

# Sandergene und Gletscherentwässerung am Kötlujökull (Höfdabrekkujökull), Südisland

Von Dieter Heim\*

**Zusammenfassung:** Es werden diejenigen Ergebnisse von 13 zwischen 1966 und 1990 durchgeführten Untersuchungskampagnen im südwestlichen bis östlichen Gletscherrandbereich des Kötlujökull zusammengefasst, die sich auf Sandergene und Sander beziehen. Sie beruhen i.w. auf sedimentologischen Gelände- wie Laboruntersuchungen, Gletscherbegehungen und Luftbildanalysen. Die Methodik erlaubte eine detailliertere Rekonstruktion der Sanderentwicklungen im Gletschervorland seit 1945, darüber hinaus von Entwicklungstendenzen und Einzelangaben bis in die letzten Jahrzehnte des 19. Jahrhunderts. Hiernach traten während bestimmter Zeitabschnitte vor dem Gletscherrand gehäuft Kegel-Flachsander mit hochliegenden grobklastischen Wurzeln als Folge subglaziärer Tor-Aufbrüche auf, während andere Zeitabschnitte Aufschüttungen von „Hochsander“-Fächern durch supraglazial ablaufende Schmelzwässer, die im unmittelbaren Gletschervorland z.Z. als Sandgürtel mit Mächtigkeiten >4 m und Reichweiten bis über 1000 m mehr Sedimentvolumen umfassen als die älteren Flachsandergürtel. Die vermutlich bereits nach wenigen Tagen i.w. abgeschlossene Genese der Flachsander-Wurzeln durch den explosionsartigen Ausbruch eines in basalen Bereichen unter extremen hydrostatischen Drücken stehenden sub- bis inglazialen Schmelzwasserkörpers wurde in einem Falle zeitweise beobachtet und wird eingehend diskutiert. Der Ausbruch war häufig verbunden mit der Zerstörung eines bis mehr als 1 km breiten, vor dem neuen Tor gelegenen Moränenareales. Die Wurzeln besitzen neben einer charakteristischen birnenförmigen Grundform und wassertransportierten Blöcken auf der Spitze bis >1 m Durchmesser stets eine zentrale kastentalartige „Hauptrinne“ bis 4 m Tiefe und 50 m Breite sowie flache, nur im Endstadium der Wurzelgenese aktive „Fiederrinnen“. Es werden „K-Tore“ mit stets zugehöriger grobklastischer Wurzel, jedoch generell abnehmender Schüttungsstärke (daher begrenzter Aktivitätszeit) von „L-Toren“ i.a. ohne Wurzel, doch mit langzeitlich beständiger Schüttung unterschieden. Während die Granulometrie der Flachsander auch in Eisrand-Distanzen von mehreren km noch von mugearitischen bis andesitischen Blöcken beherrscht wird, entspricht das Hochsander-Material Mittelsanden ohne erkennbare Transportdifferenzierungen und ohne Tonanteil. Aufbau, Schichtung und Sedimentologie der von verzweigten Kleirinnen überzogenen Sand-Fächer werden bestimmt durch die kurzzeitig wechselnden Schüttungen der Austrittspunkte supraglazialer Schmelzwässer am Eisrand und durch das während der sommerlichen Hauptaktivitätszeiten in den Kleirinnen überall vorherrschende obere Strömungsregime, das mit einer regen Entwicklung von Gegenrippeln verknüpft ist. Im Gegensatz zur subglaziären Gletscherentwässerung war die supraglaziale mit nur schwachen Erosionswirkungen verbunden: die Hochsander füllten Depressionen u.a. älterer Moränenareale aus oder wuchsen auf Flachsandern mit ihren Wurzeln auf. Während alle großen Flachsander vor etwa stationären Eisrändern auftraten, war die Entwicklung zusammenhängender Hochsandergürtel an progressive Eisränder gebunden. Dagegen fehlten größere Sanderentwicklungen vor zurückschmelzenden Eisrändern des Kötlujökull. Auf Grund von Gletscherbegehungen und Luftbildanalysen werden die unterschiedlichen Sanderentwicklungen auf verschiedene Strukturen des Gletscherabfalls zurückgeführt. Abschließend werden kurz die „Überlebenschancen“ der Sander im Gletschervorland sowie eventuelle Übertragungsmöglichkeiten der in Island gewonnenen Ergebnisse auf pleistozäne Gletscherrandzonen in Norddeutschland diskutiert.

**Summary:** Results of 13 field investigations between 1966 and 1990 of the southwestern to eastern margin of Kötlujökull and its proglacial area are summarized with respect to sandar and their formation. Generally, the results are based on sedimentological examinations in the field and laboratory, on analyses of aerial photographs, and investigations of the glacier slope. The methods permitted a more detailed reconstruction of sandar evolution in the

proglacial area of Kötlujökull since 1945, of tendencies in development and of single data going back until the last decades of the 19th century. Accordingly, there existed special periods of „flachsander“-formations with raised coarse-grained „sanderwurzeln“ resultant from the outbreak of subglacial meltwater tunnel outlets and other periods with „hochsander“-formations by supraglacial drainage. At present the belts of hochsanders in front of the glacier come up to more than 4 m in thickness and 1000 m in width, therefore containing perhaps more sediment direct in front of Kötlujökull than the old belts of flachsanderwurzeln. In one case the explosion-like subglacial meltwater outburst combined with the genesis of a sanderwurzel could be observed for a time and is thoroughly discussed. The event is referred to the outburst of a sub- to inglacial meltwater body being under extreme hydrostatic pressures which is combined with the genesis of a new subglacial tunnel outlet as a new flachsander. Often these outbursts led to the destruction of a morainic belt more than 1000 m in width. Presumably the whole event was finished in not more than a few days. In addition to a characteristic pear-shaped form and water-moved stones up to diameters of 1 m the wurzeln possess a single „main-channel“ with rectangular cross-sections as far as 4 m deep and 50 m wide just as small flat channels resembling fish bones in connection with the main channel. Presumably, they have been active only in the last stage of wurzel formation. With regard to the subglacial tunnel gates long-living L-meltwater outlets are distinguished from short-living K-meltwater outlets. These are always combined with a raised coarse-grained sanderwurzel, but its meltwater discharge is generally decreasing and ceases after some years, whereas the discharge of L-meltwater outlets continues unchanged for long times (except seasonal differences). The material of flachsanders is preponderantly composed of mugearitic and andesitic cobble extending at least for some kilometres from the glacier margin, whereas the hochsanders correspond to medium to coarse sands without clay and without alternations into the direction of flow. The hochsander fans are covered with small braided channels. Their sedimentary structures are determined by the short time changing of supraglacial meltwater discharge and the upper flow regime combined with the development of antidunes, which rule the channel-flows during the main activity periods in summer. Unlike the subglacial drainage the supraglacial drainage led to only weak effects of erosion on the glacier foreland. So the hochsanders refilled depressions of morainic areas or grew up on older flachsanderwurzeln. Whereas all large flachsanders developed in front of approximate stationary glacier margins, the evolution of coherent belts of hochsanders were combined with progressive glacier fronts. On the other hand, there was obviously no evolution at all of large sandar in front of back-melting margins of Kötlujökull. Based on examinations of the glacier surface and on analyses of aerial photographs the different types of sandar are referred to different structures of the glacier snout. Finally chances of surviving of sandar in the proglacial area of Kötlujökull are shortly discussed just as the possibility of an application of the Icelandic research results on Pleistocene sandar in northern Germany.

## 1 EINFÜHRUNG

### 1.1 Bisherige Arbeiten und Vorstellungen zum Thema. Jüngste Untersuchungen an isländischen Gletscherrändern

Die in Norddeutschland vor den ehemaligen saale- und weichselzeitlichen Gletscherrändern auftretenden Sand-Kies-Gürtel wurden bekanntlich in Analogie zu ähnlichen Sedimenten vor isländischen Eisrändern erstmals von KEILHACK 1884 als Schmelzwasserablagerungen gedeutet und als „Sander“ bezeichnet.

\* Prof. Dr. Dieter Heim, Institut für Geowissenschaften, Fachbereich 22, Universität Mainz, Saarstrasse 21, D-55122 Mainz.  
Manuskript eingegangen 6. Oktober 1993, angenommen 22. Februar 1994.

net. Der erste Schritt zum Verständnis detaillierter Zusammenhänge zwischen Gletscherentwässerung und Sanderogenese ergab sich aus der Deutung norddeutscher Rinnenseen als Erosionsformen subglaziärer Schmelzwässer (JENTZSCH 1884) und aus der Beobachtung von Sandern mit Oberflächenformen von flachen Halbkegeln, deren Spitzen vor dem Ausgang subglaziärer Schmelzwasserflüsse von rezenten Gletschern in Alaska (RUSSEL 1892, 1893) oder von weichselzeitlichen „Fördentälern (fjorddale)“ in Jütland (USSING 1903) lagen. So führte MADSEN (1921) für diese Täler die Bezeichnung „Tunneltal (tunneldal)“ ein und kennzeichnete hiermit ihre Entstehung durch subglaziäre Schmelzwassererosion. In vielen dieser frühen Arbeiten spielen eine besondere Rolle hydrostatisch gespannte Schmelzwässer, welche u.a. bei ihrem Austritt aus den Gletschertoren auch grobklastisches Material aufwärts verfrachtet und so z.B. die heute vor allem in Jütland wie Schleswig über dem Höhenniveau der Gletscher- und Tunnelbasen gelegenen Sanderoberflächen und grobklastischen Wurzeln verursacht haben sollen (u.a. HERSHEY 1897, DE GEER 1897, USSING 1903, 1913, WERTH 1907).

Dieses zunächst einleuchtende und einfache genetische Schema: subglaziärer Tunnel durch Schmelzwassererosion und zeitweise hydrostatisch gespannte Schmelzwässer führend - Gletschertor - „Sanderwurzel“ (WOLDSTEDT 1929) mit Kegelsander - wurde später z.T. angezweifelt, modifiziert oder ergänzt. So wandte man gegen die Existenz hydrostatisch gespannter Schmelzwässer in subglaziären Tunneln ein, daß diese Tunnel mit der Oberfläche durch Spalten verbunden sein müßten, welche ihnen das Wasser zuführten (LEIVISKÄ 1928), daß das Gefälle der Gletscherbasen von Skandinavien bis östlich und südlich der Ostseefurche zu gering sei und die Basis hier ja z.T. sogar gletscherwärts einfalle (u.a. JASPERSEN 1953, dagegen jedoch GRIPP 1958), daß nach Hydrologie und Granulometrie z.T. keine Zusammenhänge zwischen Tunnel und Sanderspitze beständen (z.B. WEISS 1958) oder einfach daß die bisherigen Beobachtungen von aktiven Gletschertoren stets nur einen gravitativen Wasserauslauf mit freier Oberfläche zeigten (z.B. TODTMANN 1937, 1960). Die Genese der Rinnenseen wurde ausschließlich oder überwiegend auf glazigene Erosion zurückgeführt, wodurch Übertiefungen, stufenartige Gefällskurven und unregelmäßige Querschnitte besser erklärt werden könnten als durch hydrostatisch gespannte Schmelzwässer (z.B. WOLDSTEDT 1952 u. früher, HANSEN 1971, LIEDTKE 1981). Die Problematik erfuhr eine neue Dimension, als durch Tiefbohrungen und Seismik die Tiefenrinnen in weiten Untergrundbereichen des norddeutsch-polnischen Pleistozäns und der Nordsee bekannt wurden (hierzu zuletzt EHLERS & WINGFIELD 1991). Manche pleistozänen Talformen zeigen abschnittsweise und alternativ sowohl Merkmale von Tunneltälern wie auch solche von Zungenbeken (Beispiele: das Langsee-Wellspanger Au-System wie teilweise auch die Schlei in Schleswig-Holstein). So wird in jüngerer Zeit von vielen Autoren eine primäre subglaziäre Schmelzwassererosion mit nachfolgender glazigener Überprägung und Übertiefung, damit aber eine vermittelnde Stellung angenommen (WOLDSTEDT 1961, GRIPP 1964: 187, 372, 1975b, GALON 1965, PASBIERBSKI 1979).

Infolge der zahlreichen Beobachtungen an rezenten Gletschern seit der Jahrhundertwende kann heute selbstverständlich kein Zweifel mehr an der Existenz subglaziärer, von Schmelzwässern durchflossener Eistunnel und Gletschertore bestehen. Offen bleiben allerdings weiterhin die Fragen nach dem gletscherwärtigen Verlauf solcher Tunnel und ihrer Zuflußsysteme, den Erosionswirkungen ihrer Schmelzwässer und der genetischen Verknüpfung mit hochgelegenen grobklastischen Sanderwurzeln. Auch die Frage nach der Existenzmöglichkeit hydrostatisch hochgespannter sub- oder inglaziärer Schmelzwässer wurde in dieser allgemeinen Form längst positiv beantwortet. So traten auch während der Untersuchungen des Verfassers am Kötflujökull an unterschiedlichen Positionen vor dem Eisrand episodisch immer wieder in meistens kesselartigen Einbrüchen artesisch aufwallende Schmelzwässer auf, die einige Tage bis Wochen einen größeren ephemeren Schmelzwasserfluß allein speisten, um dann vollständig zu versiegen. Der zentrale Hauptabfluß des Skeidararjökull wurde um 1980 überwiegend durch außerordentlich schüttungsreiche wie auch beständige artesische Quellen vor dem östlichen und westlichen Gletscherrand gespeist (ähnlich auch GRIPP 1929: 184 für einen Schmelzwasserfluß in Spitzbergen). Allerdings schien gerade der Schmelzwasserablauf aus rezenten subglaziären Tunneln i.a. nur gravitativ zu erfolgen, daher blieben die unmittelbar sichtbaren sedimentologischen Wirkungen gering, und ein Bezug zu grobklastischen, höher als das Tordach gelegenen Sanderwurzeln war nicht erkennbar.

Unabhängig von solchen Fragen führte die stetig sich erweiternde Kenntnis glazifluvialer Ablagerungen auch zu Erweiterungen und Differenzierungen des ursprünglichen Sanderbegriffs, wobei allerdings die genetische Verknüpfung mit dem Modus der Gletscherentwässerung in den Hintergrund trat. So unterschied KRIGSTRÖM (1962) den longitudinalen „Talsander“ mit nur einer einzigen Hauptrinne vom „Flächensander“, der sich aus überlappenden Halbkegeln zusammensetzt. Etwa äquivalente Bedeutung besitzen die „Rinnensander“ (z.B. GRIPP 1964: 245), bei denen die Schmelzwässer mit ihrem Material durch ein i.a. älteres Hochgebiet hindurchgeführt werden, welches von den Schmelzwässern nicht überflossen oder zerstört werden kann. Als „innere Sander“ bezeichnete GRIPP (1950) sandige Schmelzwasserablagerungen zwischen jüngeren und älteren Eisrandlagen (später und bei anderen Autoren auch häufig „Binnensander“).

Für ein Verständnis des Zusammenhanges zwischen Gletscherentwässerung und Sanderbildung war die Einführung des „Hochsanders“ durch GRIPP (1975a) als Gegensatz zum „Flachsander“ KEILHACKS (1884) der zweite Schritt. Bereits FRANZ & WEISSE (1965), GELLERT (1966), HANNEMANN (1969) sowie MEYER & SCHNEEKLOTH (1973) beschrieben glazifluviale, unmittelbar an ehemaligen Gletscherrändern abgelagerte Sande, deren Oberfläche bis 20 m über der angrenzenden Grundmoräne liegen konnte und welche von den ersten Autoren als „Endmoränenvertreter“ bezeichnet wurden. Während die „Flachsander“ trotz aller obigen Einwände eindeutig der subglaziären (auch nicht inglaziären) Gletscherentwässerung zugeordnet werden müssen, wurde die Genese der Hochsander eben-

so eindeutig auf supraglaziale Gletscherentwässerungen zurückgeführt, nämlich „wo kleine Oberflächen-Schmelzwasser-Bäche die basalen Schuttlagen des Eisrandes queren“ (GRIPP 1975a). Bezeichnend für die Hochsander soll weiterhin sein ihre gegenüber den Flachsandern deutlich feinere Körnung (GRIPP 1975a: „Mittel- und Feinsande“ oder GRIPP 1975b: „Hochsander unterscheiden sich durch Aufspülung und Kornverteilung von Flachsandern“). Charakteristisch soll auch ein Aufwachsen vor anschwellenden Gletscherzungen oder zwischen Moränenwällen sein und damit longitudinale, eisrandparallele Formen großer Mächtigkeit. Dagegen wird jedoch auch die Möglichkeit eines Aufwachsens auf älteren Sanderwurzeln nicht ausgeschlossen (GRIPP 1975a: 495). Beispiele für rezente und pleistozäne Hochsander wurden inzwischen mehrfach bekannt (außer in der oben angegebenen Literatur GRIPP 1976, EHLERS 1978, 1983, HEIM 1983, 1984). Trotz solcher Einzelbeispiele bleiben Fragen nach der Gesamtverbreitung, Anteil, Bedeutung und Sedimentologie derartiger Hochsander innerhalb der glazifluvialen Sedimente vor den pleistozänen Gletscherrändern Norddeutschlands weiterhin offen.

Nun führten die Untersuchungen des Verfassers an einem längeren Gletscherrandabschnitt des Kötlujökull auf neue Hinweise zu diesem Problemkreis, die in vorläufiger Form bereits 1983 in dieser Zeitschrift publiziert wurden. So konnte im Spätsommer 1966 am Kötlujökull vom Verfasser erstmals ein subglazialer artesischer Schmelzwasserausbruch beobachtet werden, der zur Neubildung eines Gletschertores und einer grobklastischen Sanderwurzel führte. In der Folgezeit kam es zu Untersuchungen isländischer Gletscherrandbereiche von anderer Seite. So wurde 1968 der Randbereich des Skeidarárjökull mit seinem Vorland in umfassender Weise von Galon u. Mitarbeitern untersucht (GALON 1973), 1977 und später der Randbereich des Sléttjökull mit seinem Vorland wie auch der Nordostrand des Kötlujökull von Krüger und Mitarbeitern (KRÜGER & HUMLUM 1981). Allen diesen Untersuchungen lagen allerdings etwas andere Zielsetzungen zugrunde als den eigenen, die in systematischer Form 1978 einsetzten und 1990 nach insgesamt 13 Kampagnen beendet wurden. Hierbei ging es weniger um die Aufnahme und Deutung des gegebenen Formeninventars als um eine möglichst vollständige Erfassung aller Entwicklungen und Prozesse, die sich in einem längeren Zeitraum im Randbereich eines aktiven Gletschers abspielen. Nach Begehungen mehrerer isländischer Eisränder wurde für diese Untersuchungen ein etwa 8 km langer Abschnitt der südwestlichen bis östlichen Gletscherfront des Kötlujökull ausgewählt. In Anknüpfung an die Beobachtungen 1966 war ein zentrales Thema der Arbeiten die Sanderogenese und ihr Zusammenhang mit der Gletscherentwässerung. Ein weiteres zentrales Thema ergab sich aus der Entwicklung des Gletschers, der am Beginn der Arbeiten in eine Expansionsphase geriet und so Anlaß gab zur Untersuchung aller an der progressiven Eisfront ablaufenden Prozesse. Hierüber soll später in einem besonderen Teil berichtet werden.

Die Kampagnen dauerten meistens vier bis acht Wochen und erfaßten die wärmeren Monate vom 1. Juni bis Mitte September sowie in zwei Kurzkampagnen ein bis zwei Wochen der Monate Dezember und Januar. An fünf Kampagnen waren ins-

gesamt fünf wissenschaftliche Mitarbeiter beteiligt, mit deren Hilfe u.a. auch geodätische, geophysikalische, photogrammetrische, sedimentologische und mineralogische Methoden eingesetzt werden konnten. Darüber hinaus wurde uns wertvolle Unterstützung zuteil auch von nichtwissenschaftlichen isländischen und deutschen Helfern.

Die anfängliche Hoffnung auf einen weiteren großen Tor-Aufbruch mit Wurzelgenese im Untersuchungsgebiet und die Möglichkeit ihrer Untersuchung erfüllte sich allerdings nicht. Dafür konnte jedoch die Entwicklung des Gletschers und seines Vorlandes etwa ab August 1945 an Hand von Luftbildern auch für einige Jahrzehnte vor Beginn der Untersuchungen verfolgt und noch ältere Zustände durch die Geländearbeiten rekonstruiert werden, wenn auch größere zeitliche Lücken und Unsicherheiten blieben. Insgesamt ergaben sich aus diesen Arbeiten wesentliche Ergänzungen und Fundierungen der in HEIM (1983, 1984) enthaltenen Ergebnisse.

Wichtige Aussagen beruhen also unmittelbar oder mittelbar auf Luftbilddauswertungen. Für diese wurden alle Befliegungen des Untersuchungsgebietes und durch den Landmaelingar Islands erhältliche Aufnahmen aus dem Zeitraum 1938-1984 benutzt (in Einzelfällen noch durch eigene Befliegungen ergänzt). Allerdings sind vor allem die älteren Aufnahmen von sehr unterschiedlicher Qualität, und drei von ihnen erfassen nur Teile des Untersuchungsgebietes. Im einzelnen handelt es sich um die folgenden Luftaufnahmen vom Kötlujökull und seinem Vorland:

- 1938, Schrägaufnahmen des Danish Geodetic Survey.
- 29.08.1945, nordöstlicher Bereich z.T. unter Wolken, Flughöhe ca. 6100 m.
- 20.09.1946, nur östlicher bis nordöstlicher Bereich, Flughöhe ca. 6200 m.
- 14.09.1955, nur südwestlicher bis südöstlicher Bereich, Flughöhe 4350 m.
- 13.08.1960, Flughöhe ca. 4300 m.
- August 1973, kontrastarme Infrarotaufnahme der NASA.
- 13.09.1975, nur südwestlicher bis südöstlicher Bereich, Flughöhe ca. 5000 m.
- 22.08.1980, Flughöhe 6700 m.
- 04.09.1984, Flughöhe 5486 m.

### 1.2 Zum Auftreten glazifluvialer Sedimente vor isländischen Gletscherrändern

Die vier großen isländischen Eiskappen (Abb.1) werden partiell von Randgebirgen umsäumt und ihre Schmelzwässer samt dem mitgeführten klastischen Material häufig durch z.T. tief eingeschnittene Rinnen über weite Distanzen vom Gletscher fortgeführt, ehe dieses Material als „Fernsander“ gewöhnlich erst im Küstenbereich zur Sedimentation gelangt. Daher kommen bereits aus topographischen Ursachen z.Z. nur wenige Randabschnitte jener Eiskappen für die Entwicklung breiterer Sandergürtel in Betracht. Aber auch vor solchen Abschnitten erstrecken sich häufiger Moränenareale als glazifluviale Sedimente (die isländischen „sandar“ umfassen neben Schmelzwäs-

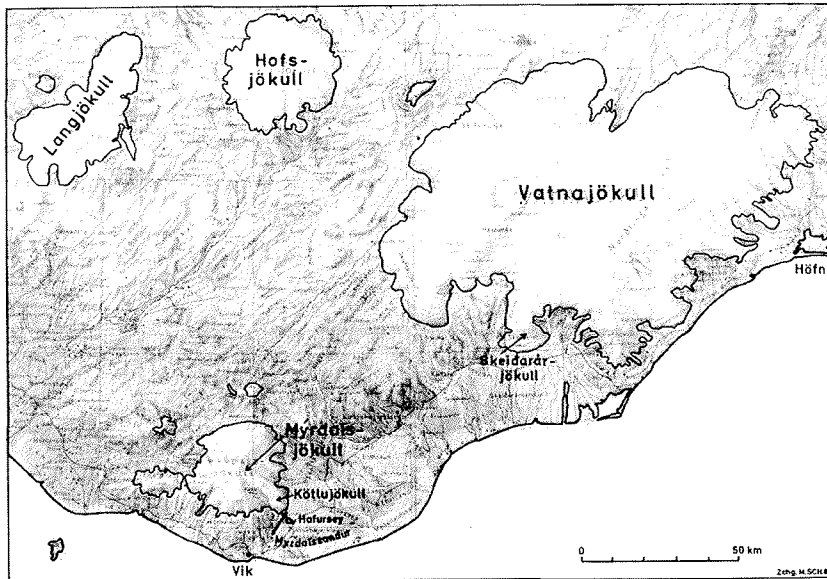


Abb. 1: Übersicht über die vier großen Eisschilde auf Island.

Fig. 1: Location of the four large ice caps of Iceland.

serablagerungen auch sandig-kiesige Moränenbereiche und sogar Pyroklastite). Setzt man einmal günstige topographische Vorlandverhältnisse und ebenso die Möglichkeit eines hinreichenden Nachschubs von klastischem Lockermaterial etwa aus dem Gletscherbett voraus, dann sollte die Entwicklung größerer Sanderflächen vor Eisrändern vor allem an eine intensive Gletscherentwässerung und damit an einen möglichst aktiven Gletscherhaushalt mit hohen Akkumulations- wie Ablationsraten gebunden sein, damit aber auch häufig an tief unter den entsprechenden Gleichgewichtslinien gelegene Eisränder.

So findet man am Hofsjökull überwiegend vor den 600-700 m über NN hinreichenden Süd- und Südosträndern jüngere Sanderbildungen, am Langjökull vor dem bis 550-600 über NN hinreichenden Südrand. In beiden Fällen handelt es sich um die relativ tiefsten Randabschnitte der bis über 1700 bzw. 1300 m aufragenden Eiskappen. In meistens kleineren Arealen treten Schmelzwasserablagerungen auch vor dem Nord- und Westrand des Vatnajökull in Höhen meistens über 800 m, in größerem Umfang ebenso vor dem Nordrand des Mýrdalsjökull in Höhen um 600 m auf. Insgesamt entsprechen die hochgelegenen Eisränder und vor allem die Nordränder der Eiskappen im isländischen Binnenlande unter den derzeitigen klimatischen Verhältnissen jedoch eher passiven als aktiven Gletscherhaushalten, und die Akkumulationsraten der entsprechenden Einzugsgebiete reichen meistens nicht zu weiträumigen Gletschervorstößen unter die Gleichgewichtslinie. Im Gegensatz hierzu liegen mindestens die Süd- und Südostabdachungen vom Vatnajökull und Mýrdalsjökull im Einflußbereich feuchter Seewinde aus südlichen Richtungen. Sie führen hier zu den relativ höchsten Niederschlägen Islands, welche in den Akkumulationsgebieten jener Abdachungen Jahreswerte von weit über 4000 mm erreichen (auf höheren Lagen des Lang- und Hofsjökull max. 3000-4000 mm und am Nordrand des Vatnajökull z.T. unter 500 mm). Mit diesen hohen Niederschlägen in einer kühl-maritimen Klimazone stehen im Zusammenhang Erniedrigungen der Firnlinien bis mehrere 100 m sowie eine Reihe von ausgeprägten Tal- und Auslaßgletschern in Süd- und Südostisland, welche von den Süd- und Südosträndern des Vatna- wie Mýrdalsjökull in der

jüngeren Vergangenheit vereinzelt fast bis auf das Meeresniveau hinabreichen (z.B. der Breidamerkurjökull) und so auf eine spezielle Intensivierung der Eisproduktion im Bereich jener Abdachungen weisen. Offensichtlich steht hiermit im Zusammenhang auch die weite Verbreitung glazifluvialer Sedimente in den Küstenbereichen Süd- und Südostislands, darunter die beiden weitaus größten über dem Meeresspiegel gelegenen glazifluvialen Sedimentkörper Islands, der etwa 790 km<sup>2</sup> umfassende Skeidarársandur vor der z.Z. ca. 30 km langen und bis um 90 m über NN hinreichenden Front des Skeidarárjökull als längstem Auslaßgletscher des Vatnajökull und der rund 300 km<sup>2</sup> umfassende Mýrdalssandur (hiermit sind lediglich seine Schmelzwasserablagerungen erfaßt, nicht die sich im Osten damit verzahnenden Pyroklastite!) vor der z.Z. etwa 12 km langen und bis unter 190 m über NN hinreichenden Front des Kötlujökull (= Höfdabrekkujökull) als längstem Auslaßgletscher des Mýrdalsjökull. In beiden Fällen wurden die Aufschüttungen so großer Sedimentmassen allerdings begünstigt durch den subglaziären Vulkanismus des Grimsvötn im Einzugsbereich des Skeidarárjökull bzw. der Katla im Einzugsbereich des Kötlujökull. Beide auch heute noch aktiven Vulkane lieferten vermutlich einen sehr großen Anteil des in den entsprechenden Sandern enthaltenen Materials und führten mit ihren Eruptionen direkt oder indirekt (im Falle des Grimsvötn) zu zwar nur episodischen und kurzzeitigen, dann jedoch extremen Aktivierungen der Gletscherentwässerung.

Sowohl im Vorland des Skeidarárjökull und Kötlujökull wie auch in dem anderer isländischer Gletscher treten einige 100 m bis mehrere km vor den heutigen Gletscherfronten die Relikte eines ehemals sehr ausgeprägten, häufig zwei- oder mehrgliedrigen Endmoränensystem auf, das einer generellen Expansionsphase der großen isländischen Eiskappen um die letzte Jahrhundertwende entspricht (hierzu 2.2) und hier in Anlehnung an GALON (1973) als „Hauptendmoränen-Zone“ bezeichnet wird. Dieses häufig 100 bis 300 m breite System teilt die Vorländer von Skeidarárjökull und Kötlujökull in relativ reliefarme Block-, Kies- und Sandfluren der heute gletscherferneren Sander mit nur seltenen Relikten glazigenen Ursprungs und häufig

recht bewegte, bis zum Gletscherrand reichende Zonen, in denen sich glazigene, glazifluviale und glazilimnische Ablagerungen miteinander verzahnen.

Der Vergleich des Skeidarárjökull- und Kötlujökull-Vorlandes zeigt noch eine weitere Ursache auf, welche die Bildung größerer Kegelsander und damit die Entwicklung von breiten Sandergürteln vor einem Eisrand einschränken oder sogar gänzlich verhindern kann. Während vor den Hauptendmoränen-Relikten des Skeidarárjökulls ebenso wie vor denen des Kötlujökulls noch größere Kegelsander eine mindestens teilweise oder überwiegende zentrifugale Gletscherentwässerung zur Hauptendmoränenzeit bezeugen, konnten sich in der Folgezeit des generellen Zurückschmelzens der isländischen Gletscher Kegelsander nur noch vor dem Kötlujökull zu jeder Zeit frei entwickeln, vor dem Skeidarárjökull dagegen lediglich noch anfangs und beschränkt auf bestimmte Gletscherabschnitte, in der heutigen Zeit vor keinem Abschnitt mehr. Denn anders als beim Kötlujökull ging mit dem Zurückschmelzen des Skeidarárjökull-Randes aus den Hauptendmoränen bis in die derzeitige Gletscherrandzone ein sukzessives Absinken der randlichen Eisbasis einher, so daß diese heute vor seinem Ostrand bis mehr als 50 m unter den alten Moränenoberflächen liegt. Hierdurch aber wurde ein Umschlag von der zentrifugalen in eine gletscherrand-parallele Entwässerung über periphere Stauseen und breite Stromsysteme erzwungen, welche sich mit dem Zurückschmelzen der Eisfront stetig veränderten und die Schmelzwässer der zentralen Gletscherentwässerung während der letzten Jahrzehnte fast ausschließlich durch einen alten Moränendurchbruch über den Gýgiukvisl nach Süden abführten.

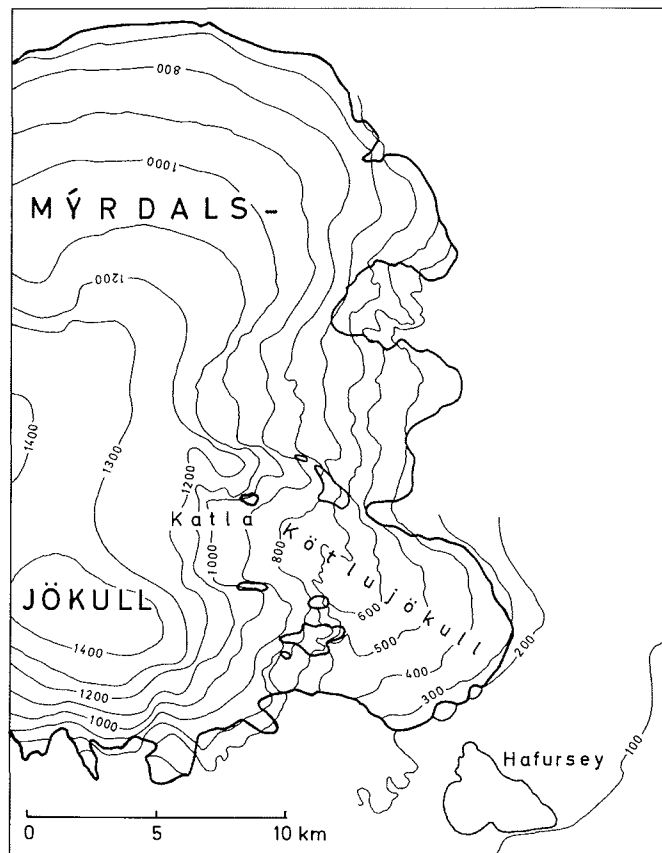


Abb. 2: Übersicht über den östlichen Mýrdalsjökull mit dem Kötlujökull, nach ROBSON (1987).

Fig. 2: The eastern Mýrdalsjökull with Kötlujökull; after ROBSON (1987).

## 2 RAHMENBEDINGUNGEN FÜR DIE UNTERSUCHTEN SANDERBILDUNGEN: DER KÖTLUJÖKULL

### 2.1 Zur Physiographie, Glaziologie, Klimatologie und Entwässerung

Der Einzugsbereich des Kötlujökull reicht in Höhen bis über 1300 m und in eine Mulde hinein, welche die beiden höchsten, nahezu 1500 m erreichenden Eiskuppeln des Mýrdalsjökull voneinander trennt (Abb. 2). Von diesen Höhen erstreckt sich seine längste Achse in ESE-Richtung 17-18 km zu der z.Z. 180-300 m über NN hinabreichenden Front. Die Breite des Kötlujökull beträgt an seiner schmalsten Stelle in etwa 650 m Höhe 3,5 km; in Frontrichtung verbreitert er sich danach noch einmal bis auf max. ca. 8 km. Nach RIST (1967) könnte die Eisdicke etwa im 1000 m-Niveau und Calderenbereich der Katla um 300 m liegen. In etwa gleicher Höhe wurden im Juli 1946 Oberflächengeschwindigkeiten des Eises von 1,3-1,7 m/Tag ermittelt (umgerechnet nach EYTHORSSON 1953). Die Firnlinie lag im Jahre 1948 nach LISTER (1953, Pl.2) zwischen 620-680 m über NN; für das Jahr 1982 kam PICH (1988) auf der Basis einer Abschätzung des Akkumulations- und Ablationsvolumens auf eine Höhe der Gleichgewichtslinie um 680 m. Der Akkumulationsbereich des Kötlujökull umfaßt demnach etwa 60 km<sup>2</sup>.

Wie in 1.2 beschrieben, liegt der Kötlujökull in der niederschlag-

reichsten Zone Islands. So wurde an der 20 km vom südwestlichen Gletscherrand entfernten Wetterstation Vik für den Zeitraum 1926-1983 ein Schnitt von 2130 mm/a bei Jahresmitteltemperaturen zwischen 4,8 und 6,0° C ermittelt. Eigene Niederschlagsmessungen am Gletscherrand 200 m über NN ergaben für den Juli 1983 einen Monatswert von 297 mm und für den besonders nassen Juli 1987 einen solchen von fast 600 mm bei Tagesmitteltemperaturen zwischen 5 und 7° C. Da andererseits nach langzeitlichen Mitteln der Station Vik Juli und August die niederschlagsärmsten Monate in Island sein sollen, wird man annehmen, daß die Jahresniederschläge auf dem höheren Gletscher i.a. 4000 mm weit überschreiten (hierzu auch EYTHORSSON & SIGTRYGGSSON 1971), wobei allerdings auch im Akkumulationsbereich ein gewisser Anteil des Niederschlages als Regen fallen wird. Messungen von Winterschneedicken im Einzugsbereich des Kötlujökull und Höhenniveau 1280 m ergaben für den Zeitraum von 1942-1945 Werte zwischen 4700 und 7850 mm/a (EYTHORSSON 1953).

Hohe Akkumulationsvolumina auf dem höheren Gletscher müssen mit analogen Ablationsvolumina des unteren Gletschers korrespondieren. Umfangreiche Ablationsmessungen wurden im Sommer 1968 auf dem unteren Skeidarárjökull von WOJCIK (1973) durchgeführt. Hier ermittelte er z.B. ein Tagesmittel von 66,7 mm in 95 m über NN und von 61 mm in 330 m über NN als Ablationsbetrag in Wasseräquivalent. Nach BJÖRNSSON

(1975) beträgt im Süden und Südosten Islands die Ablation der bis in das 100 m-Niveau hinabreichenden Gletscherzungen 10 m Eis/Jahr. Eigene Messungen an ca. 190 m über NN gelegenen Frontabschnitten des Kötlujökull in den Jahren 1987 und 1989 ergaben Rückschmelzbeträge der mit 60-80° abfallenden Eisfront von maximal 16-17 mm/h in den Sommermonaten bei direkter Sonneneinstrahlung, Tagesmittelwerte zwischen 60-80 mm im Juni 1989 und Juli 1987 sowie Tagesmittelwerte zwischen 2-5 mm im Dezember 1987 bei Temperaturen um +1° C und leichtem Regen. Nach diesen Messungen wird unter Berücksichtigung der mittleren saisonalen Entwicklung von Temperaturen, Sonnenscheinstunden und Niederschlägen als Regen auf der Station Vik angenommen, daß die jährlichen Rückschmelzraten der Kötlujökull-Front während der Untersuchungszeit ohne Berücksichtigung der Gletscherprogression zwischen 11-15 m lagen, und zwar mit etwas höheren Werten am Süd- als am Ostabfall.

Für die Sanderbildung maßgebend ist nur derjenige Anteil des Ablationsvolumens, welcher als Schmelzwasserfluß oder Schmelzwasserbach aus der Gletscherfront austritt. Ähnlich wie der Skeidarárjökull wird auch der Kötlujökull zunächst durch zwei randliche subglaziäre Gletschertore und über proglaziäre Ströme mit starker und relativ beständiger Wasserführung entwässert; von diesen lag der Rjupnagil vor der Südwestecke des Gletschers noch im Untersuchungsgebiet. Von sehr viel größerem Interesse war jedoch die zentrale Entwässerung des Kötlujökull. Diese erfolgte bis um 1973 fast ausschließlich bis überwiegend ebenfalls durch subglaziäre Tore und größere proglaziäre Stromsysteme, etwa ab 1979 dagegen fast ausschließlich als supraglaziäre Entwässerung über kleinste bis größere Vorlandrinnen mit sehr wechselnder Wasserführung. Ein Versuch PICHs (1988), die Menge der im Juli 1983 durch solche Rinnen von einem ca. 3-4 km langen zentralen Gletscherabschnitt abgeführten supraglaziären Schmelzwässer auf der Basis von, Strömungs- und Querschnittsmessungen abzuschätzen, führte zu einem Volumen von 3.785.580 m<sup>3</sup> (PICH 1988). Hierin ist enthalten ein gewisser Anteil der Niederschläge, nicht jedoch der Sublimationsteil und die über das Grundwasser, episodische artesische Quellen und vielleicht auch über die randlichen subglaziären Tunnel ablaufenden Schmelzwässer. Es muß weiterhin berücksichtigt werden, daß die supraglaziäre Schmelzwasserproduktion und damit auch die Wasserführung der entsprechenden Vorland-Rinnen mit sinkenden Temperaturen und Sonnenständen bis auf Null in den Wintermonaten abnimmt.

## 2.2 Gletscherrandbewegungen

Es wurde bereits von HEIM (1983) darauf hingewiesen, daß die Entwässerung und Sanderbildung am Kötlujökull in gewissen Beziehungen zum Bewegungszustand des Gletschers stehen. Daher sollen die bedeutendsten Gletscherrandbewegungen etwa seit der Jahrhundertwende hier einmal kurz zusammengefaßt werden.

Analog zur äußeren Hauptendmoräne des Skeidarárjökull entstanden auch die 800-1200 m der heutigen Kötlujökull-Front

vorgelegenen äußeren Hauptendmoränen-Relikte durch einen Gletschervorstoß wahrscheinlich in der letzten Dekade des 19. Jahrhunderts, die innere Hauptendmoräne vielleicht um 1910 oder sogar noch später. Danach setzte ein generelles, vielleicht zunächst langsames, etwa ab 1930 rascheres Zurückschmelzen des Gletscherrandes ein, wobei das Eis sich jedoch mindestens im SW erst im Zusammenhang mit dem Kötluhlaup 1918 endgültig aus der Hauptendmoränen-Zone zurückzog. Das offenbar mit unterschiedlicher Geschwindigkeit verlaufende Zurückschmelzen führte im Südwesten 1945 oder kurz davor, im Osten einige Jahre später zu relativen Minimalständen des Gletscherrandes etwa im Bereich der heutigen Eisrandzone. In den diesen Ständen folgenden Jahrzehnten traten nach Luftbildanalysen und Geländeuntersuchungen zwei Oszillationsbewegungen des Gletscherrandes von max. 200 m Reichweite auf, von denen die zweite auch heute noch andauert. Beide Bewegungen begannen mit einer Progression am Südwestrand, während der Ostrand wahrscheinlich noch weiter zurückschmolz, griffen dann im Verlauf von einigen Jahren immer weiter auf die benachbarten Südost- und Ostabschnitte über, wobei max. Progressionsgeschwindigkeiten von 30-35 m/Jahr erreicht wurden. Die erste progressive Bewegung des Südwestrandes begann um 1945 und hatte noch vor 1955 fast den gesamten Gletscherrand des Untersuchungsgebietes ergriffen. Um 1955 begann dieser Rand in einer z.T. wohl bis zwei Jahrzehnte anhaltenden regressiven Bewegung sich aus seinen gerade geschaffenen Stauch- und Satzendmoränen wieder zurückziehen. Auf dem Luftbild 1973 erkennt man erstmalig den Beginn der zweiten Progression im Südwesten, die bis 1980 den gesamten hier untersuchten Rand - in allerdings sehr unterschiedlichem Maße - ergriffen hatte und bis 1989 mit unverminderter Geschwindigkeit anhielt. Erst seit diesem Jahre zeigten die Eisrandmessungen ein Abklingen der Progression.

## 2.3 Zur Geologie und Petrologie des Gletscherbettes

Es wird vorausgesetzt, daß das Material des Gletscherbettes mindestens überwiegend den vulkanischen Aktivitäten der Katla entstammt, welche im oberen Gletscher vermutlich 12-13 km von der heutigen Gletscherfront entfernt und einige 100 m unter dem Eis verborgen mit i.a. zwei Eruptionen im Jahrhundert (THORARINSSON 1959) zu den gegenwärtig aktivsten Vulkanen der östlichen Vulkanzone Islands gehört. Insbesondere liegt Katla in der südwestlichen Fortsetzung des zweigliedrigen Eldgjá-Spaltensystems, das nordwestlich vom Öldufell unter der Eiskappe des Mýrdalsjökull verschwindet. Im Gegensatz zu den Spalteneruptionen mit ihrer relativ kurzen Aktivitätsdauer und ihren chemisch relativ einförmigen Förderprodukten entspricht Katla jedoch (ähnlich wie Hekla und der Torfajökull in der nordwestlichen Nachbarschaft) einem Zentralvulkan mit Magmenkammern, Magmendifferentiationen und demzufolge großen chemischen Bandbreiten ihrer Förderprodukte wie auch einer langen Aktivitätsdauer, innerhalb der es nach Zeiträumen scheinbarer Passivität immer wieder zu erneuten Ausbrüchen kommen kann. So zeigt auch das im Gletschervorland und vor allem in den Flachsandern konzentrierte Blockmaterial eine große petrographische Vielfalt sowohl an Pyroklasten und vul-



kanischen Brekzien wie an Vulkaniten (hierzu 3.3.2). Sichtbar in Erscheinung treten bei Katla-Eruptionen allerdings nur die Tephra-Förderungen und natürlich die Gletschervorläufe, die zu den gefährtesten in Island gehören und bei denen im südwestlichen Gletschervorland extreme Schmelzwasser- oder Schlammströme, die u.a. zahlreiche Eis- und Gletscherfragmente enthalten können, zu entsprechenden Erosionswirkungen, vor allem aber zu charakteristischen Ablagerungen und u.U. einer Vorverlegung der Küste führen. Es darf jedoch vorausgesetzt werden, daß Katla neben Pyroklasten auch Laven förderte (hierzu ROBSON 1957), die einen unbekanntem Anteil des Gletscherbetts und des im Vorland auftretenden klastischen Grobmaterials sowie der die höheren Gletscheroberflächen überragenden Nunataker bilden. Da die beiden Katla-Eruptionen des 19. Jahrhunderts (1823 und 1860) von nur geringen Tephra-Auswürfen begleitet waren, wird der größte Anteil des feinkörnigen pyroklastischen Lockermaterials im heutigen Gletscherbett und Gletschervorland vermutlich auf die ca. vier Monate andauernde und vielleicht größte Katla-Eruption in geschichtlicher Zeit im Winter 1755/56 mit einem geschätzten Auswurf von 1,5 km<sup>3</sup> oder (und) die letzte große Eruption im Okt./Nov. 1918 mit einem geschätzten Auswurf von 0,7 km<sup>3</sup> (THORARINSSON 1975) zurückzuführen sein (der Kötluhlaup 1955 war mit keiner sichtbaren Eruption verbunden).

Am Beginn der Untersuchungen lagen vor der südwestlichen Gletscherfront zwei ca. 100 bzw. 70 m aus dem Vorland aufragende, sehr heterogen aus basaltischen Pyroklastiten, Schlacken und Laven zusammengesetzte Massive (Abb. 3) offenbar höheren Alters als das übrige im Gletscherbett auftretende Lockermaterial. Beide Massive wurden im Verlaufe des jüngsten Gletschervorstoßes zunächst vom Eis umflossen und schließlich teilweise auch überflossen. Nach lokalen Materialanhäufungen vor der südwestlichen und südöstlichen Gletscherfront sowie nach älteren Luftbildern treten in mindesten zwei randnäheren Positionen unter dem Gletschereis ähnliche, doch bereits weitgehend zerstörte Aufbrüche vielleicht etwa gleichen Alters auf.

### 3. FLACHSANDERWURZELN UND FLACHSANDER IM KÖTLJÖKULL-VORLAND

#### 3.1 Vorbemerkungen

Unter „Flachsandern“ werden hier alle glazifluvialen, sandigen bis grobklastischen Sedimentkörper verstanden, die von subglazial aus basalen Gletschertoren austretenden Schmelzwässern vor der Gletscherfront oder auch in einiger Entfernung z.B. vor einer älteren Eisrandlage aufgeschüttet werden, solange nur der eindeutige Bezug zu einem bestimmten Tor noch gegeben ist. Die so definierten Flachsander können dann zwar auch Talsander im Sinne KRIGSTRÖMS (1962) umfassen, meistens jedoch nicht mehr Fernsander, wie sie vor allem an der Nordküste Islands auftreten.

Im Kötlujökull-Vorland ließen sich ältere Flachsander auch in Entfernungen von mehreren km von der zugehörigen Gletscherfront und trotz vielfacher Überschneidungen an Hand der stets

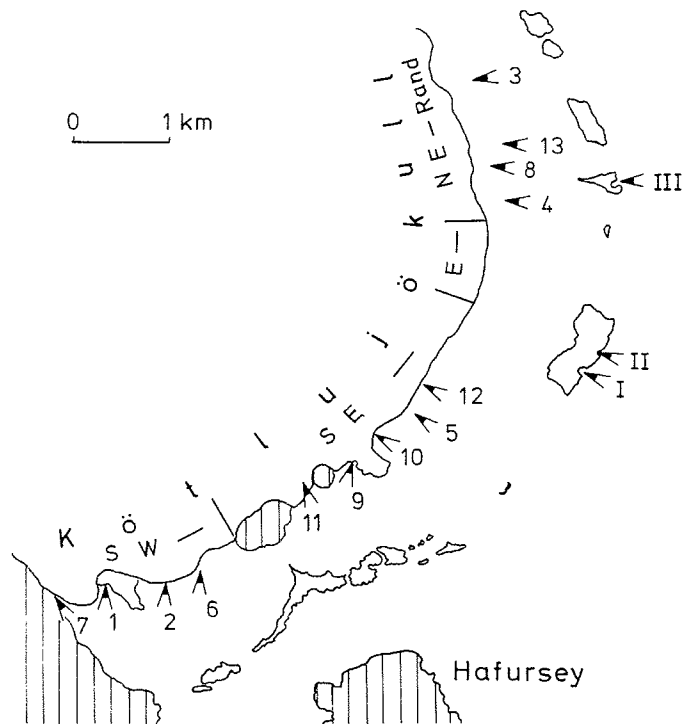


Abb. 3: Übersicht über den östlichen Mýrdalsjökull mit dem Kötlujökull, nach ROBSON (1987).

Fig. 3: The eastern Mýrdalsjökull with Kötlujökull; after ROBSON (1987).

verzweigten Rinnensysteme noch bestimmten, in der Regel längst verschwundenen Toren zuzuordnen. Die Untersuchung der Flachsander konzentrierte sich allerdings vorzugsweise auf ihre Wurzeln, da diese mit einer charakteristischen Topographie, Granulometrie und ihren Rinnensystemen die wichtigsten Aussagen zur Genese enthielten.

Vor dem Südwest-Rand des Kötlujökull trat zur Untersuchungszeit und zeitweise auch früher ein Talsander ohne Wurzel mit dem Stromsystem des Rjúpnagil auf, welches ausschließlich durch ein stationäres Tor an der Südwest-Ecke des Gletschers gespeist wurde. Im übrigen konnten im Untersuchungsgebiet von einer ursprünglich wahrscheinlich sehr viel höheren Anzahl 17 etwa seit der Jahrhundertwende entstandene Flachsanderwurzeln im Gelände und (oder) nach Luftbildern nachgewiesen werden. Hiervon sind die drei ältesten Wurzeln Relikten der äußeren Hauptendmoräne vorgelagert, damit gehören sie in das Ende des 19. oder den Beginn des 20. Jahrhunderts. Die übrigen 14 Wurzeln entstanden nach 1918 und müssen in der Mehrzahl sogar Eisrandlagen nach 1945 zugeordnet werden. In Tab. 1 und den Abb. 3 und 4 wurden die Gletschertor-Positionen an der äußeren Hauptendmoräne ebenso wie die zugehörigen Wurzeln mit römischen, alle jüngeren Tore und Wurzeln mit arabischen Ziffern gekennzeichnet, wobei diese den Toren in der zeitlichen Reihenfolge ihrer Entstehung zugeordnet wurden. Hierbei blieben allerdings bei den ältesten Toren Unsicherheiten bestehen. Diese Zuordnung erforderte eine Umnummerierung der in HEIM (1983, Abb. 8) enthaltenen Tore. Weiterhin fiel der Aufbruch des Tores 14 mit einer sehr kleinen, doch alle

WNR-ZEL	POSITION	AKTIVITÄTS-PHASE	MAX.LÄNGE	MAX.BREITE	BREITE DER HAUPTTRINNE	DURCHBRUCH DURCH HAUPT-ENDMORÄNEN	ZERSTÖRTES MÖRÄNENAREAL
I,II	SE- Rand	um 1900	ähnlich wie große jüngere Wurzeln				
III	NE- Rand	um 1900	ähnlich wie große jüngere Wurzeln				
1	SW- Rand	vor 1945 (1938?)	1085 m	542 m	10-20 m	?	?
2	SW- Rand	vor 1945 (1938?)	1160 m	851 m	20-40 m	(?) 70-90 m	?
3	NE- Rand	vor 1946	1225 m	383 m	15-25 m	ca. 300 m	max. ca. 256.000 m <sup>2</sup>
4	NE- Rand	vor 1960 (1945?)	1890 m	630 m	20-30 m	ca. 880 m	max. ca. 545.000 m <sup>2</sup>
5	SE- Rand	1946 - vor 1955	450 m	240 m	5-10 m	kein Durchbruch	max. ca. 120.000 m <sup>2</sup>
6	SW- Rand	zw. 1945 u. 1955	895 m	415 m	15-20 m	(?) 90-100 m	?
7	SW- Rand	1955 - vor 1960	932 m	380 m	25-30 m	Benutzung älterer Durchbrüche	
8	NE- Rand	zw. 1946 u. 1960	divergent		?	ca. 450	ca. 170.000 m <sup>2</sup>
9	SE- Rand	zw. 1955 u. 1966	1035 m	550 m	20-25 m	(?) ca. 200 m	ca. 250.000 m <sup>2</sup>
10	SE- Rand	zw. 1955 u. 1966	1545 m	720 m	20-45 m	ca. 800 m	ca. 600.000 m <sup>2</sup>
11	SE- Rand	zw. 1960 u. 1966	1150 m (?)	500 m (?)	?	ca. 150 m	max. ca. 100.000 m <sup>2</sup>
12	SE- Rand	1966 - vor 1975	1660 m	830 m	15-20 m	ca. 470 m	ca. 720.000 m <sup>2</sup>
13	NE- Rand	zw. 1983 u. 1986	312 m	210 m	5-10 m	kein Durchbruch	max. ca. 90.000 m <sup>2</sup>
14	SE- Rand	zw. Juli 1989 u. August 1990	sehr kleine Dimensionen		?	kein Durchbruch	?

**Tab. 1:** Die im Untersuchungsgebiet nachgewiesenen Sanderwurzeln nach Abb. 3, ihre Aktivitätsphasen, Dimensionen und die mit ihrer Genese verbundenen Erosionswirkungen.

**Tab. 1:** Sanderwurzeln that were verifiable in the area of research according to Fig. 3, their periods of activity, their sizes and effects of erosion which were connected to their formation.

charakteristischen Rinnen enthaltenden Wurzel (ohne Sander) in das Ende der Untersuchungszeit; er konnte daher nicht mehr aufgenommen werden und fehlt in Abb. 3 und 4.

### 3.2 Topographie, Dimensionen und Rinnen der Wurzeln

Umrisse mit etwaigen Dimensionen und Rinnen von 16 Flach-sanderwurzeln, von denen die Wurzel III allerdings sich nur als Erosionsrelikt erhalten hat, wurden in Abb. 4 i.w. an Hand von Luftbildern dargestellt, nach denen sich vor allem die Umrisse relativ eindeutig durch umlaufende Rinnen oder/und helle Flechtendecken erfassen lassen, welche ausschließlich die höheren Flächen der alten Flachsander besiedeln. Schwierigkeiten ergaben sich bei der Wurzel 11, deren Oberflächenstrukturen bereits am Beginn der Hauptuntersuchungen durch Hochsanderbedeckungen undeutlich geworden waren. Der Nachweis dieser Wurzel, ihrer Haupttrinne und der zugehörigen Torposition beruht i.w. auf direkter Beobachtung des damals offenbar erst seit kurzer Zeit inaktiv gewordenen Tores mit seiner Wurzel und Haupttrinne im Spätsommer 1966 sowie den erheblichen Zerstörungen des vorgelegenen Moränenareales, die (nach dem Luftbild

1960) zwischen 1960 und August 1966 erfolgt sein müssen. Umrisse, Dimensionen und Verlauf der Nebenrinnen dieser Wurzel nach dem Luftbild 1975 bleiben also unsicher.

Die „ideale“ Oberflächenform der Wurzeln entspricht etwa einem Birnen- oder Tropfensegment, welches durch einen Horizontalschnitt entstand, wobei das stumpfe Ende dem Gletscher zugekehrt ist und das distale nahezu spitz ausläuft. Meistens wird diese Form allerdings mehr oder weniger modifiziert von ein- oder beidseitigen Einengungen am gletscherseitigen Ende der Wurzel durch Eiskernmoränen oder Endmoränenrelikte. Eine weitere häufige Modifikation besteht in einer bogenförmigen Symmetrieachse der Wurzel, die zunächst nahezu eisrandparallel verläuft, um dann allmählich in den Vorlandabfall einzubiegen. Bogenartige Formen besitzen z.B. die Wurzeln 1, 3, 5, 6, 9 und 11. Bei den Wurzeln 8 und 10 führten weiterhin besonders resistente oder hochgelegene Relikte der Hauptendmoränen-Zone zur Aufspaltung des distalen Wurzelendes.

Vorwiegend nach der Größe ihrer Grundfläche lassen sich 14 große Wurzeln mit langen Achsen etwa zwischen 900-1900 m von zwei kleinen Wurzeln mit langen Achsen um 450 bzw. 310 m unterscheiden.



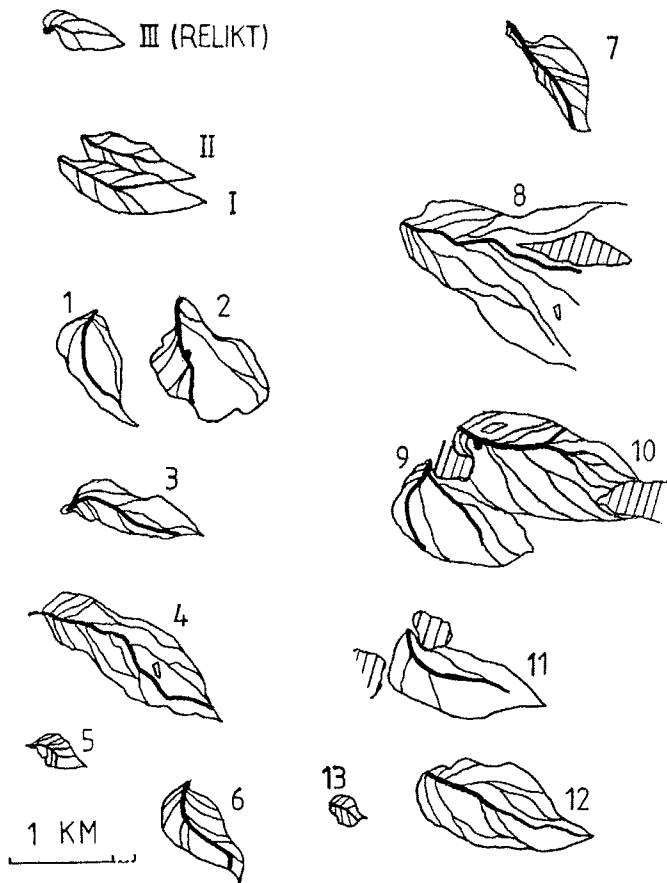


Abb. 4: Etwaige Umriss und Rinnen der vor den Gletschertoren (Abb. 3) auftretenden Flachsander-Wurzeln. Der Maßstab ist nicht einheitlich!

Fig. 4: Approximate outlines and channels of „sanderwurzeln“ that occur in front of meltwater outlets of Fig. 3. Note different scales!

Höhenmessungen von Wurzelspitzen und in etwa gleicher Entfernung vom Gletscher gelegenen Vorlandsflächen außerhalb der Wurzeln führten zu Höhendifferenzen von 3-4 m. An seltenen Erosionsanschnitten von Wurzeln und Flachsandern konnten von STAEGEMEIR (1981) Angaben zu lokalen Mächtigkeiten gewonnen werden. Danach beträgt die Mächtigkeit des Flachsanders 7 in ca. 1,3 km Distanz vom ehemaligen Tor immer noch mindestens 1,3 m, die der Wurzel 2 im Spitzenbereich mindestens 2,5 m. An einem vermutlich zur Wurzel 1 gehörenden Anschnitt wurde eine Mächtigkeit von 3,0 m ermittelt, die Mächtigkeiten des zugehörigen Flachsanders außerhalb der Wurzel lagen wenig über und sogar unter 1,0 m. Hiernach wird vermutet, daß die max. Mächtigkeiten der großen Wurzeln zwischen 3,0-4,0 m liegen, die der zugehörigen Sanderdecken in 1-2 km Tordistanz dagegen unter 1,0 m absinken. Volumenabschätzungen auf dieser Basis ergaben Größenordnungen von 0,5-1,0 Mio. m<sup>3</sup> für die großen und 0,07-0,1 Mio. m<sup>3</sup> für die kleinen Wurzeln.

Alle 17 Flachsanderwurzeln besitzen ein charakteristisches Rinnensystem, das sich von den verflochtenen Rinnen der gletscherferneren Flachsanderareale unterscheidet. Mit einer Ausnahme werden alle Wurzeln von nur einer besonders breiten und tiefen „Hauptrinne“ mit kastentalartigem Querschnitt etwa zentral

und anfangs fast geradlinig oder bogenförmig (s.o.) durchschnitten; dies gilt vor allem für die dem Gletscher zugewandten Teile und Spitzenbereiche der Wurzeln. Lediglich auf der Wurzel 9 spaltet sich von der zunächst fast eisrandparallelen und dann bogenförmig in die Vorlandneigung einschwenkende Hauptrinne kurz vor dem Tor eine Rinne von anscheinend fast gleicher Größe ab, welche die Schmelzwässer mit der Vorlandneigung geradlinig vom ehemaligen Gletscherrand fortführte. Direkte Messungen von Rinnenbreiten ergaben für die Hauptrinne der Wurzel 1 nach STAEGEMEIR (1981) etwa 10 m, für die der kleinen Wurzel 13 6-7 m, für den Mittellauf der die Wurzel 10 durchschneidenden Hauptrinne dagegen fast 50 m. Messungen von Rinnenbreiten nach Luftbildern führten zu den in Tab. 1 angegebenen max. Beträgen. Hiernach liegen diese häufig zwischen 15-20 m, breitere Rinnen besitzen die Wurzeln 2, 4, 7 und vor allem 10 mit einer Breite von 20 m in Tornähe und einer Verbreiterung bis max. 50 m im Spitzenbereich. Bei den Hauptrippen 2 und 10 tritt zusätzlich einige 100 m vor dem ehemaligen Tor eine seitliche, nahezu kreisrunde Auskolkung von ca. 30 bzw. 50 m Ø auf (in Abb. 7 unmittelbar vor dem Eisrand), die offenbar durch umlaufende Ströme hoher Geschwindigkeiten verursacht wurde. In ungleich größeren Dimensionen wurden analoge Auskolkungen auch im Vorland des Skeidarárjökull beobachtet, hier allerdings von eisrandparallelen Strömen hervorgerufen (siehe dazu jedoch Abschnitt 5). Nach Tab. 1 besaßen die Tore und Hauptrippen nur eine begrenzte Aktivitätsdauer von häufig max. 5-10 Jahren. Danach verfüllten sie sich im Verlauf mehrerer Jahre mit feinkörnigeren glazifluvialen und/oder äolischen Sedimenten. Im Falle der Wurzel 10 konnte noch vor der Verfüllung die etwaige primäre Tiefe ihrer Hauptrinne ermittelt werden. Sie betrug im Spitzenbereich der Wurzel 3,5-4,0 m. Auf den Leeseiten der Wurzeln zeigen die Hauptrippen stets Tendenzen einer Verflachung, Aufgabelung oder Abspaltung kleinerer Rinnen, mit denen sie schließlich in die verflochtenen Rinnensysteme der gletscherferneren Flachsanderareale übergehen.

Neben der Hauptrinne treten im Spitzenbereich der Wurzeln stets sehr charakteristische, flache und fast geradlinige Rinnen von 1-3 m Breite auf, welche die Schmelzwässer bei überlaufender Hauptrinne von dieser fiederartig an beiden Wurzelflanken hinab größeren, häufig umlaufenden Rinnen zuführten. Diese „Fiederrinnen“ waren also nur bei Hochwasserständen auf der Wurzel aktiv. Sie besitzen stets ein sehr grobklastisches Bett und wenig konturierte Begrenzungen. Die Abb. 2, 3 und 4 in HEIM (1983) zeigen außer der aktiven Hauptrinne auch aktive (Abb. 2) und trocken gefallene Fiederrinnen (Abb. 3 und 4) im Spitzenbereich der Wurzel 12 (nach neuer Nummerierung).

### 3.3 Untersuchungen am Blockmaterial

#### 3.3.1 Zur Granulometrie der Wurzeln

Das Erscheinungsbild der Flachsander wird überwiegend von Blöcken geprägt, welche noch in Distanzen von mehreren km vor der Gletscherfront mit mittleren Durchmessern um 10 cm und maximalen Durchmessern um 20 cm den größten und be-

Meßstreifen				% - Anteile			Mittelung		übergreifende Mittelung		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Nr.	Entfern. von 1 (m)	Breite	Block- zahl	6,3-20 (cm)	20-63 (cm)	63-112 (cm)	2x	2σ	gemittelt. Streifen	2x Mitt.	2σ Mitt.
1	-	3	539	73,1	7,0	0,74	17,30	12,18	1 2	16,02	10,20
2	11,5	2	489	82,0	2,7	-	14,74	8,24	1 2 3	15,89	9,72
3	29,5	2	625	82,4	3,8	-	15,62	8,75	2 3 4	14,93	8,23
4	79,5	1	495	85,7	2,4	-	14,42	7,71	3 4 5	15,25	8,44
5	129,5	1	720	79,6	3,6	0,14	15,71	8,86	4 5 6	14,82	8,11
6	179,5	1	864	85,1	2,3	-	14,33	7,84	5 6 7	14,80	8,16
7	290	1	799	83,7	2,3	-	14,39	7,86	6 7 8	14,83	8,13
8	390	1	1260	79,6	3,0	0,16	15,79	8,80	7 8 9	14,57	7,57
9	490	1	799	90,0	0,75	-	13,55	6,04	8 9 10	13,85	6,65
10	590	1	973	93,8	0,21	-	12,19	5,18	9 10 11	12,52	5,25
11	690	1	894	96,1	0,22	-	11,81	4,62	10 11 12	11,97	4,91
12	790	1	876	95,4	0,46	-	11,93	5,02	11 12 13	12,02	4,71
13	890	1	563	95,4	-	-	12,35	4,49	12 13 14	12,14	4,95
14	990	1	905	95,5	0,77	-	12,15	5,32	13 14 15	12,11	4,74
15	1090	1	788	95,9	-	-	11,84	4,20	14 15 16	11,76	4,30
16	1890	1	752	96,7	-	-	11,29	4,20	15 16	11,56	4,30

Tab. 2: Block-Granulometrie auf der Oberfläche der Sanderwurzel 10 nach Abb. 5 und 3.3.1 (Angaben der Spalten 2 und 3 in (m)).

Tab. 2: Grain-sizes of cobble on the surface of sanderwurzel 10 according to Fig. 5 and 3.3.1; data of columns 2 and 3 refer to metres.

herrschenden Anteil des Sandermaterials bilden. Eine deutliche Kornvergrößerung findet erst auf den Wurzelspitzen statt und führt hier meistens zu maximalen Durchmessern von etwa 50 cm, auf den größten Wurzeln sogar zu solchen um 100 cm. In den wenigen beobachteten Erosionsanschnitten von Flachsanderwurzeln waren kaum Schichtungsmerkmale erkennbar, dafür jedoch eine generelle, wenn auch wenig ausgeprägte Abnahme der mittleren wie auch der maximalen Blockgrößen vom Liegenden zum Hangenden (vgl. STAEGEMEIR 1981).

In der für sedimentologische Untersuchungen an Flachsanderwurzeln vorgesehenen Kampagne Juli/August 1983 erwies sich nur die Wurzel 10 noch relativ frei von Hochsanderbedeckungen. Lediglich ihre Hauptrinne war bereits weitgehend mit Sand verfüllt. Daher wurde versucht, wenigstens zur Oberflächengranulometrie der Wurzel 10 Aussagen zu gewinnen. Hierbei mußten wir uns jedoch auf die Granulometrie des Blockmaterials mit nominalen Durchmessern >6,3 cm beschränken, da der feinkörnigere Anteil durch selektive Flechtenbedeckungen nicht mehr quantitativ erfaßbar war.

Nach einer Kartierung der Wurzel 10 wurden mit Hilfe von Kompaß, Peilstäben sowie markanten Geländepunkten und einem Bandmaß 15 Streifen von 1-3 m Breite derartig über die

Wurzel gelegt, daß sie etwa senkrecht auf den ehemaligen Hauptströmungsrichtungen standen. Die Abstände zwischen den Streifen betragen 11,5-100 m. Ein leichter Richtungswechsel der Streifen sollte die leicht bogige Form der ehemaligen Hauptschüttung berücksichtigen (vgl. Abb. 4 u. Tab. 2). Mit diesen 15 Streifen wurde die zum Teil bereits vom Gletscher überfahrene Wurzel von ihrer Spitze bis zum auslaufendem Leehang erfaßt. Ein weiterer 300 m langer Streifen wurde parallel zum Streifen 15 und von diesem in 750 m Entfernung über einen Teil des zugehörigen Sanders gelegt, um einen Vergleich der Wurzelgranulometrie zu derjenigen einer anschließenden Sanderfläche zu gewinnen. In jedem Streifen wurden nun unter Ausparung der Hauptrinne die nominalen Durchmesser aller hier auftretenden Blöcke mit Hilfe eines Zollstocks näherungsweise bestimmt und folgender geviertelter, dekadisch-logarithmischer Korngrößenskala zugeordnet:

$$\begin{aligned}
 2 \times (3,162 - 5,623) &= 6,3 - 11,2 \text{ cm } \varnothing \\
 2 \times (5,623 - 10,00) &= 11,2 - 20,0 \text{ cm } \varnothing \\
 2 \times (10,00 - 17,78) &= 20,0 - 36,0 \text{ cm } \varnothing \\
 2 \times (17,78 - 31,62) &= 36,0 - 63,0 \text{ cm } \varnothing \\
 2 \times (31,62 - 56,23) &= 63,0 - 112,0 \text{ cm } \varnothing
 \end{aligned}$$

Auf der Wurzelspitze traten im Bereich der Streifen 1 bis 3

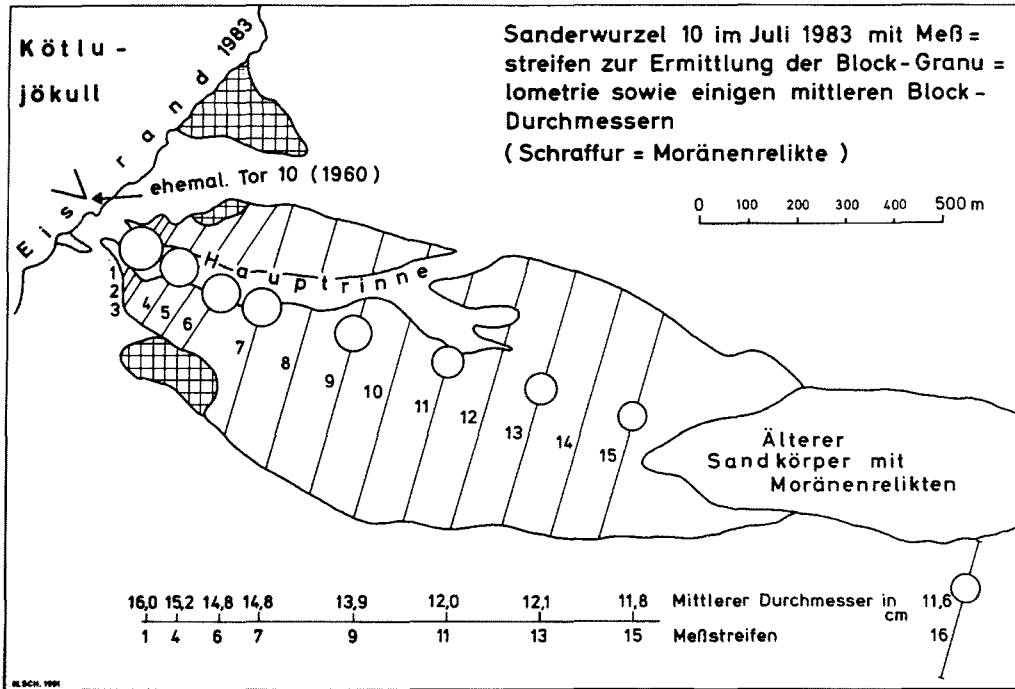


Abb. 5: Sanderwurzel 10 von 1983 mit Meßstreifen und Blockgranulometrie nach 3.3.1 und Tab. 2.

Fig. 5: Sanderwurzel 10 of 1983 with measuring lines and average grain-sizes of cobbles according to 3.3.1 and Tab. 2.

(nicht immer erfaßt) vereinzelt Blöcke mit nominalen Durchmessern um 1,0 m als größte noch wassertransportierte (also nicht lediglich freigespülte) Komponenten der Wurzel auf. Im übrigen ist das Ergebnis der Untersuchungen in Tab. 2 und Abb. 5 zusammengefaßt. Trotz der großen Anzahl der in jedem Streifen erfaßten Blöcke (insgesamt 12.341) war von vornherein klar, daß mit dieser Methode nur Tendenzen sichtbar gemacht werden konnten. Zunächst ergibt sich aus den Spalten 5 bis 7, daß der Blockanteil mit Durchmessern 6,3-20,0 cm von 73 % auf der Wurzelspitze bis zur auslaufenden Wurzel in ca. 1100 m Distanz auf 96% ansteigt, dafür der Blockanteil mit Durchmessern 32-63 cm von 7% auf der Spitze nach bereits ca. 500 m um er 1% abgesunken ist. Die Spalte 8 enthält

as arithmetische Mittel (als statistischen Parameter) für jeden Streifen in cm Durchmesser nach der Beziehung (bezogen auf die Radien)

$$x = 0.01 \cdot \sum_{i=1}^5 q_i x_i$$

mit  $x_1 = 4,22$ ,  $x_2 = 7,50$ ,  $x_3 = 13,33$ ,  $x_4 = 23,71$  und  $x_5 = 42,17$  als Mittelpunkte der obigen Fraktionsintervalle auf der hier benutzten Korngrößenskala und die  $q_i$  als zugehörige Kornzahlprozent. Die Spalte 9 enthält die zugehörigen Standardabweichungen (wiederum in cm) nach der Beziehung

$$\sigma = (0.01 \cdot \sum_{i=1}^5 q_i (x_i - x)^2)^{1/2}$$

Aus der Spalte 8 geht ein Abfall der mittleren nominalen Blockdurchmesser von ca. 17 cm auf der Wurzelspitze bis 11,8 cm nach einem Mindesttransportweg von ca. 1100 m hervor, womit bereits die mittleren Blockdurchmesser auf dem anschließenden Sander fast erreicht sind (vgl. Streifen 16). Der Abfall der Blockgrößen entlang der Haupttransportrichtung und langen

Achse der Wurzel erfolgt jedoch nicht stetig, sondern unstetig mit deutlichen Stufen im Spitzenbereich und auf einem mittleren leeseitigen Wurzelabschnitt. Die Standardabweichung oder Sortierung fällt im Zusammenhang mit den mittleren Korndurchmessern ebenfalls unstetig von über 12 cm auf der Wurzelspitze auf fast 1/3 des Anfangswertes nach Mindesttransportwegen um 1000 m ab. Die Spalten 11 und 12 enthalten die Werte der Spalten 8 und 9 in einer drei (bzw. zwei) Streifen übergreifenden Mittelung, durch welche statistisch bedingte Variationen gedämpft, dafür allerdings reale Abweichungen verschleiert werden könnten (dies betrifft evtl. die Wurzelspitze). Auch in dieser Darstellung wird ein unstetiger Abfall der mittleren nominalen Blockdurchmesser deutlich, wobei ausgeprägte Stufen außer im Spitzenbereich auf den 400-700 m entfernten Leeabschnitten der Wurzel auftreten, während auf den übrigen Abschnitten kaum granulometrische Veränderungen erkennbar sind.

### 3.3.2 Zur Petrographie des Blockmaterials

Die Zielsetzung der Forschungen am Kötlujökull forderte nicht nur granulometrische, sondern auch petrographische Untersuchungen am glazifluvialen Material. Für die Flachsander betreffen solche vor allem die Blockkomponenten, welche als größtes glazifluviales Sediment des Kötlujökull-Vorlandes sich vorzugsweise in diesen konzentrieren. Trotzdem wurden die Proben zur petrographischen Untersuchung nicht den Flachsandern entnommen, sondern den gerade ausgeschmolzenen Blockmoränen an einer ca. 6 km langen Gletscherfront sowie einem südlich von dieser Front gelegenen Relikt der äußeren Hauptendmoräne, um hierdurch eine zeitliche und in gewissem Rahmen auch räumliche Zuordnung der Proben zu gewinnen.

Das Blockmaterial im Kötlujökull-Vorland zeigt megaskopisch

eine große petrographische Vielfalt, ohne daß jedoch Bindungen der Ausbildungen an bestimmte Blockgrößen erkennbar wären. Um die Vielfalt vollständig zu erfassen, wurden nach Farben, Struktur- und Texturmerkmalen zunächst 28 Vulkanite und Pyroklasten (einschließlich vulkanischer Brekzien) als Typ-Gesteine definiert, ihre relative Häufigkeit durch Schotteranalysen in engen Unterabschnitten der obigen Gletscherfront ermittelt und später je eine Probe dieser Gesteinstypen einer eingehenden optischen, röntgendiffraktometrischen und chemischen Laboruntersuchung unterworfen. Die petrographischen Analysen wie auch deren Auswertung wurden weitgehend Herrn Dr. W. Frost übertragen. Er wird in einer späteren Publikation die detaillierten Ergebnisse vorwiegend unter petrogenetischen Aspekten und in größeren Zusammenhängen darstellen. Hier sollen vor allem jene Ergebnisse zusammengefaßt werden, welche für die regionalen Verhältnisse sowie als Voraussetzung für die Flachsanderbildungen am Kötlujökull irgendeine Rolle spielen.

Die chemischen Untersuchungen ergaben zunächst, daß die petrographische Vielfalt des im Kötlujökull-Vorland verbreiteten Blockmaterials auf fünf Gesteine zurückgeführt werden kann, nämlich Tholeiite, Alkalibasalte, Mugarite, Andesite und Dazite (Zuordnung nach STRECKEISEN 1978), von denen mindestens Mugarite, Tholeiite und Andesite sowohl als Vulkanite wie als Pyroklasten auftreten. Diese fünf Gesteine treten jedoch in sehr unterschiedlichen Anteilen auf. So sind unter den Grobkomponenten am derzeitigen Gletscherrand weitaus am häufigsten mugaritische, danach andesitische Gerölle und Blöcke, am seltensten alkalibasaltische. Hiernach entsprechen also die vermutlich jüngeren Laven und Pyroklasten der Katla einem basisch- bis intermediär-sauren und überwiegend schwach alkalischen Chemismus. Es fehlen rhyolithische Gesteine wie sie ROBSON (1957) vom Huldufjöll u.a. Nunatakkern des Kötlujökull beschrieb und wie sie nur ca. 30 km weiter nördlich in großem Umfang am Torfajökull auftreten.

Im einzelnen wurden die gröberen Komponenten an der Gletscherfront von 1987 und auf jenem Relikt der äußeren Hauptendmoräne in folgenden Ausbildungen, relativen Häufigkeiten sowie räumlichen Verbreitungen gefunden:

- |          |   |
|----------|---|
| Mugarite | <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Als hellgraue, dichte Vulkanite im heutigen Gletscherrandbereich fast überall dominante Komponente. Nicht in der Hauptendmoränen-Zone.</li> <li>b) Als lindgrüne pyroklastische Brekzie mit aphyrischen Komponenten in geringen bis mittleren Anteilen nahezu im gesamten heutigen Gletscherrandbereich, an zwei Teilabschnitten des Südostrandes mit mehr als 50% absolut vorherrschend. Nicht in der Hauptendmoränen-Zone.</li> </ul> |
| Andesite | <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Als obsidianartige, gewöhnlich dichte, seltener auch schwach porphyrische oder/und fluidale Vulkanite, im heutigen Gletscherrandbereich meistens zweithäufigste Komponente. Fehlt lediglich in einem Abschnitt des Südwestrandes</li> </ul>   |

etwa zwischen den Sanderwurzeln 2 und 6. Auch in der Hauptendmoränen-Zone.

b) Als lindgrüner, z.T. brekziöser Pyroklastit mit dichten, porphyrischen und fluidalen Komponenten vorwiegend am östlichen bis nordöstlichen kleinen Anteilen.

- |           |  |
|-----------|--|
| Tholeiite | <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Als roter, meistens feinblasiger und schwach porphyrischer Vulkanit in kleinen Anteilen fast nur am südwestlichen Gletscherrand.</li> <li>b) Ähnlich wie oben, doch grau bis schwarz und meistens fluidal; nur in der Hauptendmoränen-Zone.</li> <li>c) Als kakifarbener Pyroklastit mit Lapilli und eckigen Fragmenten; nur in der Hauptendmoränen-Zone.</li> </ul> |
|-----------|--|

Alkalibasalt	<ul style="list-style-type: none"> <li>a) Als blasig-schaumiger Pyroklastit sporadisch und stets in sehr kleinen Anteilen im heutigen Gletscherrandbereich.</li> </ul>
--------------	--

- |        |  |
|--------|--|
| Dazite | <ul style="list-style-type: none"> <li>a) Als lindgrüner, schwach porphyrischer Vulkanit vorwiegend im heutigen südwestlichen Gletscherrandbereich, doch nur sporadisch und in kleinsten Anteilen.</li> <li>b) Als hellgrauer, dichter, fluidaler Vulkanit mit roten Klufflächen, sehr selten.</li> <li>c) Als rotbrauner oder grauer porphyrischer Vulkanit z.T. in höheren Anteilen, doch nur in der Hauptendmoränen-Zone</li> </ul> |
|--------|--|

Die räumliche Verbreitung der unterschiedlichen Blockkomponenten an der heutigen Gletscherfront zeigt neben einer generellen Zunahme der Pyroklasten und blasigen Vulkanite auf Kosten der dichten Vulkanite vom südwestlichen zum nordöstlichen Gletscherrand zwei scharf begrenzte Materialströme der „lindgrünen pyroklastischen Brekzie“ vor der südöstlichen Front, die wohl auf nicht zu ferne Aufschlüsse dieser Gesteine im heutigen Gletscherbett zurückgehen. Die Vergleichsuntersuchungen von Blockmaterial in der äußeren Hauptendmoränen-Zone ergab hier als signifikantesten Unterschied das Fehlen aller vor der heutigen Gletscherfront so häufigen mugaritischen Gesteine. Falls dieses Ergebnis auf die gesamte - heute ja nur noch in Relikten vorhandene - äußere Hauptendmoränen-Zone übertragbar wäre, würde die Annahme nahe liegen, daß die mugaritischen Gesteine des heutigen Gletscherrandes auf die Katla-Eruption im Oktober 1918 zurückzuführen sind, da die Hauptendmoränen-Zone sicher vor dieser Eruption entstand.

### 3.4 Zur zeitlichen Entwicklung des Gletschervorlandes und seiner Flachsander seit der Jahrhundertwende (vgl. hierzu Tab. 1 u. Abb. 3)

Sieht man von Flachsanderrelikten im Liegenden der Hauptendmoränen-Zone ab, die einer weit hinter dieser Zone gelegenen Eisrandlage wahrscheinlich des letzten Jahrhunderts zugeord-

net werden müssen, so treten die ältesten im Untersuchungsgebiet auch heute noch erkennbaren Flachsanderwurzeln also im östlichen und nordöstlichen Vorland vor Relikten der äußeren Hauptendmoränen auf. Danach wird man vermuten, daß es ähnlich wie vor den Hauptendmoränen des Skeidarárjökull-Vorlandes auch vor den inzwischen zerstörten Hauptendmoränen des Kötlujökull-Vorlandes um die Jahrhundertwende noch weitere Wurzeln und Flachsander gab, die durch jüngere Flachsander überprägt wurden. Lediglich vor einem südwestlichen Abschnitt der damaligen Gletscherfront ließen hochgelegene, auf ältere Katla-Eruptionen und Gletscherläufe zurückgehende Sedimentkörper nordwestlich des Hafursey ähnlich wie vor der heutigen Skeidarárjökull-Front keine freie Entwicklung von Flachsandern zu und führten zu eisrandparallelen Entwässerungen.

Nach der mündlichen Mitteilung eines isländischen Augenzeugen verlief der südwestliche Gletscherrand noch bis zum Oktober 1918 kurz hinter der Hauptendmoränen-Zone oder lag dieser an, anscheinend allerdings vor einem damals bereits weitgehend niedergeschmolzenen und inaktiven Eisrand. Mindestens im äußersten Südwesten (doch vermutlich auch im Nordosten) führte der Kötluhlauf am 12./13. Oktober 1918 zu einer Zerstörung der Hauptendmoränen-Zone und nach JONSSON (1982) wie auch nach dem gleichen Augenzeugen zum Aufbruch und zur Fragmentierung des gesamten südwestlichen Eisrandes, wobei dieser um ca. 500 m oder mehr etwa bis in die heutige Eisrandzone zurückverlegt wurde. Demgegenüber erforderte das Zurückschmelzen des südöstlichen bis nordöstlichen Gletscherrandes aus der Hauptendmoränen-Zone bis in den heutigen Eisrandbereich anscheinend vier bis mehr als fünf Jahrzehnte, wobei ein ca. 800-1200 m breiter Grund- und Endmoränengürtel entstand. Vermutlich war dieser Vorgang hier mit der Entwicklung breiter Zonen zerfallender und in Moränenschutt ertrinkender inaktiver Eisdecken verbunden, wie dies auch von KRÜGER & HUMLUM (1981) angenommen wird. Einen direkten Hinweis auf derartige Erscheinungen ergaben die Untersuchungen PICHs (1988), der durch einen photogrammetrischen Vergleich von Luftbildern unterschiedlichen Alters in einem hinter der Hauptendmoränen-Zone gelegenen Areal noch für 1960 in die Grundmoränen eingeschaltete Eisplatten mit max. Ausdehnungen von mehreren 100 m und Mächtigkeiten bis etwa 3 m nachwies, die erst 1980 vollständig ausgeschmolzen waren und deren Spuren 1983 noch in einem Erosionsanschnitt erkennbar waren (PICH 1988: 87 ff). Die Luftbilder 1938 und 1945 zeigen, daß in diesen Jahren die Schmelzwässer des südöstlichen bis östlichen Gletscherrandes in mehreren größeren Rinnen durch den Moränengürtel geführt wurden, wobei sie z.T. mehrere 100 m hinter einer Endmoräne und mit dieser parallel verliefen, ehe sie an einer niedrigen Stelle durchbrochen werden konnte. Diese Rinnen wurden anscheinend sowohl durch supraglazial ablaufende Wässer wie durch Gletschertore gespeist. Nirgends lassen sich jedoch umfangreichere Erosionswirkungen oder Relikte von Wurzeln und Flachsandern erkennen. An diesen Gletscherrandabschnitten haben also etwa seit der Jahrhundertwende bis zum Aufbruch des kleinen Tores 5 zwischen 1946 und 1955 keine Wurzel- und Flachsanderbildungen mehr stattgefunden. Demgegenüber sind solche vor dem Südwest- und eventuell auch dem Nordostrand des Gletschers in den

20er oder frühen 30er Jahren nicht auszuschließen. Auf jeden Fall erkennt man auf dem Luftbild 1938 im südwestlichen Vorland zwei aktive Rinnensysteme, die vielleicht zu den Flachsandern 1 und 2 mit ihren Wurzeln gehören, und auf den Luftbildern 1945 und 1946 vor dem Nordostrand das damals noch aktive Rinnensystem der Wurzel 4 sowie die bereits inaktiv gewordenen Rinnen der Wurzel 3. Alle diese Luftbilder zeigen einen weitgehend unversehrten, dem südöstlichen bis östlichen Gletscherrand anliegenden um 1000 m breiten Grund- und Endmoränengürtel mit breiteren Durchbrüchen lediglich im äußeren südwestlichen sowie nordöstlichen Vorland. Nach dem kleinen Toraufbruch 5 fanden die nächsten großen Schmelzwasser- ausbrüche 6 und 7 noch einmal am südwestlichen Rand statt, wobei die Schmelzwässer mindestens des Tores 7 die alten Durchbrüche benutzen konnten, die des Tores 6 solche wohl lediglich erweiterten, so daß die Erosionswirkungen begrenzt blieben.

Von 14 zwischen 1918 und 1991 nachgewiesenen subglazialen Schmelzwasserausbrüchen mit Wurzelbildungen fielen allein neun große Ausbrüche und Flachsanderbildungen in den Zeitraum von 1945 (oder kurz vorher) bis 1966, wobei die letzten vier Ausbrüche den südöstlichen Gletscherrand betrafen. So zeigt das Luftbild 1960 (Abb. 6) hier die nur ca. 320 m voneinander entfernten Tore 9 und 10 mit Wurzeln und Flachsander, von denen Tor 10 vermutlich im gleichen Jahr, Tor 9 weniger als fünf Jahre früher entstand. Im Gegensatz zu den Ausbrüchen an den äußeren Gletscherrandabschnitten fanden diejenigen am südöstlichen Rand jedoch hinter Moränenarealen von mehr als 1000 m Breite und ein bis mehrere m über der Gletscherbasis gelegenen Oberflächen statt. Sie führten daher zu Zerstörungen von Grund- und Endmoränenarealen ungewöhnlichen Ausmaßes, wobei sich sukzessive anstatt des alten Moränengürtels jetzt die Flachsander mit ihren Wurzeln ausbreiteten (vgl. z.B. Abb. 6 u. 7). Diese Phase, während der in Zeitabständen von einigen Jahren oder weniger an verschiedenen Randabschnitten des Gletschers immer wieder erneut subglaziale Tore, Wurzeln mit Materialvolumen bis um 1 Mill. m<sup>3</sup> wie auch große Flachsander entstanden, endete also endgültig mit dem Toraufbruch 1966 und hinterließ vor dem östlichen Gletscherrand nur noch ein weniger als 2 km<sup>2</sup> umfassendes Areal als letztes zusammenhängendes Relikt des alten Moränengürtels. Aus dem Luftbild 1960 geht weiterhin hervor, daß die Erosion des Moränengürtels durch den Ausbruch 1966 weitgehend einer Depression dieses Gürtels folgte, die vermutlich durch Tiefertauen entsprechender Eisplatten im Untergrund verursacht wurde. Im Zeitraum zwischen 1966 und 1992 kam es dagegen im Untersuchungsgebiet nur noch zu drei kleinen Wurzelbildungen, die nach ihrer Größe in keiner Relation mehr zu den vorherigen standen und weder mit Moränendurchbrüchen noch größeren Flachsanderbildungen verbunden waren. Bereits 1975 war auch das Tor 12 inaktiv geworden, und in der Folgezeit wurde die subglaziale Entwässerung des Kötlujökull im Untersuchungsgebiet i.w. nur noch durch das Rjupnagil-Tor am äußersten Südwestrand wahrgenommen.

Nach den Luftbildauswertungen und Geländeuntersuchungen besaßen mit zwei Ausnahmen alle mit einer Flachsanderwurzel verbundenen Gletschertore eine begrenzte und relativ kurze

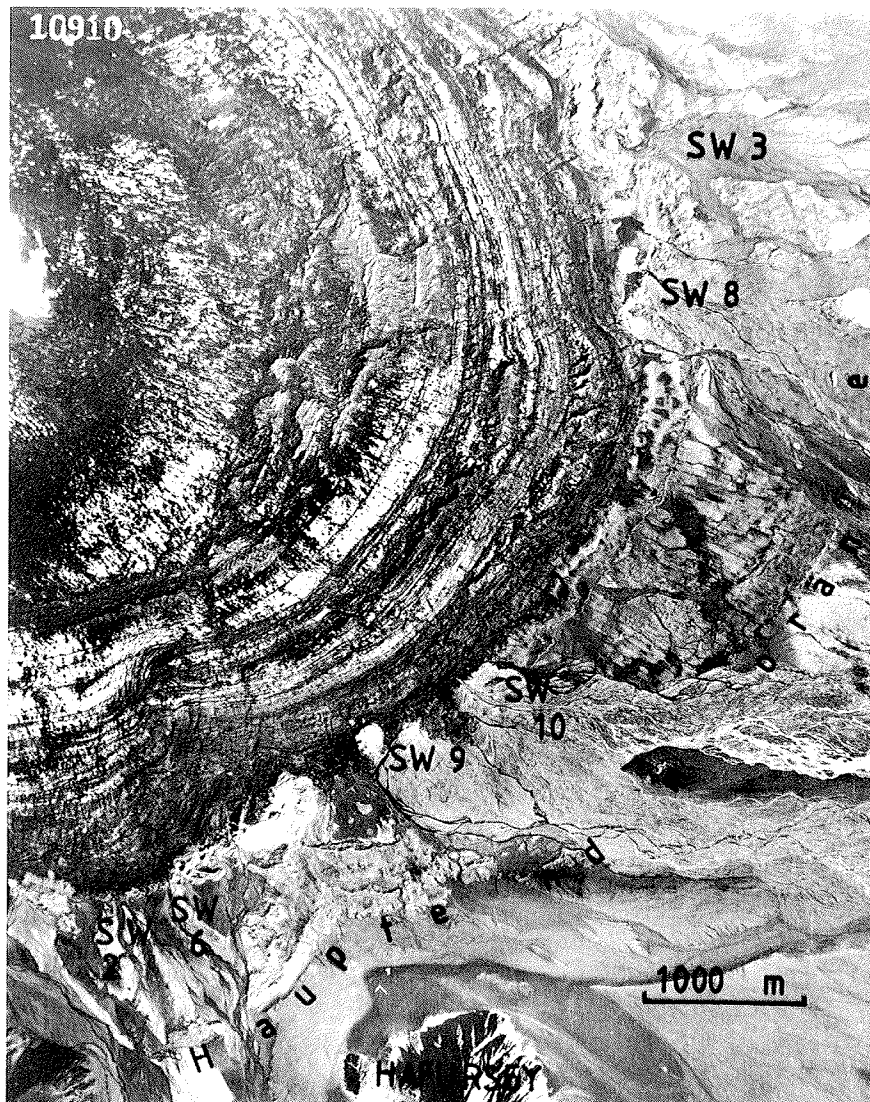


Abb. 6: Luftbild des Gletscher-Abfalls und -Vorlandes vom 13. August 1960 mit Lage der Sanderwurzeln.

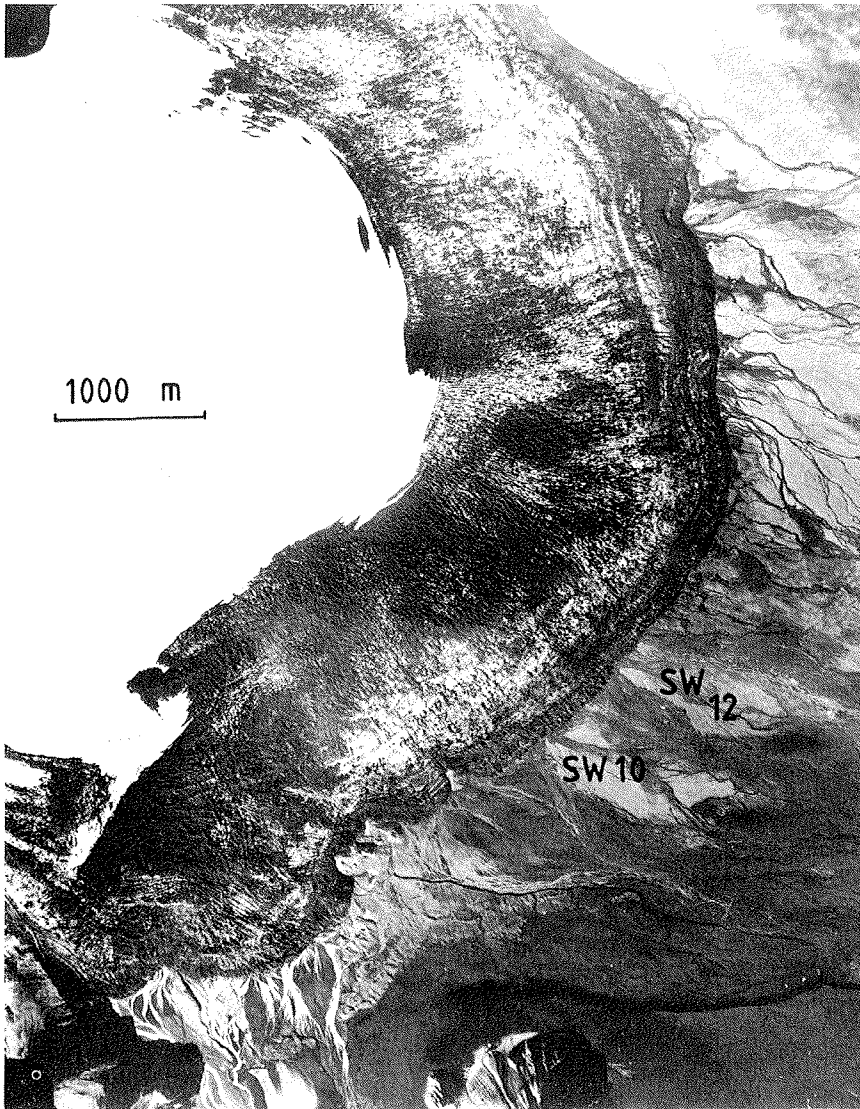
Fig. 6: Aerial photograph of the glacier snout and its foreland of August 13, 1960. SW = location of sanderwurzeln.

Aktivitätsdauer, nach der sie endgültig inaktiv wurden und damit auch die zugehörigen Flachsander trocken fielen. Lediglich bei den Toren 7 und 8 fand eine Reaktivierung oder (im Falle des Tores 8) vielleicht auch der Aufbruch eines neuen Tores in unmittelbarer Nähe nach dem Versiegen des alten statt (in Tab.1 nicht enthalten). Nur die Schüttungen des Tores 7 hielten mit unverminderter Stärke bis zum Ende der Untersuchungszeit an, offenbar seiner exzeptionellen Randlage wegen (vgl. hierzu 3.5). Im übrigen betrug jedoch die Aktivitätsdauer des Tores 11 weniger als sechs Jahre, diejenige der Tore 9 und 10 weniger als zehn, wahrscheinlich jedoch weniger als neun bzw. sechs Jahre. Von den älteren Toren sind teilweise Aktivitätszeiten von weniger als 10 oder 15 Jahren nachweisbar. Hiernach wird für die mit großen Wurzeln und Flachsandern verbundenen Tore als Regel eine Aktivitätsdauer von höchstens fünf bis zehn Jahren angenommen, bei den kleinen Toren liegt die Aktivitätsdauer nach direkten Beobachtungen sehr wahrscheinlich in der Größenordnung von Monaten.

Mit den auch heute noch exakt im Gelände lokalisierbaren Toren I-III sind keinerlei Oberflächenformen verbunden, die auf ehemalige Tunneltäler weisen könnten. Dies trifft ebenso auf

jüngere Tore z.B. des nordöstlichen Eisrandbereiches zu, die zeitweise mit ihrem rückwärtigen Gletscherbett vom zurückschmelzenden Eis freigegeben wurden. Auch KRÜGER (1987), KRÜGER & HUMLUM (1979, 1981) erwähnen für das Slettjökull-Vorland ebenso wie Galon und Mitarbeiter (GALON 1973) für das Skeidaorárjökull-Vorland keine Tunneltäler in Verbindung mit ehemaligen Gletschertoren. Andererseits zeigen die Luftbilder 1955 und 1960 hinter den Toren 1, 9 und 10 wurmförmige Spuren von Tunneln auf der Gletscheroberfläche, die sich bis max. 300 m in den Gletscher hinein verfolgen lassen. Sie können jedoch ebenso durch Tunnel innerhalb des Eises wie durch entsprechende Erosionsformen im Substrat verursacht worden sein. Während also Tunneltäler im Kötlujökull-Vorland nicht sicher nachgewiesen werden konnten, ließen sich auf Luftbildern und z.T. auch im Gelände unmittelbar hinter den Toren I, III und 3 wie wahrscheinlich auch 4, 6 und 8 kreisrunde bis ovale oder selten vielleicht auch unregelmäßig begrenzte wannenartige Depressionen mit mittleren Durchmessern von ca. 30 bis mehr als 100 m erkennen, die offensichtlich subglaziär entstandene Erosionsformen darstellen und i.w. wohl durch rasch umlaufende Schmelzwässer unmittelbar vor ihrem Toraustritt verursacht wurden.





**Abb. 7:** Luftbild des Gletscher-Abfalls und -Vorlandes vom 4. September 1984 mit Lage der Sanderwurzeln.

**Fig. 7:** Aerial photograph of the glacier snout and its foreland of September 4, 1984. SW = location of sanderwurzeln.

### 3.5 Flachsanderentwicklung und Gletscherstruktur

Wie bereits dargestellt, waren also die Schmelzwasserausbrüche mit Flachsanderbildungen nicht statistisch über die Zeit und den Gletscherrand verteilt, sondern sie konzentrierten sich offenbar weitgehend auf bestimmte Zeit- und z.T. auch Randabschnitte. So liegt die Annahme nahe, daß es Bewegungszustände und Strukturmerkmale des Gletschers gibt, welche eine subglaziäre Entwässerung durch Gletschertore behindern, und solche, welche sie begünstigen. Für die letzten Jahrzehnte ergaben die Untersuchungen deutliche Hinweise auf solche Merkmale, für frühere Zeiten können sie nur vermutet werden.

Die erste faßbare Periode einer vielleicht regen Wurzel- und Flachsanderentwicklung war (in nicht gleicher, jedoch ähnlicher Weise wie am Skeidarárjökull) mit einem vermutlich über mehrere Jahre hinweg etwa stationären Gletscherrand in der äußeren Hauptendmoräne verbunden und fiel damit in das Ende des 19. oder/und den Beginn des 20. Jahrhunderts. Die darauf folgenden Jahrzehnte ohne größere Sanderbildungen mindestens im südöstlichen bis östlichen Gletschervorland waren wahrscheinlich charakterisiert durch breite Zonen inaktiven Eises,

wenig ausgeprägte Gletscherfronten und Niedertauprozesse. Für diesen Zeitabschnitt läßt sich über die Gletscherentwässerung wenig aussagen. Es ist vorstellbar, daß die Oberflächenentwässerung vor diesen Randabschnitten wenig aktiv war und ein höherer Anteil der anfallenden Schmelzwässer dem Grundwasser zugeführt wurde. In der anschließenden Periode von ca. 1945 bis 1966 mit neun Wurzel- und Flachsanderbildungen gab es sowohl progressive wie auch stationäre und regressive Gletscherränder, nach 2.2. manchmal sogar gleichzeitig, keineswegs jedoch mehr mit so großen Reichweiten wie in den Jahrzehnten zuvor. Die Neubildung von Wurzeln in dieser Periode war jedoch mit einer Ausnahme nicht an progressive, sondern an etwa stationäre Eisränder oder vielleicht den ersten Beginn einer neuen Progression gebunden. Die Ausnahme betrifft die auf dem Luftbild vom 14.9.1955 erkennbare Wurzel 7 mit jungem Tor in der Südwestecke des Gletschers während einer wahrscheinlich hier gerade beendeten Progressionsphase. Offensichtlich wurde dieses Tor jedoch durch den „kleinen Kötluhlaup“ am 25.6.1955 verursacht, denn das Luftbild 1945 zeigt hier weder ein Tor noch eine Wurzel.

Charakteristisch für die mit großen Toraufbrüchen und Wurzel-



bildungen verbundenen Gletscherränder waren Säume von Eiskernmoränen und inaktivem Eis, ein flacher Randabfall (im Spätsommer 1966 lag der mittlere Abfall zwischen 10 und 30°), vor allem aber eine mehrere 100 bis über 1000 m breite völlig oder fast spaltenfreie Randzone mit ausgeprägten eisrandparallelen Oberflächenstrukturen. Auf der anschließenden höheren Gletscheroberfläche traten dann gewöhnlich mit scharfem Umschlag Zonen und Bereiche auf, die von immer engständigeren Längsspalten wie radialen Spaltensystemen geprägt werden und in denen eisrandparallele Strukturen schließlich gänzlich verschwinden (vgl. Abb. 6). Die Spalten werden offenbar nicht nur als Zerspalten durch die Querschnittsverbreiterung des tieferen Gletschers verursacht, sondern sie spiegeln auch (z.T. ausschließlich) differentielle Eisbewegungen über einen Querschnitt wider und stehen damit in direkter Beziehung zur generellen Oberflächengeschwindigkeit des Eises, die mit der Annäherung an den engsten Querschnitt (vgl. Abb. 2) und an die Gleichgewichtslinie stetig ansteigen muß. Die eisrandparallelen Strukturen des tieferen Gletschers werden nach den Gletscherbegehungen von 1966 dagegen verursacht von randnahen inaktiven Eiskörpern, die vermutlich fest mit dem Gletscherbett verbunden sind und auf die das aktive Eis als Platten sehr unterschiedlicher Dicke an Scherflächen aufgleitet, die im Spätsommer 1966 mit Neigungen zwischen 30° und 70° gegen den Gletscher einfielen. Da sich auf den Scherflächen meistens schwarze Sande als Hauptanteil der Innenmoräne anreichern, führten diese Sande im Zusammenhang mit differentiellen Plattenbewegungen bei ihrem Austauen und Ausfließen auf der Gletscheroberfläche zur Verhinderung von Sublimationsprozessen auf der liegenden Eisplatte und damit zu einem stufenartigen Gletscherabfall sowie eisrandparallel angeordneten „dirt cones“ (vgl. Abb. 2 in HEIM 1983).

Die jüngste Progression des Kötlujökull war verknüpft mit einem vollständigen Erlöschen größerer Flachsanderbildungen. Im Verlaufe dieser Progression wuchs die Mächtigkeit des tieferen Gletschers und seines Randes um ein Vielfaches der Mächtigkeit von 1966. Hierbei erfuhr er eine Versteilung, die an der südwestlichen Front teilweise 90° erreichte. Bereits mehrere Jahre vor dieser Versteilung änderte sich jedoch die Oberflächenstruktur des Gletschers in grundsätzlicher Weise. Offenbar durch die erhöhten Eisgeschwindigkeiten wanderten die Spaltenzonen des höheren Gletschers immer weiter gletscherabwärts, während die Zone der eisrandparallelen Strukturen immer schmaler oder von Längsspalten immer mehr überprägt wurde. Auf dem Höhepunkt dieser Entwicklung traten die Spalten auf der gesamten Oberfläche als beherrschendes Strukturelement auf, setzten sich vorwiegend am Südwestabschnitt bis zur Gletscherfront durch (vgl. Abb. 7) und verursachten im Zusammenhang mit der intensiven sommerlichen Ablation wie auch den differentiellen Eisbewegungen einen vielfach zerspaltenen und chaotischen Gletscherabfall.

### 3.6 Zur Genese der Wurzeln und Flachsander

#### 3.6.1 Gletscherentwässerung und subglaziärer Vulkanismus

Es stellt sich zunächst die Frage, ob die Entwässerung des Kötlujökull und damit auch die Sanderogenese in seinem Vorland nicht vielleicht durch vulkanische Aktivitäten der Katla gesteuert oder mindestens beeinflusst wird. Dies trifft natürlich in besonderem Maße auf die subglaziäre Entwässerung und Wurzelgenese zu. So waren die bekannten großen Eruptionen der Katla stets mit extremen Schmelzwasser- und Materialauswürfen verbunden, die allerdings nicht zu Sanderwurzeln und blockreichen Kegelsandern führten, sondern zu sandig-kiesigen Tephra-Decken mit zurücktretendem Blockmaterial sehr großer Verbreitung und Mächtigkeiten bis mehr als 10 m. Sie unterscheiden sich nach Oberflächenformen, Dimensionen und offenbar auch Genese grundsätzlich von den Sanderwurzeln der Tab. 1 und den mit ihnen verbundenen Flachsandern. So wurde von JONSSON (1982) der Kötluhlauf im Oktober 1918 als eine aus dem südwestlichen Gletscherrand zunächst supra-, dann auch subglaziär austretende „vulkanoglaziale Geröllflut“ von 60-70 m Tiefe beschrieben, welche die nahezu 20 km südlich des Gletschers gelegene Atlantikküste mehrere km nach Süden vorverlegte. Lediglich die Wurzel 7 wurde sehr wahrscheinlich durch den „kleinen Kötluhlauf“ 1955 verursacht. Es bleibt dann jedoch immer noch die Frage nach eventuellen Zusammenhängen der subglaziären Toraufbrüche mit vulkanischen Wärmequellen außerhalb der sichtbaren Eruptionen oder sogar durch solche Wärmequellen verursachte Schmelzwasseransammlungen im Katla-Gebiet. Dagegen spricht allerdings, daß den bekannten, durch die Katla bewirkten Kötluhlaufs bisher ausschließlich Schmelzwasserausbrüchen am äußeren Südwestrand und eventuell Nordostrand des Gletschers entsprachen; dagegen sprechen ebenfalls die Korrelationen zwischen der Gletscherentwässerung und dem Bewegungszustand des Gletschers, denn dieser ist mindestens seit der Jahrhundertwende verknüpfbar mit der generellen Temperaturentwicklung in Island (vgl. PICH 1988), also mit einem exogenen Parameter. Ein unmittelbarer Einfluß des Katla-Vulkanismus auf die hier vorwiegend betrachtete Entwässerung des zentralen Gletscherrandes erscheint demnach sehr unwahrscheinlich, und es wird angenommen, daß die Prozesse, welche hier zur Genese von Wurzeln und Flachsandern führten, in prinzipiell gleicher Weise abliefen wie an einem Gletscherrand ohne subglaziären Vulkanismus, doch mit ähnlich hoher Schmelzwasserproduktion.

#### 3.6.2 Subglaziäre Gletscherentwässerung und Wurzelgenese am Kötlujökull: Versuch einer Rekonstruktion

Die Entwicklung einer grobklastischen Flachsanderwurzel vom ersten Moment ihrer Bildung bis zum endgültigen Trockenfallen ihrer Hauptrinne wurde weder während der eigenen Untersuchungen in Island beobachtet, noch sind hierfür Beispiele aus der Literatur bekannt. Die Beobachtungen an der Wurzel 12 im August / September 1966 betrafen offensichtlich eine Wurzelgenese in ihrem letzten Stadium; es fehlen also die vorangegangenen Entwicklungsstufen. Trotzdem führten diese Beobachtun-

gen im Zusammenhang mit weiteren Beobachtungen an Gletschertoren sowie Wurzeln und Luftbildauswertungen zu allgemeineren Annahmen und Vorstellungen in Bezug auf die Genese von grobklastischen Flachsanderwurzeln, die hier einmal erläutert, begründet und diskutiert werden sollen.

Wie in Kapitel 3.4 dargelegt, besaßen mindestens die meisten großen Tore nur Aktivitätszeiten von höchstens fünf bis zehn Jahren, die kleinen solche von Monaten. Während weiterhin nach den Luftbildern das Auftreten einer neuen Wurzel stets auch mit dem eines neuen Tores sowie Zerstörungen häufig umfangreicher Moränenareale verbunden war, lassen die zeitlich folgenden Luftbilder auf der jetzt meistens trockengefallenen Wurzel wie auch im weiteren Vorland i.a. keine Veränderungen oder größere Erosionswirkungen gegenüber dem ersten Luftbild mehr erkennen. Eine Ausnahme bilden lediglich die Wurzeln 7 und 8, von denen Wurzel 7 hier jedoch wegen ihrer exzeptionellen Randlage außer Betracht bleiben kann und die Überprägung von Wurzel 8 ganz offenbar einem neuen Schmelzwasserausbruch entspricht. Gewisse Veränderungen zeigen nach 3.4 auch die Haupttrinnen der Wurzeln 2, 6 und 10 mit Bettverbreiterungen und seitlichen Auskolkungen im höheren Teil der Wurzel, die erst nach ihrer Erstanlage erfolgt sein können - allerdings liegt hier die Vermutung nahe, daß der Zeitraum zwischen Erstanlage und Bettverbreiterung relativ kurz war. Im übrigen weisen unmittelbare Beobachtungen wie Luftbilder auf eine generelle Abnahme der Schüttungen subglazierter Tore während ihrer Aktivitätszeit, die auch durch hohe sommerliche Schmelzwasserproduktionen nicht mehr erkennbar erhöht wurden. Hieraus aber ergibt sich als

1. Annahme: Die Genese der Wurzeln mit zugehörigen Flachsändern am Kötlujökull entspricht einem einmaligen, relativ kurzzeitigen Ereignis mit extremer sedimentologischer Wirksamkeit, welches im Zusammenhang steht mit einem subglazierten Schmelzwasserausbruch und Aufbruch eines neuen Tores.

Eine noch weitergehende Annahme ergab sich aus jener anscheinend einzigen Beobachtung einer von Schmelzwässern überflossenen Wurzel mit kurzzeitigen Veränderungen des Stromsystems, bewegten Blöcken auf dieser Wurzel und extremen Erosionswirkungen (kurzzeitige Abtragung einer Endmoräne) am 28.8.1966, Erscheinungen, die offensichtlich zusammenhingen mit der ebenfalls einzigen Beobachtung eines Tores, aus dem die Schmelzwässer unter extremen hydrostatischen Drucken ausgepreßt wurden. Denn als etwa 12 Stunden später diese Wässer zwar immer noch mit extremen Strömungsgeschwindigkeiten, aber freier Oberfläche aus dem Tor traten, wurden sie vollständig durch die jetzt sichtbare Haupttrinne abgeführt; die Wurzeloberfläche mit ihren Fiederrinnen lag trocken, und es waren keine Veränderungen und Erosionswirkungen im Tor-Umkreis mehr erkennbar. Dafür überblickte man von erhöhtem Standpunkt auf dem Gletscher die Wurzel und den Flachsander 12 mit 50-100 ausschließlich aus dem Tor 12 gespeisten aktiven Rinnen vor einem Gletscherrandabschnitt, an dem am 13.8.1960 noch ein mehr als 1000 m breiter Grund- und Endmoränengürtel lag (vgl. Abb. 6). Auf einen Zusammenhang zwischen Wurzelgenese mit artesischen Schmelzwasser-

ausbrüchen aus einem subglaziären Tor wies auch die Beobachtung, daß die Spitze der Wurzel 12 deutlich über dem Dach des Tores 12 lag (Abb. 2 in HEIM 1983) und Höhenmessungen in den Jahren 1978/1979 an drei noch nicht verfallenen Toren und den zugehörigen Wurzeln Höhendifferenzen von 1-3 m vom Tordach zur Wurzelspitze ergaben, obwohl hier mit Toraufweitungen seit dem initialen Aufbruch gerechnet werden mußte. Ein weiteres Argument für den Zusammenhang der Wurzelgenese mit Ausbrüchen hydrostatisch gespannter Schmelzwässer liegt in den nach 3.2 häufig gebogenen, anfangs manchmal fast eisrandparallel verlaufenden Symmetrieachsen der Wurzeln, wobei die Wurzeln erst mit ihrem dem Eisrand abgewandten Teil in die allgemeine Vorlandneigung einbiegen. Der Versuch einer nachträglichen Eingrenzung der Zeitdauer dieser artesischen Phase im Falle des Tores 12 auf Grund des (bei Windstille) über 8 km wahrnehmbaren Lärmes der ausgepreßten und z.T. sogleich danach versprühten Schmelzwässer ergab eine Mindestdauer von 25-27 h sowie eine max. Dauer von ca. sechs Tagen, wobei die reale Zeitdauer vermutlich zwischen 2-4 Tagen lag. Insgesamt führten diese Befunde zu der

2. Annahme: Die Genese der Flachsanderwurzeln am Kötlujökull und mittelbar auch diejenige der gletscherferner gelegenen Flachsanderareale sowie die Zerstörung der vorgelegenen Grund- und Endmoränen stand in kausalem Zusammenhang mit Schmelzwässern, die unter hohen hydrostatischen Drucken aus einem subglaziären Gletschertor gepreßt wurden. Aufbau und Formung der Wurzeln mit ihren Rinnen vollzog sich i.w. während dieser Auspressungsphase, die bei kleinen Wurzeln vielleicht einige Stunden, bei den großen einige Tage dauerte. Die mit einer Wurzel verbundenen Tore besitzen demnach zwei Aktivitätsphasen: in einer ersten, max. nur wenige Tage andauernden, doch sedimentologisch außerordentlich wirksamen Phase werden hydrostatisch gespannte Schmelzwässer bei kontinuierlich sinkenden subglaziären Drucken aus einem sich wahrscheinlich stetig erweiternden Tor ausgepreßt; in der zweiten, i. a. mehre Jahre andauernden, doch sedimentologisch wenig wirksamen Phase laufen sie mit freier Oberfläche gravitativ aus dem Tor ab, wobei die Schüttungen bis zum endgültigen Versiegen einer generellen Abnahme unterliegen, wenn man von den saisonal bedingten Schwankungen absieht.

Die beiden Annahmen implizieren, daß die Schmelzwässer dieser Tore nicht wie diejenigen ohne Wurzel und mit langzeitlicher bis scheinbar unbegrenzter Aktivitätsdauer einem glaziären Einzugsbereich entstammen, in welchem die Schmelzwasserproduktion stets näherungsweise den Auslauf kompensiert, sondern daß sie auf sub- bis inglaziäre Wasserkörper zurückgeführt werden müssen, deren Volumen sich während ihrer Aktivitätszeit allmählich vermindert, oder daß inglaziäre Schmelzwasserzuflüsse z.B. im Winter sukzessive wieder blockiert werden. Denn bei diesen Toren übertraf offenbar der Auslauf die Schmelzwasserproduktion des Einzugsbereiches. Diese in- bis subglaziären Wasserkörper müssen also vor einem Toraufbruch in einem bestimmten Zeitraum aufgebaut werden und setzen einen weitgehend wasserundurchlässigen Gletscherrand voraus. Ein solcher aber ist sicher leichter vorstellbar bei unbeweglichen randlichen Toteissäumen stationärer Gletscher-

ränder, auf welche aktives Eis unter Schubspannungen aufgleitet, als an progressiven Gletscherfronten mit chaotischem Abfall, sich bis zum Rand durchsetzenden Längsspalten und einer zum Vorland offenen oder doch aufgrabbaren Basis, wie sie abschnittsweise während der jüngsten Progression des Kötlujökull auftrat.

Zunächst stellt sich dann die Frage, ob diese Wasserkörper vielleicht lediglich subglaziären, geothermisch bedingten Schmelzprozessen entstammen könnten, da für das Gletscherbett mit einem hohen geothermischen Wärmefluß und mindestens für den größten Anteil der Gletscherbasis mit der Erreichung des Druckschmelzpunktes gerechnet werden muß. Setzt man nach STACEY (1969) mit  $110 \text{ mW/m}^2$  den höchstmöglichen Wärmefluß für jungvulkanische Areale voraus, erhält man in Anlehnung an PATERSON (1980) eine geschmolzene Eisschicht von  $11 \text{ mm/a} + 6 \text{ mm/a}$  bei Berücksichtigung einer zusätzlichen etwa mittleren Reibungswärme und somit ein jährlich geothermisch produziertes Schmelzwasservolumen von etwa  $0,017 \text{ m}^3 \text{ pro m}^2$  des Gletscherbettes. Allerdings könnte zum Aufbau eines Schmelzwasserkörpers hinter dem zentralen Gletscherrand nicht das gesamte Gletscherbett beitragen, da die subglaziären Schmelzwässer des höheren Gletschers etwa über dem 600-700 m-Niveau aus topographischen Gründen mindestens vorwiegend aus dem Rjupnagil-Tor oder anderen am Südwest- wie auch Nordostrand gelegenen Toren ablaufen müssen. Zur geothermischen Schmelzwasserproduktion für ein annähernd zentral gelegenes Tor könnte höchstens ein etwa  $40 \text{ Mill. m}^2$  umfassendes Areal des unteren Gletscherbettes beitragen, wahrscheinlich noch viel weniger. Hieraus aber ergibt sich als höchstmögliche geothermisch erzeugte Wassermenge ca.  $680\,000 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ . Da andererseits die Schüttungen eines großen Tores bereits in den ersten 24 h unter Voraussetzung einer mittleren Strömungsgeschwindigkeit beim Toraustritt von etwa  $10 \text{ m/sec}$ . (siehe unten) und einer freien Toröffnung von nur  $3 \text{ m}^2$  bereits  $2,63 \text{ Mill. m}^3$  betragen, die Schüttungen eines Monats auch bei sehr viel geringeren Strömungsgeschwindigkeiten ein Vielfaches hiervon, müssen also an der Entwicklung des Wasserkörpers überwiegend supraglaziäre, daher nur in wärmeren Jahreszeiten produzierte Schmelzwässer beteiligt sein, die über inglaziäre Zugänge die Gletscherbasis oder den Wasserkörper erreichen.

SHREVE (1972) nimmt für Eis mit Temperaturen am Druckschmelzpunkt an, daß es entlang von Korngrenzen, vor allem von Dreifach-Kornverschneidungen, von Wasser durchsickert werden kann, wobei infolge der Reibungswärme größere Durchlässe auf Kosten der kleineren wachsen müssen und sich daher zuletzt ein dentritisches inglaziäres Röhrensystem entwickelt, welches den Gletscher bis zur Basis durchsetzt und hier in einen subglaziären Haupttunnel mündet (ähnlich auch NYE & FRANK 1973, NYE 1976). Dabei wird allerdings ein Ausfluß am Gletscherrand vorausgesetzt. Nach den Begehungen des Kötlujökull 1966 sowie des Skeidarárjökull 1979 und später erfolgte hier das Eindringen supraglaziärer Schmelzwässer in den inneren Gletscher vorwiegend über Spalten und vermutlich hiermit verbundene Gletschermühlen. Ähnliche Beobachtungen machte 1968 auch WOJCIK (1973) auf dem Skeidarárjökull. Vertikal-laterale Durchgangssysteme für supraglaziäre Schmelzwässer

wurden auch in alpinen Gletschern vorausgesetzt oder vermutet (VIVIAN 1970, IKEN 1972, RÖTHLISBERGER 1972). Ein abflußloser, sub- bis inglaziärer zusammenhängender, doch strömungsfreier Wasserkörper führt in Bezug auf seine Genese allerdings zunächst auf Raumprobleme, auch wenn das Volumen des Körpers ungleich geringer sein kann als das der später auslaufenden Wassermenge. Es müssen jedoch primäre, miteinander zusammenhängende Kavernen (oder kleine Schmelzwasserkörper) im Gletscher und vor allem an seiner Basis vorausgesetzt werden. Solche wurden jedoch mehrfach unter temperierten Gletschern beschrieben (z.B. VIVIAN & BOCQUET 1973, HODGE 1976, VIVIAN 1980) und unter der progressiven Südwest-Front des Kötlujökull als zusammenhängende, meistens 10-50 cm hohe Hohlformen beobachtet. Sie entstanden hier durch Abschmelzen der Eisbasis sowie durch basales Gleiten der Basis über Aufwölbungen des Substrats. Bei hohen subglaziären hydrostatischen Wasserdrücken unter einem i.w. wasserundurchlässigen Eisrand verminderter Mächtigkeit ist weiterhin eine langsame Anhebung der hangenden Eisdecke denkbar. Auch wird der Wasserkörper nicht ganz strömungsfrei sein, da die Bewegung des Grundwassers im Gletschervorland einen stetigen Ausfluß in das Substrat verursachen muß und auch ein randliches Durchsickern von Wasser vielleicht im Umkreis des späteren Gletschertores nicht ganz ausgeschlossen werden kann.

Ein solcher Wasserkörper wird also einem System kommunizierender Röhren oder Durchlässen gleichen, die vielleicht über die Gletscherbasis miteinander verbunden sind und deren anfangs annähernd gleich hohe freie Wasseroberflächen i.a. kurz vor dem Torausbruch ihren höchsten Stand erreichen werden. Die Frage, ob die Entwicklung derartiger Körper sukzessive über mehrere Jahre oder in einer einzigen Sommersaison erfolgte, muß hier offen bleiben. Wird einerseits die Existenz von Schmelzwässern unter der Gletscherbasis und vielleicht auch im tieferen Gletscher im Winter durch ganzjährig aktive subglaziäre Tore belegt, ist andererseits die Wahrscheinlichkeit groß, daß ein sommerliches Durchgangssystem im höheren Gletscher durch Frost und Eisbewegung im Winter weitgehend blockiert wird. Vielleicht könnte auch der Aufbruch des Tores 12 Ende August 1966 wie die offensichtlich sehr junge Tore zeigenden Luftbilder vom 29.8.1945 sowie vom 13.8.1960 auf die Entwicklung nur in einer Saison weisen, da in diesem Fall der Schmelzwasserausbruch am Ende der Saison erfolgen muß.

Innerhalb der sub- bis inglaziären Wasserkörper werden die höchsten hydrostatischen Drucke nicht nur unter der Gletscherbasis, sondern wegen des zum Rand hin abfallenden Bettes auch in den randnächsten Bereichen aufgetreten sein und der Höhendifferenz zu den freien Wasseroberflächen entsprechen. Unter der Voraussetzung einer i.w. wasserundurchlässigen Randzone könnte eine obere Grenze für diese in dem tiefsten Niveau angenommen werden, in dem auf der Gletscheroberfläche Längsspalten auftreten. So zeigten die Gletscherbegehungen 1966 über dem damals allerdings bereits aktiven Tor 12 den relativ scharfen Umschlag eines stufenartigen und spaltenfreien unteren Gletscherabfalles zu einem engständigen System von Längsspalten auf der höheren Oberfläche 100-200 m über dem Gletscherfuß, wobei einzelne Spalten von Schmelzwasserbächen

benutzt wurden, die jedoch nicht über den Gletscherrand abflossen, sondern über diese Spalten unter großem Lärm offenbar Zugang zur subglaziären Entwässerung fanden. Auf dem Luftbild 1960 liegt der Umschlag von eisrandparallelen, stufenartigen Oberflächenstrukturen über den Toren 9 und 10 wahrscheinlich wiederum in ähnlichen Höhen zwischen 100-200 m über dem Gletscherfuß. Eine grobe Abschätzung der unteren Grenze für die Höhe des sub- bis inglaziären Wasserkörpers erhält man aus Volumenermittlungen des Körpers, die für die großen Wurzeln bei Höhen um 50 m oder weniger zu kleine Werte in Relation zum späteren Ausflußvolumen ergeben, wenn nicht ganz unwahrscheinliche Annahmen in Bezug auf die Bett-Topographie und/oder Eisstruktur gemacht werden. Die Höhe der zu den großen Wurzeln gehörenden Wasserkörper könnte also kurz vor dem Toraufbruch zwischen 50-200 m gelegen haben. Daraus ergeben sich als max. hydrostatische Wasserdrucke Werte zwischen 50-200 N/cm<sup>2</sup>.

Mit den ansteigenden hydrostatischen Drucken wird es in einem tiefen und randnahen Bereich des Wasserkörpers an einer Schwachstelle des Eises zum ersten Wasseraustritt gekommen sein, der sich zu einem explosionsartigen Schmelzwasser- und Materialausbruch erweiterte, wobei der Gletscherrand im Umkreis des späteren Tores aufgesprengt wurde. Denn die Tore 12 und 11 lagen nach direkten Beobachtungen ebenso wie die Tore 9 und 10 und vermutlich weitere Tore nach Luftbildern in einigen 10 m tiefen Randeinbuchtungen des Gletschers. Die mit dem Ausbruch einsetzenden sub- bis inglaziären Strömungen werden u.a. durch Reibungswärme zu raschen Erweiterungen der primären Durchlässe, zu den in 3.4 erwähnten Kesseln hinter dem Tor und vielleicht auch zur Erschließung neuer Schmelzwasserzuflüsse geführt haben. Vor allem der Initialstrom wird mit Eisfragmenten (Häufungen von solchen traten noch 1978-1980 im Untergrund alter Wurzeln und ihrer Haupt- rinnen auf), dem stets am Eisrand angereicherten Blockmaterial wie auch Feinmaterial (dieses bildet das unmittelbare Gletscher- substrat) stark beladen gewesen sein. Es wird jedoch wegen des hohen ausfließenden Wasservolumens und seiner Fernwirkungen angenommen, daß es sich auch beim Initialstrom um keinen hochviskosen Schlamm- oder Geröllstrom handelte, sondern um ein Fluid mit nur wenig erhöhter Viskosität und Dichte. Dann ergibt sich unter den obigen Voraussetzungen als höchst- mögliche Geschwindigkeit des austretenden Initialstromes nach

$$u = (2 \cdot g \cdot h)^{1/2}$$

mit  $h$  = Höhe des Wasserkörpers über dem Austrittspunkt und  $g = 981 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-2}$  ein Wert zwischen

$$31,3 \text{ m/sec (für } h = 50 \text{ m)}$$

$$\text{und } 62,6 \text{ m/sec (für } h = 200 \text{ m),}$$

wobei vermutet wird, daß Werte um 44 m/sec (entsprechend  $h = \text{ca. } 100 \text{ m}$ ) den realen Verhältnissen bei großen Wurzeln am nächsten kamen.

Die Beobachtungen 1966 am Tor 12 zeigten, daß ein Teil der Wasser sogleich nach ihrem Austritt versprühte. Sie wiesen

damit auf den extremen Abfall des hydrostatischen Druckes und die Düsenfunktion des Tores. Die vor dem Tor abfallenden Strömungsgeschwindigkeiten führten zum Ausfall vor allem des Grobmateriales, wobei einige 10 m vor dem Tor die höchsten Sedimentationsraten erreicht wurden. Da die größten Geschwindigkeiten in der Strommitte auftraten, wird der Materialausfall bevorzugt an beiden Seiten erfolgt sein, so daß es zum Aufbau einer birnenförmigen Akkumulation von Grobmaterial kam, welche an Stelle der späteren Hauptrinne vielleicht von einer Furche durchschnitten wurde. Nach dem initialen Sedimenta- ausfall muß die weitere Entwicklung von einem Strom bestimmt worden sein, bei dem im Wurzelbereich Erosionsprozesse die bisherige Sedimentation überwogen. Zunächst zog er sich immer mehr in den Bereich der späteren Hauptrinne zurück und tiefte diese zuletzt bis zu einer stetig in Strömungsrichtung abfallenden Gefällskurve ein. Die Schmelzwässer überflossen nach den Beobachtungen am Tor 12 nicht mehr die gesamte Wurzeloberfläche, sondern wurden von der Hauptrinne als Teil- ströme in Fiederrinnen von der Wurzelspitze auf beiden Seiten abgeleitet. Der Hauptstrom behielt die alte Richtung bei oder wurde infolge spezieller Sedimentakkumulationen vielleicht auch aus dieser herausgelenkt. Irgendwann müssen die Schüt- tungen des Tores soweit abgesunken und die Hauptrinne soweit ausgebildet gewesen sein, daß sie alle aus dem Tor fließenden Schmelzwässer aufnehmen und durch die jetzt endgültig trok- kenfallende Wurzelspitze führen konnte. Dies geschah späte- stens dann, wenn diese Wässer infolge der absinkenden hydro- statischen Drucke im Tunnel und des vermutlich aufgeweiteten Tores aus diesem mit freier Oberfläche abließen.

Die größten noch wassertransportierten Blöcke auf den Wurzel- spitzen sollten eine Abschätzung der hier aufgetretenen maxi- malen Strömungsgeschwindigkeiten im Endstadium der Wur- zelgenese erlauben. So sei in der Abb. 8 B ein auf dem Luvhang im Spitzenbereich einer Wurzel durch eine annähernd horizon- tale (in Wirklichkeit etwas aufwärts gerichtete) Strömung in Pfeilrichtung zu bewegendem Block. Da ein rollender Transport vorausgesetzt werden kann, erfordert die Bewegung eine Kip- pung um den Auflagepunkt P durch das Moment  $M_s$ , das grö- ßer sein muß als das Moment  $M_s$ , welches von der im Massen- punkt m angreifenden Schwerkraft verursacht wird. Für dieses Moment gilt

$$M_s = V \cdot (\rho_B - \rho_F) \cdot g \cdot D/2 \cdot \sin \alpha$$

mit  $V$  = Volumen von B,  $\rho_B$  = Dichte von B und  $\rho_F$  = Dichte des Fluids,  $g = 981 \text{ cm} \cdot \text{sec}^{-2}$ . Da das Blockmaterial im Kötlu- jökull-Vorland gewöhnlich mehr oder weniger isometrische Formen besitzt, kann für  $D$  der nominale Durchmesser einge- setzt werden, und man erhält näherungsweise

$$M_s \approx 1/6 \cdot \pi \cdot D^3 \cdot (\rho_B - \rho_F) \cdot g \cdot D/2 \cdot \sin \alpha$$

wobei allerdings eventuelle Hubwirkungen der sohlennahen Strömung unberücksichtigt bleiben. Andererseits übt die Strö- mung auf B die Kraft

$$K = 1/2 \cdot \rho_F \cdot c \cdot F \cdot u^2$$

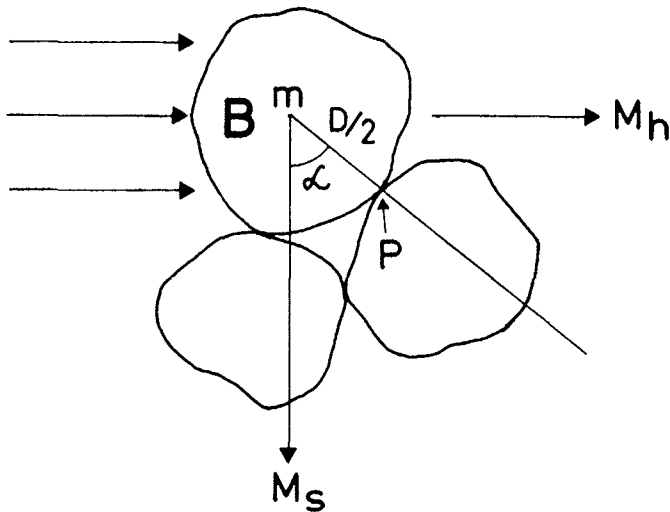


Abb. 8: Ermittlung der maximalen Strömungsgeschwindigkeit auf Wurzelspitzen entsprechend 4.6.2.

Fig. 8: Calculation of maximum flow velocity on top of sanderwurzels according to 4.6.2.

aus (mit  $c$  = Widerstandsbeiwert,  $F$  = senkrecht angeströmter Querschnitt von  $B$  und  $u$  = die gesuchte Strömungsgeschwindigkeit). Hierbei wird allerdings vorausgesetzt, daß  $B$  (bzw.  $F$ ) überall mit der gleichen Geschwindigkeit  $u$  angeströmt wird. Eine solche Vereinfachung erscheint deshalb gerechtfertigt, weil in jedem Falle mit sehr hohen Strömungsgeschwindigkeiten und Reynolds-Zahlen gerechnet werden muß, diese aber eine bis praktisch zur Sohle turbulente Strömung und einen merklichen Geschwindigkeitsabfall erst kurz über der Sohle bedingen. Daher wird unter der Voraussetzung einer etwa isometrischen Form von  $B$  der Angriffspunkt von  $K$  auch in der Nähe von  $m$  liegen, und man erhält für das von der Strömung bewirkte Moment in Bezug auf  $P$  näherungsweise

$$M_h \approx 1/2 \cdot \rho_F \cdot c \cdot \pi \cdot (D/2)^3 \cdot \cos \alpha \cdot u^2$$

Damit aber bekommt man als Bedingung für eine Bewegung von  $B$  um den Auflagepunkt  $P$  durch eine Strömung mit der Geschwindigkeit  $u$

$$\frac{1/2 \cdot \rho_F \cdot c \cdot \pi \cdot (D/2)^3 \cdot \cos \alpha \cdot u^2}{1/6 \cdot \pi \cdot D^3 \cdot (\rho_B - \rho_F) \cdot g \cdot D/2 \cdot \sin \alpha} >$$

oder

$$u > [1308 \cdot ((\rho_B - \rho_F) / \rho_F) \cdot (D/c) \cdot (\sin \alpha / \cos \alpha)]^{1/2}$$

Nach 3.3.2 bestehen die Blöcke vorwiegend aus mugearitischem bis andesitischem Material mit hohen Glas- und kleinen Gasanteilen. Nach BECKER (1982) und eigenen Untersuchungen wird für dieses Material eine durchschnittliche Dichte um  $\rho = 2,8 \text{ g/cm}^3$  angenommen. Eine Wurzelgenese durch Schlamm- und Geröllströme mit hohen Dichten und relativ geringen Strömungsgeschwindigkeiten wurde oben weitgehend ausgeschlossen. Andererseits wird mindestens während der initialen Ausbruchphase mit einer erhöhten Dichte des Fluids gerechnet

werden müssen, die hier mit  $\rho_F = 1,1 \text{ g/cm}^3$  angesetzt werden soll. Mit größeren Unsicherheiten ist der Widerstandsbeiwert  $c$  behaftet, da auf der Wurzel in Bezug auf das umflossene Blockmaterial die Reynolds-Zahlen weit über  $3,5 \times 10^5$  liegen werden und  $c$  für so hohe Werte kaum belegt ist. Am wahrscheinlichsten sind für so hohe Reynolds-Zahlen nach der Übersicht in ZANKE (1982: 119), u.a. offenbar  $c$ -Werte um 0,2 mit den Grenzwerten 0,1 und 0,3. Setzt man weiterhin  $\alpha = 45^\circ$  als Grenzwert, der sowohl annähernd würfelförmige Gesteinsblöcke wie auch mäßig gegen die Strömung geneigte Sohlen berücksichtigt, so erhält man bei einer Anwendung der Ungleichung auf nominale Blockdurchmesser  $D = 50 \text{ cm}$ , die nach 3.3.1 auf den meisten Wurzelspitzen den größten Blöcken entsprechen, als Bedingung für die Strömungsgeschwindigkeit am Ort und zur Zeit des Transportes von  $B$

$$\begin{aligned} u &> 7,1 \text{ m/sec für } c = 0,2 \\ (u &> 10,1 \text{ m/sec für } c = 0,1) \\ (u &> 5,8 \text{ m/sec für } c = 0,3) \end{aligned}$$

und bei einer Anwendung auf nominale Blockdurchmesser  $D = 100 \text{ cm}$ , die nach 3.3.1 den größten Blöcken z.B. auf der Wurzelspitze 10 entsprechen,

$$\begin{aligned} u &> 10,1 \text{ m/sec für } c = 0,2 \\ (u &> 14,2 \text{ m/sec für } c = 0,1) \\ (u &> 8,2 \text{ m/sec für } c = 0,3) \end{aligned}$$

Bei einer Abweichung bis  $\pm 0,1$  von der Dichte  $1,1 \text{ g/cm}^3$  des Fluids und einer bis  $\pm 0,2$  von der Dichte  $2,8 \text{ g/cm}^3$  des Blockes  $B$  erhält man max. Abweichungen bis ca.  $\pm 1,5 \text{ m/sec}$  von den obigen Strömungsgeschwindigkeiten.

Eine Überprüfung dieser Ergebnisse kann durch die zahlreichen Ansätze oder Versuche erfolgen, diejenigen Strömungsgeschwindigkeiten in fluviatilen Rinnen zu ermitteln, bei denen die Bewegung von Körnern gegebener Größe auf der Sohle gerade beginnt, wenn sie sich i.a. auch auf Korndurchmesser  $\leq 10 \text{ cm}$  beziehen. Wir beschränken uns hier auf einen allgemeinen Ansatz von ZANKE (1977), der als kleinste mittlere Strömungsgeschwindigkeit in solchen Rinnen für den Bewegungsbeginn von Körnern mit dem Durchmesser  $D$  fordert

$$u_m = 2,8 \cdot [(\rho_B - \rho_F) / \rho_F \cdot g \cdot D]^{1/2} + C$$

wobei  $C$  einem komplexen Ausdruck entspricht, der die am Korn angreifenden Reibungskräfte sowie die Viskosität des Fluids enthält, der erste Summand i.w. den Staudruck. Da dieser bei Blockmaterial sehr groß in Relation zu  $C$  ist, kann  $C$  unberücksichtigt bleiben. Setzt man unter dieser Voraussetzung für  $D$  wieder den nominalen Durchmesser, so erhält man als kleinste mittlere Strömungsgeschwindigkeit im Spitzenbereich einer Wurzel, welche die größten hier auftretenden Blöcke gerade noch transportiert,

$$\begin{aligned} u_m &= 7,24 \text{ m/sec für } D = 50 \text{ cm} \\ \text{und } u_m &= 10,24 \text{ m/sec für } D = 100 \text{ cm} \end{aligned}$$

in hinreichender Übereinstimmung mit den obigen Ergebnissen, wenn  $c = 0,2$  gesetzt wird. Die höchsten während des initialen Ausbruches im Tor auftretenden Strömungsgeschwindigkeiten dürften allerdings ein Mehrfaches dieser Geschwindigkeiten betragen und würden damit im Bereiche der sich aus den hydrostatischen subglaziären Drucken ergebenden höchstmöglichen Ausflußgeschwindigkeiten liegen.

Schwierigkeiten ergaben sich bei allen Versuchen, die Herkunft des in den Wurzeln des Kötlujökull-Vorlandes enthaltenen Blockmaterials näher zu bestimmen. Während das Grobsediment der gletscherferneren Sanderareale aus den zerstörten Moränengebieten abgeleitet werden kann, müssen die in den Wurzeln enthaltenen Sedimente dem glaziären Einzugsbereich und engeren Tor-Umkreis entstammen. Da aber die großen Wurzeln nach 3.2 vermutlich Volumina bis um 1 Mill. m<sup>3</sup> umfassen, entsteht hier noch einmal die Frage nach subglaziären Erosionsformen, die sich also während der Wurzelgenese gebildet haben sollten. Die in 3.4 erwähnten kesselartigen Erosionsformen hinter einigen Toren reichen als Quelle für derartige Mengen von Grobmaterial keineswegs aus. Da nach 3.4 Tunneltäler oder andere markante subglaziäre Erosionsformen im Kötlujökull-Vorland fehlen, wird vermutet, daß solche Formen sekundär bis zur Unkenntlichkeit überprägt wurden oder daß die Wurzelgenese z.T. mit flächenhaften Erosionen des Gletscherbettes verbunden war.

## 4 HOCHSANDER IM KÖTLUJÖKULL-VORLAND

### 4.1 Vorbemerkungen

Unter „Hochsandern“ werden hier also Sand- oder Sand-Kies-Körper verstanden, deren Material durch supra- bis inglaziäre Schmelzwässer aus dem Gletscher herausgespült wurde und entweder unmittelbar vor dem Gletscherrand, vor diesem Rand anliegenden Wallmoränen (z.B. Eiskern- oder Stauchmoränen) oder als Ausnahme höchstens wenige hundert Meter vom Rande entfernt (meistens im Falle von dem Gletscherrand anliegenden Moränenarealen) aus fließenden Wässern (also nicht als Fließmoränen) zur ersten Ablagerung kam.

In diese Definition fallen alle von GRIPP (1975a) als „Hochsander“ bezeichneten Sedimentkörper mit ihren spezifischen Merkmalen (vgl. 1.1)). Im Kötlujökull-Vorland fallen in diese Definition zusätzlich gewisse Kleinformen und vor allem die auf älteren Flachsandern aufgewachsenen Sandfächer, welche mit MADER (1971) oder BRAUN (1974) auch als „Eisrandschwemmkegel“ bezeichnet werden könnten. Bei manchmal sehr unterschiedlichen Dimensionen und Formen dieser im Kötlujökull-Vorland auftretenden Sandkörper besitzen sie jedoch auf Grund ihrer speziellen Sedimentologie so charakteristische Gefügeeigenschaften, daß sie sich von allen anderen glazifluvialen Sedimenten in isländischen Gletschervorländern und insbesondere von Flachsandern in grundsätzlicher Weise unterscheiden. Obwohl GRIPP (1975a) ursprünglich bei dem Begriff „Hochsander“ von zwischen Gletscherrand und Endmoränen aufgewachsenen Sandkörpern beträchtlicher Mächtigkeit ausging, wurde

deshalb hier die Bezeichnung unter der obigen Definition und damit in etwas verallgemeinerter Form beibehalten, da sonst wieder ein neuer Fachbegriff eingeführt werden müßte, welcher die bisher als „Hochsander“ bezeichneten Sedimentkörper doch vollständig einschließen würde.

### 4.2 Die supra- bis inglaziäre Entwässerung des Kötlujökull

Hochsandergenese ist also verknüpft mit einem Wasserablauf auf der Gletscheroberfläche oder über inglaziäre Tunnel. Nach den Begehungen des Kötlujökull, Skeidarárjökull und Langjökull erfolgt ebenso wie nach Luftbildern der supra- bis inglaziäre Schmelzwasserablauf auf den isländischen Eiskappen vorzugsweise über mäandrierende Rinnen mit häufig hohen Sinuositäten und Längsspalten oder radialen Spalten, selten und dann stets wohl nur kurzzeitig dagegen über inglaziäre Tunnel. Die meistens 0,2-2,0 m breiten und einige Dezimeter bis viele Meter tief in die Eisoberfläche eingeschnittenen mäandrierenden Rinnen finden sich vorzugsweise in den spaltenfreien bis spaltenarmen randnahen Zonen nichtprogressiver Gletscher mit flachem Abfall und fehlen völlig auf Gletscheroberflächen mit engständigen Spaltensystemen. Einzelne größere Rinnen sind auf der Abb. 6 zu erkennen. Sie lassen sich auf den Luftbildern einige 100 m bis mehr als 1000 m gletscheraufwärts verfolgen. Da nach 3.5 Längsspalten weitgehend mit relativ hohen Oberflächengeschwindigkeiten des Eises zusammenhängen, treten sie bei stationären bis regressiven Gletscherrändern erst auf dem höheren Gletscher auf, wo die Schmelzwässer nach 3.6.2 teilweise und vielleicht auch nur temporär über solche Spalten Zugänge zur Gletscherbasis finden, statt über seinen Rand abzulaufen. Andererseits zeigen Luftbilder von etwa stationären Gletscherrändern auch nicht selten Einmündungen von Einzelspalten oder Spaltensystemen des höheren Gletschers in mäandrierende Rinnen des tieferen Gletschers und bezeugen damit einen kontinuierlichen Schmelzwasserablauf zunächst über Spalten, danach über Rinnen bis zum Eisrand. Demgegenüber können sich bei progressiven Gletscherrändern und daher sehr hohen Eisgeschwindigkeiten nach 3.5 die Spalten bis zum Eisrand durchsetzen und führen dann i.a. hier auch zu schüttungsstarken Wasseraustritten (Abb. 7).

Der Schmelzwasserablauf über Rinnen bei nichtprogressiven Gletscherrändern impliziert ebenso wie der Ablauf über Spalten bei progressiven Rändern punktartige und über bestimmte Zeitabschnitte stationäre Wasseraustrittsstellen am Eisrand; solche aber bilden eine wichtige Voraussetzung für die Entwicklung von Hochsander-Fächern größerer Mächtigkeiten und Dimensionen. Während der sommerlichen, häufig 4-6-wöchigen Untersuchungskampagnen blieben die größeren Wasseraustrittsstellen oft nahezu unverändert; in Einzelfällen wurden solche sogar im nächsten Jahr mit nur wenig veränderter Position wiedergefunden. Die am Gletscherrand austretenden Oberflächenspalten zeigten infolge der hier besonders intensiven Schmelzprozesse furchenartige Aufweitungen und verliefen an bestimmten Abschnitten zeitweise fast diagonal zum Eisrand. Der Wasseraustritt erfolgte sowohl über Rinnen wie über Spalten meistens durch steile Gletscherbäche, bei etwa senkrechtem Rand-



abfall gelegentlich auch durch kleine wie große Wasserfälle. Manchmal fand der endgültige Austritt aus dem Gletscher durch ein „Pseudotor“ am äußeren Gletscherrand statt, das den Toren der subglaziären Entwässerung sehr ähnlich sein konnte, jedoch nur mit einem meistens etwa 5-20 m langen Eistunnel verbunden war. Nach ihrem Austritt aus dem Gletscher treffen die Schmelzwässer allerdings nur selten auf ein flaches Vorland, da der Gletscherfuß fast immer von kleinen Wallmoränen unterschiedlicher Genese umsäumt ist. Niedrige und aus Lockermaterial bestehende Wälle werden jedoch gewöhnlich rasch durchbrochen, höhere und widerständigere können zu kleinen Staubecken mit Überlauf oder zu einem zunächst randparallelen Ablauf führen.

Im Gegensatz zu den i. w. nur jahreszeitlich wechselnden Schüttungen der subglaziären Gletschertore unterlagen die Schüttungen von Austrittspunkten supraglaziärer Wässer zusätzlich täglichen periodischen und z.T. noch kürzeren episodischen Wechseln, die durch meteorologische Erscheinungen hervorgerufen wurden. Zunächst konnten selbst bei Lufttemperaturen von 1-3° C und zeitweise heftigen Niederschlägen im Dezember 1987 keine aktiven Wasseraustrittspunkte am Gletscherrand mehr beobachtet werden; die Hochsander lagen trocken oder unter Schnee. Daher wird angenommen, daß während der Wintermonate die supraglaziäre Entwässerung des Kötlujökull vollständig zum Erliegen kommt. Aber auch während der Monate Juni bis September gingen die Schüttungen abends soweit zurück, daß selbst bei nächtlichen Niederschlägen und Lufttemperaturen am Gletscher um 7° C nur noch die größten von supraglaziär ablaufenden Wässern gespeisten Vorlandrinnen Wasser führten. An Sonntagen im Juni / Juli begannen die Schüttungen gegen 9 Uhr Ortszeit soweit anzuschwellen, daß die Rinnen auf den Hochsändern reaktiviert wurden; ihre Wasserstände erreichten dann zwischen 13 und 14 Uhr ein Maximum, um zwischen 18 und 19 Uhr (Ortszeit) wieder trockenzufallen. An trüben Sommertagen reichten die Schüttungen häufig nur wenige Stunden für eine Wasserführung der Hochsander-Rinnen aus. Denn die höchsten Schüttungen wurden nicht durch hohe Temperaturen oder Niederschläge erreicht, sondern durch längere Sonneneinstrahlung bei hohen Sonnenständen. Plötzliche Sonneneinstrahlung nach vorheriger Bewölkung um die Mittagszeit machte sich auf den Hochsändern etwa nach 10-15 Minuten durch stoßartiges Fluten der Hochsander-Rinnen oder vollständige Überflutungen bemerkbar.

Das Volumen der während einer bestimmten Zeit an einem definierten Gletscherabschnitt in das Vorland ablaufenden supraglaziären Wässer und damit auch die Masse der von diesen in das Vorland transportierten Sedimente hing jedoch nicht nur von der Schmelzwasserproduktion auf der Gletscheroberfläche (+ Niederschlägen) und damit von saisonalen und episodischen meteorologischen Faktoren ab, sondern stand auch in deutlicher Korrelation zur Neigung und Struktur des randlichen Gletscherabfalles, damit aber wiederum zum Bewegungszustand des Gletschers. Denn der supraglaziäre Wasserablauf wurde offensichtlich begünstigt durch möglichst steile und spaltenreiche Ränder von progressiven Phasen und trat in Relation hierzu stark zurück auf spaltenfreien und flachen Randzonen mit mäan-

drierenden Rinnen, an denen nach 3.5 zeitweise die Entwässerung über subglaziäre Tore eine beherrschende Rolle spielte. So war im August / September 1966 am damals spaltenfreien und mit 10-30° abfallenden Südostrand, an dem gerade das Tor 12 aufgebrochen war, nirgends ein bis zum Eisrand durchgehender supraglaziärer Schmelzwasserablauf zu erkennen. Demgegenüber wurden während der späteren Progressionsphase die weitaus höchsten supraglaziären Schüttungen zuerst am Südwest-Abschnitt mit Randabfällen zwischen 50-90° beobachtet, danach ähnliche Schüttungen an den benachbarten Rändern in offensichtlichem Zusammenhang mit der nun auch hier fortschreitenden Versteilung. Aber wie der mittlere Abfall des Ost-Abschnittes auch auf dem Höhepunkt der Progression kaum jemals etwa 30° überschritt, so blieben auch die Schüttungen hier stets unter denen des Südwest-Abschnittes. Eine gewisse Veranschaulichung des Zusammenhangs zwischen supraglaziärem Schmelzwasserablauf und Randneigung des Gletschers erhält man aus der wachsenden Anzahl schüttungsreicher Wasseraustrittspunkte an einem bestimmten Randabschnitt mit zunehmendem Randabfall. So ergaben Auszählungen solcher Austrittspunkte an einem 1580 m langen Abschnitt des südwestlichen Gletscherrandes nach einer eigenen Befliegung und isländischen Luftbildern für den 13.8.1960 bei einem mittleren Randabfall von (wahrscheinlich) 10-30° vier bis fünf Austrittspunkte, am 22.8.1980 bei einem mittleren Randabfall von 40-80° 12 Austrittspunkte, im Juli 1982 bei einem mittleren Randabfall von 50-90° 14 Austrittspunkte und am 4.9.1984 bei einer weiteren Versteilung 17 Austrittspunkte.

#### 4.3 Ausbildung, Auftreten, Dimensionen und Rinnen der Hochsander

Die Oberflächen der Hochsander am Kötlujökull entsprechen gewöhnlich Kegelflächen, deren Spitze mit einem Schmelzwasseraustrittspunkt am Gletscherrand verknüpft ist. Hierdurch liegen die Spitzen also im Gegensatz zu den Wurzelspitzen der Flachsander meistens unmittelbar dem Eisrand oder einem Moränenwall vor dem Rand an. Bei einer freien Entwicklung können die Kegelflächen Fächer mit Öffnungen bis nahezu 180° bilden. Meistens allerdings wird solche Entwicklung behindert durch ältere und höhergelegene Sander oder Moränen. Denn während die subglaziären Schmelzwässer bei ihrem Ausbruch das Gletschervorland weitgehend einebnen und erodieren, wird es von supraglaziär ablaufenden Wässern mit nur geringen Erosionswirkungen über- oder durchflossen. Daher füllen die Hochsander bei einem bewegten Vorland zunächst seine Depressionen aus, etwa zwischen Eisrand und Endmoränen oder relativ tief gelegene Gebiete in Moränenarealen. Aber auch in solchen Fällen wurden meistens kegelflächenartige Oberflächenformen dieser Sedimentkörper beobachtet. Die freieste Entwicklung findet stets auf den alten Flachsändern und ihren Wurzeln statt, wo lediglich die höchsten Spitzenbereiche anfangs die Schmelzwässer mit ihren Sedimenten ableiten. Daher erreichen die Hochsander auf den Flachsändern auch gewöhnlich ihre größten Ausbreitungen mit radialen Reichweiten von vielen 100 Metern, wobei es im Laufe der Entwicklung zu vielfachen Überlappungen und vollständigen Bedeckungen der alten Flachsanderwurzeln kommen kann. Die Hochsander-Gürtel, welche sich



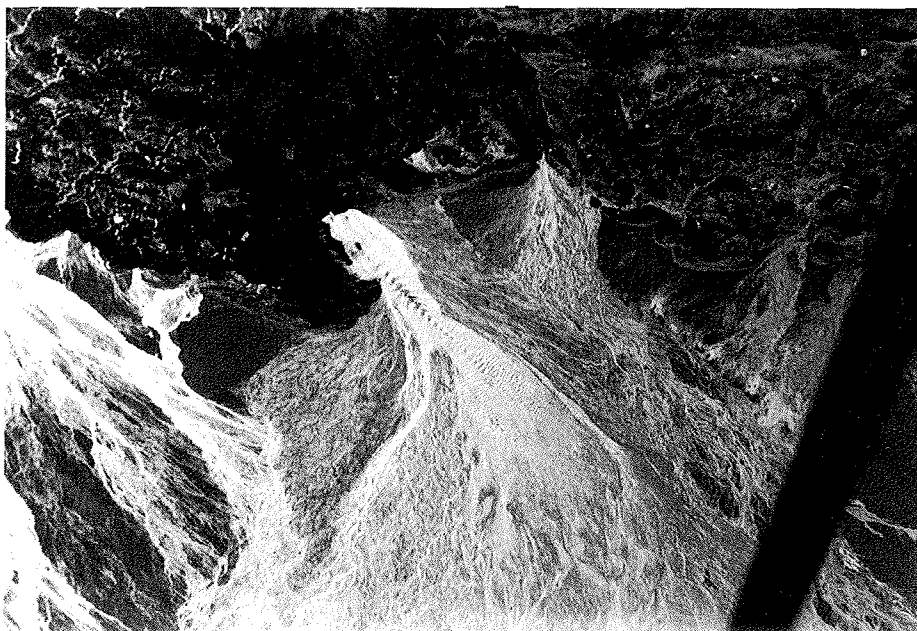
hierbei vor den Gletscherrändern entwickeln, werden also vor allem durch „Großfächer“ geprägt, welche stets durch über Wochen oder Monate stationäre und schüttungsreiche Wasser-austrittsstellen am Gletscherrand verursacht und mit stets neuem Material versorgt werden. Zusätzlich treten vor allem zwischen solchen Großfächern am Eisrand auch kleine Halbkegel mit Mantellängen von wenigen Metern bis einigen 10 Metern auf, die nur kurzzeitig aktiven oder schüttungsarmen Wasser-austrittsstellen ihre Entstehung verdanken und deren Sediment-volumen meistens in keiner Relation zu dem jener Großfächer steht (vgl. Abb. 9).

Die detaillierteren Untersuchungen an Hochsandern bezogen sich vorwiegend auf diese Großfächer. Während des Zeitraums von 1979 bis 1989 zeigten sich bei ihnen Tendenzen zu immer größeren Dimensionen. So wurden an einzelnen bis zur Basis hinabreichenden Erosionsanschnitten in Gletschnähe während der Jahre 1980-1983 max. Mächtigkeiten zwischen 2-3 m ermittelt, 1987 solche bis etwa 3, 5 m. Die max. Mächtigkeiten des Sandergürtels, der vermutlich bereits mehrfach übereinandergestapelte Hochsander-Fächer enthielt, betrug in diesem Jahr vor dem Südwest-bis Südost-Abschnitt in Eisrandnähe nach Aufgrabungen und Erosionsanschnitten bereits mehr als 4 m. Die Reichweite oder Länge der Mantellinien lag 1980 nach STAEGEMEIR (1981) vor dem Südwest-Abschnitt meistens zwischen 150-350 m, wobei das Hochsander-Material in größeren Sammelbächen allerdings noch mehrere 100 m über die Sandfächer hinaus transportiert werden konnte. Im Juli 1987 ließen sich jedoch einzelne Kegel entlang bestimmter Mantellinien bis mehr als 900 m verfolgen.

In den Oberflächenneigungen der Hochsander-Fächer ist sowohl ihre Mächtigkeitsabnahme in den Haupttransportrichtungen wie auch die Oberflächenneigung des Substrates enthalten, in den meisten Fällen also die einer liegenden Flachsanderwurzel. Oberflächenneigungen der großen Sandfächer entlang der Haupttransportrichtungen wurden mit geodätischen Methoden,

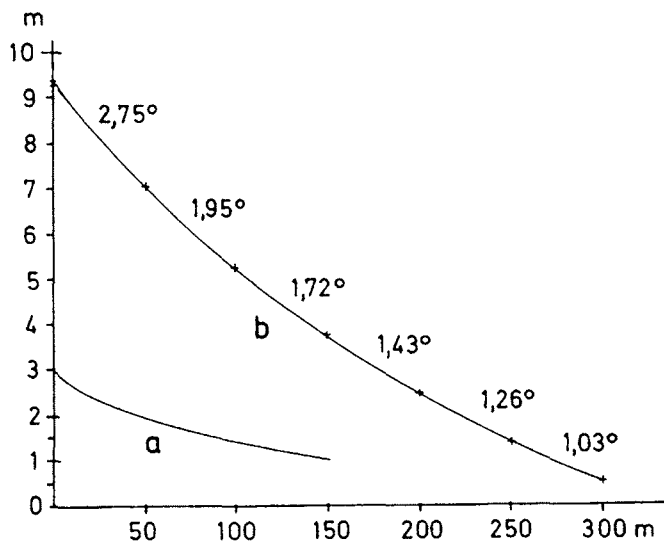
Mächtigkeitsabnahmen an etwa radialen Erosionsanschnitten durch direkte Messungen ermittelt. Hiernach treten im engeren Spitzenbereich und in Eisrandnähe stets Neigungswinkel um  $5^\circ$  oder mehr auf. Im Umkreis von etwa 50 m liegen die mittleren Neigungswinkel in der Regel immer noch zwischen  $2,5-3,0^\circ$  und sinken erst nach Distanzen um 300 m auf etwa  $1^\circ$  ab. Hieraus geht hervor, daß die Gefällskurven in den Haupttransport-richtungen relativ rasch abflachen und der höchste Sediment-ausfall also bereits innerhalb einer Transportweite von wenigen 10 Metern erfolgt, da diese Abflachung keinesfalls auf das jeweilige Substrat zurückgeführt werden kann. Nicht nachgewiesen werden konnten eventuelle Knicke oder Unstetigkeiten der Gefällskurven. Trotz der starken peripheren Abflachung bleiben die Oberflächenneigungen der Sandfächer doch immer größer als diejenigen der liegenden Flachsander, so daß im Grenzbereich scharfe Übergänge von den schwarzen Sanden der Hochsander zum Grobmaterial der Flachsander auftreten. Die Abb. 10 enthält je ein Beispiel für eine Gefällskurve und eine Mächtigkeitsabnahme. Die beiden Kurven entsprechen den Oberflächenschnitten von zwei Hochsander-Fächern vor dem südwestlichen Gletscherabschnitt und beginnen in einer Distanz von etwa 3 m vom Eisrand oder der jeweiligen Sanderspitze. Die Kurve b wurde von STAEGEMEIR (1981) mit einem Reduktions-tachymeter aufgenommen und repräsentiert den Abfall der Oberfläche entlang einer Mantellinie von 300 m Länge. Die (wegen zweier Erosionsrinnen etwas ausgeglättete) Kurve a wurde an einem radialen Erosionsanschnitt durch direkte Messungen der jeweiligen Mächtigkeiten ermittelt und repräsentiert daher die Mächtigkeitsabnahme des betreffenden Sanders etwa entlang einer Mantellinie von 150 m Länge.

Die Hochsander des Gletschervorlandes sind stets überzogen von einem verzweigten Kleinrinnen-System, deren einzelne Rinnen auch bei Neigungen um  $1^\circ$  gewöhnlich Sinuositäten deutlich  $<1,5$  (nach LEOPOLD et al. 1964) aufweisen. Auch mit ihren kontinuierlichen Veränderungen während einer Aktivitäts-



**Abb. 9:** Hochsander vor dem Eisrand: Groß- und Kleinfächer mit verflochtenen Rinnenströmen, Schichtfluten und Gegenrippeln. Die Bildbreite beträgt ca. 400 m; Photo B. Becker.

**Fig. 9:** Hochsander in front of the ice margin showing large and small sands-fans with braided channel flows, flash floods and antidunes. Width of photo approximately 400 m; photo by B. Becker.



**Abb. 10:** (a): Mächtigungsabnahme eines Hochsander-Halbkegels entlang einer Mantellinie von 150 m Länge. (b): Abfall einer Hochsander-Oberfläche entlang einer Mantellinie von 300 m Länge. Die relativen Höhen der Gefällskurve wurden auf eine geschätzte Mächtigkeit im Endpunkt von 0,5 m bezogen (vgl. 4.3).

**Fig. 10:** Decrease of thickness of a hochsander-fan along a radial profile of a length of (a) 150 m and (b) 300 m respectively. The relative heights of the curves refer to an estimated thickness of 0.5 m in the end-point (see also 4.3).

phase zeigen diese Rinnen charakteristische Eigenschaften verzweigter Stromsysteme, fallen aber andererseits durch das Fehlen einer oder mehrerer nach Dimensionen und Wasserführung deutlich hervortretenden Haupttrinne(n) wie auch durch ihre Größe aus dem bekannten Rahmen derartiger Systeme auf alluvialen Schwemmfächern heraus. Denn ihre Breiten liegen lediglich in der Größenordnung von Zentimetern bis ein oder zwei Meter, die mittleren Tiefen in solchen von Millimetern bis ca. 20 cm. Die Rinnenquerschnitte sind vorwiegend als flache Tröge mit allerdings häufig asymmetrischen, ungleichmäßigen und z.T. wiederum eingekerbten, kleine Spezialrinnen aufweisenden Sohlen ausgebildet, welche offensichtlich wechselnde Wasserstände und wandernde Stromfäden widerspiegeln. Größere Rinnen mit Tiefen bis ca. 60 cm und z.T. steilen Erosionskanten treten lediglich als tiefergelegene „Sammelbäche“ und Vorfluter zwischen den Großfächern und an ihrer Peripherie auf. Sie führen die supraglazial produzierten Schmelzwässer zuletzt aus dem Bereich der Großfächer hinaus auf das gletscherfernere Vorland.

#### 4.4 Das Material

##### 4.4.1 Granulometrie

Sieht man von einzelnen z.T. gravitativ bewegten oder ausgespülten größeren Geröllen auf den Spitzen der Hochsanderkegel ab, so handelt es sich bei dem von supra- bis inglazialen Wässern in das Gletschervorland gespülten Moränenmaterial um ein bemerkenswert einheitliches Lockersediment, dessen Mediane im oberen Mittelsand liegen und dessen Kornspektrien i.a. vom Mittelschluff bis zum Mittelkies reichen (Nomenkla-

tur nach DIN 4022). Das Material tritt im nordöstlichen Gletschervorland mit den gleichen Merkmalen auf wie im südwestlichen, und selbst auf Transportweiten von 500-1000 m ließen sich noch keine Korndifferenzierungen oder ein generelles Absinken der Korngrößen erkennen. Andererseits zeigen die Oberflächen der Hochsander-Fächer mit ihren Rinnen, Sandbänkchen oder „Inseln“ nach dem Trockenfallen eine ausgeprägte kleinfaziale Differenzierung, wobei sich koksartige Feinkiese als größtes Material auf den höhergelegenen Arealen sammeln und helle Schluffhäutchen als feinstes Sediment die tiefsten Rinnensohlen überziehen (Abb. 6 in HEIM 1983). Weitergehende Aussagen zur Granulometrie ergeben sich aus Tab. 3, in welcher eine Auswahl von Analyseergebnissen einiger Hochsander-Proben aus dem südwestlichen bis südöstlichen Gletschervorland sowie von Feststoffanteilen aus vier Gletschereis-Proben zusammengestellt wurden:

HS 1 erfaßt alle Faziesbereiche eines Hochsander-Fächers und entspricht mit seinen Schluff-Sand-Kies-Verhältnissen näherungsweise dem Materialdurchschnitt der Hochsander im Kötöljökull-Vorland.

HS 2-5 wurden von BECKER (1982) aus stromaufwärts wandernden Gegenrippeln subaquatisch entnommen und granulometrisch untersucht. Die Proben stehen mit ihren geringen Schluffanteilen, den nahezu gleichen Medianen im oberen Mittelsandbereich sowie einer guten bis mittleren Sortierung in unmittelbarem Zusammenhang mit einem speziellen, doch auf den Sand-Fächern des Gletscher-Vorlandes weit verbreiteten Transport-Mechanismus (vgl. 4.6.2). Bemerkenswert sind auch die fast identischen Kornsummenkurven der vier Proben (in BECKER 1982), obwohl sie aus ganz unterschiedlichen und bis 2 km voneinander entfernten Rinnen entnommen wurden.

HS 6 repräsentiert das feinste in einer Rinne nach dem vollständigen Versiegen der Strömung zur Sedimentation kommende Material und entspricht einem Schluffhäutchen auf einer Rinnensohle in einer Distanz von mehr als 1000 m vom Gletschertrand. Diese Probe zeigt ein scharfes Maximum ihrer Verteilungskurve in der Kornfraktion 0,020-0,036 mm Ø (in Tab. 3 nicht speziell ausgegliedert); die Körnung reicht jedoch kaum bis in den Feinschluffbereich hinein, und ein Tonanteil fehlt vollständig. Nicht zum gleichen Sedimentationsprozeß gehören die geringen gröberen Kornanteile mindestens ab 0,20 mm Ø, da es sich hierbei um mit dem Häutchen verbackene Sandkörner handelt, die ohne weitere Fehlermöglichkeiten nicht abgetrennt werden konnten.

HS 7-8 sollten die Fragen nach den kleinsten im Gletschereis auftretenden Korngrößen beantworten. HS 7 entspricht dem letzten Absatz der Gletschertrübe in einem kleinen Stausee, HS 8 dem ausgeschmolzenen, ursprünglich feindispersierten Feststoffanteil einer scheinbar materialfreien, klaren Eisplatte im Gletschervorland. Wahrscheinlich geriet dieser Feststoffanteil durch die sommerlichen Staubstürme (vgl. 4.6.4) auf den höheren Gletscher und damit in das Gletschereis. Aber auch diese beiden Proben zeigen das völlige Fehlen eines Ton- und sogar eines Feinschluffanteils sowie eine scharfe (vermutlich ab-

HS	Material	Feststoff (%)	Md.ø (mm)	So	%Schluff			%Sand		%Kies		Schluff	Sand	Kies	
					2-6 (µm)	6-20 (µm)	20-63 (µm)	63-200 (µm)	0,2-0,63 (µm)	0,63-2 (µm)	2-6,3 (µm)				6,3-20 (mm)
HS 1	HS-Durchschnitt	-	0,53	2,96	0,03	0,18	10,97	17,4	25,0	28,6	14,2	3,6	11,2	71,0	17,8
HS 2	aus Gegenrippel	-	0,52	1,67	-	-	1,44	12,2	42,9	33,9	8,2	1,3	1,5	88,9	9,6
HS 3	aus Gegenrippel	-	0,54	1,88	-	-	0,71	12,5	41,6	33,9	8,4	2,8	0,7	88,1	11,2
HS 4	aus Gegenrippel	-	0,57	1,70	-	-	0,63	8,6	43,7	39,6	5,9	1,4	0,6	92,0	7,4
HS 5	aus Gegenrippel	-	0,53	1,78	-	-	0,86	12,4	42,9	31,7	9,3	2,8	0,9	86,9	12,2
HS 6	Feinstk. aus Rinne	-	0,03	1,24	0,30	2,34	76,30	5,1	4,1	6,4	5,5	-	78,9	15,6	5,5
HS 7	Feinstk. Stausee	-	0,03	1,22	-	4,88	95,12	-	-	-	-	-	100,0	-	-
HS 8	Feststoff Klareis	-	0,03	1,27	-	0,64	99,34	-	-	-	-	-	100,0	-	-
HS 9	Feststoff Gletscher	22,4	-	-	-	0,08	26,27	20,5	19,3	21,4	10,9	1,1	26,8	61,2	12,0
HS 10	Feststoff Gletscher	66,5	-	-	-	0,25	21,22	34,0	20,8	15,7	7,4	0,6	21,5	70,5	8,0
HS 11	Feststoff Gletscher	3,4	-	-	-	1,93	25,79	214,8	23,5	17,5	6,5	-	27,7	65,8	6,5
HS 12	Feststoff Gletscher	0,24	-	-	-	-	20,75	22,2	17,3	31,0	8,7	-	20,8	70,5	8,7

Tab. 3: Granulometrie ausgewählter Proben von Hochsandern.

Tab. 3: Grainsize data of selected high sand samples.

lich bedingte) Selektion und Kornhäufung wiederum in der Fraktion 0,020-0,036 mm Ø, welche bei beiden Proben mehr als 60% des Gesamtmaterials enthielt.

HS 9 - HS 12 sollten Hinweise darauf geben, wie weit das vom Gletscher antransportierte Material den Kornspektren der Hochsander entspricht. Hierzu wurden an einem ca. 7 km langen Gletscherabschnitt aus der Eiswand 3-5 m über ihrer Basis und Untermoräne drei Eisblöcke (HS 10-12) herausgeschlagen; die vierte Probe (HS 9) entspricht dagegen einem herabgefallenen, ursprünglich vermutlich erheblich höher situierten Eisblock aus dem südwestlichen Gletscherrand. Die Blöcke wurden geschmolzen, ihr Feststoffanteil ermittelt und dieser dann granulometrisch untersucht. Mit der Methodik wurde nicht miterfaßt das im Gletscher enthaltene Kies- und Blockmaterial, da seine Anteile in Relation zum feinkörnigeren Material zu gering sind. Dieses tritt im Eis vor allem als kleine Schluffschmitzen oder Häufungen einzelner Sandkörner in Zwickeln zwischen größeren Eiskristallen und an Kristallgrenzen in Erscheinung; bei hohen Feststoffanteilen bildet es auch schmutzige, wellig-flaserige Feinschichtkomplexe. Die Analysen zeigen zunächst, daß die Feststoffanteile im Gletschereis über der Untermoräne von wenigen Zehntel bis mehr als 60 Gewichtsprozent reichen können und daß sie nicht nur zur Gletscherbasis hin, sondern offenbar noch stärker mit der Annäherung an den südwestlichen Gletscherrand zunehmen. Erwartungsgemäß handelt es sich dabei um ein kaum aufbereitetes, schlecht sortiertes, z.T. bimodales Material. Trotzdem zeigen die Kornspektren dieser Proben mit ihren Sand-Kies-Verhältnissen und den Spektrengrenzen recht deutliche Entsprechungen zum durchschnittlichen Hochsander-Material, und die wesentlich höheren Schluffanteile besagen lediglich, daß nur ein Teil der im Gletscher enthaltenen Schluffe in den Sandkörpern des Vorlandes verbleibt und ein wohl mindestens äquivalenter Anteil von den Rinnenströmen über die Hochsanderzone hinaus in das fernere Gletschervorland trans-

portiert wird oder - eher als Ausnahme - in kleinen Stauseen zur endgültigen Sedimentation gelangt.

Nach diesen granulometrischen Analysen handelt es sich bei den Hochsandern also im Gegensatz zu den Flachsandern im Gletschervorland um Mittelsandkörper. Besonders auffällig sind die in vielen Analysen zutage tretenden scharfen Kornspektrengrenzen, so eine untere Korngrößengrenze im Fein- bis Mittelschluff- und eine obere im Mittelkiesbereich. Das vollständige Fehlen einer mit granulometrischer Methodik nachweisbaren Tonfraktion im Gletschervorland und in der Gletschertrübe wurde vom Verfasser bereits in früheren Untersuchungen am Kötlujökull festgestellt und könnte darauf beruhen, daß eine wirksame chemische Verwitterung des Materiales bisher noch nicht stattfand. Da auf den Hochsandern im gesamten Gletschervorland niemals Material von deutlich größeren Korngrößen gefunden wurde als in Tab. 3 angegeben, kann die obere Korngrößengrenze nicht auf der hier angewandten Methodik beruhen, sondern wird bedingt sein durch die prinzipiell begrenzte Transportkraft der von supraglazialen Schmelzwässern gespeisten Rinnenströme des Gletschervorlandes. Es wird danach angenommen, daß insbesondere die Möglichkeit eines Blocktransportes durch Rinnenströme auf Hochsandern ausgeschlossen werden muß.

#### 4.4.2 Zur Petrographie

Das fraktionierte Material der meisten in Tab. 3 angeführten Proben wurde von BECKER (1982), FROST (nicht publ.) und dem Verfasser auch optisch und röntgendiffraktometrisch bearbeitet. Hierbei zeigte sich zunächst, daß die Hochsander des Kötlujökull-Vorlandes auch petrographisch einem homogenen Sediment entsprechen. Alle Feinkies- und Sandkörner sind von meistens zahlreichen Gaseinschlüssen mit mittleren Durchmes-

sern bis ca. 1 mm durchsetzt, bläschenfreie Partikel treten nur in den Schluffanteilen häufiger auf. Sehr oft spiegeln Form und Anordnung der Einschlüsse ebenso wie feinste Häufungen von Erzkörnchen ehemalige Fließprozesse wider (Fluidaltexturen). Die mikroskopischen Analysen von FROST (nicht publ.) an Streupräparaten ergaben Modalanteile von 65 bis fast 80% basaltisches Glas oder kryptokristalline Substanzen, 5-15% hypidiomorphen bis idiomorphen Plagioklas mit 30-50% An, geringe Anteile von meistens xenomorphen Pyroxen (vorwiegend als Klinopyroxen) und sehr wechselnde, doch vereinzelt etwa 30% erreichende Anteile von Erz als Tafelchen, isometrische Körner oder staubartige und oft mit anderen Mineralen verwachsene Partikeln. Wahrscheinlich handelt es sich überwiegend um Magnetit bis Titanomagnetit, daneben um Ilmenit. Die Plagioklas- und Pyroxen-Einsprenglinge entsprechen nach Ausbildung und Größe weitgehend denen des im Dünnschliff untersuchten Blockmaterials. Eine chemische Analyse der Probe HS 2 (BECKER 1982) ergab in Übereinstimmung mit den mineralogischen Untersuchungen und den in ROBSON (1957) enthaltenen Analysen von Katla-Aschen einen Ti-reichen tholeiitischen Chemismus. Abgesehen von den generell höheren Bläschenanteilen und besseren Ausbildungen der Einsprenglings-Plagioklasse in den größeren Körnern wurden petrographische Unterschiede zwischen den verschiedenen Kornfraktionen oder transportbedingte Selektionsprozesse nicht gefunden. Ebenso wenig wurden Umwandlungs-, Zersatz- oder Rekristallisationserscheinungen beobachtet, wie sie sich bei diesem glasreichen und basischen Material sogar in isländischen Klimaten nach längeren Zeiträumen einstellen sollten. In den optischen und röntgendiffraktometrischen Untersuchungen erschien es sogar frischer als das meiste Blockmaterial des Gletschervorlandes. Der fehlende Tonanteil steht also offenbar im Zusammenhang mit dem Fehlen einer chemischen Verwitterung. Es wird vermutet, daß dies nicht nur an den niedrigen Temperaturen des glaziären Milieus liegt, sondern auch daran, daß das hier untersuchte Hochsander-Material noch sehr jung ist und wahrscheinlich der oder den letzten großen Tephra-Eruptionen der Katla im Jahre 1918 oder/und 1756 entstammt (vgl. 2.3), die nach den in ROBSON (1957) enthaltenen Analysen mindestens nach ihren Hauptelementen nicht eindeutig unterscheidbar sind.

#### 4.5 Zum Sedimentgefüge in Anschnitten

Während die trockenengefallenen Oberflächen der Sandfächer nach 4.4.1 mit Feinkies auf den am höchsten gelegenen Arealen und Schluffen auf den Rinnensohlen auf inverse Körnungsabfolgen zu weisen scheinen, lassen natürliche oder künstliche Anschnitte der Sedimentkörper von solchen Abfolgen kaum noch etwas erkennen. So wird das Gefügebild von Profilen senkrecht zur Hauptströmungsrichtung von zahlreichen sich z.T. überschneidenden flachen Trögen beherrscht, welche unterschiedlichen Anschnitten der in 4.3 beschriebenen Kleinrinnen entsprechen und auf deren Sohlen zwar die Schluffe noch als sehr dünne Schmitzen erkennbar sind, die sich im übrigen aber jetzt als Grobsand- bis Feinkieslinsen in feinkörnigeren Sanden mit etwa horizontaler Feinschichtung darstellen (Abb. 11). Diese linsenförmigen Trogfüllungen beginnen häufig mit einer bett-

konformen Feinkieslage und setzen sich dann mit feinkörnigeren schräggeschichteten Lamellen zum Hangenden fort. Damit aber weisen sie auf eine aquatische und transversale Verfüllung der Kleinrinnen (in Abb. 11 meist von rechts nach links). In anderen Fällen bestehen die Linsen aus völlig ungeschichtetem, locker gepacktem Grobmaterial und bezeugen so eine äolische Verfüllung der betreffenden Rinne. Auf äolische Einwirkungen sind z.T. auch die in Abb. 11 erkennbaren Erosionsdiskordanzen zurückzuführen, welche hier einer partiellen Deflation trockengefallener Sander-Oberflächen entsprechen (vgl. 4.6.4).

Hochsander-Profile parallel zur Hauptströmungsrichtung zeigen dagegen Wechsel von parallelen bis flach auskeilenden Sandlamellen unterschiedlicher Körnung, in denen dünne Linsen oder Schichten von Feinkies- bis Grobsand eingelagert sind. Nach 4.6 entspricht dieses Gefüge überwiegend einer Sedimentation unter schießendem Wasser. Die detaillierte Aufnahme eines solchen Profils durch BECKER (1982) ergab zudem vereinzelt kleine Schrägschichtungskomplexe mit Luvblättern, von denen vor allem um 5° gegen die Strömungsrichtung einfallende Grobsand- bis Feinkieslamellen Relikte ehemaliger Gegenrippeln darstellen dürften.

### 4.6 Zur Sedimentologie

#### 4.6.1 Schichtfluten

Zu partiellen wie auch vollständigen Überflutungen der Hochsander-Fächer (Schichtfluten) kann vor allem die Sonneneinstrahlung auf den Gletscherabfall bei den höchsten Sonnenständen um die Mittagszeit im Juni und Juli führen, daneben auch ein Durchbruch und Auslauf kleiner, zwischen dem Eisrand und Wallmoränen gelegener Stauseen. Meistens dauern solche Schichtfluten allerdings nur 10-20 Minuten, selten länger als drei Stunden, und ihre Tiefen betragen gewöhnlich nur wenige Zentimeter. Die hierbei auftretenden Strömungsgeschwindigkeiten liegen jedoch überwiegend zwischen 1-1,5 m/sec, damit aber entsprechen die Schichtfluten meistens schießenden Wässern. So beobachtet man in Verbindung mit ihnen auch häufig stationäre oder gegen die Strömung wandernde Wellenzüge über entsprechenden Gegenrippeln („antidunes“) im Strombett (Abb.9), und trotz sonst günstiger Voraussetzungen hinterlassen diese Überflutungen kaum jemals Zungen- oder Rhomboederrrippeln, sondern ebene Strombetten. Eine weitere auffällige Erscheinung der Schichtfluten ist ein massenhafter Transport von meistens bläschenreichen Feinkiesgeröllen, die z.T. über die Wasseroberfläche emporragen. Nach 4.5 wird man annehmen, daß während einer Überflutung die alten Rinnen häufig mit relativ grobem Sediment mindestens teilweise verfüllt werden und sich dafür ein modifiziertes oder neues Kleinrinnensystem herausbildet. Beim Absinken des Wasserstandes beobachtet man dagegen, daß jene Feinkiesgerölle auf den nun trockenfallenden höhergelegenen Kleinarealen oder Rinneninseln liegen bleiben, während sie innerhalb der jetzt in Erscheinung tretenden Rinnen weiter transportiert werden.

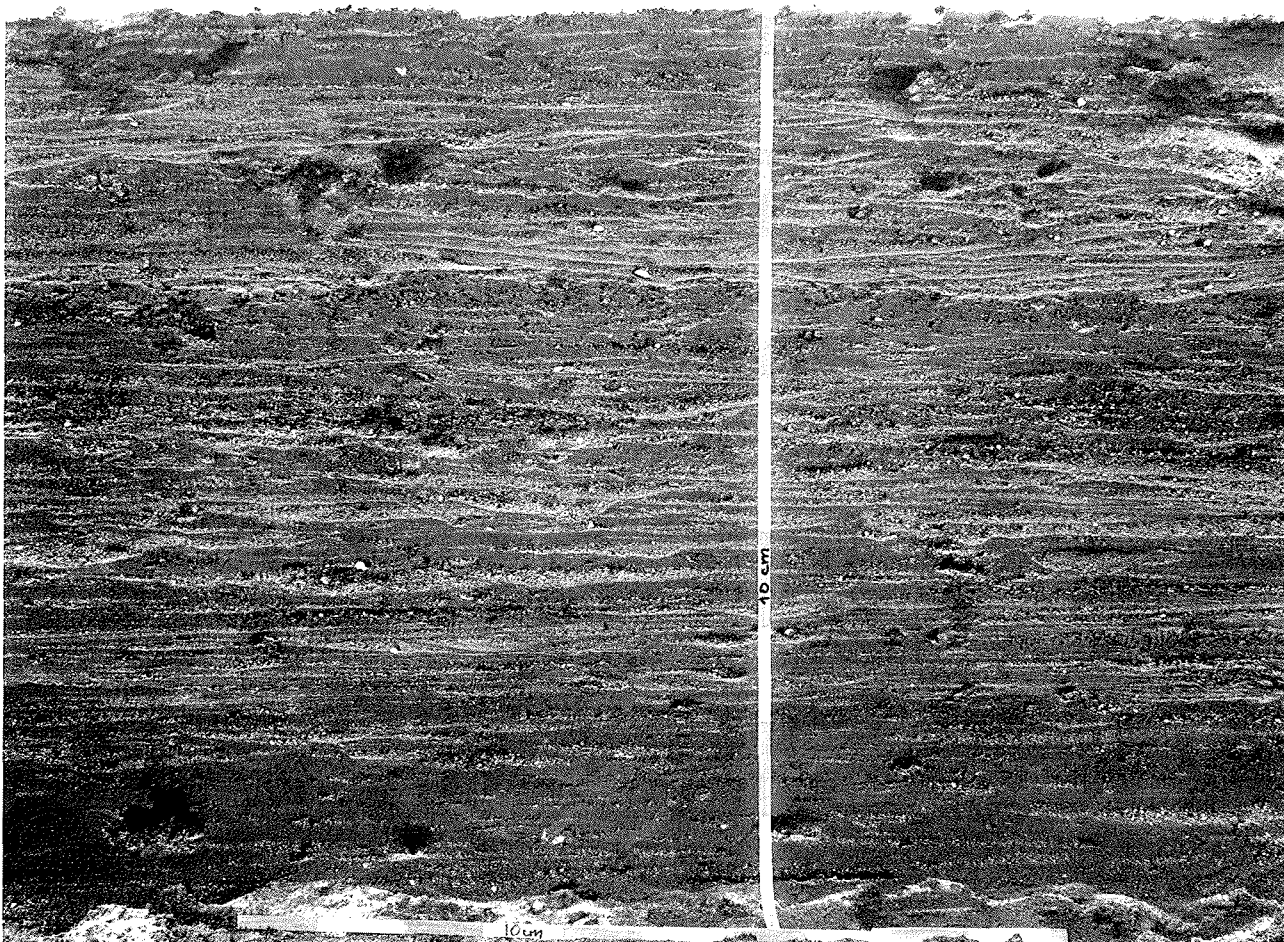


Abb. 11: Anschnitt eines Hochsanders senkrecht zur Hauptströmungsrichtung; Photo B. Becker.

Fig. 11: Profile of a hochsander vertical to the main flow direction; photograph by B. Becker.

#### 4.6.2 Die Rinnenströme

Während der derzeitigen Progressionsphase des Kötlujökull laufen seine supraglazialen Schmelzwässer im unmittelbaren Gletschervorland also vorwiegend über verzweigte Kleinrinnen auf den Hochsander-Fächern ab, wobei die Wasserstände und Stromgeschwindigkeiten in diesen Rinnen allerdings erheblichen Schwankungen unterliegen und z.B. während der kalten Jahreszeiten ebenso wie nachts auch in den Sommermonaten gänzlich auf Null zurückgehen (vgl. 4.2).

Auf den Sandfächern des südwestlichen Gletschervorlandes wurde von BECKER (1982) versucht, die mittleren Geschwindigkeiten der Rinnenströme mit Hilfe eines Miniflügels M1 der Fa. SEBA (bei sehr geringen Stromtiefen auch mit einem Schwimmkörper) sowie eine korrespondierende mittlere Stromtiefe zu ermitteln, auf dem südöstlichen und östlichen Vorland auch von anderen Mitarbeitern sowie vom Verfasser. Nach diesen Untersuchungen, bei denen vor allem bei kleinen Rinnenströmen trotz Mittelungen der stets durchgeführten Mehrfachmessungen mit Meßfehlern bis ca.  $\pm 15\%$  gerechnet werden muß, treten während der Hauptaktivitätsphasen der Kleinrinnen meistens mittlere Strömungsgeschwindigkeiten zwischen 0,8-1,5 m/sec auf, wobei die Geschwindigkeit bei sonst etwa glei-

chen Voraussetzungen generell mit der Stromtiefe ansteigt. So fand BECKER (1982) an 20 verschiedenen Rinnenströmen und Positionen für mittlere Stromtiefen von 2-4, 4-6 und 6-9 cm Stromgeschwindigkeiten um 0,9, 1,0 bzw. 1,2 m/sec.

In etwa gleichförmigen Rinnenbetten mit gleichbleibendem Gefälle, wie sie allerdings nur abschnittsweise auf den Hochsändern auftreten, sollten die mittleren Strömungsgeschwindigkeiten  $\bar{u}$  eine Funktion der Sohlenneigung  $\beta$ , des hydraulischen Stromradius  $m$  und der Betrauigkeit von der Form

$$\bar{u} = C \cdot \sqrt{m} \cdot \sin \beta \text{ (Chezy-Formel)}$$

sein, wobei  $C$  den Einfluß der Betrauigkeit enthält. Führt man den Darcy-Weisbach-Reibungskoeffizienten  $f$  in die Gleichung ein, so ist

$$C = \sqrt{8} \cdot g/f \text{ (vgl. ALLEN 1982: 23).}$$

Setzt man für  $m$  die mittlere Tiefe und nimmt nach 4.3 als häufigste Sohlenneigung auf den Sandfächern  $1-2^\circ$  an, so ergeben sich aus den obigen Messungen für den Darcy-Weisbach-Reibungskoeffizienten  $f$  Werte zwischen 0,05-0,14, in denen allerdings auch der Einfluß des sohlennahen Sedimenttransportes enthalten ist.



Als wichtigstes Ergebnis ging aus den sedimentologischen Untersuchungen jedoch hervor, daß sich fast alle Strömungen der Kleinarinnen des Gletschervorlandes im überkritischen Zustand befinden und somit i. a. wie die Schichtfluten schießenden Wässern entsprechen. So fehlen auch den Rinnensohlen und Rinneninseln alle Klein- oder gegebenenfalls Großrippeln, und eine Ermittlung von Froude-Zahlen in ausgewählten Rinnen und Positionen des Gletschervorlandes, wobei allerdings der Einfluß einer eventuellen sohlennahen Strömung von höherer Dichte unberücksichtigt bleiben mußte, ergab während der Hauptaktivitätsphasen sowohl für eisrandnahe wie für einige 100 m vom Eisrand entfernte Positionen meistens Werte zwischen 1,1-1,95. Froude-Zahlen  $<1$  scheinen hiernach nur am Ende der Aktivitätsphasen und in Sammelbächen von mehr als 20-30 cm Tiefe häufiger aufzutreten.

Im übrigen fand sich besonders bei Sonneneinstrahlung in allen Rinnenströmen eine außerordentlich rege Entwicklung von Gegenrippeln mit den zugehörigen Wellenzügen. Diese bildeten sich fast gleichzeitig oder in Zeitabständen von Sekunden bis Minuten bei einer Lebensdauer von 2-3 Minuten immer wieder aufs neue sowohl auf den kleinsten wie auf den größeren Rinnenströmen oder in verschiedenen Abschnitten des gleichen Stromes bis in Eisrandentfernungen von ca. 400 m. Manchmal traten sie sogar fast parallel und nur geringförmig gegeneinander versetzt auf; sehr selten allerdings gab es zwei oder mehr Entwicklungen in exakt der gleichen Position. Da Gegenrippeln aus einem glaziären Milieu bisher noch nicht beschrieben wurden, sollen sie hier etwas eingehender vorwiegend nach den Untersuchungen von BECKER (1982) erläutert werden. Diese Untersuchungen umfaßten u. a. Messungen der maximalen Rippelhöhen, Rippellängen und Wandergeschwindigkeiten der Gegenrippeln an 121 Rippelzügen verschiedener Rinnenströme vor dem südwestlichen Gletscherrand. Die beiden letzten Parameter wurden allerdings an den entsprechenden Oberflächenwellen gewonnen. Zudem beschränkten sich die Untersuchungen i. w. auf die häufigsten Stromgrößen, nämlich solche mit mittleren Tiefen von 2-15 cm.

Nach BECKER (1982) traten Gegenrippeln stets in Rinnenströmen mit Froude-Zahlen  $>1,1$  auf. Im Gegensatz zu KENNEDY (1963), nach dem bei Froude-Zahlen  $>1,77$  keine Gegenrippeln mehr auftreten sollen, konnte hier eine obere Grenze für diese Bettform nicht nachgewiesen werden. Die Entwicklung der Gegenrippeln und ihrer Wellenzüge auf der Wasseroberfläche ließ sich bis zur Auslöschung stets in vier Phasen gliedern:

a) Auf der bisher glatten Oberfläche des Rinnenstroms bilden sich entlang eines Stromfadens mit relativ hohen Strömungsgeschwindigkeiten und Stromtiefen meistens 10-12, mindestens jedoch sechs und höchstens 16 kurze und etwa gerade stationäre Wellenkämme, die anfangs kaum erkennbar sind, im Verlaufe von ca. 30 sec jedoch bis zu einer vorläufigen max. Höhe in der Größenordnung von wenigen cm bis ca. 30 cm aufwachsen. Hierbei findet eine Differenzierung zwischen der stets höchsten und steilsten mittleren Welle und den stromaufwärts wie stromabwärts symmetrisch absinkenden benachbarten Wellen

statt. Die Oberflächenwellen korrespondieren mit äquivalenten Formen des sandigen Strombetts, hier also mit den Gegenrippeln. Die mit einem speziellen Meßstab ertasteten Rippeln zeigten stets etwas kleinere Höhen als die ihnen entsprechenden Oberflächenwellen. Zu einer eventuellen anfänglichen Phasenverschiebung zwischen Wellen und Rippeln waren keine sicheren Aussagen möglich. Die folgenden Ausführungen beziehen sich vorwiegend auf den Gegenrippelzug des Strombetts.

Die Rippellänge  $L$  scheint sich vom ersten Augenblick der Erkennbarkeit nicht mehr zu verändern und lag in den von BECKER (1982) untersuchten Rinnenströmen am häufigsten zwischen 30-50 cm, erreichte mindestens 12 in kleinen und höchstens 110 cm in den größten von ihr untersuchten Rinnen. Nach KENNEDY (1961) u. a. Autoren sollte  $L$  nur von der Stromgeschwindigkeit abhängig sein. Die Ergebnisse BECKERS (1982) lassen allerdings auch über die max. möglichen Meßfehler hinaus nur eine generelle Abhängigkeit der Rippellänge von  $\bar{u}$  erkennen und weisen auf den Einfluß auch anderer Parameter. Die maximalen Rippelhöhen  $H$  der jeweils mittleren Gegenrippeln lagen am Ende der ersten Phase in genereller Abhängigkeit von  $L$  zwischen 4-10 cm bei den häufigsten Rippellängen 30-50 cm sowie als Extremwerte um 2,0 cm bei  $L = \text{ca. } 12 \text{ cm}$  und um 28 cm bei  $L = \text{ca. } 110 \text{ cm}$ . Die Gesamtlängen der Rippel- bzw. Wellenzüge lagen entsprechend der Rippelzahl und Rippellänge etwa zwischen 1-15 m. Größere Rippel-Dimensionen und bis über 20 Rippeln eines Gegenrippelzuges wurden vom Verfasser vorwiegend in Sammelströmen kurz vor dem Eisrand gefunden.

b) Der Gegenrippelzug verharrt in dem am Ende der vorherigen Phase erreichten Zustand stationär 15-30 sec. Auf dem gesamten Gletschervorland wurden niemals Bewegungen der Gegenrippeln in der Strömungsrichtung beobachtet.

c) Der Gegenrippelzug bewegt sich nach kurzer Anlaufphase mit zunächst gleichförmiger Geschwindigkeit stromaufwärts. Die Wandergeschwindigkeit wächst generell mit  $L$  und  $\bar{u}$ . Bei den von BECKER (1982) untersuchten Zügen lag sie am häufigsten zwischen 2-4 cm/sec, konnte aber auch kleinere Werte bis 1 cm/sec bei  $L = 12 \text{ cm}$  und größere bis 9 cm/sec bei  $L = 110 \text{ cm}$  annehmen. Die Zeitdauer dieser Phase liegt zwischen 30-60 sec.

d) Die mittlere Oberflächenwelle vergrößert plötzlich ihre Höhe und Wandergeschwindigkeit. Hiermit ist eine deutliche Verstärkung verbunden, die rasch zum Brechen der Welle gegen den Strom führt. Das Resultat ist eine heftige Turbulenz, die sich von der Mitte in wenigen Sekunden nach beiden Seiten ausbreitet und schließlich in einer Ausglättung der Stromoberfläche wie auch der darunter gelegenen Stromsohle endet. Diese letzte Phase dauert 10-15 Sekunden.

Sedimentation und Aufbau der Hochsander-Fächer erfolgt außer durch Schichtfluten vorwiegend durch die Rinnenströme. Offenbar wird der größte Anteil des Materials von den supraglaziär ablaufenden Schmelzwässern erst auf den unteren 10-50 m des Gletscherabfalles aufgenommen, wo es besonders reichlich

aus den hier ausbeißenden Eisplatten und ihren Gleitflächen austaut. Denn während die bei Gletscherbegehungen beobachteten Gletscherbäche in mäandrierenden Rinnen oder Spalten fast völlig frei von Festbestandteilen schienen, waren in den Rinnenströmen des Vorlandes mindestens in Eisrandnähe stets rollende oder springende Sandkörner oder Feinkiesgerölle erkennbar und sogar hörbar. Wasserproben aus den Rinnenströmen ergaben 1-2 Gew.-% Feinsand und Schluff als Suspensions- und Saltationsfracht; die Anteile der grobkörnigeren Bodenfracht dürften jedoch erheblich höher liegen. Die aus dem Gletscher herausgespülten Sande und Feinkiese kommen nach 4.3 also überwiegend bereits auf Transportstrecken von wenigen 10 Metern, mindestens aber nach solchen von 1000-3000 m zur Ablagerung, lediglich ein höherer Anteil der Schluffe wird auf das gletscherfernere Vorland hinaustransportiert. Schätzungen von Sedimentationsraten innerhalb eines Umkreises von 10-50 m der entsprechenden Schüttungspunkte am Eisrand ergaben Größenordnungen von Dezimetern bis zwei oder drei Meter in einer Saison. Die weitaus höchsten Sedimentationsraten treten jedoch wahrscheinlich nur kurzzeitig am Beginn einer neuen Aktivierung der Rinnen oder einer neuen Schüttung auf.

In den Kleinrinnenströmen der Sandfächer führt jedes zur Ablagerung gelangende Feinkiesbröckchen nicht nur zu Auskolkungen, sondern auch zu einer stromabwärts auftretenden Sand-sedimentation und manchmal zur Bildung von „Rinneninseln“ mit nachfolgender Stromteilung und „Strandung“ weiterer Feinkiesbröckchen an dieser Insel. Ein lediglich geringfügiges Ansteigen des Wasserspiegels kann jedoch bereits diagonale Durchschneidungen solcher Inseln und neue Kleinrinnen-Entwicklungen bewirken. Detaillierte Querschnittsaufnahmen von Kleinrinnenströmen durch BECKER (1982) zeigten sie als äußerst labile sedimentologische Systeme, in denen selbst bei kaum erkennbaren Wasserstandsänderungen bereits innerhalb von 30 Minuten erhebliche Profiländerungen, Verbreiterungen und Rinnenverlagerungen als Folge von gleichzeitiger wie auch zeitlich oder lokal wechselnder Sand- Sedimentation wie Erosion stattfinden. Beim Versiegen der Strömung in den Abendstunden bleiben auf den Rinnensohlen i.a. keine Kiesgerölle liegen, sondern Sande unterschiedlicher Körnung, auf denen nach 4.4.1 häufig als letzter Absatz aus den strömungsfreien Restwässern graue Schluffhäutchen in Dicken von einigen Zehntelmillimetern auftreten.

#### 4.6.3 Aquatische Erosionsprozesse

Während der sommerlichen Untersuchungskampagnen wurden häufig auf älteren Hochsandern tiefe Furchen oder bis zur Basis des Sanders hinabreichende schluchtartige Einschnitte mit senkrechten Erosionskanten gefunden, die stets vom Eisrand ausgingen und nur durch Schmelzwasserbäche des Abfalls mit kurzzeitig extremen Schüttungen, doch ohne entsprechende Sedimentfracht, verursacht worden sein können. Manchmal führten diese Prozesse nicht nur zu Einschnitten, sondern zu einer partiellen oder sogar weitgehenden Zerstörung alter Sandfächer, wobei die liegenden Flachsanderwurzeln wieder aufgedeckt wurden. Da derartige Vorgänge niemals direkt beobach-

tet wurden, wird vermutet, daß sie vor allem in den späten Frühjahrsmonaten stattfinden und vielleicht im Zusammenhang stehen mit der Schneeschmelze auf dem Gletscher.

#### 4.6.4 Äolische Prozesse

Äolische Einwirkungen auf das Gletschervorland und die Hochsander setzen ein mindestens partiell trockenes Gletschervorland voraus und damit antizyklonale Wetterlagen. In den Sommermonaten führen jedoch gerade solche Wetterlagen in Verbindung mit den höheren Sonnenständen und Temperaturen auch zu hohen Schmelzwasserschüttungen und damit i.a. zu nassen Hochsander-Oberflächen. Daher sind die Voraussetzung für weiträumige äolische Einwirkungen auf Hochsander-Gürtel vor dem Gletscherrand am günstigsten bei antizyklonalen Wetterlagen während der kälteren Jahreszeiten und einem trotzdem weitgehend schneefreien Gletschervorland. Hiermit im Einklang standen die häufigen Beobachtungen im Frühsommer von dicken Sand-Feinkies-Decken auf Schneeresten des vergangenen Winters, die auf umfangreiche äolische Sedimentverlagerungen etwa im Frühjahr wiesen. Vielleicht entsprechen auch die in Abb.11 erkennbaren äolisch bedingten Erosionsdiskordanzen vorsommerlichen Deflationsprozessen, denn danach setzte sich der Hochsander-Aufbau durch ähnliche aquatische Sedimentansättungen fort, wie sie im Liegenden des Profiles auftraten. Andererseits entwickeln sich jedoch bei höheren Sonnenständen und nach längerer Sonneneinstrahlung auch bei sonst windstillen Wetterlagen bevorzugt in der Gletscherrandzone durch die hier so unterschiedliche Bodenluftaufheizung außerordentlich heftige wie turbulente Sand- und Staubstürme, wobei als Quelle für das Grobmaterial vereinzelte ältere und höher gelegene, daher von den derzeitigen Schmelzwässern nicht mehr erreichbare trockene Hochsander-Oberflächen dienen, für das feinste Material vorwiegend die Eiskernmoränen vor dem Gletscherrand mit ihren Mänteln von ausgeschmolzenen, daher sehr locker gepackten Palagonit-Schluffen. Das von den Sturmböen ausgewehte und rollend bis springend bewegte Sand- bis Feinkiesmaterial gelangt bevorzugt auf den mit aktiven Rinnen überzogenen nassen Sandfächern wieder zur Sedimentation, indem hier zunächst die größeren Rinnen verfüllt werden, danach aber auch große Anteile der übrigen Oberfläche von diesem Material eingedeckt werden können.

#### 4.7 Die zeitliche Entwicklung von Hochsandern im Untersuchungsgebiet

Im östlichen Vorland des Gletschers fand PICH (mündl.Mitt.) ca. 900 m vor der Hauptendmoränen-Zone im Zusammenhang mit Relikten einer alten Eisrandlage sandig-kiesige Sedimente, die er nach ihrem Gefüge als Hochsander-Reste deutete. Die Entstehung müßte dann mindestens bis in die Mitte des 18. Jahrhunderts zurückreichen, vermutlich noch weiter. In Erosionsanschnitten des nach 1966 vor dem östlichen Gletscherrand noch verbliebenen Restes jenes alten Moränengürtels wurden 1982 und 1983 vor allem im Liegenden der Hauptendmoränen-Zone Sande und Feinkiese in Mächtigkeiten etwa zwischen 0,5-0,8



m beobachtet, die nach Gefüge und Lagerung Relikten von Hochsandern aus der letzten Progressionsphase des Gletschers im 19. Jahrhundert entsprechen müssen. Dieses Material tritt teilweise auch vor der östlichen, dem Gletscher vorgelegenen äußeren Hauptendmoräne auf, wo es nach PICH (1988) vielleicht alte Sandfächer mit Reichweiten von 300-400 m vor dem damaligen Eisrand bezeugt. Nach diesen Beobachtungen könnte also die schließlich zur Bildung der äußeren Hauptendmoränen führende Progression des Kötlujökull in den letzten Dekaden des 19. Jahrhunderts mit ähnlichen Sandfächer- oder sogar Sandgürtel-Entwicklungen verbunden gewesen sein wie die derzeitige Progression.

Auf dem Luftbild 1945 erkennt man dagegen lediglich vor einem steileren Abschnitt des südwestlichen Gletscherrandes zwei kleine Sandfächer. Auf dem gesamten übrigen, damals noch weitgehend erhaltenen Moränengürtel haben sich nach diesem Luftbild aus einem Zeitraum von immerhin etwa 40 Jahren und während der Rückschmelzphase des Kötlujökull in die heutige Gletscherrandzone keine größeren Hochsander erhalten und vielleicht auch nicht gebildet. Nach 1945 ist eine erste lebhaft Hochsander-Entwicklung erstmals auf dem Luftbild 1955 vor einem steilen und mit Radialspalten durchsetzten Südwest- bis Südost-Rand sichtbar, wo sich zwischen den Flachsanderwurzeln 2 und 7 sieben größere Sandfächer mit aktiven Rinnensystemen gebildet haben. Diese Fächer sind auch noch auf dem Luftbild 1960 zu erkennen, nun jedoch trockengefallen und ohne Verbindung mit einem inzwischen zurückgeschmolzenen und flachen Eisrand. Dafür treten allerdings am Südost- bis Ost-Rand ein größerer sowie mehrere sehr kleine Sandkörper auf, die alle von mäandrierenden Rinnen des Gletscherabfalls gespeist werden. Weiterhin erkennt man auf diesem Luftbild eine auf dem Luftbild 1946 noch nicht vorhandene Verfüllung einzelner Depressionen des südöstlich vorgelagerten Moränengürtels, die mit der Progression 1955 und dem Tiefschmelzen von Toteisplatten unter der Moränenoberfläche zusammenhängen könnten.

Die derzeitige nicht nur nach Luftbildern, sondern mehr noch unmittelbar im Gletschervorland beobachtete und verfolgte Hochsander-Entwicklung steht in eindeutigem und engem Zusammenhang mit der jüngsten Progressionsphase und der nach 4.2 jüngsten Intensivierung der supraglazialen Entwässerung des Gletschers. So wurden Hochsanderbildungen zuerst vor dem relativ steilsten und spaltenreichsten Südwest-Rand auf dem Luftbild 1975 sowie bei den 1978 einsetzenden Vorland-Untersuchungen erkennbar. Hier hatten sich vor einem 820 m langen Randabschnitt bereits 1975 fünf größere Sandfächer entwickelt, welche u.a. randliche Bereiche der Flachsanderwurzeln 2 und 6 fortschreitend überdeckten. Nach 1978 began im Zusammenhang mit der auf den Südost-Rand übergreifenden Progression auch die Bedeckung der Wurzeln 11 und 9, bei der Wurzel 10 dagegen zunächst nur eine Verfüllung ihrer Hauptrinne. Vor dem Südwest-Rand schlossen sich bereits 1980 auf den alten Flachsanderwurzeln die Hochsander-Fächer zu Sandgürteln zusammen, aus denen zunächst noch relativ hoch gelegene Schotter der Wurzeloberflächen und Spitzen inselartig herausragten. Vereinzelt traten schüttungsstarke Wasseraustritts-

stellen in nächster Nachbarschaft alter Wurzelspitzen auf und verursachten so Sandfächer, deren Oberfläche mindestens partiell und stets überhöht die Oberfläche der liegenden Wurzel abbildeten. Dies traf von 1980-1984 vor allem für die Wurzel 11 zu. Mit der nach 1980 sukzessive auf die nordöstlichen bzw. nördlichen Nachbarabschnitte übergreifenden Progression und Eisrandversteilung kam es schließlich zur weitgehenden Überdeckung auch aller vor dem Südost-Rand gelegenen Wurzeln und zur Ausbildung von z.T. mehr als 1000 m breiten Sandgürteln, wo keine Hauptendmoränen-Relikte die ablaufenden Schmelzwässer behinderten oder umlenkten, so daß im Sommer 1989 selbst die Position der am höchsten gelegenen Wurzelspitze 10 kaum noch erkennbar war. Auch wurde mit den fortschreitenden Sandakkumulationen vor dem Gletscherrand das Material über einzelne größere Sammelbäche oder Rinnensysteme in südliche und östliche Richtung immer weiter auch in das gletscherfernere Vorland hinaus transportiert. Eine Verfolgung des stets leicht erkennbaren Hochsander-Materiales in solchen Systemen ergab bereits im Juli 1987 max. Transportweiten in südliche Richtung von etwa 2000 und in östliche Richtung solche von 2800 m, wobei das charakteristische Sand-Feinkies-Sediment die liegenden Flachsander mit ihrem Blockmaterial zuletzt allerdings nur noch in Dicken von einem oder wenigen Zentimetern bedeckte.

Der nordöstliche Gletscherabfall erreichte nach 4.2 bis zum Abschluß der Untersuchungen niemals die Steilheit des südwestlichen und südöstlichen Abfalls. Dementsprechend traten im östlichen und nordöstlichen Gletschervorland größere Hochsander erst nach 1982 und bis zuletzt nicht in zusammenhängenden Sandgürteln, sondern als einzelne Sandfächer auf, deren Schmelzwässer auch nicht über Spalten, sondern über mäandrierende Rinnen des Gletscherabfalls auf das Vorland geleitet wurden.

## 5 WICHTIGE ERGEBNISSE UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

- 1) Im Kötlujökull-Vorland traten mindestens seit der Jahrhundertwende zwei unterschiedliche Typen von subglazialen Gletschertoren auf:  
Langzeitlich aktive „L-Tore“ mit einer mehrere Jahrzehnte oder länger andauernden Aktivitätszeit, während der sie stets die gleiche relative Position am Gletscherrand einnahmen und deren Schüttungen (abgesehen von saisonalen Schwankungen) keiner generellen Abnahme oder Veränderung unterlagen. Die Schmelzwasserproduktion im glazialen Einzugsbereich solcher Tore muß also ihren Auslauf kompensieren. Es wird daher angenommen, daß L-Tore exzeptionelle Positionen des Gletscherrandes oder der Gletscherbett-Topographie einnehmen, die mit besonders hohen Schmelzwasserzuflüssen verbunden sind. Die L-Tore im Vorland des Kötlujökull waren offensichtlich mit keinen Flachsanderwurzeln verbunden. Zur Untersuchungszeit entsprach das Rjupnagil-Tor an der Südwest-Ecke des Gletschers diesen Bedingungen. Da der Gletscherrand an dieser Ecke seine tiefste Position erreichte, liegt die Annahme eines besonders umfangreichen subglazialen und glazialen Einzugsbereiches für

dieses Tor nahe. Zu einer zusätzlichen Schmelzwasserproduktion muß hier überdies der Kontakt der westlichen Gletscherflanke mit den basaltischen Bettrand-Gesteinen bei Lufttemperaturen  $>0^{\circ}\text{C}$  führen.

Kurzzeitig aktive „K-Tore“ mit einer Aktivitätsdauer in Größenordnungen von Wochen bis Jahren. Das wichtigste Kennzeichen dieser Tore ist jedoch eine generelle Abnahme der Schüttungen während ihrer Aktivitätsdauer bis zum endgültigen Versiegen. Es muß daher angenommen werden, daß die Schmelzwasserproduktion im Einzugsbereich der K-Tore über einen längeren Zeitraum geringer ist als ihr Ausfluß oder daß Zuflüsse sukzessive blockiert werden. Die Aktivitätszeit der K-Tore läßt sich gliedern in eine nur Stunden bis Tage andauernde artesische Phase, in der die Schmelzwässer unter anfangs extremen hydrostatischen Drucken aus dem Tor gepreßt werden, und eine ungleich längere, i.a. einige Wochen oder Jahre andauernden nicht-artesischen Phase mit generell absinkender Schüttungsstärke. Diese Tore waren im Untersuchungsgebiet stets mit einer hoch liegenden Flachsanderwurzel verbunden, und die Ausformung der etwa birnenförmigen Wurzel mit ausgeprägter Hauptrinne sowie flachen Fiederrinnen vollzog sich ebenso wie die Erosion z.T. umfangreicher, dem Tor vorgelegener Moränenareale oder die Entwicklung eines Flachsanders i.w. während der artesischen Phase. Von 17 im Untersuchungsgebiet noch nachweisbaren und etwa seit der Jahrhundertwende entstandenen K-Toren konnte nur bei einem eine spätere Reaktivierung und Wiederholung der artesischen Phase nicht ausgeschlossen werden. Die Phänomenologie der K-Tore und ihrer Wurzeln wird auf die Entwicklung sub- bis inglaziärer Wasserkörper ohne Auslauf im unteren Gletscher zurückgeführt, bei denen stetig wachsende hydrostatische Drucke vor allem an der randnächsten Basis an einer Schwächestelle des Eisrandes schließlich zum explosionsartigen Wasserausbruch und zur Genese des Tores führt.

Nach 1.2 sollte vor allem im Gletscherrandbereich des Skeidarárjökull früher die subglaziäre Gletscherentwässerung mit ähnlichen Erscheinungen verbunden gewesen sein wie am Kötlujökull. So entspricht das bereits auf der dänischen Karte von 1904 verzeichnete Skeidará-Tor an der Südostecke des Gletschers einem L-Tor in ähnlicher Position wie das Rjupnagil-Tor am Kötlujökull. Im übrigen tritt vorwiegend vor der zentralen und östlichen Hauptendmoränen-Zone des Skeidarárjökull eine größere Anzahl von (manchmal nur in Relikten erhaltenen) Kegelsandern auf, welche mit Eisrandlagen der Hauptendmoränen-Zeit verknüpft waren und sich vermutlich auf ehemalige K-Tore zurückführen lassen (hierzu auch GALON et al. 1973). Auch in späterer Zeit gab es offensichtlich noch temporäre subglaziäre Tore am Skeidarárjökull (vgl. TODTMANN 1960), doch kam es der absinkenden Gletscherbasis wegen kaum noch zur Entwicklung größerer Flachsander. Es wird jedoch vermutet, daß gewisse arenenartige und bis mehr als 100 m tiefe Einbuchtungen in einer steilen, dem südöstlichen Gletscherrand gegenüber liegenden Moränenkante durch subglaziäre Ausbrüche hydrostatisch gespannter Schmelzwässer verursacht wurde.

- 2) Das Auftreten von K-Toren am Kötlujökull stand offenbar in Zusammenhang mit dem Bewegungszustand und der randlichen Struktur des Gletschers, und zwar derart, daß der steile und spaltenreiche Randabfall progressiver Gletscherränder für die Bildung von K-Toren ebenso ungünstig war wie breite Zonen von inaktivem Eis, Niedertau-Phänomenen und kaum ausgeprägte, sehr flache, zurückschmelzende Gletscherränder; günstig dagegen randlich basale Toteissäume mit darauf aufgleitenden Eisplatten und Spaltensystem erst im höheren Gletscher. Diese Zusammenhänge werden darauf zurückgeführt, daß der Aufbau sub- bis inglaziärer Wasserkörper eine i.w. wasserundurchlässige Randzone bei einer gewissen Wasserdurchlässigkeit des höheren Gletschers voraussetzt, solche Bedingungen jedoch an etwa stationären Gletscherrändern mit nicht zu kleinen Eisgeschwindigkeiten auf dem höheren Gletscher wahrscheinlich am häufigsten realisiert sind.
- 3) Die jüngste Vorlandentwicklung am Kötlujökull zeigt, daß Sedimentakkumulationen durch supraglaziär ablaufende Schmelzwässer oder Hochsander zwar insgesamt nicht die flächenhafte Verbreitung, im unmittelbaren Gletschervorland jedoch gleiche (oder sogar größere) Mächtigkeiten und Volumina erreichen können wie Flachsander mit ihren Wurzeln. Während die Flachsandergeneese meistens mit erheblichen Erosionswirkungen verbunden ist und z.B. zur Zerstörung umfangreicher Moränenareale führen kann, verfüllen die Hochsander bei nur geringen Erosionswirkungen der supraglaziären Schmelzwässer Depressionen des Vorlandes oder wachsen auf einer annähernd ebenen Vorland-Topographie deckenartig als miteinander verzahnte Sedimentfächer auf. Vom Material der Flachsander unterscheidet sich das Hochsander-Material des Kötlujökull-Vorlandes zunächst durch seine deutlich feinere Körnung. Während hier auf den Flachsander-Wurzeln Blöcke mit Durchmessern von mehr als einem Meter auftreten und die Granulometrie der Flachsander bis zu Distanzen von einigen km vom Gletscherrand von Blockmaterial beherrscht wird, handelt es sich bei den Hochsändern überall um Mittelsande, deren Kornspektren kaum bis in den Mittelkies reichen. Sie besitzen im Kötlujökull-Vorland weiterhin ein charakteristisches Trog- und Feinschichtungs-Gefüge, in dem sich einmal die raschen, tageszeitlich oder durch unterschiedliche Sonneneinstrahlung bedingten Wechsel einer supraglaziären Schmelzwasserproduktion widerspiegelt, darüber hinaus auch eine Sandsedimentation vorwiegend aus schießenden Wässern.
- 4) Wie die Genese von Flachsändern mit grobklastischen Wurzeln am Kötlujökull begünstigt wurde von etwa stationären Gletscherrändern, so stand hier die Entwicklung von Hochsanderbänken in engem Zusammenhang mit möglichst steilen und spaltenreichen Abfällen progressiver Gletscherfronten. Damit aber waren Flachsander- und Hochsander-Entwicklungen komplementär an verschiedene Bewegungszustände des Gletschers gebunden, und es wird angenommen, daß im Kötlujökull-Vorland der Nachweis älterer zusammenhängender Hochsander-Gürtel ebenso auf progressive Gletscherfronten mit randlichen Verteilungen bis  $90^{\circ}$  weisen kann wie der Nachweis einer regen Flachsanderentwicklung

auf einen etwa stationären Gletscherrand mit mäßigem Abfall. Ungünstig für jede Sanderentwicklung erwiesen sich dagegen zurückschmelzende Gletscherränder mit breiten Zonen inaktiven Eises. Vermutlich wurde an derartigen Rändern der größte Teil der vor allem in den Sommermonaten supraglazial und durch Tiefertauen produzierten Schmelzwässer dem Grundwasserkörper zugeführt.

## 6 ANMERKUNGEN ZU DEN ERHALTUNGSSCHANCEN DER SANDER IM GLETSCHERVORLAND

Im Gegensatz zu den Grund- und Endmoränen erwiesen sich die Flachsander mit ihren Wurzeln im Kötlujökull-Vorland gegenüber aquatischen wie glazigenen Erosionsprozessen als die widerständigsten Ablagerungen. Nach unmittelbaren Beobachtungen wurden die Wurzeln am Südwest- und Südost-Rand von der progressiven Eisfront ohne erkennbare Erosionswirkungen überfahren, lediglich Flechten- oder kleine Hochsanderdecken unterlagen einer Abschiebung und Stauchung. Ebenso sind wesentliche Überprägungen oder gar eine Erosion von Wurzeln höchstens durch einen neuen subglazialen artesischen Schmelzwasserausbruch in unmittelbarer Nähe möglich. Demgegenüber können trockenengefallene Hochsander bereits von relativ kleinen Schmelzwasserbächen tief eingeschnitten und sogar weitgehend erodiert, ihre Oberflächen durch Niederschläge oder Stürme erheblich überprägt und partiell abgetragen werden. Weiterhin würde man erwarten, daß die vor einer progredierenden Gletscherfront abgelagerten Sande von dieser gleichen Front auch wieder erodiert werden. Entsprechende Beobachtungen an der südwestlichen Gletscherbasis wie auch Aufgrabungen des Gletscherfußes an anderen Randabschnitten (vgl. HEIM 1984) zeigten allerdings, daß hier von mächtigeren Hochsandern nur ein oberer Teil glazigen erodiert wurde, und so haben sich nach 4.7 unter den bis heute verbliebenen Grund- und Endmoränen des östlichen Vorlandes auch verbreitet Hochsanderrelikte erhalten, die offensichtlich in die letzte Progressionsphase des 19. Jahrhunderts gehören. Trotzdem wird man natürlich annehmen, daß Hochsanderbildungen in ungleich geringeren Anteilen als Flachsander mit ihren Wurzeln die in einem Gletscherrandbereich wirksamen Erosionsprozesse überdauern. In einem annähernd ursprünglichen Umfang werden sie wahrscheinlich nur vor äußeren Eisrandlagen überliefert werden können, die von keinen nachfolgenden Flachsanderentwicklungen oder subglazialen Entwässerungen mehr betroffen wurden.

## 7 ZUR FRAGE EINER ÜBERTRAGBARKEIT DER AM KÖTLUJÖKULL GEWONNENEN ERGEBNISSE AUF PLEISTOZÄNE GLETSCHERRANDBEREICHE NORD-DEUTSCHLANDS

Es versteht sich von selbst, daß die Beantwortung dieser Frage eingehende sedimentologische Vergleichsuntersuchungen an pleistozänen Sandern und Sanderwurzeln Norddeutschlands unter Berücksichtigung der Materialunterschiede erfordern würde und hier zu diesem Problem nur wenige Argumente und Betrachtungen angeführt werden können.

Nach 3.5.1 ist es zunächst sehr unwahrscheinlich, daß die unter 5 zusammengefaßten Ergebnisse in irgendeinem kausalen Zusammenhang mit bisher unbekanntem Einflüssen des subglazialen Katla-Vulkanismus stehen. Es wird vielmehr angenommen, daß die umfangreichen Sanderbildungen des Skeidarárjökull- und Kötlujökull-Vorlandes zuerst mit der hohen sommerlichen Schmelzwasserproduktion auf den unter das 200 m-Niveau und damit tief unter die jeweiligen Gleichgewichtslinien hinabreichenden Eisloben zusammenhängen, damit aber letzten Endes mit den hohen Niederschlägen oder Akkumulationsraten auf den Süd- bis Ostabdachungen des Myrdals- und Vatnajökull in einer ausgeprägt kühl-maritimen Klimazone. Noch viel höher war jedoch vermutlich die sommerliche Schmelzwasserproduktion, bezogen auf äquivalente Eisrandabschnitte im Zehrgebiet der pleistozänen Gletscher Norddeutschlands. Denn abgesehen von anderen Faktoren, traten hier bei vielleicht ähnlichen Sommertemperaturen wie heute in Südisland doch um etwa 10° höhere Sonnenstände auf, die sich vorwiegend auf den Süd- bis Südwestabfälle der pleistozänen Gletscher erheblich ausgewirkt haben müssen. Auf temporär extreme Schmelzwasserproduktionen könnten einzelne, anscheinend an bestimmte saale- und weichselzeitliche Gletscherstände gebundene volumenreiche Sanderaufschüttungen weisen, wenn hierbei die Zeitdauer der Schüttungen auch unbekannt bleibt. Sicher weisen nach isländischen Erfahrungen darauf extreme Erosionswirkungen wie z.B. die Ausräumung eines mindestens 10 km breiten und ursprünglich vermutlich mindestens 10-20 m über die weichselzeitliche Gletscherbasis reichenden saalezeitlichen Moränen- und Sandergürtel in Mittelholstein und Schleswig durch weichselzeitliche Schmelzwässer; vielleicht weisen darauf auch die offensichtlich i.w. subglazial entstandenen Tiefenrinnen im norddeutsch-polnischen Raum. Weiterhin wird man vermuten, daß auch an Gletscherabfällen mit ungleich größeren Dimensionen als den isländischen bei analogen Bewegungszuständen der Gletscher auch etwa analoge Randstrukturen auftreten; so insbesondere bei stationären Gletschern relativ spaltenfreie und wasserundurchlässige Ränder mit randlich-basalen Toteissäumen und Aufgleitbewegungen oder spaltenreiche Steilabfälle bei progressiven Gletscherrändern.

Die subglazialen Gletschertore und Rinnen der pleistozänen Gletscher setzen auch für diese eine gewisse Durchlässigkeit ihrer supraglazialen Schmelzwässer voraus. So könnte es auch damals zur Entwicklung von zunächst ausflußlosen sub- bis inglazialen Wasserkörpern im Zehrgebiet gekommen sein, deren höchste hydrostatische Drucke der i.a. nicht randwärts geneigten Basis wegen allerdings nicht randnah aufzutreten brauchten. Trotzdem wird ein Schmelzwasserausbruch nur in Zonen verminderter Eismächtigkeit und also randlich erfolgt sein. Der Nachweis solcher artesischer Ausbrüche und damit die Existenzmöglichkeit sub- bis inglazialer Wasserkörper ohne Auslauf auch in pleistozänen Gletschern kann nur durch den Nachweis pleistozäner grobklastischer Sanderwurzeln erbracht werden, die wassertransportierte Großblöcke in Höhenlagen deutlich über der ehemaligen zugehörigen Gletscherbasis enthalten. Auch die pleistozänen Gletschertore werden i.a. nur eine einzige artesische Phase durchlaufen haben. Da die zugehörigen Wasserkörper jedoch wahrscheinlich meistens ein ungleich

größeres Volumen besaßen als diejenigen des Kötlujökull, muß ihr Auslauf auch zu ungleich intensiveren subglaziären Erosionswirkungen geführt haben, die vielleicht nach initialen, eher flächenhaften Ausräumungen mit einer Tiefenerosion und Rinnenbildung verknüpft war. Dann aber muß auch die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß artesische Schmelzwasserausbrüche an pleistozänen Eisrändern nicht immer zu K-Toren, sondern auch zu L-Toren führten, deren Ausfluß während der nicht-artesischen Phase durch die Schmelzwasserproduktion in einem hinreichend großen glaziären Einzugsbereich kompensiert wurde.

Weiterhin sollte der supraglaziäre Wasserablauf auf pleistozänen Gletschern etwa vor progressiven Eisfronten auch zur Entwicklung analoger Systeme von Hochsander-Fächern vor diesen Fronten geführt haben. Keine Aussagen sind allerdings möglich zur Granulometrie und den Schichtungseigenschaften dieser Fächer, da diese weitgehend bestimmt werden von Strömungsgeschwindigkeiten und dem Strömungsregime, damit aber wiederum vom Gefälle oder dem Sediment-Wasser-Verhältnis, dem Material und weiteren unbekanntem Parametern. Trotzdem geht insgesamt aus dieser kurzen Betrachtung hervor, daß auch bei pleistozänen Gletscherrändern zwar nicht einzelne Hochsander, wohl aber zusammenhängende Hochsander-Gürtel vermutlich ebenso mit progressiven Eisrändern verbunden waren wie eine rege Entwicklung von grobklastischen Wurzeln und Kegelsandern mit relativ langfristig stationären Eisrändern; allerdings unter der Voraussetzung, daß die hierfür spezifischen glaziären Strukturmerkmale des Kötlujökull-Abfalles annähernd auf die pleistozänen Gletscherränder übertragen werden können.

## DANKSAGUNG

Bei folgenden Mitarbeitern und Helfern möchte ich mich herzlich für die hervorragende Zusammenarbeit ebenso wie für die auch bei schwierigsten Wetterlagen nie versagende Einsatz- und Hilfsbereitschaft bedanken: Dipl.-Geol. B. Becker geb. Langer; Dr. W. Frost; Dipl.-Geophys. A. Glahn; Gudny Guanadottir; Dipl.-Geol. B. Langer geb. Staegemeir; H.-G. Langer; D. Marach; Dr. H. Pich; Reynir Ragnarsson. Herrn M. Schmicking danke ich für die Anfertigung der Zeichnungen und der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) für eine mehrfache finanzielle Unterstützung des Island-Projektes.

## Literatur

- Allen, J.R.L. (1982): Sedimentary structures I.- Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 593 pp.
- Becker, B. (1982): Antidünen und Eisrandschwemmkegel im Vorland des Kötlujökull, Südisland.- Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Mainz, 95 S.
- Björnsson, H. (1975): Subglacial water reservoirs, Jökulhlaups and volcanic eruptions.- Jökull 25: 1-14.
- Braun, A.F. (1974): Eine sedimentologische Ableitung der Eisrandschwemmkegel aus der Obermoräne.- Eclogae geol. Helv. 67 (1): 155-161.
- De Geer, G. (1897): Om rullstensåsarns bildningssatt.- Geol. Foren. Stockholm Forh. 19: 366-388.

- Ehlers, J. (1978): Vor dem Eisrand abgelagerte Sedimente - Beispiele aus dem nördlichen Niedersachsen.- Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg 48:17-32.
- Ehlers, J. & Grube, F. (1983): Meltwater deposits in North-West Germany.- In: J. Ehlers (ed.), Glacial Deposits in North-West Europe, 249-256, Rotterdam.
- Ehlers, J. & Wingfield, R. (1991): The extension of the Late Weichselian/Late Devensian Ice Sheet in the North Sea Basin.- J. Quatern. Sci. 6 (4): 313-326.
- Eythorsson, J. (1953): Introduction. - In: Solheimajökull. Report of the Durham University Iceland Expedition 1948:5-9.- Acta Naturalia Islandica 1 (8), Reykjavik.
- Eythorsson, J. & Sigtryggsson, H. (1971): The climate and weather of Iceland.- Zool. Iceland 1 (3): 1-62, Reykjavik.
- Franz, H.J. & Weisse, R. (1965): Das Brandenburger Stadium.- In: J.F. Gellert (Hrsg.), Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der DDR, 66-81, Akademie Verlag, Berlin.
- Galon, R. (1965): Some new problems concerning subglacial channels.- Geogr. Pol. 6: 19-28, Warschau.
- Galon, R. ed. (1973, ): Scientific results of the Polish Geographical Expedition to Vatnajökull (Iceland) 1968.- Geogr. Pol. 26, 274 pp., Warschau.
- Galon, R. (1973): Geomorphical and geological analysis of the proglacial area of Skeidararjökull. Central Section.- Geogr. Pol. 26, 15-56, Warschau.
- Gellert, J.F. (1966) Morphologie der Eisrandzone der letzten skandinavischen Vereisung in Mittel- und Osteuropa.- Geogr. Ber. 39 (2): 99-121, Berlin.
- Gripp, K. (1929): Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927.- Abh. Gebiet Naturwiss. Bd. XXII: 147-249, Hamburg.
- Gripp, K. (1950): Die Entwässerung der inneren Eisrand-Lagen in Nordwest-Deutschland.- Schriften naturwiss. Ver. Schl.-Holst. 24: 87-91, Kiel.
- Gripp, K. (1958): Erdgeschichtliches über den Pinnberg und Umgebung.- In: A. Rust (Hrsg.), Funde vom Pinnberg, 11-16, Neumünster.
- Gripp, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein.- Neumünster, 411 S.
- Gripp, K. (1975a): Hochsander-Satzmoräne-Endmoränenvertreter.- Z. Geomorph. N.F. 19: 490-496.
- Gripp, K. (1975b): 100 Jahre Untersuchungen über das Geschehen am Rande des nordeuropäischen Inlandeises.- Eiszeitalter u. Gegenwart 26: 31-73.
- Gripp, K. (1976): Die inneren wärmzeitlichen Sander in Schleswig-Holstein.- Meyniana 28 (2): 29-32, Kiel.
- Hannemann, M. (1969): Saale- und weichselzeitliche glazigene Dynamik und Alter der Lagerungsstörungen im Jungmoränengebiet Brandenburgs.- Geologie 18 (2): 168-187.
- Hansen, K. (1971): Tunnel valleys in Denmark and northern Germany.- Bull. geol. Soc. Denmark 20: 295-306, Kopenhagen.
- Heim, D. (1983): Glaziäre Entwässerung und Sanderbildung am Kötlujökull, Südisland.- Polarforschung 53 (1): 17-29.
- Heim, D. (1984): Stauchmoränengenese durch die Entwicklung eines „Gletscherfußes“ am Kötlujökull, Südisland.- Polarforschung 54 (1): 21-36.
- Hershey, O.H. (1897): Eskers indicating stages of glacial recession in the Kansan epoch in Northern Illinois.- Am. Geol. 19: 197-209; 237-253.
- Hodge, St.M. (1976): Direct measurement of basal water pressures: a pitot study.- J. Glaciol. 16: 205-218.
- Iken, A. (1972): Measurements of water pressure in moulins as part of a movement study of the White Glacier, Axel Heiberg Island, NWT, Canada.- J. Glaciol. 11: 53-58.
- Jaspersen, P. (1953): Sanderbildung durch subglaziäre, aufsteigende Schmelzwasserströme?- Eiszeitalter u. Gegenwart 3: 129-135.
- Jentzsch, A. (1884): Über die Bildung der preußischen Seen.- Z. dt. geol. Ges. 10: 699-702.
- Jonsson, J. (1982): Notes on the Katla volcanoglacial debris flows.- Jökull 32: 61-68.
- Keilhack, K. (1884): Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletschern und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen.- Jb. preuß. L.-Anst. 1883: 159-176, Berlin.
- Kennedy, J.F. (1963): The mechanics of dunes and antidunes in erodible bed channels.- J. Fluid Mechanics 16: 521-544.
- Krigström, A. (1962): Geomorphological studies of sandur plains and their braided rivers in Iceland.- Geogr. Ann. 44: 328-346, Stockholm.

- Krüger, J.* (1987): Track af et glacialandskabs udvikling ved nordranden af Myrdalsjökull, Island.- *Dank. Geol. Foren., Årsskrift for 1986*: 49-65, København.
- Krüger, J. & Humlum, O.* (1979): Deformations- og erosionsstrukturer i bundmoraenelandskabet ved Myrdalsjökull, Island.- *Dank. geol. Foren., Årsskrift for 1987*: 31-39, København.
- Krüger, J. & Humlum, O.* (1981): The proglacial area of Myrdalsjökull.- *Folia Geographica Danica XV* (1): 1-58, København.
- Leiviskä, J.* (1928): Über die Ose Mittelfinnlands. Die Entstehung des Materiales und die Formung der Ose.- *Fennia* 51 (4), Helsinki.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. & Miller, J.P.* (1964): Fluvial processes in geomorphology.- *Freeman, San Francisco-London*, 522 pp.
- Liedtke, H.* (1981): Glaziale Rinnen und glaziale Tiefenrinnen.- *Bochumer Geograph. Arb.* 40: 7-19, Bochum.
- Lister, H., Jarvis, R., McDonald, M., Paterson, I.W. & Walker, R.* (1953): Solheimajökull. Report of the Durham University Iceland Expedition 1948. - *Acta Naturalia Islandica* 1 (8), Pl. 2, Reykjavik.
- Mader, M.* (1971): Das Quartär zwischen Adelegg und Hochgelände.- *Jb. Ges. Naturkunde Württ.* 126: 178-205, Stuttgart.
- Madsen, V.* (1921): Terrainformerne på Skovbjerg Bakkeø.- *Danmark geol. Unders. RK IV*, 1 (12): 1-24, København.
- Meyer, K.-D. & Schneekloth, H.* (1973): Geologische Karte von Niedersachsen 1:25000, Erläuter. Blatt Neuenwalde Nr. 2318, - 80 S., Hannover.
- Nye, J.F.* (1976): Water flow in glaciers: Jökulhlaups, tunnels and veins.- *J. Glaciol.* 17: 181-207.
- Nye, J.F. & Frank, F.C.* (1973): Hydrology of the intergranular veins in a temperate glacier.- *Symposium on the Hydrology of Glaciers, Cambridge 1969.* - *Int. Ass. Scient. Hydrol. Publ.* 79: 78-86.
- Pasbierbski, M.* (1979): Remarks on the genesis of subglacial channels in northern Poland.- *Eiszeitalter u. Gegenwart* 29: 189-200.
- Paterson, W.S.B.* (1980): The physics of glaciers.- *Pergamon Press, New York*, 275 pp.
- Pich, H.-G.* (1988): Geologisch-geophysikalische Untersuchungen zur Entwicklung des Gletschervorlandes am Kötlujökull / Südisland.- *Unveröff. Diss., Univ. Mainz*.
- Rist, S.* (1967): The thickness of the icecover of Myrdalsjökull, southern Iceland.- *Jökull* 17: 237-242.
- Robson, G.R.* (1957): The volcanic geology of Vestur-Skaftarfellssysla, Iceland.- *Unpubl. Thesis, Univ. Durham*, 259 pp.
- Röthlisberger, H.* (1972): Water pressure in intra- and subglacial channels.- *J. Glaciol.* 11: 177-203.
- Russel, I.C.* (1892): Mt. St. Elias and its glaciers.- *Am. J. Sci.* 43: 169-182.
- Russel, I.C.* (1893): Malaspina glacier.- *J. Geol.* 1: 219-245.
- Shreve, R.L.* (1972): Movement of water in glaciers.- *J. Glaciol.* 11: 205-214.
- Stacey, F.D.* (1969): *Physics of the Earth.* - *Wiley, New York*, 324 pp. - Hier aus: *Sugden, D.E. & John, B.S., Glaciers and landscape, London 1977.*
- Staegemeir, B.* (1981): Zur Geologie und Geomorphologie des Gletschervorfeldes am Kötlujökull (Myrdalsjökull / Südisland).- *Unveröff. Dipl.-Arbeit Univ. Mainz*, 85 S.
- Stenborg, T.* (1969): Studies of internal drainage of glaciers.- *Geogr. Ann.* 51 A: 13-41, Stockholm.
- Sreckeisen, A.* (1978): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilithic rocks.- *N. Jb. Min., Abh.* 134: 1-14.
- Thorarinsson, S.* (1959): Um möguleika a thvi ad segja fyrir naesta Kötlugos.- *Jökull* 9: 6-18.
- Thorarinsson, S.* (1975): Katla og annal Kötlugosa.- *Ferdafelags Islands 1975*: 125-149, Reykjavik.
- Todtmann, E.* (1937): Einige Ergebnisse von glazial geologischen Untersuchungen am Südrand des Vatna-Jökull auf Island (1931 u.1934).- *Z. dt. geol. Ges.* 88:77-87.
- Todtmann, E.* (1960): Gletscherforschungen auf Island (Vatnajökull).- *Univ. Hamburg, Abh. Auslandskunde* 65. Reihe C, 19: 1-95, Hamburg.
- Ussing, N.V.* (1903): Om Jyllands hedesletter og teorierne om deres anelse.- *K. Dansk Videns. Selskab Forhandl.* 2: 1-99, København.
- Ussing, N.V.* (1913): *Danmarks Geologi.* - *Danmarks Geol. Unders.* III, Rk 2, 1904 (3. Ausgabe 1913).
- Vivian, R.* (1970): Hydrologie et erosion sous-glaciaires.- *Revue Geogr. Alp.* 58: 241-264.
- Vivian, R.* (1980): The nature of ice-rock interface: the results of investigation on 20000 m<sup>2</sup> of the rock bed of temperate glaciers.- *J. Glaciol.* 25:267-27.
- Vivian, R. & Bocquet, G.* (1973): Subglacial cavitation phenomena under the glacier d' Argentière, Mont Blanc, France.- *J. Glaciol.* 12: 439-451.
- Weiss, E.N.* (1958): Bau und Entstehung der Sander vor der Grenze der Würmvereisung im Norden Schleswig-Holsteins.- *Meyniana* 7: 5-60, Kiel.
- Werth, E.* (1907): Studien zur glazialen Bodengestaltung in den skandinavischen Ländern. - *Z. Ges. Erdkunde* 27: 17-41, Berlin.
- Wojcik, G.* (1973): Glaciological studies on the Skeidarárjökull.- *Geogr. Pol.* 26: 185-208, Warschau.
- Woldstedt, P.* (1929): *Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums.* - *Stuttgart*, 406 S.
- Woldstedt, P.* (1952): Die Entstehung der Seen in dem ehemals vergletscherten Gebiet.- *Eiszeitalter u. Gegenwart* 2: 146-153.
- Woldstedt, P.* (1961): *Das Eiszeitalter I.* - *Enke, Stuttgart*, 374 S.
- Zanke, U.* (1977): Neuer Ansatz zur Berechnung des Transportbeginns von Sedimenten unter Strömungseinfluß.- *Mitt. Franzius Institut Univ.Hannover* H. 46, Hannover.
- Zanke, U.* (1982): *Grundlagen der Sedimentbewegung.* - *Springer, Berlin-Heidelberg-New York*, 402 S.