

# Landschafts- und Klimageschichte Nordislands im Postglazial

JOHANN STÖTTER und MARIA WASTL, Innsbruck\*)

Mit 12 Abb. und 2 Tab. im Text

| Inhalt   | Seite |
|--|-------|
| 1 Island im nordatlantischen Raum                        | 49    |
| 2 Kalibrierung der Klima-Proxydaten-Beziehung            | 53    |
| 3 Paläoklimatische Proxydaten im Rekonstruktionszeitraum | 55    |
| 3.1 Gletschergeschichte                                  | 55    |
| 3.2 Vegetationsgeschichte                                | 55    |
| 3.3 Zeitkontrolle  | 61    |
| 3.3.1 Radiokarbondatierungen                             | 61    |
| 3.3.2 Tephrochronologie                                  | 61    |
| 4 Klimatische Bedingungen im Rekonstruktionszeitraum     | 63    |
| 5 Dank   | 63    |
| 6 Literatur  | 65    |

**Zusammenfassung:** Der Zeitraum seit dem Beginn instrumenteller meteorologischer Messungen in Island Mitte des 19. Jahrhunderts zeigt klimatische Extreme, die dem holozänen Pessimum bzw. Optimum entsprechen oder zumindest nahekommen. Der Höhepunkt des *Little Ice Age* im 19. Jahrhundert repräsentiert ein thermisches Minimum, während die 1930er Jahre annähernd das Temperaturniveau der optimalen thermischen Bedingungen erreichen, die sich aufgrund der heutigen Befunde für das Holozän rekonstruieren lassen. Die Kalibrierung der Meereis-Klima-Gletscher-Beziehung in Nordisland seit Mitte des 19. Jahrhunderts ermöglicht die quantitative Rekonstruktion von Klimaparametern für frühere Abschnitte des Holozäns.

Radiometrisch und tephrochronologisch datierte Gletscherhochstände markieren klimatische Pessima seit dem Ende des Präboreals, die vergleichbar mit den kältesten Abschnitten der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts waren. Eine Reihe dieser Gletscherhochstandphasen lassen sich mit Depressionen der oberen Verbreitungsgrenze von Baum- und Strauchbirken in Nordisland parallelisieren. Gegenüber den wärmsten Abschnitten des Holozäns ergibt sich ein Schwankungsbereich der Temperatur von ca. 3 K, der mit einer Verdoppelung des Niederschlags zwischen den thermischen Minima und Maxima einherging.

## 1 Island im nordatlantischen Raum

Der nördliche Nordatlantik ist das wichtigste Steuerzentrum für das klimatische Geschehen in Europa. Sowohl Untersuchungen aktueller meteorologischer Zusammenhänge (z.B. VAN LOON, ROGERS 1978, D'ARRIGO et al. 1993, HURRELL 1995) als auch paläoklimatische Rekonstruktionen auf der Grundlage von Tiefseebohr-

---

\*) O. Univ.-Prof. Dr. JOHANN STÖTTER und Mag. MARIA WASTL, beide: Institut für Geographie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

kernen aus diesem Raum (z.B. RUDDIMAN, McINTYRE 1981, SARNTHEIN, ALTENBACH 1995) belegen den Zusammenhang zwischen Veränderungen der nordatlantischen atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation und den Witterungs- und Klimaverhältnissen in Europa. Island bildet mit einer Fläche von ca. 103000 km<sup>2</sup> knapp südlich des Polarkreises die größte Landmasse im zentralen Nordatlantik und liegt zudem nur knapp 300 km vom grönländischen Inlandeis entfernt. Die auf diesem Klimaarchiv basierenden Isotopen- bzw. Temperaturzeitreihen der grönländischen Eisbohrkerne gelten als ein paläoklimatischer Standard für die nördliche Hemisphäre (vgl. z.B. DAANSKARD et al. 1993, MEESE et al. 1994, STUVER et al. 1995).

Untersuchungen zur holozänen Landschafts- und Klimageschichte in Island dienen vor diesem Hintergrund als terrestrische Referenz sowohl zu den Befunden der marinen Paläoklimatologie im nördlichen Nordatlantik wie zu den paläoklimatischen Erkenntnissen aus den grönländischen Eisbohrkernen. Während sich die Klimarekonstruktionen auf der Grundlage von Tiefsee- und Eisbohrkernen auf die Erstellung möglichst langer bzw. möglichst hochauflösender Temperaturzeitreihen konzentrieren aber z.B. keine Aussagen über die Niederschlagsentwicklung im nordatlantischen Raum zulassen, liefert Island als terrestrisches Ökosystem für unterschiedliche Klimaparameter sensitive Landschaftselemente als Quellen voneinander unabhängiger Proxydaten. Klimatische Zustände der Vergangenheit können so umfassender und mit größerer Verlässlichkeit rekonstruiert werden. Zudem lassen sich durch die vergleichende Betrachtung mehrerer Indikatoren die komplexen Reaktionen des Landschaftssystems auf Klimaänderungen verfolgen, was einen wesentlichen Beitrag zur Klimafolgenforschung darstellt.

Paläoklimatische Rekonstruktionen auf der Basis landschaftsgeschichtlicher Untersuchungen erfordern das Vorhandensein klimasensitiver ökologischer Indikatoren. Aufgrund der subarktischen Lage Islands befinden sich wichtige parametrisierbare ökologische Grenzen wie die Schneegrenze, Vegetationsgrenzen oder auch die Grenze des vom Menschen agrarisch nutz- und besiedelbaren Raums in geringer Meereshöhe. In den ökologischen Grenzbereichen der entsprechenden Landschaftselemente bewirken Klimaschwankungen deutliche Veränderungen, die aussagefähige Proxydaten für paläoklimatische Rekonstruktionen liefern.

Die Reaktionszeit der ökologischen Indikatoren auf Änderungen der klimatischen Parameter bestimmt dabei die maximale zeitliche Auflösung der darauf aufbauenden klimageschichtlichen Rekonstruktionen. Die ca. 250 kleinen Kar- und Talgletscher (heutige Größe von < 1 km<sup>2</sup> bis einigen km<sup>2</sup>) der auf den Halbinseln Tröllaskagi und Flateyjarskagi gelegenen Gebirge Nordislands (Abb. 1-3) reagieren innerhalb weniger Jahre auf Änderungen der Temperatur- und Niederschlagsbedingungen (vgl. HÄBERLE 1991, STÖTTER 1991, CASELDINE, STÖTTER 1993, STÖTTER et al. 1999) und liefern daher hochauflösende klimatische Proxydaten. Die massiven anthropogenen Eingriffe, denen das isländische Landschaftssystem seit der Besiedlung der Insel unterlag, verhindern weitgehend vergleichbare aktuelle Beobachtungen zur Reaktion der Vegetation auf Klimavariationen (vgl. Kap. 2). Untersuchungen in den Alpen zeigen jedoch, daß die Höhe der Baumgrenze Änderungen der klimatischen Bedingungen mit wenigen Jahren bis maximal einem Jahrzehnt Verzögerung folgt (BORTENSCHLAGER 1977, G. PATZELT 1993 pers. Mitt.). Paläoklimatische Rekonstruktionen aufgrund gletscher- und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen in Nordisland liefern somit hochauflösende terrestrische Referenzdaten für den nordatlantischen Raum.

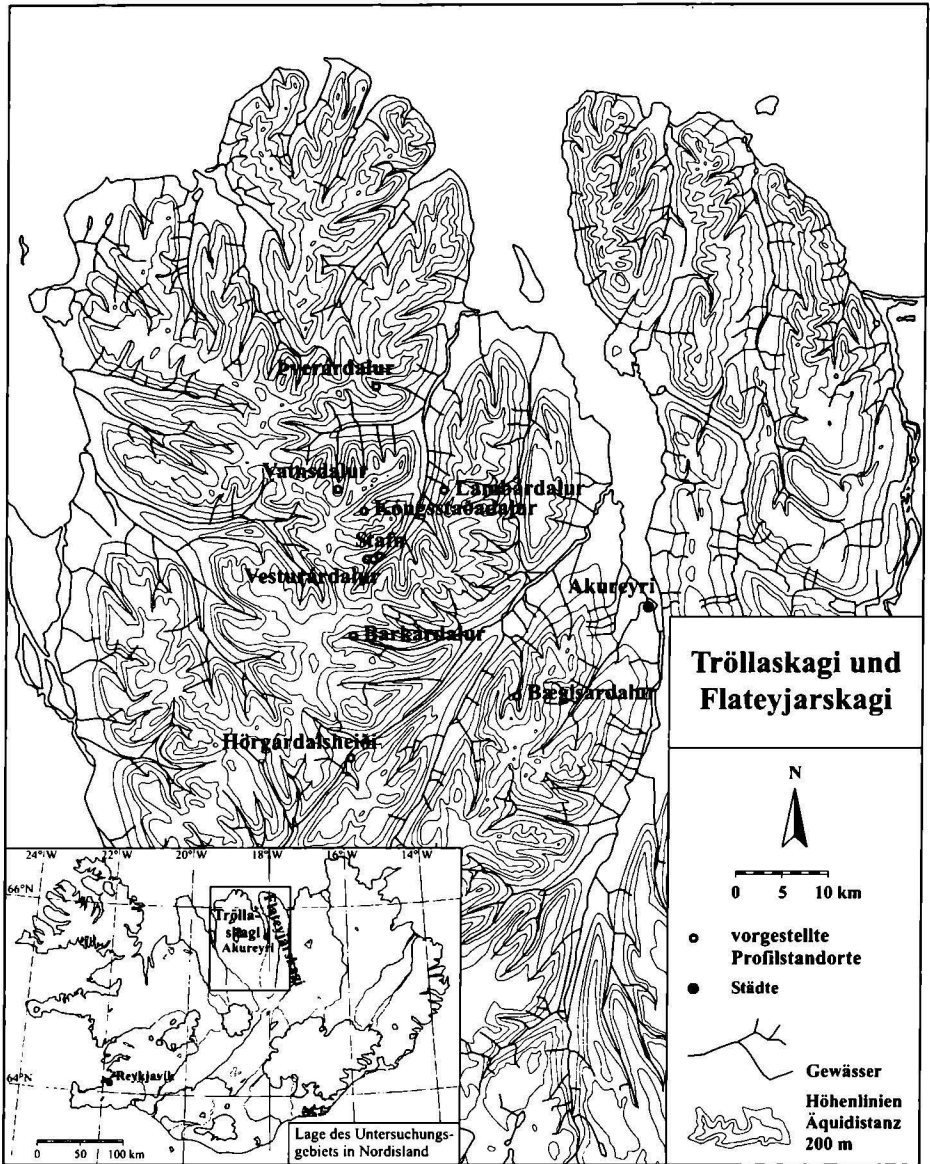


Abb. 1: Tröllaskagi und Flateyjarskagi in Nordisland

Von großer Bedeutung für paläoökologische und paläoklimatische Rekonstruktionen in Island ist die eindeutige zeitliche Abgrenzbarkeit von rein naturräumlicher und anthropogen beeinflusster Landschaftsdynamik. Erst seit der gut dokumentierten Besiedlung durch Wikinger im 9. Jahrhundert wurde das Ökosystem Island durch menschliche Aktivitäten umgestaltet. In dem vorausgehenden mindestens 9000 Jahre umfassenden Zeitraum seit dem Abschmelzen der Inlandeismassen hatten alle Veränderungen im isländischen Landschaftssy-

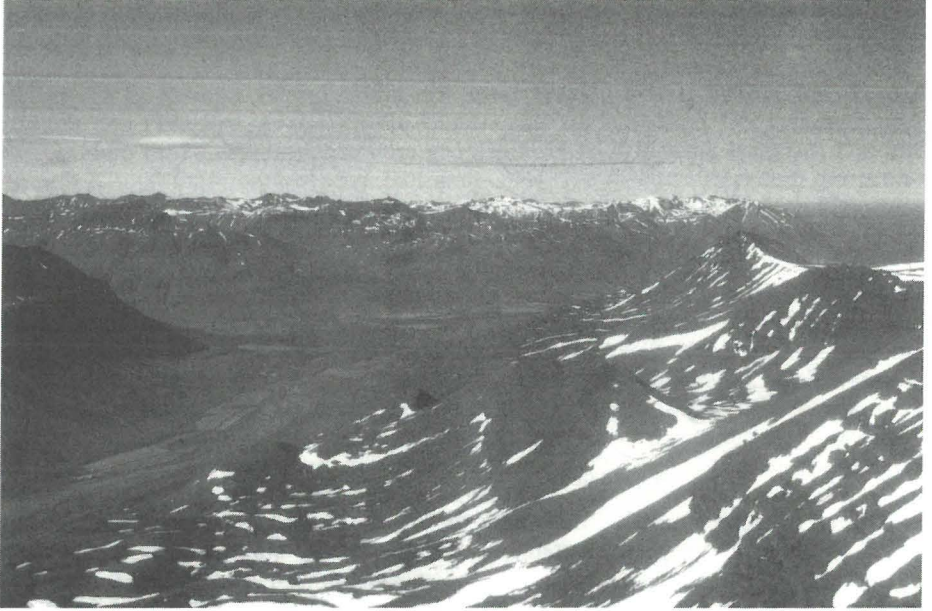


Abb. 2: Skíðdalur/Svarfaðardalur im Westen der Tröllaskagi Halbinsel.  
Von Trogtälern durchschnitene Basaltplateaus kennzeichnen die nordisländischen Gebirge

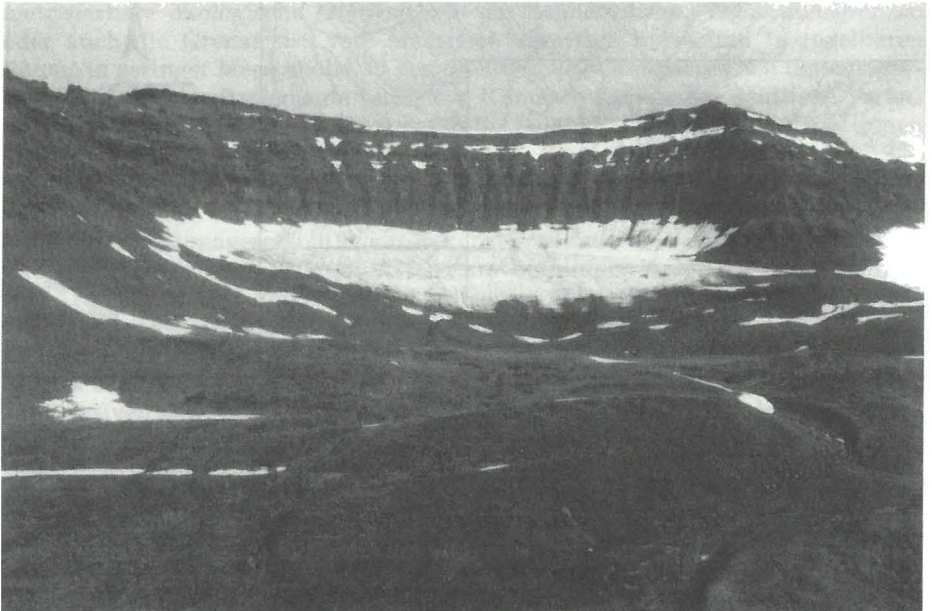


Abb. 3: Kargletscher im Vatnsdalur auf Tröllaskagi

stem rein naturräumliche Ursachen und waren damit entweder klimatisch bedingt oder die Folge vulkanischer Ereignisse. Vor diesem Hintergrund sind tephrochronologische Untersuchungen, neben ihrer Bedeutung für die Datierung holozäner paläoökologischer und paläoklimatischer Veränderungen in Nordisland, auch von unmittelbarer Bedeutung für die Rekonstruktion der Landschafts- und Klimageschichte in diesem Raum (STÖTTER et al. 1999).

## 2 Kalibrierung der Klima-Proxydaten-Beziehung

Der Kalibrierungszeitraum umfaßt die Zeit seit dem Beginn instrumenteller meteorologischer Messungen in Island Mitte des 19. Jahrhunderts. Wie in anderen Gebieten der nördlichen Hemisphäre zeigt dieser Zeitabschnitt in Island klimatische Extrema, die dem holozänen Pessimum bzw. Optimum entsprechen oder zumindest nahekommen. Der Höhepunkt des *Little Ice Age* im 19. Jahrhundert markiert ein thermisches Minimum, während die Temperaturverhältnisse in den wärmsten Abschnitten des 20. Jahrhunderts annähernd den optimalen thermischen Bedingungen entsprechen, die sich aufgrund der heutigen Befunde für das Holozän annehmen lassen (STÖTTER et al. 1999). Die meteorologischen Daten beinhalten auch Angaben zur Treibeisausdehnung im Seegebiet nördlich von Island und erlauben so die Kalibrierung der Beziehung zwischen der Treibeisverbreitung vor der isländischen Küste, den klimatischen Bedingungen in Nordisland und der Reaktion des Landschaftssystems anhand klimasensitiver ökologischer Indikatoren für den Zeitraum seit Mitte des 19. Jahrhunderts.

Das Verhalten von Gletschern (Vorstoß, Stillstand oder Rückschmelzen) wird über das Verhältnis von Akkumulation und Ablation ihres Massenhaushalts von klimatischen Parametern (Niederschlag und Temperatur) gesteuert (vgl. MEIER 1965). Basierend auf dem Vergleich der Temperatur- und Niederschlagsreihen seit Mitte des 19. Jahrhunderts mit den rekonstruierten Höhen der Gleichgewichtslinie für lichenometrisch datierte Gletscherstände in diesem Zeitraum wurde ein Modell zur Klima-Gletscher-Beziehung in Nordisland entwickelt (CASELDINE, STÖTTER 1993, STÖTTER et al. 1999). STÖTTER et al. (1999) zeigen ferner, daß die gletscherrelevanten Klimaparameter eine starke Abhängigkeit von der Treibeisverbreitung um Island aufweisen. Diese Kalibrierung der Meereis-Klima-Gletscher-Beziehung in Nordisland (Tab. 1) erlaubt auf der Grundlage gletscherge-schichtlicher Befunde die quantitative Rekonstruktion von Temperatur- und Niederschlagsbedingungen im Zeitraum vor Beginn meteorologischer Messungen (= Rekonstruktionszeitraum).

Für paläoklimatische Rekonstruktionen aufgrund vegetationsgeschichtlicher Proxydaten in Nordisland gilt die obere Verbreitungsgrenze von Baum- bzw. Strauchbirken (*Betula pubescens*) als Funktion der Sommertemperatur (GLAWION 1985). Eine absolute Eichung der Beziehung zwischen Temperatur und Ober-

Tab. 1: Modell der Beziehung Meereis – Klima (Temperatur – Niederschlag) – Gletscher in Nordisland

| Meereis | Temperatur | Niederschlag |   | Gletscher                    |            |
|---------|------------|--------------|---|------------------------------|------------|
|         |            |              |   | Höhe der Gleichgewichtslinie | Ausdehnung |
| +       | -          | -            | ⇒ | -                            | +          |
| -       | +          | +            | ⇒ | +                            | -          |

## Gegenwärtiger Kenntnisstand zur holozänen Gletschergeschichte in Nordisland (HÄBERLE 1991, STÖTTER 1991, WASTL in Vorb.)

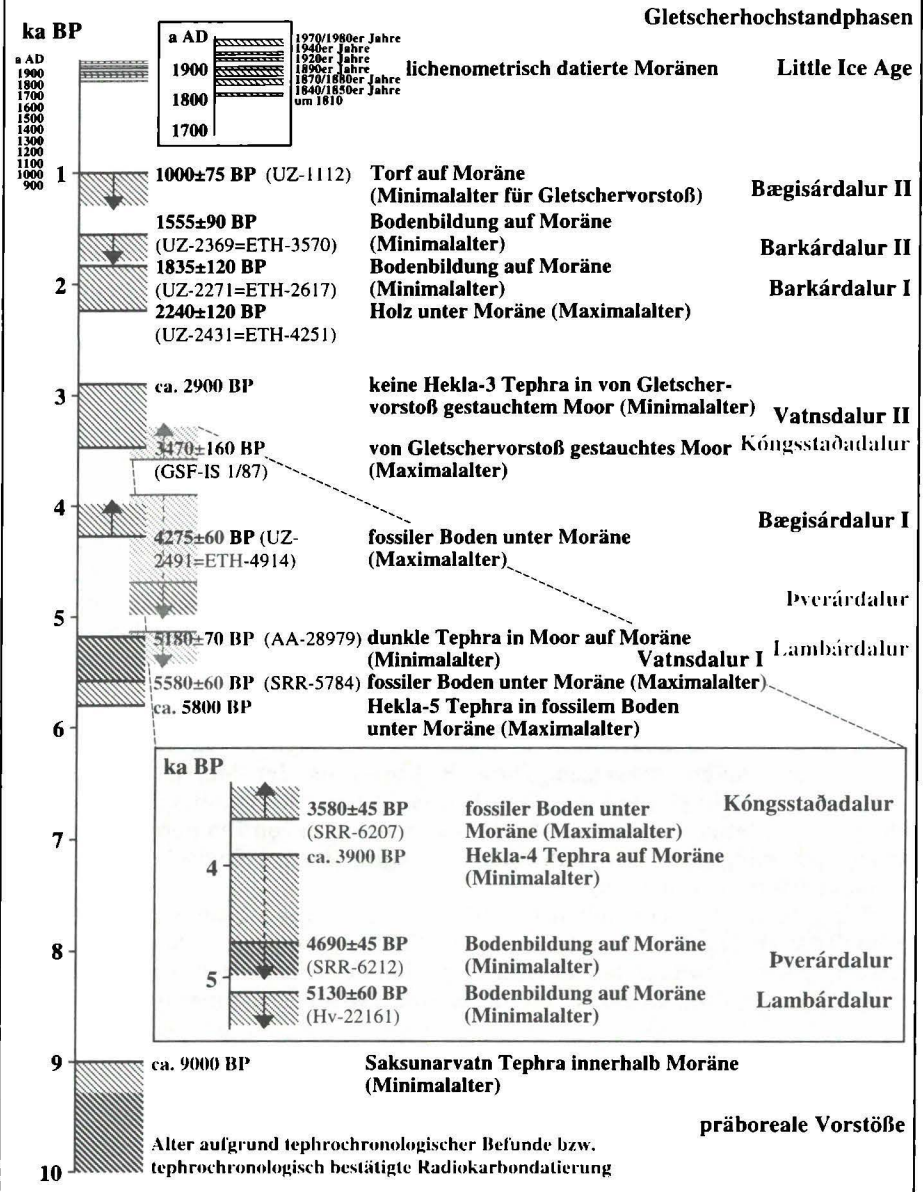


Abb. 4: Gegenwärtiger Kenntnisstand zur holozänen Gletschergeschichte in Nordisland (HÄBERLE 1991, STÖTTER 1991, WASTL in Vorb.)

grenze von *Betula pubescens* im Zeitraum meteorologischer Messungen ist nicht möglich, da seit der Landnahme die klimatisch bedingte Verbreitung der Arten auf Island durch massive anthropogene Eingriffe überprägt wurde. Die Schwankungen der oberen Verbreitungsgrenze von Baum- und Strauchbirken in der Zeit vor ca. 900 AD lassen jedoch relative Aussagen über Veränderungen der Temperatur- und Meereisverhältnisse zu (Tab. 2) (STÖTTER et al. 1999).

Tab. 2: Modell der Beziehung Meereis – Klima (Temperatur) – Obergrenze *Betula pubescens* in Nordisland.

| Meereis | Temperatur |   | Obergrenze<br><i>Betula pubescens</i> |
|---------|------------|---|---------------------------------------|
| +       | -          | ⇒ | -                                     |
| -       | +          | ⇒ | +                                     |

### 3 Paläoklimatische Proxydaten im Rekonstruktionszeitraum

#### 3.1 Gletschergeschichte

Der gegenwärtige Kenntnisstand zur holozänen Gletschergeschichte in Nordisland ist in Abb. 4 zusammengefaßt (Lage der Gletscher siehe Abb. 1).

Aufgrund tephrochronologischer Befunde aus dem Lambárdalur und Þverárdalur (vgl. Abb. 1) konnte nachgewiesen werden, daß die Gletscher in Nordisland seit mindestens 9000 Radiokarbonjahren ihre Maximalausdehnung während des *Little Ice Age* nur geringfügig überschritten haben (STÖTTER et al. 1999, WASTL in Vorb.). Diese Situation ist für die Qualität paläoklimatischer Rekonstruktionen auf Grundlage der holozänen Gletschergeschichte von entscheidender Bedeutung. Die für die zweite Hälfte des 19. Jahrhunderts abgeleiteten Beziehungen zwischen maximalen Gletscherausdehnungen und Klimaparametern beschreiben folglich klimatische Pessimumbedingungen seit dem Ende des Präboreals.

Abb. 5–7 zeigen die gletschergeschichtlichen Befunde im Þverárdalur. Ein Moränenwall maximal ca. 50 m außerhalb des neuzeitlichen Gletschervorfelds dokumentiert einen Vorstoß des Gletschers, der dessen größte Ausdehnung während des *Little Ice Age* geringfügig übertraf. Der Nachweis der auf ca. 9000 BP datierten Saksunarvatn Tephra (=Tephra isländischer Herkunft, die erstmals von MANGERUD et al. (1986) im Saksunarvatn auf den Färöer Inseln geochemisch identifiziert und datiert wurde) unmittelbar außerhalb des Moränenwalls zeigt, daß dieser die Maximalausdehnung des Gletschers seit dem Ende des Präboreals markiert. In Profilen innerhalb der Moräne konnte eine helle Tephralage nahe der Basis als Hekla-4 (=Tephralage des Vulkans Hekla in Südisland) identifiziert werden. Die Ablagerung des Walls muß daher vor ca. 3900 BP erfolgt sein. Innerhalb des Moränenwalls ergeben Radiokarbondatierungen an der Basis der Grabungen ein Mindestalter von ca. 4700 BP für den entsprechenden Gletschervorstoß (vgl. Abb. 7).

#### 3.2 Vegetationsgeschichte

Makrorest- und Pollenuntersuchungen an einer Reihe von Profilen aus dem Vesturárdalur im zentralen Tröllaskagi (vgl. Abb. 1) zeigen, daß die obere Verbreitungsgrenze von Baum- bzw. Strauchbirken (*Betula pubescens*) während optimaler thermischer Bedingungen im Holozän zwischen 450 und 500 m ü.M. lag (WASTL et al. 1998, WASTL in Vorb.).



Abb. 5: Gletscher im Þverárdalur



Abb. 6: Moränenwälle im Þverárdalur.

Der Wall am rechten Bildrand markiert die Maximalausdehnung des Gletschers während des *Little Ice Age*. Davor ist ein älterer Moränenwall (Bildmitte) sowie links im Bild die Position der Grabung außerhalb dieser Moräne erkennbar



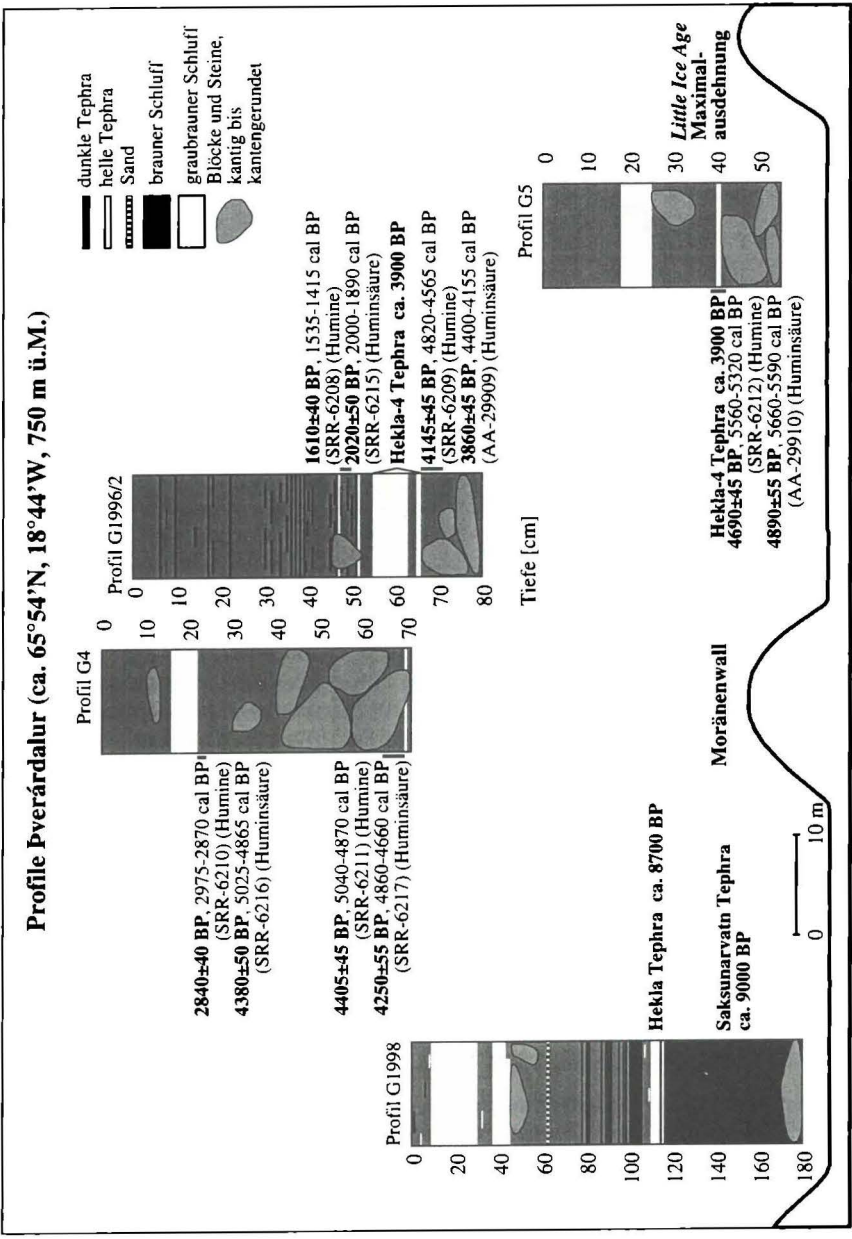


Abb. 7: Schematische Darstellung der Profile im Þverárdalur (WASTL in Vorb.)



Abb. 8: Moor in einem Toteiskessel ca. 450 m ü.M. im Vesturárdalur auf Tröllaskagi

Das Pollenprofil eines Bohrkerns aus einem in ca. 450 m ü.M. gelegenen Moor im Vesturárdalur (Abb. 8) (Kern Vesturárdalur 2, ca. 65°45'N, 18°43'W) umfaßt die Zeit seit ca. 9000 BP. Es stellt damit die erste durchgehende Untersuchung der Vegetationsentwicklung an der ökologischen Obergrenze von Baum- bzw. Strauchbirken in Nordisland dar, wo Veränderungen der thermischen Bedingungen unmittelbare Auswirkungen auf die vorherrschende Vegetation haben. Die Identifizierung einer Reihe von Tephralagen bekannten Alters in diesem Bohrkern liefert absolut datierte Chronohorizonte für die Vegetationsgeschichte und erlaubt einen direkten Vergleich der Befunde mit anderen paläoklimatischen Proxydatenzeitreihen (WASTL et al. 1998, WASTL in Vorb.).

Die Rekonstruktion der holozänen Schwankungen der Obergrenze von *Betula pubescens* an diesem Standort basiert sowohl auf den pollenanalytischen Auswertungen (Abb. 9) wie auf der Makrorestanalyse von Birkenresten im Bohrkern Vesturárdalur 2 sowie zwei Profilen aus ca. 400 m ü.M. (Profil Stafn, ca. 65°45'N, 18°42'W; Abb. 10) und ca. 500 m ü.M. (Profil Vesturárdalur, ca. 65°45'N, 18°44'W) (WASTL et al. 1998, WASTL in Vorb.).

Nach diesen Befunden lassen sich zwei Zeiträume mit einem markanten Absinken der Obergrenze von Baum- und Strauchbirken abgrenzen. Zwischen  $5045 \pm 45$  BP (SRR-6092) und  $4340 \pm 45$  BP (SRR-6091) fehlen im Profil Stafn Holzreste von *Betula pubescens* (Abb. 10). Dieser Zeitraum läßt sich tephrochronologisch mit dem Minimum von Baum- bzw. Strauchbirkenpollen sowie -makroresten zwischen ca. 340 cm und 280 cm im Bohrkern Vesturárdalur 2 parallelisieren (vgl. Abb. 9). Ein deutlicher Einbruch im Anteil der *Betula pubescens* Pollen im Kern Vesturárdalur 2 unterhalb der Hekla-3 Tephralage ist auf  $3310 \pm 70$  BP (Ua-13563) bzw.  $3220 \pm 45$  BP (AA-30897) datiert (Abb. 9). Im Profil Stafn setzen die

## Holozäne Schwankungen der oberen Verbreitungsgrenze von Baum- und Strauchbirken in Nordisland Vergleich mit Gletscherhochstandphasen

Bohrkern Vesturárdalur 2 (ca. 65°45'N, 18°43'W, 450 m ü.M.)

Pollen- und Makrorestanalyse

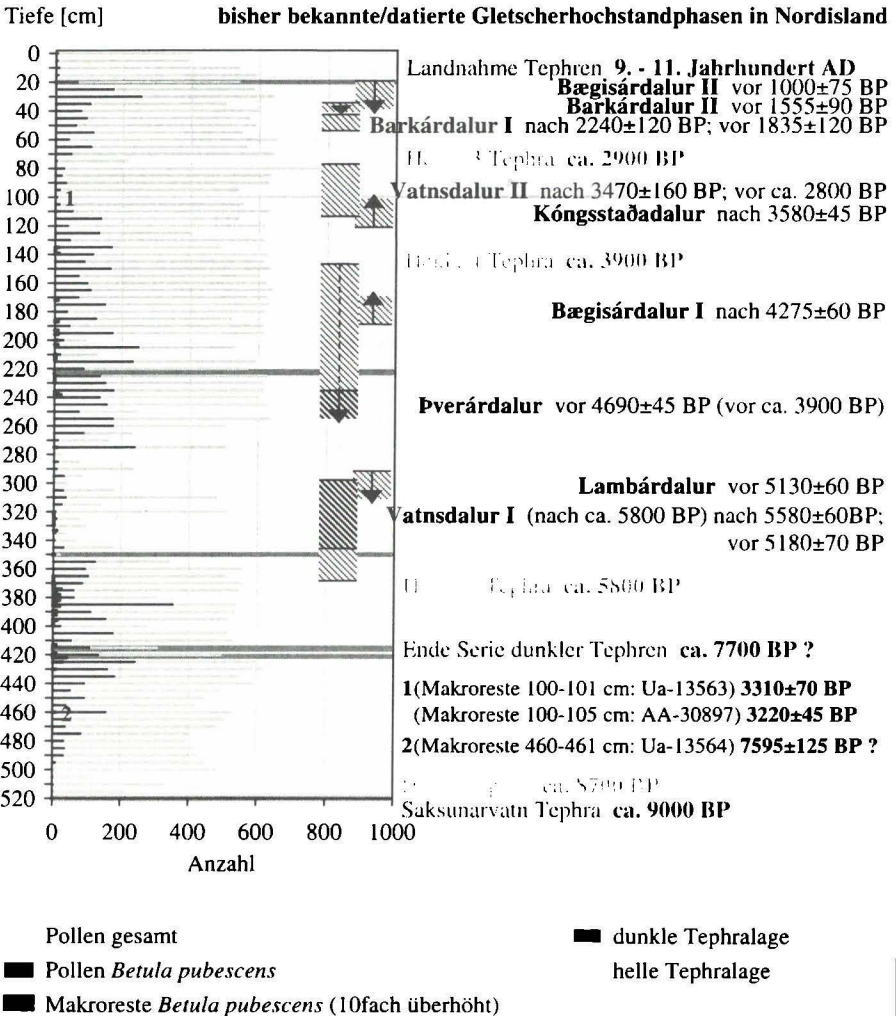


Abb. 9: Holozäne Schwankungen der oberen Verbreitungsgrenze von Baum- und Strauchbirken in Nordisland. Bohrern Vesturardalur 2, Pollen- und Makrorestanalyse. Vergleich mit Gletscherhochstandphasen

## Holozäne Schwankungen der oberen Verbreitungsgrenze von Baum- und Strauchbirken in Nordisland

Profil Stafn (ca. 65°45'N, 18°42'W, 400 m ü.M.)

Makrorestuntersuchungen

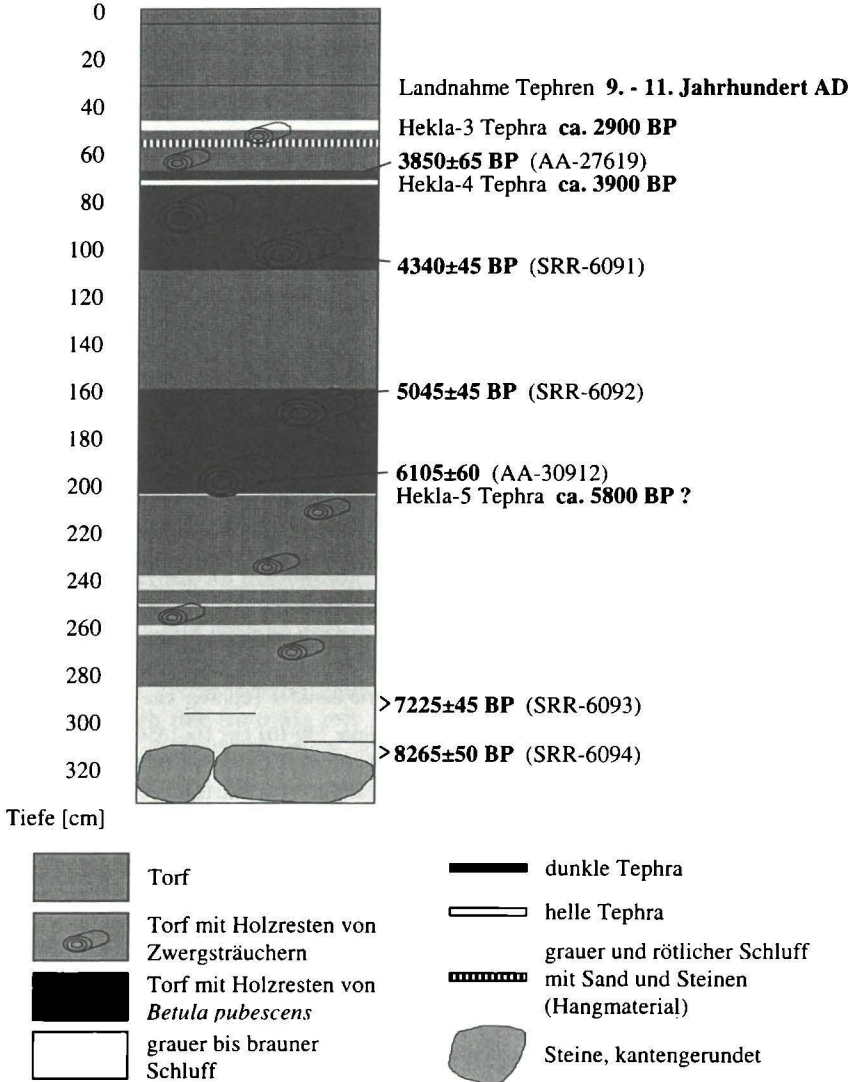


Abb. 10: Holozäne Schwankungen der oberen Verbreitungsgrenze von Baum- und Strauchbirken in Nordisland. Profil Stafn, Makrorestuntersuchungen

Holzreste von Baum- bzw. Strauchbirken nach  $3850 \pm 65$  BP (AA-27619) aus (Abb. 10). Eine Einschwemmung von Hangmaterial unterhalb der Hekla-3 Tephralage kann als Hinweis auf verstärkte Abtragsprozesse im Hangbereich oberhalb des Profils gewertet werden. Dies kann im Zusammenhang mit einer schüttereren Vegetationsbedeckung unter ungünstigeren klimatischen Bedingungen stehen (WASTL in Vorb.).

Der Vergleich der holozänen Schwankungen der oberen Verbreitungsgrenze von Baum- und Strauchbirken mit den bisher bekannten und datierten Gletscherhochstandphasen in Nordisland (Abb. 9) zeigt, daß sowohl die Vorstöße des Vatnsdalsjökull (Vatnsdalur I und II) als auch der Gletscher im Lambárdalur und Kónsstaðalur mit Minima von *Betula pubescens* im Profil Vesturárdalur 2 zusammenfallen, während die übrigen Gletscherhochstandphasen keinen solchen Zusammenhang erkennen lassen. Dabei ist jedoch zu beachten, daß die verfügbaren Datierungen häufig nur Maximal- oder Minimalalter für die betreffenden Vorstoßphasen angeben, so daß beispielsweise der Vorstoß des Gletschers im Þverárdalur durchaus zeitgleich mit den Gletscherhochständen Vatnsdalur I sowie im Lambárdalur gewesen sein kann (vgl. Abb. 4). Darüber hinaus zeigt die Temperaturentwicklung seit dem Beginn instrumenteller meteorologischer Messungen in Nordisland mit einem Minimum in den 1910er Jahren gefolgt von einem Maximum am Anfang der 1930er Jahre, daß die volle Spanne thermischer Extrema innerhalb weniger als 20 Jahren auftreten kann. Dies ist jenseits der zeitlichen Auflösung der gegenwärtig aus Nordisland zur Verfügung stehenden Radiokarbondatierungen, die in den günstigsten Fällen Standardabweichungen von um  $\pm 50$  Radiokarbonjahren aufweisen.

### 3.3 Zeitkontrolle

#### 3.3.1 Radiokarbondatierungen

Die zeitliche Einordnung der bisherigen Befunde zur holozänen Gletscher- und Vegetationsgeschichte in Nordisland beruht, ebenso wie die Erstellung einer hochauflösenden Tephrochronologie für diesen Zeitraum, in großem Umfang auf Radiokarbondatierungen. Abb. 11 vergleicht die kalibrierten Radiokarbonalter von 20 Proben unterschiedlichen organischen Materials (Holz, Torf, Gyttja; siehe Liste der Radiokarbondatierungen), das in Profilen aus Nordisland zur Datierung der Saksunarvatn Tephra entnommen wurde, mit bisher veröffentlichten Radiokarbondatierungen aus anderen Untersuchungen (BJÖRCK et al. 1992, INGÓLFSSON et al. 1995, BIRKS et al. 1996) sowie Eisbohrkern- (GRÖNVOLD et al. 1995) und Warvenaltern (J. MERKT 1995 pers. Mitt.) für diese Aschelage. Dabei können die Radiokarbondatierungen mehrere hundert bis tausend Jahre von den durch Zählung von Jahresschichten ermittelten Altern abweichen. Diese Befunde machen deutlich, daß landschafts- und klimageschichtliche Proxydaten, deren zeitliche Einordnung sich rein auf (einzelne) Radiokarbondatierungen stützt, mit großer Vorsicht interpretiert werden müssen, und unterstreichen die Bedeutung unabhängig datierter Chronohorizonte.

#### 3.3.2 Tephrochronologie

Als Ergebnis in den letzten Jahren durchgeführter Arbeiten zum Aufbau einer hochauflösenden holozänen Tephrochronologie in Nordisland können heute für den Zeitraum seit ca. 9700 BP etwa 70 Tephralagen unterschieden werden (vgl. Abb. 12; WASTL in Vorb.). Neben der geochemischen Charakterisierung liegen

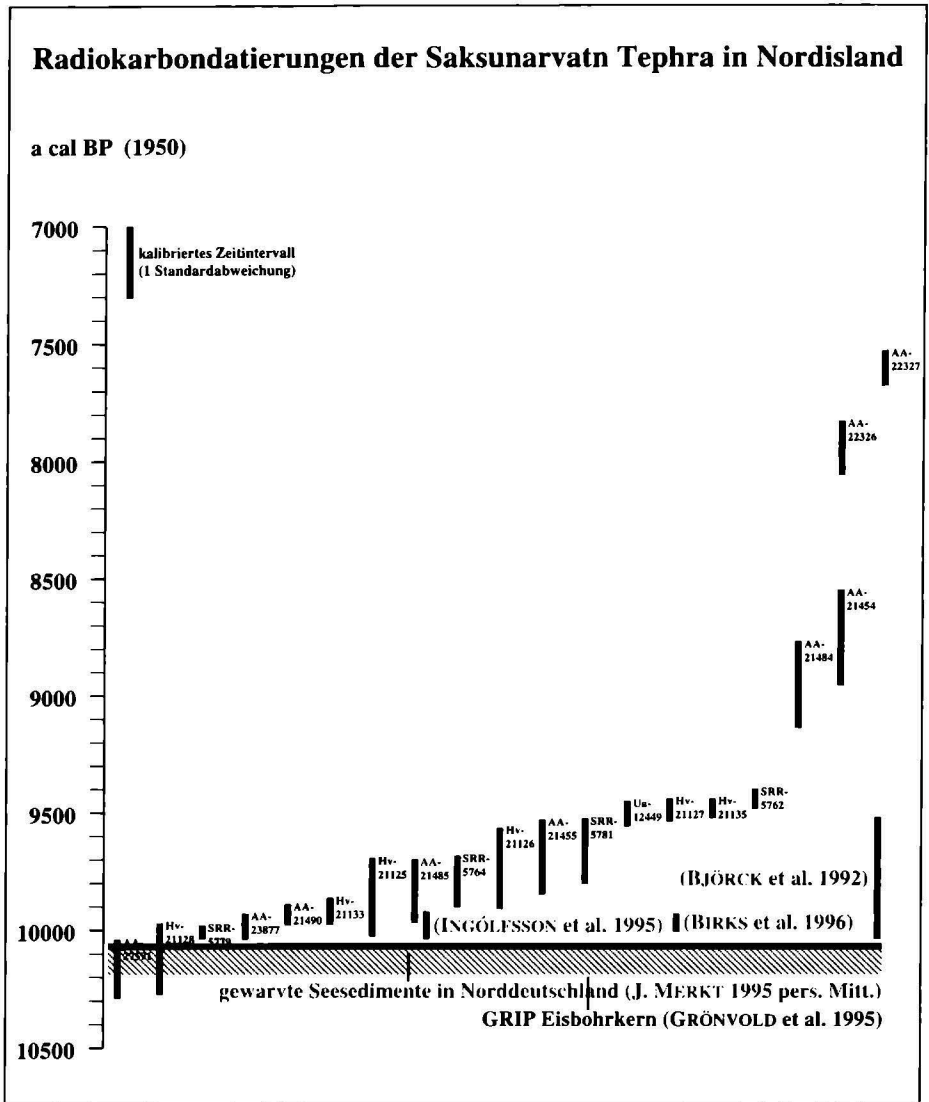


Abb. 11: Radiokarbondatierungen der Saksunarvatn Tephra in Nordisland (WASTL in Vorb.)

für den Großteil dieser Tephren Bestimmungen des Ablagerungsalters in Form von mehreren übereinstimmenden Radiokarbondatierungen an Referenzprofilen vor. Damit stehen tephrochronologische Zeitmarken für die Datierung paläoklimatischer Proxydaten bzw. zur Überprüfung und Ergänzung radiokarbondatierter Befunde zur Verfügung.

Infolge der Entfernung der Tröllaskagi und Flateyjarskagi Halbinseln von den vulkanisch aktiven Gebiete Islands stammen die hier nachweisbaren Tephren von Ausbrüchen, die mit relativ weiträumiger Ascheablagerung verbunden waren. So liefern die tephrochronologischen Untersuchungen in diesem Gebiet, über die Rekonstruktion der nordisländischen Landschafts- und Klimageschichte hin-

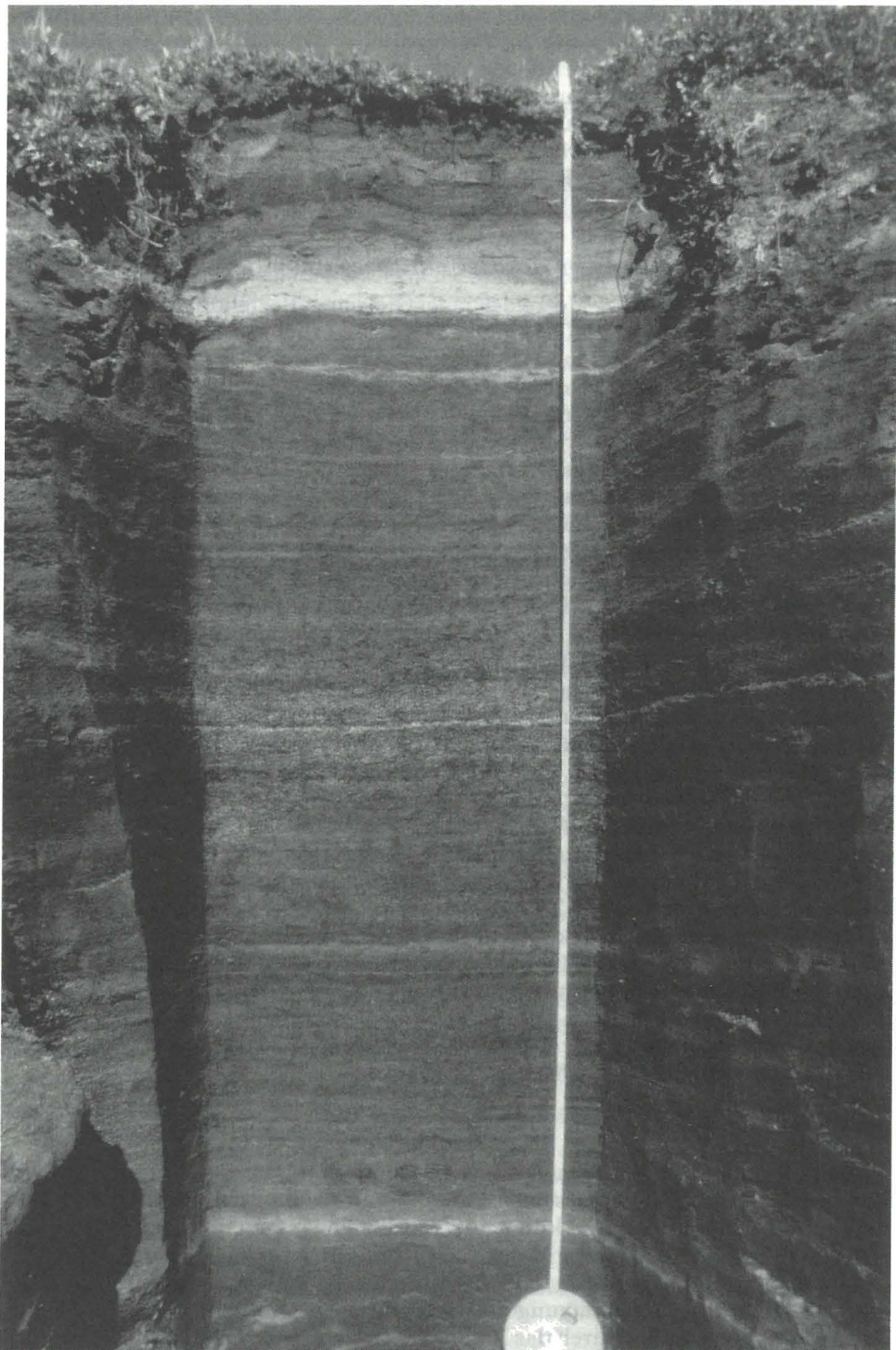


Abb. 12: Profil Hörgárdalsheiði 94 (Lage siehe Abb. 1). Das Maßband im Bild hat eine Länge von 250 cm. Das Profil umfaßt 58 Tephralagen für den Zeitraum seit ca. 9000 BP

aus, exakt datierte Chronohorizonte zum Vergleich von holozänen paläoklimatischen Proxydatenzeitreihen aus unterschiedlichen Ökosystemen innerhalb des nordatlantischen Raums (terrestrische Daten aus Nordwesteuropa, grönländische Eisbohrkerne, marine Bohrkerne). Dies gewinnt besondere Bedeutung vor dem Hintergrund der in diesem Raum beobachteten extremen Schwankungen der klimatischen Bedingungen innerhalb von Zeiträumen, die sich mit der gegenwärtigen zeitlichen Auflösung von Radiokarbondatierungen nicht mehr differenzieren lassen (vgl. STÖTTER et al. 1999).

#### *4 Klimatische Bedingungen im Rekonstruktionszeitraum*

Die Kalibrierung der Meereis-Klima-Gletscher-Beziehung in Nordisland (Tab. 1) ermöglicht auf Grundlage gletschergeschichtlicher Befunde quantitative Temperatur- und Niederschlagsrekonstruktionen für klimatische Pessimumbedingungen während des Holozäns (CASELDINE, STÖTTER 1993, STÖTTER et al. 1999). Demgegenüber erlauben die vorliegenden vegetationsgeschichtlichen Proxydaten keine absoluten Angaben über die Temperaturoptima im Holozän. Für die holozänen thermischen Maxima werden daher Temperaturbedingungen angenommen, die mindestens denen während der 1930er Jahre als dem wärmsten Zeitraum seit Beginn der instrumentellen meteorologischen Messungen entsprechen. Zudem ist darauf hinzuweisen, daß die bisher verfügbaren Datierungen relativ lange Zeiträume definieren, innerhalb derer die klimatischen Bedingungen eine negative oder positive Abweichung zeigen. Die Temperaturmessungen seit Mitte des 19. Jahrhunderts zeigen dagegen, daß Pessimum- und Optimumbedingungen innerhalb weniger Jahrzehnte auftreten können (STÖTTER et al. 1999).

Die holozänen klimatischen Pessimumbedingungen in Nordisland sind vergleichbar mit den thermischen Minima der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts. Die Jahresmitteltemperatur im Meeresniveau betrug ca. 1.5°C, die Sommertemperatur (Mai bis September) ca. 7°C und die Wintertemperatur (Oktober bis April) ca. -2.5 bis -3°C. Diese Zeitabschnitte waren von einem häufigen Auftreten von Treibeis an der isländischen Küste geprägt. Während holozäner thermischer Maxima erreichte die Jahresmitteltemperatur im Meeresniveau ca. 4.5°C, die Sommertemperatur annähernd 10°C und die Wintertemperatur fast 1°C. Das arktische Treibeis kam während dieser Zeiträume nicht bis in die Seegebiete um Island.

Auf Grundlage dieser Rekonstruktion der thermischen Bedingungen betrug die Amplitude der holozänen Temperaturschwankungen in Nordisland im Jahresmittel ca. 3 K, etwas weniger im Sommer und mehr im Winter. Zwischen den thermischen Minima und Maxima kam es zu einer Verdoppelung sowohl des Winter- wie des Jahresniederschlags, während der Sommerniederschlag keine signifikante Veränderung zeigte (STÖTTER et al. 1999).

#### *5 Dank*

Die Autoren danken dem Deutschen Bundesministerium für Bildung und Forschung, das im Rahmen seines Paläoklimaforschungsprogramms von 1994 bis 1997 die landschafts- und klimageschichtlichen Untersuchungen in Island finanzierte. Besonderer Dank gilt der Carl Kühne KG für die Unterstützung der Geländeaufenthalte in Nordisland. Dem Icelandic National Research Council danken wir für die Genehmigung der Geländearbeiten in Island. Die Radiokarbondatierungen wurden durch das Radiocarbon Laboratory des Natural Environment Research Council in Glasgow, das <sup>14</sup>C-Labor der Universität Uppsala sowie das <sup>14</sup>C-Labor am Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hanno-



ver durchgeführt, denen wir hiermit unseren Dank aussprechen. Wir danken Lene Zachariassen und Óskar Gunnarsson von Dæli im Skíðadal für ihre Gastfreundschaft.

## 6 Literatur

- BIRKS H.H., GULLIKSEN S., HAFLIDASON H., MANGERUD J., POSSNERT G. (1996): New radiocarbon dates for the Vedde Ash and the Saksunarvatn Ash from western Norway. In: *Quaternary Research*, Nr. 45, S. 119–127.
- BJÖRCK S., INGÓLFSSON Ó., HAFLIDASON H., HALLSDÓTTIR M., ANDERSON J.B. (1992): Lake Torfadalsvatn: a high resolution record of the North Atlantic ash zone I and the last glacial-interglacial environmental changes in Iceland. In: *Boreas*, Nr. 21, S. 15–22.
- BORTENSCHLAGER S. (1977): Ursachen und Ausmaß postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. In: FRENZEL B., Hrsg.: *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. Erdwissenschaftliche Forschung, Nr. 13, Wiesbaden, S. 260–266.
- CASELDINE C., STÖTTER J. (1993): ‚Little Ice Age‘ glaciation of Tröllaskagi peninsula, northern Iceland: climatic implications for reconstructed equilibrium line altitudes (ELAs). In: *The Holocene*, Nr. 3,4, S. 357–366.
- DAANSGARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDEBERG C.S., STEFFENSEN J.P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR A.E., JOUZEL J., BOND G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. In: *Nature*, Nr. 364, S. 218–220.
- D'ARRIGO R.D., COOK E.R., JAKOBY G.C., BRIFFA K.R. (1993): NAO and sea surface temperature signatures in tree-ring records from the North Atlantic sector. In: *Quaternary Science Reviews*, Nr. 12, S. 431–440.
- GLAWION R. (1985): Die natürliche Vegetation Islands als Ausdruck des ökologischen Raumpotentials. In: *Bochumer Geographische Arbeiten*, Nr. 45, 208 S.
- GRÖNVOLD K., ÓSKARSSON N., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., HAMMER C.U., BOND G., BARD E. (1995): Ash layers from Iceland in the Greenland GRIP ice core correlated with oceanic and land sediments. In: *Earth and Planetary Science Letters*, Nr. 135, S. 149–155.
- HÄBERLE T. (1991): Spät- und postglaziale Gletschergeschichte des Hörgárdalur-Gebietes, Tröllaskagi, Nordisland. Dissertation, Zürich, 191 S.
- HURRELL J.W. (1995): Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. In: *Science*, Nr. 269, S. 676–679.
- MANGERUD J., FURNES H., JÓHANSEN J. (1986): A 9000-year-old ash bed on the Faroe Islands. In: *Quaternary Research*, Nr. 26, S. 262–265.
- MEESE D.A., GOW A.J., GROOTES P.M., MAYEWSKI P.A., RAM M., STUIVER M., TAYLOR K.C., WADDINGTON E.D., ZIELINSKI G.A. (1994): The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene. In: *Science*, Nr. 266, S. 1680–1682.
- MEIER M.F. (1965): *Glaciers and climate*. In: WRIGHT H.E. jr., FREY D.G., Hrsg.: *The Quaternary of the United States*, Princeton, S. 795–805.
- RUDDIMAN W.F., MCINTYRE A. (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. In: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, Nr. 35, S. 145–204.
- SARNTHEIN M., ALTENBACH A.V. (1995): Late Quaternary changes in surface water and deep water masses of the Nordic Seas and north-eastern North Atlantic: a review. In: *Geologische Rundschau*, Nr. 84, S. 89–107.
- STÖTTER J. (1991): Geomorphologische und landschaftsgeschichtliche Untersuchungen im Svarfaðardalur-Skíðadalur, Tröllaskagi, N-Island. In: *Münchener Geographische Abhandlungen*, Band B9, 166 S.
- STÖTTER J., WASTL M., CASELDINE C., HÄBERLE T. (1999): Holocene palaeoclimatic reconstruction in Northern Iceland: approaches and results. In: *Quaternary Science Reviews*, Nr. 18, S. 457–474.
- STUIVER M., REIMER P.J. (1993): Extended  $^{14}\text{C}$  data base and revised CALIB 3.0  $^{14}\text{C}$  age calibration program. In: *Radiocarbon*, Nr. 35, S. 215–230.
- STUIVER M., GROOTES P.M., BRAZIUNAS T.F. (1995): The GISP2  $\delta^{18}\text{O}$  climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. In: *Quaternary Research*, Nr. 44, S. 341–354.
- VAN LOON H., ROGERS J.C. (1978): The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. I. General description. In: *Monthly Weather Review*, Nr. 106, S. 296–310.

WASTL M., STÖTTER J., CASELDINE C., KREMENETSKI C., ZELIKSON E. (1998): Reconstruction of Holocene variations of the upper limit of tree/shrub birch in Northern Iceland on the basis of pollen and macrofossil analyses. In: 28th International Arctic Workshop, Arctic and Alpine Environments, Past and Present, Program with Abstracts, 1998. Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado at Boulder, Hrsg., Boulder, S. 165.

WASTL M. (in Vorb.): Tephrochronological investigations as a basis for a high-resolution Holocene environmental and climatic history of Northern Iceland. Dissertation.

### Radiokarbondatierungen

| Labornummer | Profil  | Position/<br>Material der Probe               | Alter<br>(kalibriertes Alter<br>nach STUIVER,<br>REIMER 1993) | $\delta^{13}\text{C}$ |
|-------------|---|---|---|-----------------------|
| AA-21454    | Vatnamýri 2<br>(ca. 65°54'N, 18°18'W,<br>200 m ü.M.)                            | 696-697 cm, Gytjtja                           | 7926 ± 100 BP<br>8960-8550 cal BP                             | -20.2 ± 0.1‰          |
| AA-21455    | Vatnamýri 94<br>(ca. 65°54'N, 18°18'W,<br>240 m ü.M.)                           | 122 cm, Holz ( <i>Salix</i> )                 | 8713 ± 67 BP<br>9850-9530 cal BP                              | -28.7 ± 0.1‰          |
| AA-21484    | Hella<br>(ca. 65°57'N, 18°24'W,<br>10 m ü.M.)                                   | 295 cm, Torf                                  | 8085 ± 75 BP<br>9140-8770 cal BP                              | -30.4 ± 0.1‰          |
| AA-21485    | Hámundarstaðaháls 95/8<br>(ca. 65°58'N, 18°27'W,<br>100 m ü.M.)                 | 580-581 cm, Gytjtja                           | 8875 ± 75 BP<br>9970-9700 cal BP                              | -22.5 ± 0.1‰          |
| AA-21490    | Víkingsdalur 95/2<br>(ca. 65°32'N, 18°46'W,<br>550 m ü.M.)                      | 80-81 cm, Torf                                | 8935 ± 65 BP<br>9980-9890 cal BP                              | -27.4 ± 0.1‰          |
| AA-22326    | Mjóadalshólarmýri<br>(ca. 66°06'N, 18°55'W,<br>25 m ü.M.)                       | 655 cm, Gytjtja                               | 7160 ± 110 BP<br>8060-7830 cal BP                             | (nicht<br>gemessen)   |
| AA-22327    | Mjóadalshólarmýri<br>(ca. 66°06'N, 18°55'W,<br>25 m ü.M.)                       | 662 cm, Gytjtja                               | 6810 ± 110 BP<br>7680-7530 cal BP                             | (nicht<br>gemessen)   |
| AA-23877    | Vatnamýri 1996<br>(694-860 cm)<br>(ca. 65°54'N, 18°18'W,<br>200 m ü.M.)         | 730-731 cm, Gytjtja                           | 9030 ± 90 BP<br>10040-9930 cal BP                             | -19.9 ± 0.1‰          |
| AA-27591    | Hámundarstaðaháls<br>1996 (460-615 cm)<br>(ca. 65°58'N, 18°27'W,<br>100 m ü.M.) | 566-567 cm, Gytjtja                           | 9195 ± 65 BP<br>10290-10040 cal BP                            | -22.3 ± 0.1‰          |
| AA-27619    | Stafn<br>(ca. 65°45'N, 18°42'W,<br>400 m ü.M.)                                  | 68 cm, Holz<br>( <i>Betula pubescens</i> )    | 3850 ± 65 BP<br>4405-4100 cal BP                              | -28.1 ± 0.1‰          |
| AA-29909    | Þverárdalur G1996/2<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.)                    | 66-71 cm, verbraunter<br>Schluff (Huminsäure) | 3860 ± 45 BP<br>4400-4155 cal BP                              | -24.3 ± 0.1‰          |
| AA-29910    | Þverárdalur G5<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.)                         | um 40 cm, verbraunter<br>Schluff (Huminsäure) | 4890 ± 55 BP<br>5660-5590 cal BP                              | -23.2 ± 0.1‰          |
| AA-30897    | Vesturárdalur 2<br>(ca. 65°45'N, 18°43'W,<br>450 m ü.M.)                        | 100-105 cm,<br>Pflanzenmakroreste             | 3220 ± 45 BP<br>3470-3375 cal BP                              | -27.6 ± 0.1‰          |
| AA-30912    | Stafn<br>(ca. 65°45'N, 18°42'W,<br>400 m ü.M.)                                  | 205 cm, Holz<br>( <i>Betula pubescens</i> )   | 6105 ± 60 BP<br>7140-6890 cal BP                              | -28.0 ± 0.1‰          |

| Labornummer | Profil   | Position/<br>Material der Probe                          | Alter<br>(kalibriertes Alter<br>nach STUIVER,<br>REIMER 1993) | $\delta^{13}\text{C}$ |
|-------------|--|--|---|-----------------------|
| Hv-21125    | Víkingsdalur 95/2<br>(ca. 65°32'N, 18°46'W,<br>550 m ü.M.)   | 80–81 cm, Torf   | 8935 ± 145 BP<br>10030–9695 cal BP                            | –27.7‰                |
| Hv-21126    | Víkingsdalur 94<br>(ca. 65°32'N, 18°46'W,<br>550 m ü.M.)     | 68.5–69 cm,<br>verbraunter Schluff                       | 8780 ± 105 BP<br>9910–9565 cal BP                             | –27.0‰                |
| Hv-21127    | Vatnamýri 94<br>(ca. 65°54'N, 18°18'W,<br>240 m ü.M.)        | 122–122.5 cm, Torf                                       | 8555 ± 105 BP<br>9540–9440 cal BP                             | –27.2‰                |
| Hv-21128    | Vatnamýri 94<br>(ca. 65°54'N, 18°18'W,<br>240 m ü.M.)        | 122–124 cm,<br>Holz ( <i>Salix</i> )                     | 9090 ± 115 BP<br>10275–9970 cal BP                            | –29.5‰                |
| Hv-21135    | Hella Küste<br>(ca. 65°57'N, 18°24'W,<br>5 m ü.M.)           | 159.5–160 cm, Torf                                       | 8525 ± 85 BP<br>9525–9440 cal BP                              | –27.0‰                |
| SRR-5762    | Víkingsdalur 94<br>(ca. 65°32'N, 18°46'W,<br>550 m ü.M.)     | 68.5–69 cm,<br>verbraunter Schluff                       | 8475 ± 45 BP<br>9485–9400 cal BP                              | –26.5 ± 0.1‰          |
| SRR-5764    | Vatnamýri 94<br>(ca. 65°54'N, 18°18'W,<br>240 m ü.M.)        | 122–124 cm, Torf   | 8830 ± 45 BP<br>9905–9685 cal BP                              | –24.7 ± 0.1‰          |
| SRR-5779    | Hella 2<br>(ca. 65°57'N, 18°24'W,<br>10 m ü.M.)              | 267–267.5 cm, Torf                                       | 9070 ± 45 BP<br>10040–9980 cal BP                             | –28.1 ± 0.1‰          |
| SRR-5781    | Hella Küste<br>(ca. 65°57'N, 18°24'W,<br>5 m ü.M.)           | 159.5–160.5 cm, Torf                                     | 8675 ± 45 BP<br>9805–9525 cal BP                              | –26.8 ± 0.1‰          |
| SRR-6091    | Stafn<br>(ca. 65°45'N, 18°42'W,<br>400 m ü.M.)               | 108 cm, Holz<br>( <i>Betula pubescens</i> )              | 4340 ± 45 BP<br>4970–4850 cal BP                              | –29.5 ± 0.1‰          |
| SRR-6092    | Stafn<br>(ca. 65°45'N, 18°42'W,<br>400 m ü.M.)               | 163 cm, Holz<br>( <i>Betula pubescens</i> )              | 5045 ± 45 BP<br>5890–5730 cal BP                              | –26.7 ± 0.1‰          |
| SRR-6093    | Stafn<br>(ca. 65°45'N, 18°42'W,<br>400 m ü.M.)               | 290–296 cm,<br>verbraunter Schluff<br>mit Pflanzenresten | 7525 ± 45 BP<br>8360–8200 cal BP                              | –28.2 ± 0.1‰          |
| SRR-6094    | Stafn<br>(ca. 65°45'N, 18°42'W,<br>400 m ü.M.)               | 311–315 cm,<br>verbraunter Schluff                       | 8265 ± 50 BP<br>9370–9050 cal BP                              | –27.6 ± 0.1‰          |
| SRR-6208    | Þverárdalur G1996/2<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.) | 47.5–50 cm,<br>verbraunter Schluff<br>(Humine)           | 1610 ± 40 BP<br>1535–1415 cal BP                              | –21.1 ± 0.1‰          |
| SRR-6209    | Þverárdalur G1996/2<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.) | 66–71 cm, verbraunter<br>Schluff (Humine)                | 4145 ± 45 BP<br>4820–4565 cal BP                              | –21.6 ± 0.1‰          |
| SRR-6210    | Þverárdalur G4<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.)      | 22–24 cm, verbraunter<br>Schluff (Humine)                | 2840 ± 40 BP<br>2975–2870 cal BP                              | –22.7 ± 0.1‰          |
| SRR-6211    | Þverárdalur G4<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.)      | 35–40 cm, verbraunter<br>Schluff (Humine)                | 4405 ± 45 BP<br>5040–4870 cal BP                              | –23.0 ± 0.1‰          |
| SRR-6212    | Þverárdalur G5<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.)      | um 40 cm, verbraunter<br>Schluff (Humine)                | 4690 ± 45 BP<br>5560–5320 cal BP                              | –20.4 ± 0.1‰          |

| Labornummer | Profil  | Position/<br>Material der Probe                    | Alter<br>(kalibriertes Alter<br>nach STUIVER,<br>REIMER 1993) | $\delta^{13}\text{C}$         |
|-------------|---|--|---|-------------------------------|
| SRR-6215    | Þverárdalur G1996/2<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.)                    | 47.5–50 cm,<br>verbraunter Schluff<br>(Huminsäure) | 2020 ± 50 BP<br>2000–1890 cal BP                              | -25.2 ± 0.1‰                  |
| SRR-6216    | Þverárdalur G4<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.)                         | 22–24 cm, verbraunter<br>Schluff (Huminsäure)      | 4380 ± 50 BP<br>5025–4865 cal BP                              | -29.1 ± 0.1‰                  |
| SRR-6217    | Þverárdalur G4<br>(ca. 65°54'N, 18°44'W,<br>750 m ü.M.)                         | 35–40 cm, verbraunter<br>Schluff (Huminsäure)      | 4250 ± 55 BP<br>4860–4660 cal BP                              | -24.4 ± 0.1‰                  |
| Ua-12449    | Hámundarstaðaháls<br>1996 (460–615 cm)<br>(ca. 65°58'N, 18°27'W,<br>100 m ü.M.) | 566–567 cm, Gyttja                                 | 8575 ± 90 BP<br>9560–9450 cal BP                              | -24‰<br>(geschätzter<br>Wert) |
| Ua-13563    | Vesturárdalur 2<br>(ca. 65°45'N, 18°43'W,<br>450 m ü.M.)                        | 100–101 cm,<br>Pflanzenmakroreste                  | 3310 ± 70 BP<br>3630–3460 cal BP                              | -26.63‰                       |
| Ua-13564    | Vesturárdalur 2<br>(ca. 65°45'N, 18°43'W,<br>450 m ü.M.)                        | 460–461 cm<br>(459–462 cm),<br>Pflanzenmakroreste  | 7595 ± 125 BP<br>8430–8190 cal BP                             | -26.72‰                       |