



## 2.5.3 Glazifluviale Formen und Prozesse

*Christian Reinhardt*

### 1. Einleitung

Feuer und Eis, Vulkane und Gletscher, auf Island in eindrucksvoller Weise in einem komplexen Prozessgefüge miteinander vereint, schaffen in ihrer geologischen und geomorphologischen Wirksamkeit eine faszinierende Landschaft und nicht zuletzt ein reiches Betätigungsfeld für alle Bereiche der Geowissenschaften.

Jedoch nicht die Gletscher selbst, sondern die in ihrem Umfeld durch das Wirken des Eises geschaffenen Landformen sollen Gegenstand dieses Kapitels sein. Vernachlässigt man die bereits an anderer Stelle behandelten glazigenen Formen in Gestalt von Moränen u.ä., so verbleiben all jene Bereiche, die ihre Entstehung der Wirkung abfließenden Schmelzwassers verankern.

Das vorliegende Kapitel soll im Sinne des gesamten Exkursionsführers weniger eine vollständige Abhandlung sämtlicher glazifluviatiler Formenkomplexe enthalten, sondern sich eher einigen ausgewählten Gebieten widmen, die während der Exkursion 2001 begangen wurden. Zu diesem Zweck soll zunächst ein Überblick über das Spektrum der vorhandenen Formen gegeben, sowie der Zusammenhang von Form und Genese geklärt werden. Im Anschluss an jenen ersten Abschnitt folgen Hinweise auf einige bemerkenswerte Einzelstandorte, die hervorragend als Exkursionspunkte geeignet sind.

In diesem Sinne wird auch der Nationalpark Skaftafell anhand einer Beispielroute vorgestellt, wobei der Schwerpunkt auch hier auf den glazifluviatilen Formen liegt, andere Zeugen der Gletschertätigkeit aber nicht vernachlässigt werden können.

Vielfach können lediglich Literaturhinweise zur vertiefenden Lektüre gegeben werden, um den Rahmen des Kapitels nicht im Übermaß zu beanspruchen.

Einen allgemeinen, d.h. einführenden Überblick über die Morphologie von Sandern und anderen Glazialformen bieten das Lehrbuch von AHNERT (1996) und das Lexikon von SCHULZ (1995), Informationen zur Sedimentologie finden sich u.a. bei CATT (1992) sowie FÜCHTBAUER et al. (1988). Einen Abriss der Glaziologie bieten BENN & EVANS (1998). Besonders empfohlen sei auch das Werk von MIALL (1996), der sich mit der Geologie fluvialer Ablagerungen befasst. Weitere Literaturhinweise sind dem Verzeichnis am Ende, gegebenenfalls auch den Literaturverzeichnissen der dort aufgeführten Werke zu entnehmen.

### 2. Glazifluviatile Formen und Prozesse Islands

#### 2.1 Sander

Sander, nach dem isländischen Begriff „*sandur*“<sup>1</sup> benannt, sind im allgemeinen diejenigen glazifluviatilen Formen mit der größten flächenhaften Ausdehnung. Hinsichtlich ihrer Größe lassen sie sich dabei in den Bereich der Meso- (>100 m bis 10 km) bis Makroformen<sup>2</sup> (>10 km bis 1 000 km) einordnen, wobei lokal auch kleinräumigere Sander (AHNERT 1996) vorkommen. Ihre Entstehung beginnt mit dem

<sup>1</sup> für eine Erläuterung isländischer Begriffe in den Ortsbezeichnungen vgl. EINARSSON (1994: 287ff)

<sup>2</sup> Bezeichnungen und Größenangaben nach KUGLER & SCHAUB (1997)



subglazial in Rinnen abfließenden Schmelzwässern, welche mitunter recht hohe Sedimentfrachten führen. Die transportierten Korngrößen bewegen sich dabei innerhalb eines weiten Spektrums von Ton und Silt über Sande bis hin zu Kiesen und Schottern, wobei hauptsächlich Ton und Silt als Schwebstoff für die markante Trübung (Gletschermilch) der Schmelzwässer verantwortlich sind. Für die Herkunft des Materials lassen sich der Eiskörper selbst (austauendes Material) sowie u.U. fluviale Erosion des subglazialen Untergrundes benennen.

Welche gewaltigen Sedimentmengen im Bereich von Gletschern tatsächlich umgelagert werden können, zeigen Untersuchungen der isländischen Energiebehörde (zit. bei HALLET et al. 1996), die in einem Langzeitmonitoringprogramm für die Jahre 1973-1990 einen Sedimentertrag von  $10^4 \text{ t km}^{-2}\text{a}^{-1}$  für die größeren vergletscherten Gebiete Islands ermittelte, im Vergleich zu  $10 - 200 \text{ t km}^{-2}\text{a}^{-1}$  für unvergletscherte Gebiete.

Während des Transportes erfolgt in Abhängigkeit der Transportdauer die für fluviale Sedimente typische Rundung und Polierung der Einzelkörner.

Im Vorfeld der Gletscherstirn jenseits der Endmoränenbögen gelangt das transportierte Sediment zur Ablagerung als Sander. Geht die Entwässerung des Gletschers von lediglich einem Tor aus, bilden sich, Schwemmfächern nicht unähnlich, kegelförmige Sanderflächen. Im Gegensatz dazu bedingen mehrere Gletschertore die Ausprägung einer weiten Schwemmlandebene im Vorland. In eindrucksvoller Weise zeigt sich ein derartiger **Flächensander** im Vorfeld des Vorlandgletschers Skeiðarárjökull am Südrand des Vatnajökull – der Skeiðarársandur. Ein Bild von den speziell hier ablaufenden Umlagerungsvorgängen vermittelt EINARSSON (1994: 281), der von einem 1903 gestrandeten Schiff berichtet, welches 80 Jahre später 1,5 Kilometer landeinwärts und 4-5 Meter tief im Sediment vergraben aufgefunden wurde. Weitere Flächensander finden sich im Bereich sämtlicher vergletscherten Gebiete Islands, doch soll hier noch etwas näher auf den **Skeiðarársandur** mit seinen für Sander allgemein charakteristischen Eigenheiten eingegangen werden.

Dieser größte in aktiver Formung begriffene Sander der Welt (RUSSEL et al. 2001: 163) erstreckt sich am Südrand des Vatnajökull über eine Fläche von ca.  $600 \text{ km}^2$ . Die Oberfläche des Areal ist von einem fein verzweigten Netzwerk aus Abflussbahnen der Schmelzwässer mit ihren zahlreichen verzweigten Rinnen und Altarmen überzogen, welche den Skeiðarárjökull und die östlich gelegenen Eisloben zum Atlantischen Ozean hin entwässern. Das Bett dieser verwilderten Flüsse (braided rivers) ist durch häufige Verlagerung der Rinnen gekennzeichnet, wobei die Schotter- und Sandbänke der inter-channel Bereiche nach vergleichsweise kurzer Zeit erodiert und an anderer Stelle neu aufgebaut werden können. Einzelne Rinnensysteme lassen sich zu verschiedenen Gletscherflüssen wie der Skeiðará zusammen-



**Abb. 2.5.3-1:** Blick auf den Westteil des Skeiðarársandur. Rechts und links im Bild zwei Rinnensysteme (braided rivers) des Gletscherflusses Skeiðará. Die Bereiche dazwischen (Bildmitte) liegen als Folge sommerlichen Niedrigwassers trocken.

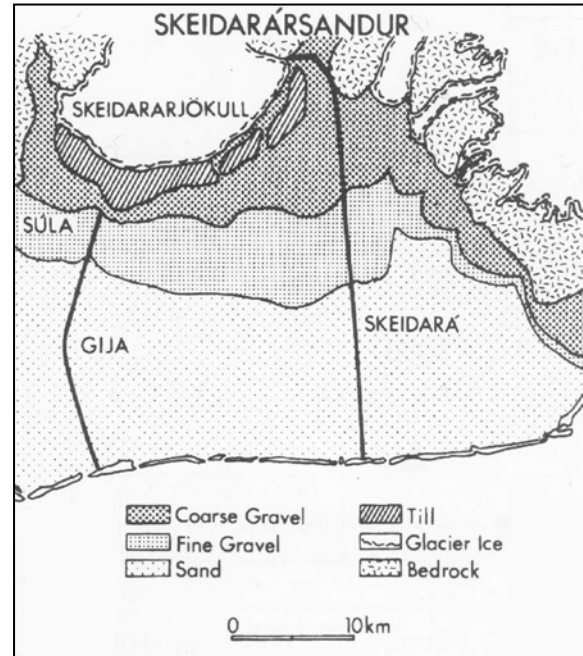
Standort: Nationalpark Skaftafell,  $64,05578^\circ\text{N}$ ,  $16,97132^\circ\text{W}$ ; Blick S.

Foto: Ch. Reinhardt



fassen (Abb. 2.5.3-1), was besonders während des Abflussmaximums der Schmelzwässer im Frühjahr (März und April; BENN & EVANS 1998: 117) deutlich wird, wenn Schotterbänke und trockene Rinnen überspült werden. Für isländische Sander aber auch weltweit können nach KRIGSTROM (1962) [zit. bei BENN & EVANS (1998: 134f)], drei morphologische Zonen in proglazialen Rinnensystemen identifiziert werden: 1. Proximale Zone mit wenigen tiefen und schmalen Kanälen sowie rhomboedrischen Sandbänken als Fortsetzung subglazialer Rinnen; 2. Übergangszone, gekennzeichnet durch ein Netz aus zahlreichen flachen, breiten und nur z.T. wasserführenden Kanälen; 3. Distale Zone, markiert durch äußerst flache Rinnen und flächenhaften Abfluss, v.a. bei Hochwasser. In Bezug auf die sedimentologischen Eigenschaften findet sich im Bereich des Skeiðarársandurs eine wenig überraschende, da für Sander charakteristische Korngrößenverteilung (Abb. 2.5.3-2): Ausgehend von den Stirnmoränen des Skeiðarárjökull zeigt sich eine Abnahme der Korngrößen von grobkörnigen Kiesen in proximalen zu feineren Kiesen in medialen Bereichen. Etwa die Hälfte der Fläche wird distal, d.h. zum Meer hin, von Sanden eingenommen (BENN & EVANS 1998: 135). Durch Events wie Jökulhlaups (s.u.) werden z.T. aber auch Gerölle und Kiese in die sanddominierten Abschnitte eingetragen. Sedimentstrukturen, die in Sanderablagerungen vorkommen, unterscheiden sich in proximalen und distalen Bereichen deutlich. Eine Gliederung der Ablagerungen fluvialer Systeme findet sich bei MIALL (1996), wobei die Faziesgesellschaften verwilderter Flüsse sehr gut auf Sander übertragbar sind (CATT 1992: 45). In kiesdominierten proximalen Bereichen finden sich demnach bevorzugt Horizontalschichtungen in Dachziegellagerung (Imbrikation), welche zu medialen Abschnitten hin in Rinnenfüllungen und planare Schrägschichtungskomplexe übergehen. Für sanddominierte distale Bereiche liegen die Sedimente teils in horizontaler Lagerung, teils durchsetzt von Rippelmarken, Kolken und Schrägschichtungskomplexen vor. Neben den genannten Hauptfazies treten in allen Bereichen untergeordnete Faziestypen verschiedenster Ausprägung auf, zu denen nicht zuletzt auch normale und inverse Gradierungssequenzen (fining upwards, coarsing upwards) gehören. Um den Rahmen der Arbeit nicht allzusehr zu überlasten sei hier jedoch auf die Literatur verwiesen (z.B. CATT 1992, MIALL 1996)

Bei der Formung des Skeiðarársandurs sind drei Prozesse bzw. Ereignisse von entscheidender Bedeutung, deren morphologische und sedimentologische Auswirkungen einander teilweise überlagern:



**Abb. 2.5.3-2:** Sedimentverteilung in distalen wie proximalen Bereichen des Skeiðarársandurs.  
Aus: BENN & EVANS (1998: 135).

- a) Gletschersurges (z.B. RUSSEL et al. 2001)
- b) Gletscherläufe, nach dem isl. Begriff Jökulhlaups benannt (GUDMUNSSON et al. 1997, MAIZELS 1997 u.a.) sowie
- c) die annuell und im Tageslauf differenzierten Abflussverhältnisse der Schmelzwässer und die damit verbundene Akkumulation und Erosion



**Surgezyklen** der isländischen Gletscher weisen i. d. R. eine Dauer von einem, maximal zwei Jahren auf (BENN & EVANS 1998: 170). Im Falle des von RUSSEL et al. (2001) beschriebenen Surges des Skeiðarárjökull im Jahre 1991 rückte der Gletscher während des Vorstoßhöhepunktes innerhalb der Monate September bis November im westlichen Teilareal über eine Distanz von bis zu einem Kilometer vor. An der Stirn des Gletschers bildeten sich dabei ausgedehnte Stauchmoränenkomplexe. Auf dem Gebiet des Surge-Maximums entstanden im weiteren Verlauf zwei ca. 500 Meter breite Sedimentfächer aus grobkörnigen Material, welche allerdings während des 1996er Gletscherlaufes der Zerstörung durch die abfließenden Wassermassen zum Opfer fielen. (RUSSEL et al. 2001: 168) Derzeit existiert eine Reihe aus 30 kleineren, flach einfallenden Fächern entlang der Stauchmoränenkomplexe, im wesentlichen aus Sanden und Feinkiesen bestehend („surge-related outwash fans“). Fluviale Sedimente, welche im Zusammenhang mit Surges gebildet werden, sind RUSSEL et al. (2001: 171) zufolge durch das vollständige Fehlen von Söllen gekennzeichnet, wodurch sie eindeutig von den durch Jökulhlaups geprägten Bereichen zu unterscheiden sind. Für einen beträchtlichen Teil des Skeiðarársandurs kann somit eine wesentliche Rolle der Surges bei der Steuerung der fluvialen Prozesse auf dem Sander angenommen werden (RUSSEL et al. 2001: 171) Weitere Surges sind für die Jahre 1929 sowie 1985-1986 nachgewiesen (RUSSEL et al. 2001: 166).

Wird von geologischen Zeitdimensionen ausgegangen, gehören Surges unumstritten zu den kurzzeitigen, dabei allerdings äußerst intensiven Formungsprozessen. Betrachtet man vor diesem Hintergrund die **Gletscherläufe** am Skeiðarársandur, so wird schnell deutlich, dass hierbei die Dauer der Formung noch einmal um ein Vielfaches kürzer ist, bei gleichzeitig höherer Formungsintensität. Als Indikator für die Formungsintensität mögen dabei sedimentologische Veränderungen (Erosions- oder Akkumulationsraten), Abflussmengen, Größe des transportiertem Materials oder zerstörerische Wirkung auf anthropogene Güter wie Infrastruktureinrichtungen etc., gelten.

Als markantestes Merkmal der Gletscherläufe sind die innerhalb weniger Tage exponentiell ansteigenden Abflüsse der Schmelzwässer zu sehen, die nach Entleerung des speisenden Reservoirs wiederum innerhalb einiger Stunden auf normales, d.h. der Jahreszeit entsprechendes Maß zurückgehen. Mitgeführte Gerölle und v.a. Eisblöcke entfalten dabei ihre zerstörerische Wirkung, Zerstörungen durch das fließende Wasser sind nur von untergeordneter Bedeutung.

Die durchschnittlich in 6-jährigen Zyklen auftretenden Gletscherläufe am Vatnajökull (BENN & EVANS 1998: 117) stehen in Zusammenhang mit der Entleerung des 50 Kilometer vom Eisrand entfernten subglazialen Wasserreservoirs im Bereich der Grimsvötn-Caldera. Der durch Vulkaneruptionen ausgelöste Zustrom großer Mengen von Schmelzwässern, erhitztem Grundwasser und Resten der Wasserkörper von Schlotseen bewirkt eine Hebung der Eisdecke über dem See, welche unter Normalbedingungen den Ausstrom von Schmelzwasser verhindert. Der kritische Punkt ist erreicht, wenn die Eisdecke weit genug gehoben ist, dass angestautes Wasser aus der bis dahin abgeschlossenen Caldera ausströmen kann. Während eines solchen Gletscherlaufs am Skeiðarársandur im Jahre 1934 wurden Abflussspitzen (peak discharge) von bis zu  $50\,000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$  gemessen (THORARINSSON 1953, zit. bei BENN & EVANS 1998: 117). Als Vergleichswerte mögen hierbei die Maximalabflüsse des Oderhochwassers 1997, z.B. am Pegel (Polen) von ca.  $3\,000\text{ m}^3/\text{s}$  (GRÜNEWALD & SÜNDERMANN 2001: 181f), dienen.

Diejenigen Prozesse, welche den zum gegenwärtigen Zeitpunkt letzten Gletscherlauf im Bereich des Skeiðarársandur auslösten, begannen mit der subglazialen Eruption vom 30. September bis 13. Oktober 1996 nördlich des Grimsvötn. Die im Verlauf des Ausbruchs gebildeten Schmelzwassermassen flossen





in südlicher Richtung ab und sammelten sich innerhalb der Grimsvötn-Caldera. Mit Hilfe von ERS-Radarinterferogrammen (Aufnahme: 21./22.10. 1996) wurden von LANG et al. (2001) über der Caldera Hebungsdaten des Eisschildes von 70 cm/Tag zwischen Eruption und Jökulhlaup ermittelt, im Gegensatz zu 7 cm/Tag, die sich aus Interferogrammen vor dem Ausbruch (Aufnahme: 30./31.12.1995) ableiten lassen. Die Entleerung des Sees erfolgte vom 4. bis 7. November im wesentlichen entlang der Skeiðará mit Durchflussmaxima wie im Jahre 1934 von  $50\,000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$  (KRISTMANNSDÓTTIR et al. 1999, GUDMUNDSSON 1997, u.a.), wobei nahezu der gesamte Skeiðarársandur flächenhaft überspült wurde. Transportierte Eisblöcke von der Größe kleiner Gebäude führten zur Zerstörung der Brücken der Ringstraße. Zeugen dieser Zerstörung sind derzeit noch entlang der Straße in Form verbogener, im Sediment steckender Stahlträger zu erkennen.

Sedimentologische Auswirkungen von Jökulhlaups treten in vielerlei Gestalt auf. Konzentration von Suspensions- und Bodenfracht sind während der Abflussmaxima extrem hoch. Selbst Gerölle mit Durchmessern bis zu 10 Metern und mehr werden noch von den Wassermassen bewegt und auf der Sanderfläche zur Ablagerung gebracht. Die Überspülung von Eisblöcken hinterlässt Sölle, während Systeme aus Rinnen und Bänken in charakteristischer Weise verlegt werden (vgl. dazu MAIZELS 1997). Großmaßstäbliche Schrägschichtungskomplexe treten ebenso auf, wie normal und invers gradierte Sande und Kiese, um nur wenige Beispiele anzuführen. Detaillierte Angaben zu den Lithofaziestypen von Sandern im Bereich der verschiedenen Jökulhlauptypen, modifiziert nach dem System von MIALL finden sich bei MAIZELS (1997).

Die Tatsache, dass sich die Jökulhlaups am Skeiðarársandur nicht zu Katastrophen mit hohen volkswirtschaftlichen Schäden entwickeln, ist nur dem Umstand zu schulden, dass die Fläche weder besiedelt, noch mit einer Vielzahl von Infrastruktureinrichtungen versehen ist, sieht man von der Ringstraße mit den wenigen Brückenbauten und einigen Versorgungsleitungen ab.

Im Unterschied zu den Megaevents treten nach EINARSSON (1994) am Skeiðarárjökull auch fast jährlich kleinere Gletscherläufe mit Abflussmaxima um  $2\,000\text{ m}^3\text{s}^{-1}$  auf, die auf die Entleerung des am Westrand des Gletschers befindlichen Eisstausees Grænalón zurückzuführen sind.

Als weiteres Beispiel für großflächige Sande im Zusammenhang mit Gletscherläufen mag der Mýrdalssandur am Südostrand des Mýrdalsjökull genannt werden. Die v.a. in historischer Zeit aufgetretenen gewaltigen Läufe (mehr als  $100\,000\text{ m}^3/\text{s}$ ) stehen hier in direktem Zusammenhang mit Eruptionen der Katla (EINARRSSON 1994: 144).

Die angeführten Beispiele zeigen deutlich, dass auch auf Island Gletscherläufe trotz des häufigen Zusammenhangs nicht zwangsläufig auf subglaziale Vulkaneruptionen zurückzuführen sind, sondern ebenso wie im globalen Vergleich verschiedene Strukturen und Prozesse für die Ereignisse verantwortlich sein können. GEIRSDÓTTIR et al. (2000) belegen am Beispiel Südwestislands für das Abschmelzen der Gletscher während Jüngerer Dryas und Präboreal, dass Jökulhlaups nicht nur rezent auftreten, sondern im Laufe der Vereisungsgeschichte Islands verständlicherweise keineswegs als selten einzustufen sind.

Den bisher ausschließlich behandelten Flächensandern stehen die **Talsander** gegenüber, deren Bildung, wie die Bezeichnung bereits erkennen lässt, im Bereich dem Relief untergeordneter Gletscher erfolgt. Die Ausbildung des Sedimentfächers muss dabei zwangsläufig auf den zwischen den Talwänden zur Verfügung stehenden Raum beschränkt sein. Ein besonders eindrucksvolles Beispiel für einen Talsander findet sich im Vorfeld des Morsárjökull. Die Sanderfläche wird hier von zwei eigenständigen Sedimentkörpern gebildet. Dunkle, basaltische Sedimente aus dem Einzugsgebiet des



Morsárjökull dominieren in unmittelbarer Nähe zu Eisrand bzw. Moränenstausee. Die Verbreitung hellen Materials zeigt die Einmündung eines weiteren Schmelzwasserflusses aus dem Seitental Kjós



**Abb. 2.5.3-3:** Talsander des Morsárjökull (dunkles, basaltisches Material, im Vordergrund rechts) im Kjós-Tal. Hellere glazifluviale Sedimente saurer bis intermediärer Zusammensetzung (Vordergrund links) zeigen die Einmündung eines weiteren, episodisch wasserführenden Gletscherflusses aus dem Seitental Kjós an. Anhand der Sedimentverteilung im Sander werden kleinräumige petrologische Unterschiede in den Einzugsgebieten deutlich. Entwässerung im Bild von rechts nach links. Am rechten Bildrand zeigt sich ein Teil des Gletscherstausees an der Front des Morsárjökull.

Standort: Nationalpark Skaftafell, 64,05896°N, 16,96683°W; Blick E.

*Foto: Ch. Reinhardt*

([Abb. 2.5.3-3](#)). Die anhand der Geologischen Karte 1:500 000 im Einzugsgebiet zu identifizierenden sauren Gesteine bzw. deren Verwitterungsprodukte dürften die hellere Färbung zweifelsfrei erklären. Der zunächst schmale Sedimentfächer verbreitert sich zum Talausgang hin, bis er kurz vor Vereinigung mit dem Skeiðarársandur die gesamte Weite des Morsárdalur ausfüllt (vgl. [Abb. 2.5.3-3](#)).

### 2.1.1 Sölle

Neben den Großformen der Sander finden sich erwartungsgemäß auch Zeugen glazifluviatiler Formung kleineren Ausmaßes. Zu dieser Formengruppe gehören nicht zuletzt die Sölle. Grundsätzlich im Bereich der meisten isländischen Sanderflächen anzutreffen, bilden sie sich durch Ausschmelzen von Toteis im Untergrund. Zum einen bewirken Jökulhlaups den Transport von Eisblöcken auf die Sanderfläche (vgl. voriger Abschnitt), wo diese von fluviatilen Sedimenten um- bzw. überlagert werden. Überall dort, wo keine Gletscherläufe als Ursache für die Deposition in Frage kommen, handelt es sich um autochthone Eiskörper, welche während des Rücktauphasen des Gletschers als Relikte an Ort und Stelle verblieben und ebenfalls teilweise oder vollständig von fluviatilen Sedimenten „begraben“ wurden. Die weitere Genese ist für beide Vorgänge identisch. Taut der Eiskörper im Untergrund aus, verbleiben mehr oder weniger rundliche Hohlformen, die sich u.U. wieder mit Wasser füllen. Als Beispiel mögen hier die Sölle im Vorfeld des Skaftafellsjökull dienen ([Abb. 2.5.3-4](#)), deren Entstehung auf autochthones Eis zurückzuführen ist. Weitere Informationen zu Genese, Eigenschaften und Gliederung von Söllen finden sich bei BENN & EVANS 1998: 490-493).

### 2.2 Kameterrassen

Kameterrassen bilden sich überall dort, wo in der Kerbe zwischen Talwand und Gletscher Schmelzwässer abfließen und ihre Sedimente, v.a. Kiese und Sande, ablagern. Voraussetzung dafür ist



das Fehlen einer Randkluft, durch die Wasser weggeführt werden (AHNERT 1996: 344) und somit oberflächlicher Abfluss verhindert würde. Geht beim Abschmelzen des Eises das Widerlager verloren, entstehen beim Abgleiten des Materials in Form von Schuttströmen und Rutschungen Komplexe aus unregelmäßigen, schmalen, steilwandigen und teils gestaffelten Terrässchen, die sich selten über längere



Strecken entlang des Tallaufs verfolgen lassen (vgl. Abschnitt 3.1). Die Staffelung kann dabei als Resultat eines periodischen, d.h. nicht kontinuierlichen Schmelzvorganges (SISSONS 1958, zit. bei BENN & EVANS 1998: 490) gesehen werden.

### 2.3 Flussterrassen

Mit ihrer horizontalen bis schwach geneigten Oberfläche, die in deutlich höherer Lage als die rezente Talsohle lokalisiert ist, stellen Flussterrassen Relikte älterer Talböden dar. Ihre Entstehung ist auf wechselhafte Zyklen von Aufschotterung und Tiefenerosion, u.U. in Kombination mit Phasen der Seitenerosion, zurückzuführen. Nicht zuletzt im Bereich vergletschelter Gebiete lassen sich dabei verschiedene Ursachenkomplexe erkennen. Grundlage für die Aufschotterung ist u.a. eine Erhöhung der Erosionsbasis, im Falle Islands des Atlantiks, beispielsweise durch postglazialen eustatischen Meeresspiegelanstieg, wohingegen eine Eintiefung des Flussbettes auf Erniedrigung der Erosionbasis (z.B. als Resultat der verzögert nachfolgenden postglazialen isostatischen Krustenhebung) zurückzuführen ist. Weitere Steuerungsfaktoren für Aufschüttungs- und Tiefenerosionszyklen sind Klimaänderungen bzw. als deren Folge Veränderungen der hydrologischen Rahmenbedingungen (Niederschlag, Oberflächenabfluss etc.). Erhöhter Abfluss bewirkt dabei eine Aufschotterung des Talbodens.

**Abb. 2.5.3-4:** Vorfeld des Skaftafellsjökull mit Stirnmoränen, Sanderfläche und Abflussbahnen der Schmelzwässer. Im Mittelgrund sind neben den Schmelzwasserflüssen einige rundliche Sölle zu erkennen; im Hintergrund ein Rinnensystem der Skeiðará. Standort: Nationalpark Skaftafell, 64,03056°N, 16,93755°W; Blick S.

*Foto: Ch. Reinhardt*

Zu einer Erhöhung des Abflusses hat damit nicht zuletzt auch das Rückschmelzen der großen isländischen Eiskappen als Folge der beginnenden Erwärmung vor 18 000 Jahren (EINARSSON 1994: 267) beigetragen. Diese spätglaziale Erwärmungsphase wurde letztlich noch einmal von zwei, anhand von Moränen als Álftanes- und Buði-Stadium bezeichneten Abkühlungsphasen unterbrochen (EINARSSON 1994: 266ff).





Das Tal der Jökulsá á Brú mit seinen Flussterrassen (vgl. Abschnitt 3.1) war während des Buðistadiums (Beginn etwa 11 000 v.h., EINARSSON 1994: 268) allerdings noch von den Eismassen bedeckt, d.h. die hier nachweisbaren Terrassenniveaus entstanden postglazial. Für weitere Informationen zu Ausmaß und v.a. Verhältnis von isostatischer Hebung und Meeresspiegelanstieg sei das bereits zitierte Kapitel bei EINARSSON (1994: 266ff) empfohlen.

### 3. Ausgewählte Exkursionspunkte

#### 3.1 Von Egilsstaðir entlang der Jökulsá á Brú

Von der Ortschaft Egilsstaðir, die nach dem Fährhafen Seyðisfjörður häufig die erste Station einer Islandtour ist, verläuft die Hauptstraße 1 zunächst in nordwestlicher Richtung bis Selland, wo sie nach Südwesten abknickt. Ab hier folgt die Straße dem Lauf der Jökulsá á Brú. im Tal finden sich u.a. ältere Moränenstände mit Durchbruchstä-  
lern (z.B. bei 65,38721°N; 14,69449°W). Vielerorts lassen sich entlang des Flusslaufs Terrassenniveaus erkennen (z.B. bei 65,38180° N; 14,72426°W – [Abb. 2.5.3-5](#)), die, trotz stellenweiser Unterbrechung, über längere Strecken zu parallelisieren sind.

Auf höherem Niveau an den Talflanken liegende terrassenähnliche Gebilde legen aufgrund ihrer streng lokal begrenzten Verbreitung, d.h. sie sind nicht mit anderen Niveaus zu parallelisieren, eine Entstehung als Kameterrassen nahe.



**Abb 2.5.3-5:** Flussterrassen im Tal der Jökulsá á Brú. Über dem rezenten Flussniveau tritt die Niederterrasse (NT, Bildmitte) deutlich in Erscheinung. Zumindest ein weiteres, etwas oberhalb liegendes Niveau, neutral mit ‚T‘ bezeichnet, ist ebenfalls noch erkennbar. Der Terrassenkomplex lässt sich nahezu über die gesamte Bildbreite verfolgen.

Standort: 65,38180° N, 14,72426°W; Blick SW

Foto: Ch. Reinhardt

#### 3.2 Der Nationalpark Skaftafell

Hervorragende Möglichkeiten zum Studium des gesamten Spektrums glazigener und glazifluviatiler Formen bietet eine Wanderung durch den Nationalpark Skaftafell östlich des Skeiðarárjökull am Südrand des Vatnajökull. Der Nationalpark selbst wird in Reiseführern (z.B. CORNWALLIS & SWANEY 1997: 318ff) werbend als zweitgrößter Islands ausgewiesen. Jener Teil, auf den sich die folgenden Ausführungen beziehen, ist auf einem mit Moränenmaterial bedeckten Bergücken zwischen Morsárdalur und Skaftafellsjökull gelegen. Am Südennde des Rückens umschließen ihn in der Ebene die Sanderflächen der umliegenden Gletscherzungen. Der Ausgangspunkt der hier vorgestellten Wanderroute liegt am Campingplatz Skaftafell (100 m ü. d. M.). Am Informationszentrum des Platzes ist das Faltblatt „Skaftafell Nationalpark“ in mehreren Sprachen erhältlich, welches über die zahlreichen Wanderwege und spezielle Sehenswürdigkeiten informiert. Zusätzlich ist eine Topographische Karte





des Parks im Maßstab 1:25 000 mit der Blattbezeichnung „Skaftafell“ (LANDMÆLINGAR ÍSLANDS 2000) zu erwerben, welche die Orientierung während der Wanderung und die wissenschaftliche Vor- und Nachbereitung erleichtert. Die Route führt bergan zunächst durch flache, teils natürliche, teils Mitte des 20. Jahrhunderts angelegte Hangwälder. Nach deren Verlassen eröffnet sich der Blick gen Norden auf eine sanfte, vom Eis der letzten großen Vereisung gerundete und geschliffene Landschaft.

Der erste Haltepunkt ( $64,02568^\circ$  N;  $16,97434^\circ$  W<sup>3</sup>) bietet einen hervorragend Rundblick über Skeiðarárjökull mit Ablationsmoränen auf und Stirnmoänen vor dem Eis sowie den Skeiðarársandur mit seinen zahlreichen Schmelzwasserrinnen, bis zum mehr als 25 Kilometer entfernten Atlantik. Auf der Sanderfläche sind im Lauf der Gletscherflüsse nach dem Jökulhlaup 1996 errichtete Bühnen zu erkennen. Die östlich des Skaftafellsjökull sowie nördlich des Standpunktes gelegenen Felsgrate (E: Hafrafell, N: Kristínartindar) mit ihren scharfkantigen Formen belegen eine vornehmliche Bildung durch Frostverwitterung, d.h. sie dürften die Eisflächen der älteren Vereisungsphasen als Nunatakr überragt haben. Einige wannenartige Hohlformen zwischen den Graten können als subfossile Karoide gedeutet werden und belegen somit eine lokale Eisdynamik im Umfeld der Gletscherzungen. Bereits von hier aus ist der berühmte Wasserfall Svartifoss (foss: isl. für Wasserfall) erkennbar, der über äußerst regelmäßig geformte Säulen des Alkalibasalt im Liegenden fällt.

Der Weg führt weiter vorbei am Svartifoss zum Aussichtspunkt Sjonarsker ( $64,02777^\circ$  N;  $16,98226^\circ$  W). Auch hier findet sich wiederum ein ähnlicher Rundblick wie am vorigen Standpunkt. Mit Blick auf die Stirn des Skeiðarárjökull lässt sich ein Teil der Entwässerung des Gletschers entlang einer (eisrandparallelen) peripheren Umfließungsrinne nachvollziehen. Entlang des Pfades Richtung Nordwesten bieten sich bei Fremrihnaukur und Nyrðrihnaukur zahlreiche Möglichkeiten für Haltepunkte (z.B.  $64,06703^\circ$  N;  $16,94764^\circ$  W) mit Blick auf Morsárdalur und den zugehörigen Talsander (vgl. vorige Abschnitte). Nordwestlich schliessen sich die Endmoränen des Morsárjökull mit dahinter liegendem Eisstausee an. Der Talgletscher selbst ist von seinem Hauptnährgebiet, dem Vatnajökull, an einer steilen Gefällestufe abgeschnitten, so dass die Nahrung der Zunge über herabstürzendes Eis (häufig zu beobachtende Events) erfolgen muss. Die Verbindung von Zunge und Plateaugletscher bestand noch bis in historische Zeit, wobei die heute zu beobachtende Unterbrechung im Zusammenhang mit dem Rückschmelzen des Gletschers zu sehen ist. Am Top der Stufe findet sich im medialen Bereich ein eisumflossener rezenter Nunatakr, dessen Verwitterungsschutt am Hangfuß zur Ausbildung von bemerkenswerten Mittel- und Obermoränen führt. In den örtlich zu erkennenden Kerben zwischen Eis und Talflanke ist die Bildung von Kames denkbar.

Der Pfad beschreibt in seinem weiteren Verlauf einen Bogen Richtung Süden, wo an einem Abzweig die Möglichkeit zum Aufstieg zum Gipfel Kristínartindar (1126 m ü. d. M.) besteht. Folgt man diesem jedoch nicht verläuft der Pfad vorbei an Solifluktionshängen ( $64,05532^\circ$  N;  $16,94092^\circ$  W) um den Gipfel herum zum Skaftafellsjökull. Auch hier ( $64,05775^\circ$  N;  $16,92052^\circ$  W) und in weiterer Verfolgung des durch Holzpfähle markierten Wanderweges in südlicher Richtung finden sich zahlreiche Exkursionspunkte mit Möglichkeiten des Studiums der Seiten-, Mittel- und Stirnmoänen im Bereich des Gletschers. Bei den Koordinaten  $64,03056^\circ$  N;  $16,93755^\circ$  W finden sich Gletscherschrammen, die im Nationalpark durch die Schuttbedeckung allgemein nicht leicht zu finden sind, auf einem von Moränenmaterial umgebenen Gesteinsblock. Von genanntem Ort bietet sich des weiteren ein hervorragender Blick auf den Eisrand und die von Söllen überzogene Sanderfläche des Skaftafellsjökull mit

---

<sup>3</sup> GPS-Koordinaten: Positionsformat Dezimalgrad, Kartendatum WGS84. Auf den großmaßstäblichen isländischen Karten werden mitunter recht verschiedene Koordinatensysteme verwendet. Der GPS-Empfänger ist dann entsprechend auf das benötigte System umzustellen.



Eisstauseen, randparalleler Entwässerung sowie der Mündung der Schmelzwässer in die Skeiðará ([Abb. 2.5.3-4](#)).

Nach weniger als einem Kilometer tritt der Weg nun wieder in das Wäldchen am Südhang des Nationalparks ein und endet bald wo er begann, am Campingplatz Skaftafell. Der insgesamt zu bewältigende Höhenunterschied liegt bei ca. 600 Metern, beim Aufsteig zum Kristinártindar sogar bei 1 000 Metern.

### III.3 Weitere Formen am Südrand des Vatnajökull

Die Ringstraße 1 erschließt durch ihren Verlauf die zahlreichen Gletscherzungen am Südrand des Vatnajökull. Ausgehend vom Skeiðarárjökull folgen die kleineren Zungen wie Skaftafellsjökull, Svínafellsjökull, Virkisjökull, Kviarjökull, um nur einige zu nennen, aber auch der in seinen Ausmaßen dem Skeiðarárjökull ebenbürtige Breiðamerkurjökull mit dem Zungensee Jökulsárlón.

An der Front der aus Virkisjökull und Falljökull gebildeten Gletscherzunge sind die unmittelbaren Stirnbereiche zugänglich. Eine von der Ringstraße abzweigende Schotterpiste führt zu einer Parkmöglichkeit (63,96026° N; 16,81965° W), von wo aus der Eisrand zu Fuß erschlossen werden kann. Hinter den pfadlos zu erklimmenden Endmoränenzügen eröffnet sich der Blick auf die schuttbedeckte Gletscherstirn mit der Mündung eines subglazialen Schmelzwassertunnels. Gletschertor bzw. Schmelzwassertunnel zeigen eine starke, gletscherwärts gerichtete Neigung der Tunneldecke, die bereits nach wenigen Metern

auf Höhe des Wasserspiegel liegt. Für das beginnende Flußbett ist eine charakteristische Anreicherung von grobklastischem, gerundeten Material an der Oberfläche trockener Bereiche zu beobachten ([Abb. 2.5.3-6](#)). Wenige hundert Meter südlich des Eisrands findet sich im Flußbett ein Geschiebe, welches besondere Erwähnung verdient. Die Schrammen auf der Oberfläche des kantengerundeten Basaltblocks ([Abb. 2.5.3-7](#)) verlaufen

teils parallel, teils in verschiedenen Winkeln zueinander und zeugen somit von der Dynamik des Transportmediums Eis und damit auch des darin mitgeführten Materials.

Die verschieden ausgerichteten

Kritzungen sind dabei Resultat der gegenseitigen Schleifwirkungen zweier oder mehrerer Geschiebe im Eis zu sehen. Gletscherschliff ist folglich ein Phänomen, welches eben nicht ausschließlich auf der



**Abb. 2.5.3-6:** Gletschertor an der Stirn des Virkisjökull. Nach Auswaschung feineren Korngrößen verbleiben im Bett des Schmelzwasserflusses größere, mitunter recht gut gerundete Geschiebe, welche bei Maximalabflüssen als rollende Bodenfracht flussabwärts transportiert werden. Die Schutthänge (z.B. am linken Bildrand) zeigen unter ihrer mehrere Zentimeter mächtigen isolierenden Sedimentbedeckung noch einen intakten Eiskern (vgl. Moränenmaterial auf dem eigentlichen Gletscher im Hintergrund). Standort: bei 63,96026° N, 16,81965° W; Blick: NNE

*Foto: Ch. Reinhardt*



subglazialen Oberfläche, sondern insbesondere auch auf der Oberfläche von Geschieben beobachtet werden kann.

Am Kviarjökull (63,93794° N; 16,43278° W – Haltepunkt an der Ringstraße 1) werden die Sanderablagerungen älterer Eisrandlagen als Folge des Gletscherrückschmelzens von jüngeren Schmelzwässern zerschnitten. In dem sich trompetenförmig erweiternden Tal gelangen entsprechend jüngere Sedimente zur Ablagerung. Die Beschreibung mit dem durch TROLL geprägten Begriff Trompetentälchen bietet sich an.



#### 4. Schlussbemerkung

Ähnliche Formen wie die hier vorgestellten lassen sich im Bereich

aller isländischen Gletscher in verschiedensten Kombinationen finden. Aufgrund ihres geringen Alters bzw. rezenter Formungsprozesse befinden sie sich oftmals in geradezu lehrbuchhaften Zustand (Skeiðarársandur !) und lassen sich somit leicht studieren. Erreichbarkeit und Zugänglichkeit sind mangels Straßen und Wegen und als Resultat der rauhen isländischen Natur jedoch häufig Grenzen gesetzt. Bei der Fülle der Formen und Prozesse ist viel Zeit zu deren Studium notwendig, Zeit, die bei kurzen Aufenthalten nicht immer zur Verfügung steht.

#### Literatur

- AHNERT, F. 1996: Einführung in die Geomorphologie. –2., verbess. Aufl.: 1-440. Stuttgart: Eugen Ulmer.
- BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. 1998: Glaciers & Glaciation. –1-734. London: Arnold Publ.
- CATT, J. A. 1992: Angewandte Quartärgeologie. –1-358. Stuttgart: Enke.
- EINARSSON, Þ 1994: Geologie von Island – Gesteine und Landschaften. –1-304. Reykjavík: Mál og menning.
- FÜCHTBAUER, H. [Hrsg.] 1988: Sedimente und Sedimentgesteine. –4., gänzl. neu bearb. Aufl.: 1-1141. Stuttgart: Schweizerbart.
- GEIRSDÓTTIR, A.; HARDARDÓTTIR, J.; SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A. E. 2000: Glacial extent and catastrophic meltwater events during the deglaciation of Southern Iceland. –Quat. Sc. Rev. **19**: 1749-1761.

**Abb. 2.5.3-7:** Kantengerundetes Großeschiebe mit verschiedenen Arten von Gletscherschrammen im Bett des Virkisjökull – Schmelzwasserflusses. Für eine Klassifikation derartiger Strömungen vgl. BENN & EVANS (1998: 312ff). Standort: bei 63,96026° N, 16,81965° W.

Foto: Ch. Reinhardt





- GRÜNEWALD, U. & SÜNDERMANN, J. 2001: Überschwemmungen. In: PLATE, E. J. & MERZ, B. [Hrsg.]: Naturkatastrophen – Ursachen, Auswirkungen, Vorsorge: 159-189. Stuttgart: Schweizerbart.
- GUDMUNDSSON, M. T.; SIGMUNDSSON, F. & BJÖRNSSON, H. 1997: Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland. –Nature **398** (10/1997): 954-657.
- HALLET, B.; HUNTER, L.; BOGEN, J. 1996: Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. –Glob. a. Plan. Ch. **12** (1996): 213-135.
- KRISTMANNSDÓTTIR, H., BJÖRNSSON, A.; PÁLSSON, S.; SVEINBJORNSDÓTTIR, Á. 1999: The impact of the 1996 subglacial volcanic eruption in Vatnajökull on the river Jökulsá á Fjöllum, North Iceland. – Journ. of Volcanol. a. Geoth. Res. **92**: 359–372.
- KUGLER, H. & SCHAUB, D. 1997: Allgemeine Geomorphologie. In: HENDL, M. & LIEDTKE, H. [Hrsg.]: Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie. –3., überarb. u. erw. Aufl.: 141-229. Gotha: Klett-Perthes.
- LANG, O.; IGEL, H.; RABUS, B.; DECH, S.; BAMLER, R. 2001: Einsatz interferometrischer Radarfernerkundung zur Erfassung von Naturkatastrophen. –Peterm. Geogr. Mitt. **145** (6/01): 28-35. Gotha: Klett-Perthes.
- MAIZELS, J. 1997: Jökulhlaup deposits in proglacial areas. –Quat. Sc. Rev. **16**: 793-819.
- MIALL, A. D. 1996: The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. –1-582. Berlin, Heidelberg: Springer.
- RUSSEL, A. J.; KNIGHT, P. J.; VAN DIJK, T. A. G. P. 2001: Glacier surging as a control on the development of proglacial, fluvial landforms and deposits, Skeiðarársandur, Iceland. –Glob. a. Plan. Ch. **28**: 163-174.
- SCHULZ, G. (1995): Lexikon zur Bestimmung der Geländeformen in Karten. –Berl. Geogr. St. **28**. 3., überarb. u. erg. Aufl.: 1-359. Berlin: TUB.
- STACKEBRANDT, W.; THIEDIG, F.; THIEKE, H. U.; HERMSDORF, N. 1997: Glazialdynamik und Moränengenesse – aktuogeologische Beobachtungen in Spitzbergen (Svalbard) –Brand. Geow. Beitr. **4** (1/1997): 31-48. Kleinmachnow: LGRB.

### Reiseführer

- CORNWALLIS, G. & SWANEY, D. 1997: Iceland, Greenland and the Faroe Islands. –Lonely Planet Travel Guides. 3<sup>rd</sup> ed. Hawthorn: Lonely Planet Publications.
- WIKTORIN, K. 1989: Island erfahren. –1. Aufl.: 1-272. Eichstädt: Lundipress.

### Kartenmaterial

- JÓHANNESSON, H. & SÆMUNDSSON 1998: Geological Map of Iceland 1.500 000. Bedrock Geology. –2<sup>nd</sup> ed. Reykjavik: Iceland Institute of Natural History.
- JÓHANNESSON, H. & SÆMUNDSSON 1998: Geological Map of Iceland 1.500 000. Tectonics. –1<sup>st</sup> ed. Reykjavik: Iceland Institute of Natural History.
- LANDMÆLINGAR ÍSLANDS (NATIONAL LAND SURVEY OF ICELAND) 2000: Skaftafell 1:25000, 1:100 000. 4<sup>th</sup> ed.



HANSEN, H. H. [Bearb.] 2001: Island 1:300 000 (Fjórðungskort 1:300 000): Blatt Nordost (Norðausturland), Nordwest (Norðvesturland), Südost (Suðausturland) u. Südwest (Suðvesturland).  
-3. Auflage, Reykjavík: Mál og menning.