begin{smallmatrix} +2\ 000 \\ -1\ 375 \end{smallmatrix}$) anzunehmen. Diese Eintiefungswerte dürften allein während der Phase subglazialer Schmelzwassererosion, solange das zentrale S-Dickson Land noch vollständig vergletschert war, erreicht worden sein. Die hauptsächlichliche Anlage des jüngeren Kerbtalsystems fand — so kann gefolgert werden — zwischen 17 500 B.P. ($\begin{smallmatrix} +2\ 000 \\ -1\ 375 \end{smallmatrix}$ Jahre) und 10 500 B.P. statt. Die maximale Ausdehnung der Vergletscherung im Spät-Weichselium muß infolgedessen in einen Zeitraum v o r 17 500 B.P. ($\begin{smallmatrix} +2\ 000 \\ -1\ 375 \end{smallmatrix}$ Jahre) datiert werden.

Dies steht im Widerspruch zu den Ergebnissen BOULTONS (1979) aus dem Bereich des Billefjordes. Seine auf 11 000–10 000 B.P. festgelegte Vergletscherungsphase (ebd.: 40 u. 52, Punkt 4) muß nach hiesigen Befunden mit dem prä-borealen Lyckholmdalen-Rückzugsstadium korreliert werden (das Fehlen älterer Moränen im Sedimentprofil bei Kapp Ekholm kann z. B. damit erklärt werden, daß erst nach genügender akkumulativer Aufhöhung des Gletscherbettes im heutigen Fjord eine Moränenablagerung in diesem Horizont erfolgte; vgl. SCHNEEBELI (1976: 35 u. Fig. 18). SALVIGSEN (SALVIGSEN & NYDAL 1981) kommt u. a. anhand des Verteilungsmusters der eustatischen Hebungsbeiträge zu dem Ergebnis, daß die spätglaziale Vereisung ihr Maximum wahrscheinlich kurz vor 18 000 B.P. erreichte (ebd.: 444f.); der Beginn des Gletschervorstoßes wird auf 28 500 B.P. (ebd.: 442) datiert. Die von BOULTON (1979: 40 u. 52, Punkt 2) postulierte Vereisungsphase kurz vor 40 000 B.P., deren Akkumulat (ebd.: 38, Fig. 7, Unit 3) von einem mächtigen, terrestrisch verwitterten (heavy iron staining) Hangschutthorizont überlagert wird (ebd.: 38, Fig. 7), ist mit dieser Chronologie nicht zu vereinbaren (s. auch SALVIGSEN & NYDAL 1981: 442). BOULTON (1979: 38) schließt über die Geschiebepetrographie (Granit, Gneis, Quarz) auf einen Ferntransport aus dem Hekla Hoek NE-Spitzbergens und damit auf eine reliefübergeordnete, ausgeprägte Vergletscherung. Hekla Hoek mit diesem Spektrum steht jedoch unmittelbar im Tal des Nordenskjöldbreen an (FREBOLD 1935:14). Es handelt sich m. E. bei jenem Moränenhorizont um die Ablagerungen eines Surges des Nordenskjöldbreen, dem nach den Beobachtungen HÖGBOMS (1911), AHL-MANNs (1933: 161–186), SCHYTTs (1969), LIESTØLs (1969) u. a. keine allgemeine klimatische Implikation zukommt. Daß mächtigere Moränenablagerungen auch durch Surges erfolgen, wird von DINELEY & WATERS (1960) für den Sefströmbreen beschrieben.

Die Vereisungsphasen Dickson Landes vom Weichselium bis Holozän:

- (1) Inlandvereisung Spitzbergens zwischen 120 000 B.P. und 80 000 B.P. ($\pm 20\ 000$ Jahre) nach BOULTON (1979), TROITSKY et al. (1979) und SALVIGSEN & NYDAL (1981). Während des sukzessiven Eisrückzuges erfolgt die subglaziale Anlage eines Kerbtalsystems im oberen Sauriedalen.
- (2) Interstadial von 40 000 B.P. bis ca. 28 000 B.P. (SALVIGSEN & NYDAL, 1981: 440) mit Vergletscherungsverhältnissen ähnlich den rezenten, bei denen episodische Surges auftreten.
- (3) Ab 28 500 B.P. (SALVIGSEN & NYDAL 1981: 442) allgemeiner Gletschervorstoß. In W-

Spitzbergen bilden sich mehrere übergeordnete Vereisungszentren, die jedoch nicht zu einem Inlandeis zusammenwachsen (u. a. SALVIGSEN 1977; SALVIGSEN & NYDAL 1981: 442—445). Nordwestlich (James-I-Land) und östlich (Ny-Friesland, Olav-V-Land) gelegene Eiszentren treffen mit ihren radial abfließenden Gletschern über N-Dickson Land zusammen. Dabei geht die in oberflächennahen Lagen reliefunabhängige Gletscherbewegung mit abnehmender Eismächtigkeit in eine tiefenlinienparallele über. Die zu den Vereisungszentren periphere Lage S-Dickson Landes wird über das Lyckholmdalen-Schliffbord nachgewiesen. Gletscherendlagen des Spät-Weichselium befanden sich nach BOULTON (1979: 39, „Billefjorden Stage“) bei Kapp Wijk und Gåsøyane (Abb. 1).

- (4) Nach 17 500 B.P. ($\pm 2\,000$ Jahre), mit abklingender Fremdvereisung, entwickelte sich in S-Dickson Land ein von den lokalen Plateaugletschern ausgehendes dendritisches Eisstromnetz: eine eher quantitative als typologische Reduktion. Die von umliegenden Plateaus der zentralen Depression des oberen Sauriedalen zufließenden Eismassen wurden über die erzwungene Konzentration auf den Abfluß durch das untere Sauriedalen (Abb. 6; Abb. 7) rückgestaut und höhten sich auf. Kanalisierter subglazialer Schmelzwasserabfluß führte zu erneuter subglazialer Kerbtalbildung (vgl. HOLTEDAHL 1967: 196) im oberen Sauriedalen.
- (5) Für 10 400 B.P. — zu Beginn des Prä-Boreals (FEYLLING-HANSSSEN 1965: 27) — ist ein stadialer Vorstoß von Gletschern des Dickson- wie wahrscheinlich auch des Bünsow Landes (Gipsdalen, S. 17f.) zu rekonstruieren. Relativ zum damaligen Meeresspiegelstand (60 m NN) lag die Firnlinie in durchschnittlich 265 m Höhe. Die absolute Depression zu aktuellen Verhältnissen berechnet sich auf 246 m (Tab. 2(a)). Es handelte sich um kein dendritisches Eisstromnetz mehr — die Auslaßgletscher flossen unterhalb der Firnlinie zusammen. Mit fortgesetztem Rückzug erfolgte eine weitere typologi-

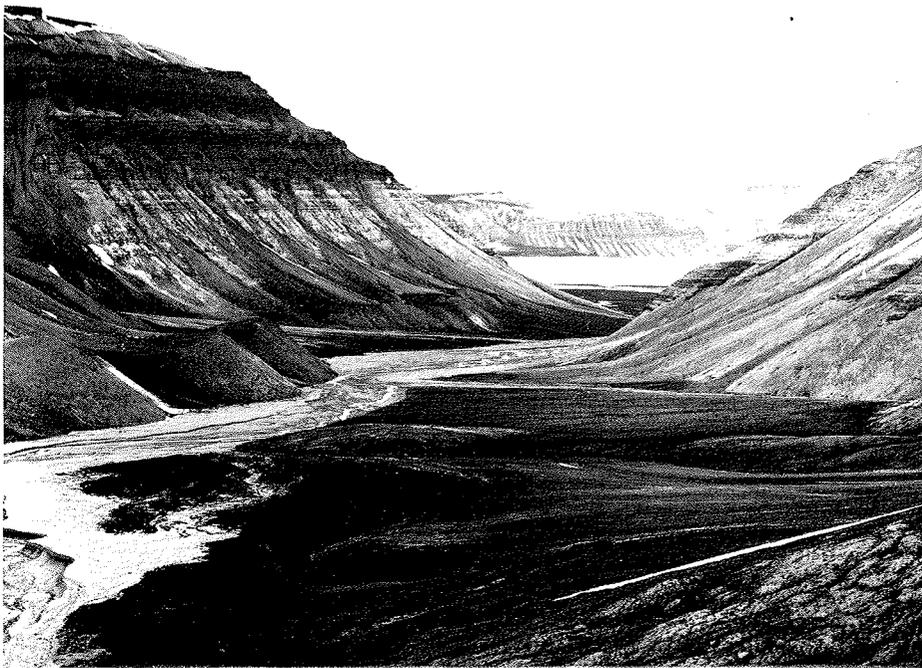


Abb. 5: Aufnahme aus 260 m NN unterhalb der Zunge des Tverrelvdalenbreen gegen WNW, Tverrelvdalen auswärts. Links finden sich Ufer-/Schneehaldenmoränen in charakteristischer Lokalität unterhalb von von resistenten Kalken gebildeten Schichtkopfhängen mit anschließenden Schuttkegeln. Oberhalb der perspektivischen Verschneidung der Talflanken wird die Stirnmoräne im Lyckholmdalenausgang sichtbar (Hintergrund). 14. 7. 76 Foto M. Kuhle.

Fig. 5: Photograph taken from 260 m below the Tverrelvdalenbreen-tongue looking WNW down the Tverrelvdalen. At the left are lateral moraines, partly transformed into protalus ramparts, in characteristic localities below a steep mountain wall formed by outcropping limestone strata with talus cones. Above the junction of the valley sides, the terminal moraine is visible in front of the Lyckholmdalen (background). Photograph by M. Kuhle: 14. 7. 76.

sche Reduktion zu isolierten Plateaeiskappen mit Auslaßgletschern, die keine Konfluenzen mehr erreichten. In diese Phase fällt eine Stagnation in der zweiten Hälfte des Prä-Boreals, um 9 650 B.P. Die Firnlinie verlief (relativ zum 46 m NN-Meeresspiegelniveau) bei 315 m Höhe. Die absolute Depression betrug 173 m (Tab. 2 (c)).

- (6) Ein wahrscheinlich historischer (um 1890) Gletschervorstoß erfolgte bei einer Firnlinie um 414 m NN (Depression: 64 m). Der subrezente (ca. 1936) Vorstoß des Skandsalsbreen fällt mit einer Firnlinie in 385 m NN zusammen (Depression: 75 m).

Entsprechend der Beobachtung, daß mit höheren Lagen der Firnlinie im Relief der Einfluß des Windes auf die Verteilung der Gletscher exponential zunimmt (Depressionsvergrößerung durch Umschlagen des Luv/Lee-Effektes), muß von zunehmender Windgestaltung der Vereisung ausgegangen werden. Das letzte Glied in dieser typologischen Reihe ist der Leegletscher (Abb. 9, Hintergrund). Die Vergletscherungspotentialität von S-Dickson Land reicht damit von der übergeordneten Inlandvereisung über das Eisstromnetz und isolierte Plateaeiskappen bis zum streng relieforientierten Leegletscher. Bei anderer Vergletscherungspotentialität, z. B. größerer Steilheit wie im nördlichen Dickson Land, wäre das Endglied der typologischen Reihe der an Leelagen orientierte Kargletscher. Welcher Gletschertyp innerhalb dieser Variationsbreite realisiert ist, hängt von der Höhenlage der Firnlinie im Relief ab (vgl. KUHLE 1982: 171ff.).

3. DIE TALGESTALTUNG

Drei Typen der Talgestaltung sind zu unterscheiden:

(a) Kastenförmige Querprofile überwiegen im N (Lyckholmdalen) und E (Skandsdalen) des Gebietes. In den Haupttalungen werden bis zu 700 m breite Verwilderungssohlen von durchschnittlich 35—40° steilen, 300—550 m hohen Flanken begrenzt (Abb. 5; Luftb. S60 7152/S60 7231). Die Talflanken — angelegt in den Schichtköpfen flach nach SSE einfallender Sandsteine (Unterdevon, FREBOLD 1935) und Kalke (Oberkarbon/Unterperm, FREBOLD 1935) — sind von regelmäßigen Hangkerben kanneliert (Abb. 7, Sign. 21). Engere Nebentalungen, verkleidet mit Moränen- und Hangschutt, auch Hängetäler (z. B. im südlichen James-I-Land) zeigen Anklänge an steile U-Profile. Talflanken mit N-Expositionen neigen stärker zur Runsenbildung als solche in S-Auslagen. Sie ist somit nicht nur von geologischer Struktur, Steilheit und Höhe der Hänge, sondern auch von der Dauer der Schneeinlage abhängig. Dabei wird der Strahlungsfaktor noch durch den der Lee-Akkumulation verstärkt. An den geeigneten Talflanken folgt die Zerrunsung unmittelbar der sich absenkenden rezenten Gletscheroberfläche. Vielfach liegen in selbem Querprofil geschlossene, geglättete Hänge stark zerrunsten gegenüber (z. B. Bertilbreen, Luftb. S60 7162; Tverrelvdalen, Sivdalen s. Abb. 5; Abb. 7, Sign. 9 u. 21; Luftb. S60 7231). Der Zeitfaktor spielt bei der Entwicklung der Hangrunsen eine vergleichsweise untergeordnete Rolle. So haben die Kannelierungen in der linken Talflanke des Lyckholmdalen den gleichen Entwicklungsstand wie die unmittelbar oberhalb rezenter Gletscherzungen, z. B. über dem Tverrelv- und Sivdalenbreen (vgl. Abb. 4 mit 5). Andererseits wird das zuletzt im frühen Spätglazial gletscherbedeckte Schlibbord an der rechten Talflanke des mittleren Lyckholmdalen nur von drei unbedeutenden Kerben (Abb. 7, Sign. 5,26; Luftb. S60 7231) zerschnitten. Es hat eine Hangneigung von 15° und SE-Exposition.

(b) Kerbtäler sind im Bereich des oberen Sauriedalen, des Heimenfjellet sowie des Bredsdorffberget (Abb. 7, Sign. 26; Abb. 6) dominant vertreten. Das obere Sauriedalen wird durch ein System verzweigter, mäandrierender Kerbtiefenlinien gebildet (Luftb. S60 7231/-33; Abb. 1). Zugehörige Talflanken (bei durchschnittlich 45 m Vertikale und 38° Hangneigung) verschneiden sich scharf, häufig ohne vermittelnden Übergang (Abb. 6) mit den Plateauflächen (2—6° Neigung). An wenigen Stellen ist oberhalb der Tal-kante ein ca. 20° steiler Hang entwickelt, der wiederum mit deutlichem Knick gegen die weiterführenden Flächen abgesetzt ist. Resistenter Schichten anstehender Spiriferenkalke, Sand- und Kieselgesteine (Unterperm, FREBOLD 1935) treten flach nach SSE-einfallend stellenweise an den Flanken hervor. Die



Abb. 6: Vom nordöstlichen Heimenfjellet aus 310 m NN gegen SE-SSW fotografiert. Der Vordergrund zeigt das Kerbprofil eines subglazialen Schmelzwasserrates, eingeschnitten in das Altflächenniveau zwischen 270—370 m NN. Die Unabhängigkeit der Kerbtal- und Flächenbildung von der Struktur wird deutlich. Im Hintergrund liegt das oberste Altflächenniveau, hier zwischen 600—660 m NN. In südsüdwestlicher Richtung (rechts, Hintergrund) geht das obere Sauriedalen (= Kerbtiefenlinien subglazialer Schmelzwassererosion) abrupt in das weite U-Profil des unteren Sauriedalen über. 9. 7. 76 Foto M. Kuhle.

Fig. 6: The NE Heimenfjellet, from 310 m facing SE-SSW. In the foreground is a V-shaped profile of a subglacial drainage channel which cuts into the old peneplain level between 270—370 m. The channel and peneplain formation are clearly dependent of structure. The uppermost peneplain in the background lies between 600 and 660 m. To the S and SSW (right hand background) the upper Sauriedalen (V-shaped channels of subglacial meltwater erosion) changes to a wide U-shape in the lower Sauriedalen. Photograph by M. Kuhle: 9. 7. 76.

ebenfalls südsüdöstlich, aber steiler abfallenden Plateauflächen schneiden in spitzem Winkel über die Schichten hinweg (Abb. 6) und beweisen die generelle Strukturunabhängigkeit dieser Gestaltung. In Richtung auf die Plateaukulminationen (Bredsdorffberget, Heimenfjellet) setzen die Kerbtälchen abrupt aus oder werden als flache Muldentälchen fortgeführt. Die Gestaltungsbereiche Kerbtal/Muldentälchen sind jeweils deutlich gegeneinander abgesetzt. In der Nordfjellet-SW-Abdachung liegen in den kerbenförmigen Tiefenlinien die Zungenspitzen des Nordfjellet-Plateaugletschers. Die Tälchen enden hier ca. 50 Höhenmeter unter der lokalen Firnlinie.

Die aktuellen formungsdominanten Prozesse der Nivation und Solifluktion führen in ihrer Kombination zur Bildung flacher Muldentälchen. Dabei werden auftretende Resistenzunterschiede als weiche Stufen herauspräpariert. Zugehörige Einzugsbereiche sind unmittelbar flankierende, weitgespannte Muldentälchen mit Schnee- und Firnfeldern (Abb. 7, Sign. 2). Im Fall der Kerbtäler fehlt ein flankierender Einzugsbereich fast völlig. Talauflwärts enden die Kerbtäler — auch wenn sie keinen Anschluß an Muldentälchen haben — ohne Ausweitung zu einer Sammelmulde. Ihre Gestalt ist über aktuelle Prozesse nicht erklärlich. Sie stellen sich damit als Elemente subrezenter Formung dar. Die Schneeleisten längs der Talflanken und in den Tiefenlinien bewirken lediglich eine traditionale Weiterbildung im Sinne BREMERS (1971) und BÜDELs (1971; aus BÜDEL 1977: 140ff.). Es handelt sich um späteiszeitlich subglazial eingeschnittene Schmelzwasserrinnen. Charakteristisch ist nach FLINT (1971: 228) u. a. das beschriebene „undulatory long profile“. Ähnliche Formungen werden von MANNERFELT (1949: 198f., Fig. 4) als „subglacial chutes“ für Jämtland (Schweden), von KUJANSUU (1967: 69f. u. Fig. 48) als „subglacial drainage channels“ für Finnisch Lappland, sowie von HOLTEDAHL (1967: 195—202) für den Bereich des Hardanger- und Sognefjordes (Norwegen) beschrieben. HOLTEDAHL (1967: 196) kommt zum Ergebnis, daß „subglacial meltwater from the quickly waning ice (. . .) was an extremely powerful agent of erosion. Actually, the eroding effect of the present river since the disappearance of the ice, has been slight“. Die spezielle orographische Situation des oberen Sauriedalens bewirkte bei ansteigender Firnlinie einen außerordentlich hohen Schmelzwasserabfluß — woraus sich die Dimensionen der subglazialen Kerbtäler erklären. Ein weiterer Hinweis auf forcierte subglaziale Linearerosion ist der Strudeltopf (\varnothing 3 m; Tiefe > 4 m) in der Esperantodalen-Tiefenlinie um 150 m NN (Abb. 7, Sign. 6; der Fluß tritt 400 m weiter talabwärts wieder aus dem Moränenschutt an die Oberfläche). Nach HOLTEDAHL (1967: 201)

entstehen derartige „potholes“ durch „subglacial water, carrying rock material and moving under great hydrostatic pressure and with high velocity“. Die Genese der Kerbtäler zeigt sich somit gebunden an den spät- bis postglazialen Gletscherrückgang. Nach dem Abtauen trat bezüglich der Kerbtalbildung Formungsstillstand ein. Dies zeigt sich beispielhaft an den drei Tälern, die das Heimenfjellet nach W entwässern. Bei einer Einzugsbereichshöhe von maximal 450 m NN und Luv-Lage war die Heimenfjellet-W-Abdachung wahrscheinlich schon zur Zeit der 60-m-Terrasse weitgehend gletscherfrei. Dementsprechend sind die Flachverläufe der Tiefenlinien dieser Kerbtäler auf ein höheres Meeresspiegelniveau um 60–70 m NN eingestellt. Beim südlichsten Tal wurde der frühere Mündungsbereich durch marine Unterschneidung abgetragen. Die Tiefenlinie streicht daher bei ca. 80 m NN aus. Die rezenten Bachläufe finden über Steilstufen (Wasserfälle) Anschluß ans Vorland. Einschränkend ist auf die zwei hängenden Kerbtäler in der Templet SSW-Auslage zu verweisen. Dort gehen die Tiefenlinien in 250 m NN in jenen abrupten Steilverlauf über. WIRTHMANN (1964) beschreibt für die Edge-Insel holozäne, bis zu 50 m tiefe Kerbtäler, die sich unvermittelt in ein tertiäres Höhenrelief eingeschnitten haben. Eine Überarbeitung durch Gletscher erfolgte nicht. „Diese jungen Abflußlinien fügen sich nur gelegentlich und wie zufällig den Gegebenheiten des Höhenreliefs ein, ignorieren sie aber auch ebensooft vollständig“. „Es kommt (. . .) vor, daß die jungen und sehr schroff eingeschnittenen Täler die Rücken (des Höhenreliefs) queren“ WIRTHMANN (1964: 14). Die Verschneidungskanten der Talflanken werden auch hier als weitgehend formungs-inaktive Zonen beschrieben. Nahe der Schneegrenze verhindern perennierende Firnleisten in den Tiefenlinien die Linearerosion. Parallelisierend mit den Befunden aus Dickson Land handelt es sich bei diesen Kerbtälern ebenfalls um subglaziale Abflußlinien aus der Zeit des späteiszeitlichen Gletscherrückganges. Die von WIRTHMANN (1964: 36f.) postulierte rezente, „kräftige“ Weiterentwicklung unterhalb der Schneegrenze trifft für den Bereich S-Dickson Landes nicht zu. Die stellenweise beobachtbare Einsenkung der Kerbtiefenlinien in ein flacheres Talquerprofil (s. o.) deutet auf eine mehrphasige Entwicklung. Bei ihr wurde eine primäre Kerbtalanlage glazial überarbeitet und in das ausgeweitete Profil erneut kerbförmig eingeschnitten.

(c) U-Profile sind bei den Tälern des südlichen Dickson Landes, angelegt in den triasischen Sandstein- und Schieferserien, die Regel. (Nördlich der karbonischen und unterpermischen Kalke, im Bereich der unterdevonischen Sandsteine (FREBOLD 1935) treten reine U-Profile ebenfalls häufig auf, z. B. Hugin-, Kulm-, Nathorst- und Ålanddalen, Luftb. S60 7144/46). Beispiele sind das untere Sauriedalen (Abb. 6, rechts, Hintergrund), Sturedalen, litle Saurie- und Studentdalen. Die Verschneidungskanten zwischen Talflanken und Plateauflächen folgen vielerorts Doleritlagergängen (Abb. 6, links Hintergrund). Eine Gliederung und Zerschneidung der durchschnittlich 20–35°, im Dolerit bis 70° steilen, 250–400 m hohen Talhänge durch „Spül- und Nivationstrichter“ sowie anschließende Runsen fand und findet zwar statt, jedoch bleibt das U-Profil in den Dreiecksflächen (BÜDEL 1977: 72f., Fig. 31) erhalten. Hangrunsenbildung ist auch nicht obligatorisch, so weist z. B. die linke Talflanke des unteren Sauriedalen nur wenig eingetiefte, flache Kerben auf (Abb. 7, Sign. 24). Gleiches gilt für die Talhänge des Sturedalen u. des litle Sauriedalen. In der rechten Flanke des Sauriedalen sind im gleichen Profil Spül- und Nivationstrichter entwickelt (Luftb. S60 7233; Abb. 7, Sign. 21, 24). Bei größeren Flankenhöhen (z. B. Kongressfjellet-NE- und -W-Abdachung) bildeten bzw. bilden sich neben jahreszeitlichen und perennierenden Schneeflecken kleine Nischengletscher im Einzugsbereich der Spültrichter. Sie erweiterten resp. erweitern diese zu steilen Kerbtälchen (Abb. 9, Hintergrund; vgl. GROOM 1959).

Die Gestaltung der Täler zeigt Abhängigkeit von Petrographie und geologischer Struktur. Der vorzeitliche glaziale wie rezente periglaziale Formenschatz findet in unterschiedlichen petrographischen Bereichen eine charakteristisch modifizierte Realisierung. Bei der Beurteilung einer postglazialen Überprägung muß diese Diskrepanz in der primären, glazigenen Talgestaltung berücksichtigt werden. Bei Flankenneigungen zwischen 15–20° bzw. -höhen unter ca. 150 m ist die postglaziale Umformung geringfügig. Mit zunehmender Steilheit und/oder Flankenhöhe tritt vielfach selektive Hangzerschneidung auf. Hierbei bleiben in den Dreiecksflächen hochglaziale Formenelemente erhalten. Die Rate aktueller Wandrückverlegung wurde von RAPP (1960: 87f.) am Beispiel des Templet (permo-karbonische Kalke, ebd.: 14ff.) auf 0,02–0,2 mm pro Jahr berechnet.



1.  Gletscher
2.  Schnee- und Firnflächen
3.  Moräne
4.  Ufer- /
Schneehaldenmoränen
5.  Schlibbord
6.  Strudeltopf
7.  Strandwälle (fossil)
8.  Terrassenstirn
9.  amorphe Solifluktion,
Kryoplanation
10.  Strukturböden mit
Vegetationseinrahmung
("non sorted polygons")
11.  Strukturböden mit
Materialsortierung
12.  Büldenböden
("earth hummocks")
13.  Eiskeilnetze
14.  Pingol "ice cored mounds"
15.  Durchtränkungsfließung
16.  Schlipfe
17.  Fließerddecken
18.  Muren
19.  Sumpfgebiet,
stauende Nässe
20.  Vegetationsdecke
21.  Steinschlagtrichter
22.  Schuttkegel
23.  Schwemmschuttfächer
24.  Spütilten
25.  Denudation
26.  ausgeprägter Gefälleknick
ohne Wechsel
des Formungsprozesses
27.  Kliffküste
28.  See

4. DIE PERIGLAZIALE FORMUNG

Die räumliche Verteilung periglazialer Prozesse und Formenelemente im Arbeitsgebiet ist in Abb. 7 wiedergegeben. Zur Darstellung kamen nur dominante, in größere Einheiten zusammengefaßte Phänomene. Es tritt ein jahreszeitlicher Wechsel der Formungsprozesse auf (BÜDEL 1977, Fig. 21), bei dem z. B. die Bildung von Strukturböden (Kryoturbation) überlagert wird von Solifluktion (BÜDEL 1977, Fig. 27). Nach der Schneeschmelze kommt es zur Austrocknung und Bildung von Dehydrationsrisen. Regenfälle führen in selbem Zeitraum zu denudativem Materialversatz (JAHN 1976, BÜDEL 1977: 67f.). In die Karte eingetragen sind in solchen Fällen allein Kryoturbation (Strukturböden) und Solifluktion.

Kryoplanation ist im Bereich der Altflächen formungsdominant. Bei Neigungen von 2—3° (z. B. oberes Sauriedalen, Gyntflya) wird der grobe, hohlgelagerte Kalkdetritus (fehlende Zwischenmasse) von flachwurzelnden Moospolstern überwachsen. Materialsortierung tritt nicht auf. Die bis zu 38° geneigten Hänge der fossilen, subglazialen Kerbtäler werden stellenweise ebenfalls flächendeckend von Moospolstern überwachsen. Andernorts reißt die Vegetation zu Girlanden oder vereinzelt Moosflecken auseinander und läßt eine gewisse Schuttmobilität erkennen (Abb. 6; „cross-striping“, RAPP 1960: 49). Der Betrag des Materialversatzes kann auch hier nicht groß sein; der durchgehende Firnstreifen, der am 9. 7. 76 in der Tiefenlinie an der Basis der Hänge entlang zog, wurde an keiner Stelle von Schutt überlagert (Abb. 6). Der Abtrag durch chemische Lösung erreicht nach Untersuchungen von MORTENSEN et al. (1928: 607f.) und RAPP (1960: 62ff., 77f.) nur geringe Größenordnungen, zumal die Hänge der Kerbtäler bereits Anfang Juli völlig ausgetrocknet waren (vgl. Abb. 6 mit Abb. 8 — beide vom 9. 7. 76) und damit die chemisch aktivste Zeit — das Maximum der Jahrestemperaturkurve fällt auf den Juli mit +5°C — ohne Auswirkung bleibt. Sowohl Flächen (bei 2—3° Neigung) wie auch Kerbtäler befinden sich unter aktuellen Bedingungen in traditionaler Weiterbildung (BREMER 1971, BÜDEL 1971). Daß Kryoplanation nicht zu echter Flächenbildung in der Lage ist (BÜDEL 1977, Kap. 2.2.9), zeigt sich bei Neigungen um 4—6°. Perennierende Schneeleisten und Firnschilde führen durch kontinuierliche Schmelzwasserabgabe zu intensiven Durchtränkungsfließungen (Abb. 7, Sign. 15) und verstärktem solifluidalem Materialversatz in anschließenden Hangpartien (Anfang Juli wurden hier 27—30 cm Auftaubodenmächtigkeit gemessen). Es kommt zur Bildung von Auswanderungsnischen bzw. -leisten. In distalen Bereichen erfolgt Austrocknung, Bewegungsstillstand und Stufenbildung. Oft liegen mehre-

Abb. 7: Geomorphologische Karte von Süd-Dickson Land. Ausschnitt: 78°27'—78°40'N und 15°9'—15°52'E. Lokalitätsnamen siehe Abb. 1. Isohypsenabstand = 100 m. Ausführung: S. Kuhle. Grundlage: Navnekart Svalbard 1:100 000, Blad C8/Billefjorden (1970/71), Norsk Polarinstitut, Oslo.

Fig. 7: Detailed geomorphological map of South-Dickson Land (78°27'—78°40'N and 15°9'—15°52'E). For the names of the different locations see Fig. 1. The contour intervals are 100 m. Drafted by S. Kuhle. The base map is: Navnekart Svalbard 1:100 000, Blad C8/Billefjorden (1970/71), Norsk Polarinstitut, Oslo.

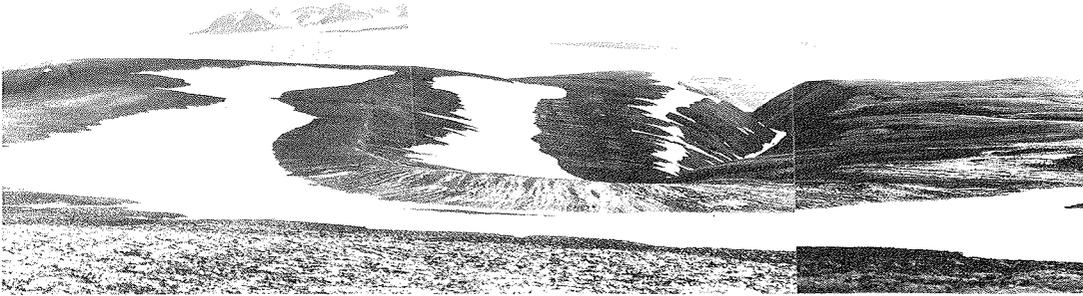


Abb. 8: Von der westlichen Kulmination des Heimenfjellet aus 450 m NN gegen SW bis W auf Kryoplanationsterrassen fotografiert. Unterhalb der an Stufenstirnen angelagerten Schneeleisten erfolgt 30 cm tiefe Durchtränkungsfließung des Bodens, die im Bereich der Talkanten durch Austrocknung zum Stillstand kommt. Die selektive Schneeakkumulation prononciert das Stufenrelief. 9. 7. 76 Foto M. Kuhle.

Fig. 8: View from the west of the culmination of Heimenfjellet (450 m) facing SW-W onto cryoplanation terraces. A 30 cm thick layer of saturated soil occurs below the snow patches which have accumulated beneath the terrace edges. These conditions terminate at the valley edges because of better drainage. The selective accumulation of snow reinforces the terracing. Photograph by M. Kuhle: 9. 7. 76.

re dieser Kryoplanationsterrassen übereinander (Abb. 8). Resistenter Gesteinsschichten (z. B. das Daonelleniveau im Kongressfjellet; FREBOLD 1935, Fig. 27/28) bilden vielfach den Ansatz dieser Prozesskombination, werden herauspräpariert, und es folgt eine Selbstverstärkung.

Im feinmaterialreichen Schutt unterpermischer und triasischer Sand- und Kieselgesteine sind, soweit nicht von intensiver Durchtränkungsfließung betroffen, Strukturböden ausgebildet. Verbreitet finden sich durch mit Vegetationspolstern besetzte Frostrisse gegeneinander abgegrenzte Feinmaterialbeete ($\varnothing = 30\text{--}40\text{ cm}$; Abb. 7, Sign. 10; „non sorted circles“, WASHBURN 1979, Abb. 5.5). Diese werden ihrerseits von einem Netz von Dehydratationsrissen überzogen (Abb. 9). Materialsortierung tritt aufgrund homogener Fraktionierung nur untergeordnet auf (Ausnahme: Strukturböden auf der Stirnmoräne im Lyckholmdalen-Ausgang — bei sonst übereinstimmendem Erscheinungsbild sammeln sich in den Frost- bzw. Dehydratationsrissen Kies- und Grobkiesfraktionen an). Ab steileren Hangneigungen um $8\text{--}10^\circ$ werden die Kreise zu Streifen. Mit zunehmendem Feuchtigkeitsgrad werden die Moospolster, die vegetationsfreie Zentren umrahmen, üppiger (Tschermafjället; Vorlandbereiche). Stellenweise (W-Abdachung des Kongressfjellet, nördliches Paralleltal zum Draschedalen) ist die Moosdecke so dicht, daß sie nur vereinzelt von vegetationsfreien Feinerdebeeten durchbrochen wird. Diese behalten selbst bei Hangneigungen von $15\text{--}20^\circ$ ihre Kreisform tendenziell bei (Terrassettenbildung).

Lediglich auf dem Kongressfjelletplateau in $550\text{--}600\text{ m NN}$ sind, unter Beteiligung des sehr groben Doleritdetritus, Stein- bis Blockkreise ($\varnothing 1,5\text{ m}$) entwickelt (Abb. 7, Sign. 11). Sie liegen bereits oberhalb der Zone optimaler Strukturbodenausbildung (bis ca. 450 m NN) und sind deshalb weniger prägnant ausgebildet als z. B. diejenigen auf dem Platåberget (Nordenskjöld Land) in 450 m NN . Weitere Abnahme der Strukturbodenausbildung zu einer Strukturbodenobergrenze hin ist aufgrund zu geringer Meereshöhe des Flächenangebots in Dickson Land nicht zu beobachten. Am südwestlich des Adventdalen gelegenen Nordenskjöldfjellet (Nordenskjöld Land) ist eine Reduktion bis in eine Höhe von 1050 m NN auf Strukturböden mit um 30 cm \varnothing festzustellen (KUHLE 1978: 352f.).

Eiskeilnetze sind großflächig verbreitet, z. B. in triasischen Sedimenten im Bereich des Kongress-/Tschermafjällets um 350 m NN . Sie behalten selbst bei Hangneigungen von 15° (bis zu 31° , BÜDEL 1960a, Abb. 30, 1977: 62) ihre polygonale Struktur bei. Damit ist wahrscheinlich, daß sie — ebenso wie fossile Eiskeilnetze auf dem Heimenfjellet — bis ins Anstehende hinabgreifen. Die Durchmesser betragen zwischen $5\text{--}9\text{ m}$. Die ca. 40 cm breiten einfassenden Spalten sind an der Oberfläche wassergefüllt. Stellenweise (in 350 m NN) tauen die Eiskeilnetze heute aus, sind demnach als subrezente Formungen zu verstehen. Ihr sukzessives Austauen (Abb. 10) ließ ein verästeltes Gerinnenetz (Abb. 7, östliches Kongress-

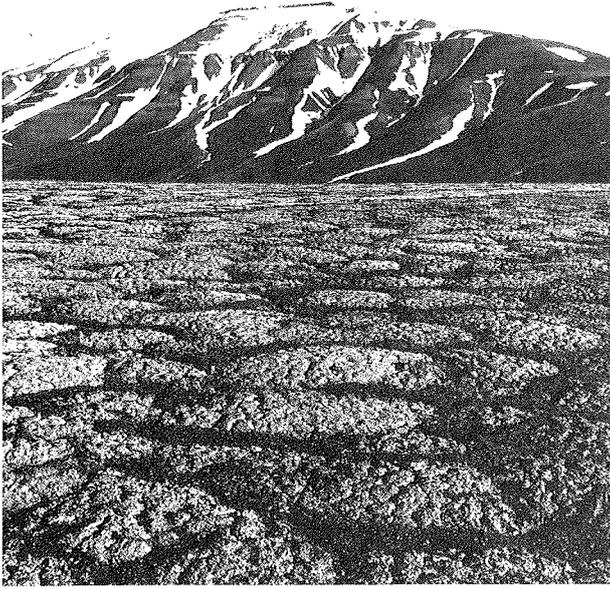


Abb. 9: Aus 420 m NN vom westlichen Heimenfjellet gegen S fotografiert. Im Vordergrund zeigen sich „non sorted polygons“, deren Rahmen durch Tundravegetation gebildet werden. Der Boden ist tiefgründig ausgetrocknet (Dehydratationsrisse). Im Hintergrund liegt die NE-Abdachung des Kongressfjellet mit einem direkt unterhalb der Plateaukante in 590 m NN hängenden „Leegletscher“. Die anschließend niedrigere Höhenstufe (500–250 m NN) ist an dieser Bergflanke durch Schneeleisten gekennzeichnet. 9. 7. 76 Foto M. Kuhle.

Fig. 9: Photograph facing S of West Heimenfjellet from 420 m. In the foreground are non sorted polygons, the outlines of which are bounded by tundra vegetation. The ground is roughly desiccated (dehydration fissures). In the background, just below the plateau edge of the Kongressfjellet, a glacier has developed on the NE-slope at 590 m. The level between 500 and 250 m is characterised by snow patches. Photograph by M. Kuhle: 9. 7. 76.

fjellet, Sign. 13) entstehen. Die von WIRTHMANN (1964, Abb. 23) gegebene Erklärung für das Austauen der Eiskeilnetze — „tieferes Auftauen durch darüberfließendes Schmelzwasser“ von Schneefeldern — trifft im hiesigen Falle nicht zu, da die Formen auch Hügel überziehen, die frühzeitig vom Schnee freigekehrt werden.

In marinen Sedimenten der „Astarte-Terrassen“ (nach FEYLING-HANSEN 1955a u. 1965 liegen die

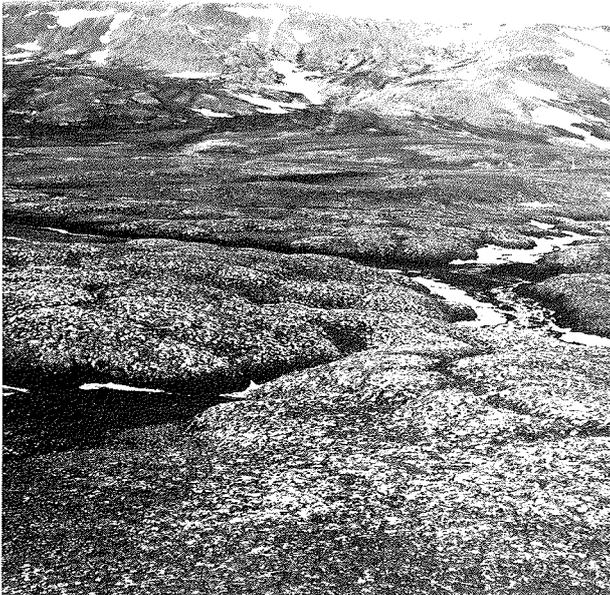


Abb. 10: Im Bereich des östlichen Kongressfjellet in 360 m gegen NW fotografiert. Zwischen austauenden Eiskeilnetzfeldern haben sich verästelte Schmelzwassertälchen gebildet. Diese wiederum führten zu selektiver Schneeinwehung. Das Oberflächenbild ist gekennzeichnet durch aktuelle Reduktion der Tundrapolygone. Im Hintergrund liegen ausdauernde Schneeflecken an Hängen des Hochplateaus. 18. 7. 76 Foto M. Kuhle.

Fig. 10: Photograph facing NW of the East Kongressfjellet at 360 m. Branching channels have developed from melted ice wedges causing a selective snow accumulation. The surface relief is characterized by erosion of the ice wedge polygons. The plateau slopes in the background are covered with perennial snow patches. Photograph by M. Kuhle: 18. 7. 76.

Astarte-Terrassen zwischen 6 und 40 m NN) wurden Eiskeile bis auf minimal 16 m NN hinab ausgebildet. Damit muß ihre Entwicklung in einem Zeitraum von maximal 7000 Jahren (FEYLING-HANSEN 1965; 27f.) stattgefunden haben. Ca. 5000 Jahre fallen jedoch mit dem „Holocene Warm Interval“ (FEYLING-HANSEN 1965, 27f.) zusammen. Lediglich die letzten 2000 Jahre sind mit niedrigeren Temperaturen, den heutigen entsprechend, verbunden. Unter rezenten Verhältnissen aber tauen die Eiskeilnetze — zumindest teilweise — aus.

In den „Upper-Astarte-Terrassen“ zwischen 25 und 18 m NN (FEYLING-HANSEN 1965) ist bei Kapp Wijk als kreisrunder See ein ausgetauter Pingo überliefert (Luftb. S66 V 4020). Der Verlauf der Strandwälle beweist, daß diese primär ungestört angelegt wurden (Abb. 7, Kapp Wijk, Sign. 7,28) und der Pingo resp. See als Fremdlingform ihre Kontinuität erst im Nachhinein unterbrach. Der See unterscheidet sich damit von den kleinen Strandseen (FEYLING-HANSEN 1955a: 48, 87, „Retardations or slight positive shifts have supported the formation of ponds and lakelets in the larger swales (. . .)“) im Bereich des Lyckholmdalenausganges, die sich in den Verlauf der Strandwälle einfügen. Die Entwicklung des Pingos und sein Austauen müssen zur Zeit des „Holocene Warm Intervals“ stattgefunden haben (gleichartige ausgetaute Pingos sind z. B. im Ausgang des Gipsdalen, Bünsow Land, in ca. 66 m NN — Lake Lillian, BALCHIN 1941, Fig. 7, Map B — sowie bei Kapp Ekholm bis 67 m NN — BALCHIN ebd.: 369, Plate I, Map A — in den Strandwallserien zu finden). Ein rezenter Pingo, jedoch mit viel kleinerem Durchmesser, ist auf der Schottersohle des mittleren Lyckholmdalen entwickelt (Abb. 7, Sign. 14; subrezente Pingos wurden von WIRTHMANN 1964: 39ff., Abb. 29, aus SE-Spitzbergen, rezente von SVENSSON 1970 aus dem Adventdalen, zentrales West-Spitzbergen, beschrieben).

Eiskeilnetze (s. o.) und die ausgetauten Pingos weisen darauf hin, daß periglaziale Formungsprozesse während des „Holocene Warm Interval“ zumindest ähnliche, wahrscheinlich aber eine größere Intensität gegenüber heute besaßen. Mit der durchschnittlich höheren Temperatur wuchs die Mächtigkeit des Auftaubodens und damit die Eindringtiefe und Formungsintensität der Frostwechsel (KUHLE 1978). Für die Diskrepanz zwischen aktueller Frostschnittproduktion und Größe der zugehörigen Akkumulationsformen (RAPP 1960: 20—23, 90ff.; s. auch MORTENSEN 1928: 624—628) muß damit weder eine lange Postglazialzeit (RAPP ebd.: 91f., — scheidet auch nach den ¹⁴C-Datierungen, FEYLING-HANSEN & OLSSON 1960, FEYLING-HANSEN 1965, als Möglichkeit aus) noch eine vorausgehende längere Phase kälteren Klimas (RAPP 1960: 92), für die es keine Hinweise gibt, zur Erklärung herangezogen werden. Sie wird vielmehr über die durch FEYLING-HANSEN (1955a, 1965) nachgewiesene Temperaturerhöhung während des ca. 5 000 Jahre dauernden „Holocene Warm Interval“ verständlich: Die Ausbildung von Strukturböden — speziell deren Größe — sowie die Aufbereitung des Anstehenden zu Frostschnitt ist abhängig von der Frostwechselmächtigkeit des Bodens bzw. im Anstehenden. Diese entspricht im Bereich des Dauerfrostbodens der Mächtigkeit des Auftaubodens und wird daher bei einer graduellen Temperaturerhöhung zunächst größer (KUHLE 1978). Bestätigt wird diese Interpretation durch den Befund eines 35—50 cm mächtigen fossilen Auftaubodens (¹⁴C-Alter: 3000—3100 Jahre) als oberste Lage des rezenten Permafrostbereiches in SE-Spitzbergen (BÜDEL 1977: 48f., 59f.).

Der rezenten periglazialen Formung zugehörig sind neben genannten Strukturböden und Kryoplanationsterrassen verschiedene Arten von Aufeisstrukturen in den Mooren der Vorlandbereiche (bei Kapp Thorsen finden sich Moore von bis zu 2,4 m Mächtigkeit, FREBOLD 1935: 146), wie z. B. Büldenböden bei WASHBURN (1979, Plate 5.29, 5.31) als „hummocks“ und „earth hummocks“ bezeichnet. Ebenfalls angetroffen wurden „ice cored mounds“ (FRENCH 1971) in aktivem wie auch ausgetautem Zustand (letztere dienen Graugänsen als Nistplätze).

Spezialformen der Gelifluktion sind als Fließberdedecken von 50—80 cm Mächtigkeit (z. B. im Ausgangsbereich des Myggdalen, 30 m NN und als steil aufgewölbte, bis zu 4 m mächtige Loben (vgl. WASHBURN 1979, Plate 6.15; z. B. im Ufermoränenmaterial des oberen Lyckholmdalen) entwickelt. Murabgänge mit entsprechenden Akkumulationsformen beschränken sich auf feinmaterialreichere, etwas flachere Schuttkegel (30—33°, vgl. RAPP, 1960: 53) vornehmlich im Bereich der triasischen Sedimente

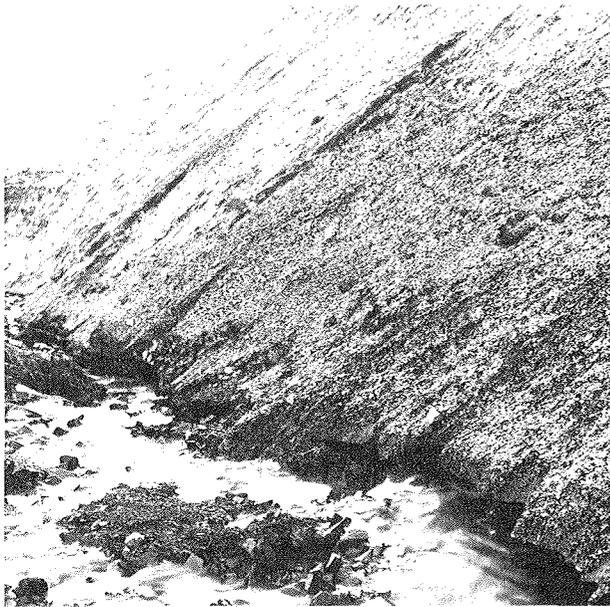


Abb. 11: Aktuelle grèzes litées bei 120 m NN am rechten, S-exponierten Hang einer Tiefenlinie der Kongressfjelle-W-Abdachung. Großflächige Denudationshänge mit homogenkörnigem Schiefer- und Sandsteinschutt laufen in ihrem Akkumulationsbereich im Unterhang in eine mehrmetermächtige Wechsellagerung von Firn, Firneis und Schutt aus. Der Firn- und Firneisanteil wird vom Bach thermisch unterschüttet und gibt sich überhängend in seiner spezifischen Standfestigkeit zu erkennen (rechts unten). 11. 7. 76 Foto M. Kuhle.

Fig. 11: Grèzes litées at 120 m, on the right S-exposed flank of a W-slope valley in Kongressfjelle. Large denudation slopes are covered with homogeneous schist and sandstone detritus extending into interstratified firn, firn ice and debris near the bottom of the valley. The firn and firn ice is undercut by the creek and is recognizable by its stability (foreground on the right). Photograph by M. Kuhle: 11. 7. 76.

(Abb. 7, Sign. 18). Grèzes litées (WASHBURN 1979: 244ff.) sind an der ca. 40° steilen rechten Flanke des nördlichen Paralleltals zum Draschedalen zu finden. Unterhalb großflächiger Denudationshänge wird mehrere Meter mächtig feiner Schiefer- und Sandsteindetritus wechsellagernd mit Firn und Firneis nahe der Tiefenlinie akkumuliert (Abb. 11).

Generell ist der reine Kalkschutt resistenter gegenüber periglazialer Strukturierung als die unterpermischen und triasischen Sand- und Kieselgesteine. Der Abtrag in den Hangkerben erfolgt im Kalk vorwiegend als Massenselbstbewegung, bei Sand- bzw. Kieselgesteinen handelt es sich eher um „Spültrichter“ mit vorwiegend fluvialen Transport (Abb. 7, Sign. 22, 23). Entsprechend bilden sich im Kalk steile (34–38°) Schuttkegel mit gestreckter Profilinie, in triasischen Sedimenten dagegen flachere (28–33°), konkav zur Tiefenlinie auslaufende Fächer.

Denudation und Rillenspülung (feinere Abflußlinien als bei Rinnenspülung) finden sich ausschließlich im Bereich der Sand- und Kieselgesteine (Abb. 7, Sign. 24).

Literatur

- Ahlmann, H. W. (1933): Scientific results of the Swedish Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931, Part III, Glaciology. — Geogr. Annaler 15: 161–216.
- Balchin, W. G. V. (1941): The raised features of Billefjorden and Sassenfjorden, West Spitsbergen. — Geogr. J. XC VII: 364–376.
- Birkenmajer, K. (1960): Raised marine features of the Hornsund area, Vestspitsbergen. — Geol. results of the Polish 1957/58 Spitsbergen Exp. II, Stud. Geol. Polonica V: 1:95, Warszawa.
- Birkenmajer, K. & I. U. Olsson (1970): Radiocarbon dating of raised marine terraces at Hornsund, Spitsbergen, and the problem of land uplift. — Norsk Polarinst. Årbok 1969: 17–42.
- Blagbrough, J. W. & W. J. Breed (1967): Protalus ramparts on Navajo Mountain, Southern Utah. — Am J. Sci. 265: 759–772.
- Blake, W. Jr. (1981): Glacial history of Svalbard and the problem of the Barents Shelf ice sheet: Comments. — Boreas 10: 125–128.
- Blanc, E., Rieser, A. & H. Mortensen (1926): Die wissenschaftlichen Ergebnisse einer bodenkundlichen Forschungsreise nach Spitzbergen im Sommer 1926. — Chemie d. Erde 3 (3–4): 588–698.
- Boulton, G. (1979): Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet. — Boreas 8: 31–57.
- Boulton, G. (1981): A reply to Dr. Blake's comments. — Boreas 10: 129–131.
- Bremer, H. (1971): Flüsse, Flächen- und Stufenbildung in den feuchten Tropen. — Würzburger Geogr. Arb. 35: 1–194, Würzburg.
- Büdel, J. (1960): Die Frostschuttzone Südost-Spitzbergens. — Coll. Geographicum 6: 1–105, Bonn.

- Büdel, J. (1968a): Hang- und Talbildung in Südost-Spitzbergen. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* 19: 240—243.
- Büdel, J. (1969b): Der Eisrindeneffekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — *Würzburger Geogr. Arb.* 25: 1—41, Würzburg.
- Büdel, J. (1971): Das natürliche System der Geomorphologie (mit kritischen Gängen zur Geomorphologie der Tropen). — *Würzburger Geogr. Arb.* 34: 1—152, Würzburg.
- Büdel, J. (1977): *Klima-Geomorphologie*. — Berlin, Stuttgart.
- Corte, A. (1976): Rock glaciers. — *Biul. Peryglac.* 26: 175—197.
- Dineley, D. L. (1954): Investigations in Vestspitsbergen. — *J. Glaciol.* 2 (16): 379—383.
- Dineley, D. L. & R. S. Waters (1960): Notes on the recent advance and retreat of Sefströmbreen in Ekmanfjorden, Vestspitsbergen. — *J. Glaciol.* 3 (28): 693—697.
- Enquist, F. (1916/17): Der Einfluß des Windes auf die Verteilung der Gletscher. — *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala* 14: 1—107.
- Feyling-Hanssen, R. W. (1955a): Stratigraphy of the marine Late-Pleistocene of Billefjorden, Vestspitsbergen. — *Norsk Polarinst. Skr.* 107.
- Feyling-Hanssen, R. W. (1955b): Late Pleistocene deposits at Kapp Wijk, Vestspitsbergen. — *Norsk Polarinst. Skr.* 108.
- Feyling-Hanssen, R. W. (1965b): Shoreline displacement in Central Spitsbergen. — *Ergebn. d. Stauferland-Exp. (F.-Nansen-Ged.-Sympos.)* 3: 24—28.
- Feyling-Hanssen, R. W. & I. Olsson (1960): Five radiocarbon datings of post glacial shorelines in central Spitsbergen. — *Norsk Geogr. Tidsskr.* 17 (1—4), Oslo.
- Flint, R. F. (1971): *Glacial and Quaternary Geology*. — New York.
- Frebold, H. (1935): *Geologie von Spitzbergen, der Bäreninsel des König Karl- und Franz-Joseph-Landes*. — Berlin.
- French, H. M. (1971): Ice cored mounds and patterned ground, Southern Banks Island, Western Canadian Arctic. — *Geogr. Annaler* 53 A: 32—38.
- Grötzbach, E. (1965): Beobachtungen an Blockströmen im afghanischen Hindukusch und in den Ostalpen. — *Mitt. Geogr. Ges. München* L: 175—201.
- Groom, G. E. & M. M. Sweeting (1958): Valleys and raised beaches in Bünsow Land, Central Vestspitsbergen. — *Norsk Polarinst. Skr.* 115.
- Groom, G. E. (1959): Niche glaciers in Bünsow Land, Vestspitsbergen. — *J. Glaciol.* 3 (25).
- Gross, G., Kerschner, H. & G. Patzelt (1977): Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten. — *Z. Gletscherkde. Glazialgeol.* XII (2): 223—251.
- Höfer, H. v. (1879): Gletscher und Eiszeitstudien. — *Sitz. Ber. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-Phys. Kl. I*, 79, Wien.
- Högbom, B. (1911): *Bidrag till Isfjordsområdets kvartärgeologie*. — *Geolog. Fören. Förhandl.* 33, Stockholm.
- Holte Dahl, H. (1967): Notes on the formation of fjords and fjord-valleys. — *Geogr. Annaler* 49 A: 188—203.
- Isfjord Radio (1963): *Norsk Meteorologisk Årbok* 1961. — Oslo.
- Jahn, A. (1959): The raised shore lines and beaches in Hornsund and the problem of postglacial vertical movements of Spitsbergen. — *Przegl. Geograf. (Polish Geogr. Rev.)* XXI: 143—178, Warszawa.
- Jahn, A. (1976): Contemporaneous geomorphological processes in Longyeardalen, Vestspitsbergen (Svalbard). — *Biul. Peryglac.* 26: 253—268.
- Kleibelsberg, R. v. (1948): *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. — Bd. I, Wien.
- Kuhle, M. (1978): Obergrenze von Frostbodenerscheinungen. — *Z. Geomorph. N. F.* 22 (3): 350—356.
- Kuhle, M. (1980): Versuch einer Gletschertypologie in Abhängigkeit von der Vertikaldistanz. — *Antrittsvorlesung, gehalten am 12. 6. 1980 in Göttingen; A classification of glaciers in dependence of the vertical distance*. — *J. Glaciol. Cryoped.*, Lanzhou (im Druck).
- Kuhle, M. (1982): Der Dhaulagiri- und Annapurna-Himalaya. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* Bd. 41 (1): 1—229, Stuttgart.
- Kujansuu, R. (1967): On the deglaciation of western Finnish Lapland. — *Bull. Com. Géol. Finlande* 232.
- Lichtenegger, N. (1938): Die rezente und diluviale Schneegrenze in den Ostalpen. — *Verh. III. Intern. Quartärkonferenz* 1936: 141—147, Wien.
- Ljestrøl, O. (1969): Glacier surges in West Spitsbergen. — *Can. J. Earth Sci.* 6 (4): 895—897.
- Mannerfelt, C. M. (1949): Marginal drainage channels as indicators of the gradients of Quaternary ice caps. — *Geogr. Annaler* 31: 194—199.
- Mortensen, H. (1928): Über die klimatischen Verhältnisse des Eisfjord-Gebietes. — *Chemie d. Erde* 3 (3—4): 611—638.
- Rapp, A. (1960): Talus slopes and mountain walls at Tempelfjorden, Spitsbergen. — *Norsk Polarinst. Skr.* 119.
- Salvigsen, O. (1979): The last deglaciation of Svalbard. — *Boreas* 8: 229—231.
- Salvigsen, O. & R. Nydal (1981): The Weichselian glaciation in Svalbard before 15,000 B. P. — *Boreas* 10: 433—446.
- Schneebeil, W. (1976): Untersuchungen von Gletscherschwankungen im Val de Bagnes. — In: *8000 Jahre Walliser Gletschergeschichte*, SAC, Bern.
- Schneider, H. J. (1962): Die Gletschertypen. Versuch im Sinne einer einheitlichen Terminologie. — *Geogr. Taschenb.* 1962/63: 276—283, Wiesbaden.
- Schytt, V. (1969): Some comments on glacier surges in eastern Svalbard. — *Can. J. Earth Sci.* 6 (4): 867—873.
- Sharp, R. P. (1942): Multiple Pleistocene glaciation on San Francisco Mountain, Arizona. — *J. Geol.* L (5): 481—503.
- Sissons, J. B. (1976): A remarkable protalus rampart complex in western Ross. — *Scott. Geogr. Mag.* 92: 182—190.
- Svensson, H. (1970): Pingos i ytre delen av Adventdalen. — *Norsk Polarinst. Årbok* 1969: 168—174.
- Troitsky, L. et al. (1979): Pleistocene glaciation chronology of Spitsbergen. — *Boreas* 8: 401—407.
- Visser, Ph. C. (1938): *Wissenschaftliche Ergebnisse der Karakorum-Expeditionen, II, I, IV, Glaziologie*. — Leiden.
- Wagner, G. (1965): *Klimatologische Beobachtungen in Südost-Spitzbergen 1960*. — *Ergeb. d. Stauferland-Exp.* 1959/60, 10: 1—69, Wiesbaden.
- Washburn, A. L. (2 1979): *Geocryology*. — London.
- Watson, E. (1976): Field excursions in the Aberystwyth region 1—10 July 1975. — *Biul. Peryglac.* 26: 79—112.
- Westermann *Lexikon der Geographie* (1970), IV. — Braunschweig.
- Wilhelm, F. (1965): Jüngere Gletscherschwankungen auf der Barentsinsel in SE-Spitzbergen. — *Ergeb. d. Stauferland-Exp. (F.-Nansen-Ged.-Sympos.)* 3: 73—85, Wiesbaden.

Wilhelm, F. (1975): Schnee- und Gletscherkunde. — Berlin, New York.

Wirthmann, A. (1964): Die Landformen der Edge-Insel in Südost-Spitzbergen. — *Ergeb. d. Stauferland-Exp.* 1959/60, 2: 1—53, Wiesbaden.

L u f t b i l d e r

Serie 1148/S60, 7./9. Juli 1960, 1: 50 000, Norsk Polarinstitut, Oslo.

K a r t e n

Navnekart Svalbard 1: 100 000, Blad C7/Dicksonfjorden, Norsk Polarinstitut, Oslo 1972

Navnekart Svalbard 1: 100 000, Blad C8/Billefjorden, Norsk Polarinstitut, Oslo 1970/71.