

Hallesches Jahrb. Geowiss.	R. A	Bd. 21	Halle (Saale) 1999	S. 51 - 66
----------------------------	------	--------	--------------------	------------

Untersuchungen über das Morphoklima in einem subarktisch-ozeanisch geprägten Periglazialgebiet in Ost-Island (Austfirðir, Austdalur)

Investigations on the morphoclimate in a subarctic-oceanic periglacial environment in East Iceland (Austfirðir, Austdalur)

Mit 14 Abbildungen

VON ACHIM A. BEYLICH

Zusammenfassung: Im Rahmen prozeßgeomorphologischer Untersuchungen erfolgt die Kennzeichnung des gegenwärtigen Klimas bis heute noch häufig ausschließlich über monatliche und jährliche Mittel- bzw. Summenwerte der Windgeschwindigkeit, der Temperatur und des Niederschlages. Da die meisten geomorphologischen Prozesse jedoch aus diskreten Prozeßereignissen bestehen, die nur wenig bzw. keinen Bezug zu derartigen meteorologischen Mittel- und Summenwerten aufweisen, ist eine aus geomorphologischer Sicht sinnvollere statistisch-quantitative Auswertung von meteorologischem Rohdatenmaterial erforderlich.

In der vorliegenden Untersuchung wird am Beispiel des subarktisch-ozeanisch geprägten periglazialen Berglandes der Isländischen Austfirðir das gegenwärtige "Morphoklima" (AHNERT 1982, 1987, 1996) analysiert, wobei die Betrachtung der Häufigkeiten bzw. Wiederkehrzeiten von meteorologischen Ereignissen bestimmter Größe und der Häufigkeiten geomorphologisch relevanter Schwellenwerte im Mittelpunkt des Interesses steht. Es werden Eigenschaften des aktuellen Wind-, Temperatur- und Niederschlagsregimes aufgezeigt, welche die Art, Häufigkeit, Dauer und Intensität bzw. die absolute und relative Bedeutung der im rezenten periglazialen Prozeßgefüge auftretenden Formungsprozesse in wesentlichem Maße steuern.

Summary: In process-geomorphological investigations, until today, the present-day climate is often only characterized by monthly and annual means or sum values of wind speed, temperature, and precipitation. Because most geomorphological processes consist of discrete process events which are only little or not correlated to these meteorological means or sum values there is a need for a more useful statistical analysis of meteorological data.

In this investigation the "morphoclimate" (AHNERT 1982, 1987, 1996) of the periglacial mountains of the Icelandic Austfirðir is analyzed with special interest (1) in the frequencies or recurrence intervals of meteorological events of given magnitudes, and (2) in the frequencies of geomorphologically important thresholds. Characteristics of the current wind-, temperature-, and precipitation regime which control the type, frequency, duration, and intensity or the absolute and the relative importance of the geomorphological processes operating in the recent periglacial process structure are presented.

1 Einführung

1.1 Problemstellung

Nach CHORLEY (1962) bzw. CHORLEY und KENNEDY (1971) stellen Flußeinzugsgebiete als räumlich klar abgrenzbare Landschaftseinheiten offene geomorphologische Systeme dar, die als Bestandteile übergeordneter größerer Systeme mit diesen durch Transfers von Energie und Materie verknüpft sind. Durch eksystemische endogene und exogene Energiezufuhren wie Krustenbewegungen und meteo-

rologische Ereignisse erhalten fluvialmorphologische Vorgangsreaktionssysteme, bestehend aus ensystemischen statischen Komponenten, ensystemischen Prozeßkomponenten sowie den Wirkungsbeziehungen zwischen statischen Komponenten und Prozeßkomponenten, ihren Antrieb (CHORLEY und KENNEDY 1971, AHNERT 1996).

Die Erfassung und Kennzeichnung der eksystemischen exogenen Energiezufuhr erfolgt häufig ausschließlich über jährliche und monatliche Summen- bzw. Mittelwerte des Niederschlags und der Temperatur (PELTIER 1950, FOURNIER 1960, CHORLEY et al. 1984). Da jedoch die meisten geomorphologischen Prozesse aus diskontinuierlichen Prozeßereignissen bestehen, die in der Regel keinen oder nur einen geringen Bezug zu diesen meteorologischen Summen- und Mittelwerten besitzen, erscheint es erforderlich, eine aus geomorphologischer Sicht sinnvollere Auswertung von meteorologischem Rohdatenmaterial vorzunehmen.

AHNERT (1982, 1986, 1987, 1988, 1996) entwickelte eine speziell auf geomorphologische Bedürfnisse ausgerichtete "Morphoklimatologie". Als "Morphoklima" definiert er hierbei die Gesamtheit derjenigen klimatischen Eigenschaften eines Gebietes, welche die Art, Häufigkeit, Dauer und Intensität der exogenen geomorphologischen Prozesse in diesem Gebiet beeinflussen. Als statistische Auswertungsmethode findet vor allem die Größenfrequenzanalyse Anwendung, die Aussagen über die Häufigkeiten bzw. Wiederkehrzeiten von meteorologischen Ereignissen bestimmter Größe und die Häufigkeiten des Über- oder Unterschreitens bestimmter, geomorphologisch relevanter Schwellenwerte des Niederschlags, der Temperatur und der Windgeschwindigkeit zuläßt. Die Berechnung der Wiederkehrintervalle (recurrence interval, abgekürzt RI) erfolgt nach der Formel (CHOW 1964, AHNERT 1982):

$$RI = (N + 1)/r$$

N = Gesamtzahl der gegebenen Zeiteinheiten

r = Rang des betreffenden meteorologischen Ereignisses

Die Entwicklung der "Morphoklimatologie" befindet sich gegenwärtig noch in der Anfangsphase (DE PLOEY et al. 1991, AHNERT 1996). In den rezenten Periglazialgebieten der Erde wurden bis heute noch keine gezielten und systematischen morphoklimatischen Untersuchungen im Sinne Ahnerts durchgeführt.

1.2 Das Untersuchungsgebiet

Das Morphoklima eines Gebietes hängt entscheidend von seiner Lage innerhalb der großräumigen atmosphärischen Zirkulation und von der vorliegenden Oberflächengestalt ab (AHNERT 1982). Großräumig betrachtet liegt Island in der als Polarfront bezeichneten Grenzzone zwischen maritimer Tropikluft und Polarluft. Die nahe Lage der Zugbahnen von Tiefdruckgebieten führt zu einer hohen zyklonalen Aktivität. Zudem wird Island von unterschiedlich temperierten Meeresströmungen im Uhrzeigersinn umflossen, wobei im Osten des Landes das kalte, in manchen Jahren Treibeis führende Wasser des Ostislandstroms, eines Ausläufers des Ostgrönlandstroms, die klimatischen Verhältnisse der küstennahen Bereiche modifiziert (SCHUNKE 1979, LIEBRICHT 1983, EINARSSON 1991).

Das Untersuchungsgebiet ist das weitestgehend aus stark resistenten und praktisch wasserundurchlässigen miozänen und pliozänen Plateaubasalten aufgebaute, als Folge pleistozäner Vereisungen stark zergliederte, rezent subarktisch-ozeanisch geprägte und permafrostfreie Bergland der Isländischen Ostfjorde (Austfirðir) (SCHUNKE 1975, SIGBJARNARSON 1983, EINARSSON 1994), das mit maximalen Höhen bis über 1.000 m ü.M. steil aus dem Nordatlantik aufragt. Dort, wo die anstehenden Basalte nicht an Felswänden, Felsleisten, Spornen usw. entblößt vorliegen, werden die Hänge und Talböden von Sturzmaterial postglazialer Bergstürze, Blockabstürze und Steinschläge, von Lawinen-, Mur- und Schwemmschuttkegeln, von autochthonem Regolith sowie von pleistozäner Moräne bedeckt, wobei die Lockersubstratmächtigkeiten allgemein eher gering sind. Die stark nordeuropäisch geprägte Flora setzt sich bei mit zunehmender Höhe ü.M. abnehmenden Vegetationsbedeckungsgraden aus vereinzelt Zwergstrauchformationen sowie aus Wiesen- und Kryptogamenformationen (Moosen und Flechten) zusammen (GLAWION 1985).

Die Flußeinzugsgebiete des eine Gesamtfläche von ungefähr 4.500 km² einnehmenden Berglandes der Austfirðir sind vor allem durch ihre Steilheit, eine große Gerinnetichte und eine hohe zeitliche Variabilität der Gerinneabflüsse mit großen Abflußmengen während intensiver Schneeschmelze und extremer Regenniederschläge geprägt. Die Trogtalhänge sind aufgrund der wechselnden Resistenz der verschiedenen Plateaubasaltlagen und der teilweise zwischengeschalteten Sedimentite und Ver-

witterungslagen in ihrer Form getrept und durch einen zum Teil mehrfachen Wechsel von verwitterungsbeschränkter zu transportbeschränkter Abtragung gekennzeichnet. Es treten rezent unter anderem Lösungsabtrag, Frostsprengung, Steinschläge, Blockabstürze, Lawinen, Muren, Schuttrutsche, Kriechprozesse, Deflation sowie, überwiegend in Rinnen, Runsen, kleinen Nebengerinnen und auf vegetationsentblößten und tiefer gelegenen Hangpartien, Spülprozesse und aquatischer Feststoffabtrag auf. Die steilen Hauptfließgewässer stellen überwiegend Resistenzstrecken mit Felssohlen, zahlreichen Knickpunkten sowie hohen Strömungsgeschwindigkeiten und einer hohen Turbulenz des Abflusses dar.

Die morphoklimatischen Untersuchungen stützen sich zum einen auf eine statistisch-quantitative Auswertung von mehrjährigem meteorologischem Datenmaterial der Klimastation Dalatangi (9,0 m ü.M.; 65°16' n. B., 13°35' w. L.) des Isländischen Meteorologischen Dienstes (VEÐURSTOFA ÍSLANDS) (vgl. Abb. 1) und zum anderen auf insgesamt fünfeinhalbmonatige, zwischen Anfang August 1996 und Mitte August 1998 durchgeführte Feldarbeiten mit täglichen Beobachtungen und Prozeßmessungen in Austdalur, einem die naturräumlichen Eigenschaften des Berglandes repräsentierenden Flußeinzugsgebiet überschaubarer Größe. Bei einer Einzugsgebietsfläche von 23 km², einer maximalen Länge von 6.850 m und einer Vertikalerstreckung vom Meeresspiegel bis 1.028 m ü.M. liegt Austdalur bei 65°16' n. B. und 13°48' w. L. (Abb. 1).

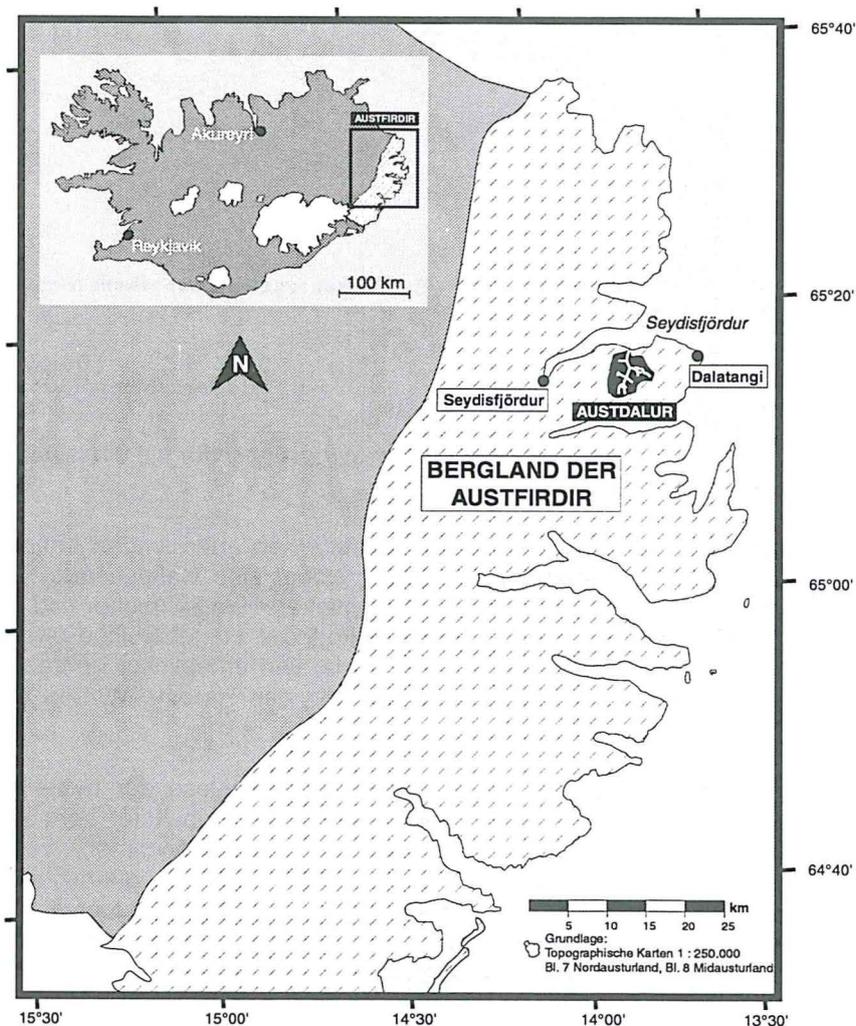


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes

2 Morphoklimatische Untersuchungen

2.1 Geomorphologisch relevante Aspekte des Windregimes

Die an der Klimastation Dalatangi ganzjährig auftretenden Winde weisen in den verschiedenen Jahreszeiten unterschiedliche Geschwindigkeiten auf. Bereits der Jahresgang der mittleren monatlichen

Windgeschwindigkeiten zeigt eine ausgeprägte jahreszeitliche Variation, wobei die höchsten Werte in den Herbst- und Wintermonaten Januar (7,8 m/s), Dezember (7,2 m/s), Februar (6,8 m/s), November (6,7 m/s) und März (6,6 m/s), die niedrigsten Werte im Juni (4,8 m/s), Mai (4,9 m/s), Juli (5,2 m/s) und August (5,2 m/s) vorkommen. Die für die einzelnen Monate des Jahres durchgeführten Größenfrequenzanalysen (AHNERT 1986, 1987, 1996) der täglichen Windspitzen (Abb. 2) bestätigen die jahreszeitliche Variabilität der Windgeschwindigkeiten und liefern zudem Informationen über die in den einzelnen Monaten jeweils zu erwartenden Häufigkeiten bzw. Wiederkehrzeiten bestimmter Windspitzenwerte. Die höchsten Werte treten hier wiederum in den Monaten Januar bis März sowie November und Dezember auf, die niedrigsten im Juni und Juli.

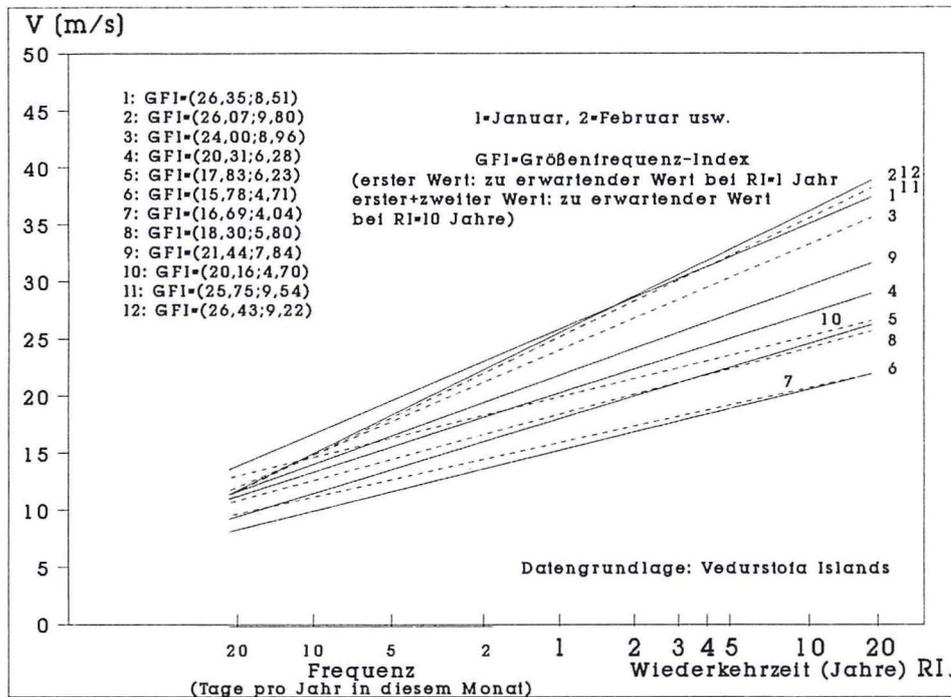


Abb. 2: Größenfrequenzanalysen der täglichen Windspitzen für die einzelnen Monate (Station Dalatangi)

Die vor allem bei herbstlichen und winterlichen Schneestürmen auftretenden hohen Windgeschwindigkeiten führen zu erheblichen Schneeumlagerungen, wobei eine weitgehende Freiwehung häufig bereits vegetationsentblößter windexponierter und konvexer Hangbereiche und eine Schneeeinwehung in Leelagen, in Runsen und Gerinne sowie in konkave Hangbereiche erfolgt. Diese äolisch bedingte Veränderung der räumlichen Schneeverteilung ist von erheblicher geomorphologischer Bedeutung, da sie zu einer räumlichen Differenzierung der in den Herbst-, Winter- und Fröhsommermonaten wirkenden Prozeßarten und Prozeßintensitäten führt.

Während die schneebedeckten Bereiche gegen thermische Einflüsse der bodennahen Luftschicht weitestgehend geschützt sind und bis zum Einsetzen zwischengeschalteter herbstlicher und winterlicher Schneeschmelzphasen bzw. der fröhsommerlichen Hauptschneeschmelze zunächst durch Formungsruhe gekennzeichnet sind, können an schneefreien konvexen Hangbereichen, Spornen, Felswänden und Felsleisten vor allem Frost und Wind ungehindert wirken. Bedeutsam ist in diesem Zusammenhang, daß die hohen herbstlichen und winterlichen Windgeschwindigkeiten mit einer größeren Anzahl von substratauflockernden und -austrocknenden Frostereignissen zusammentreffen (vgl. Abschnitt 2.2). Neben einer fortschreitenden Zerstörung der noch vorhandenen Vegetationsflächen durch Rasenabschälung (TROLL 1973, GLAWION 1985, GERRARD 1991) führt die Deflation von Feinmaterial aufgrund der relativen Anreicherung grober Komponenten zur Entwicklung von Steinpflastern. Das von konvexen Hangpartien ausgewehte Feinmaterial wird in benachbarten Leelagen, Runsen, Gerinnen und konkaven Hangbereichen in den Schnee eingelagert und verbleibt dort bis zum Abschmelzen der Schneedecke. In durch herbstliche und winterliche Schneeeinwehung gekennzeichneten Hangrunsen kommt es während der fröhsommerlichen Hauptschneeschmelze zur Entwicklung von geomorphologisch wirksamen Grundlawinen. Des Weiteren dauern hier die im Zuge der Schneeschmelze auftretenden Spülprozesse deutlich länger an als an Hangpartien mit herbstlicher und winterlicher Schneefreiwehung.

In den Sommermonaten führen die niedrigeren Windgeschwindigkeiten, das Fehlen bzw. das auch in hohen Lagen nur seltene Auftreten von substratauflockernden und -austrocknenden Frostereignissen, die hohe Luftfeuchtigkeit und die größtenteils in Form von Regen fallenden Niederschläge dazu, daß die Deflation weniger bedeutsam ist. Allerdings kann es auch im Sommer nach mehreren aufeinanderfolgenden Tagen ohne Niederschlag (vgl. Abschnitt 2.3) zu einer Substrataustrocknung und zu Deflation kommen.

Winde aus nördlichen und östlichen Richtungen bewirken eine verstärkte Zufuhr von Feuchte, stärkere Winde aus diesen Richtungen bei Niederschlägen zudem einen nicht unerheblichen atmosphärischen Eintrag von Salzen (ca. 18,6 t/km²a) in das unmittelbar am Meer gelegene Untersuchungsgebiet. Durch sehr starke Windböen können an Felswänden und Felsleisten sekundäre Steinschläge ausgelöst werden (RAPP 1960).

2.2 Geomorphologisch relevante Aspekte des Temperaturregimes

Um Aussagen über die höhenbedingte Veränderung des Temperaturregimes zu gewinnen, werden die vorliegenden Temperaturwerte von der Klimastation Dalatangi (9,0 m ü.M.) auf die Höhenlagen 300 m ü.M., 600 m ü.M. und 900 m ü.M. umgerechnet, wobei ein mittlerer vertikaler Temperaturgradient von 0,6 °C/100 m im Winterhalbjahr bzw. 0,5 °C/100 m im Sommerhalbjahr angenommen wird (SCHUNKE und STINGL 1973, LIEBRICHT 1983). Es ist zu betonen, daß die Temperaturwerte der bodennahen Luftschicht natürlich keine gesicherten Aussagen über die Temperaturverhältnisse im anstehenden Gestein, in Blöcken sowie im Regolith zulassen (SCHUNKE und STINGL 1973, SCHUNKE 1975, WASHBURN 1979). Des Weiteren muß angemerkt werden, daß die Rolle der Strahlung nicht berücksichtigt wird.

Während der Periode von 1960 bis 1996 beträgt die Jahresmitteltemperatur an der Klimastation Dalatangi im Mittel 3,6 °C (Abb. 3). Die Spannweite zwischen der höchsten Jahresmitteltemperatur (4,9 °C im Jahr 1960) und der niedrigsten Jahresmitteltemperatur (1,9 °C im Jahr 1979) dieser Periode liegt bei 3,0 °C. Die Jahresmitteltemperatur des Jahres 1960 ist 2,6 mal so hoch wie die des Jahres 1979. Eine sehr niedrige Jahresmitteltemperatur weist auch das Jahr 1968 mit 2,3 °C auf. Die niedrigen Jahresmitteltemperaturen und damit auch die nicht unerheblichen Schwankungen der Jahresmittel sind vor allem auf Treibeis zurückzuführen, das in manchen Jahren vom Ostgrönland- und Ostislandstrom bis vor die Ostküste Islands mitgeführt wird. Nach SCHUNKE (1979) und LIEBRICHT (1983) führt vor den Küsten liegendes Treibeis zu einer erheblichen Verschärfung des Frostregimes.

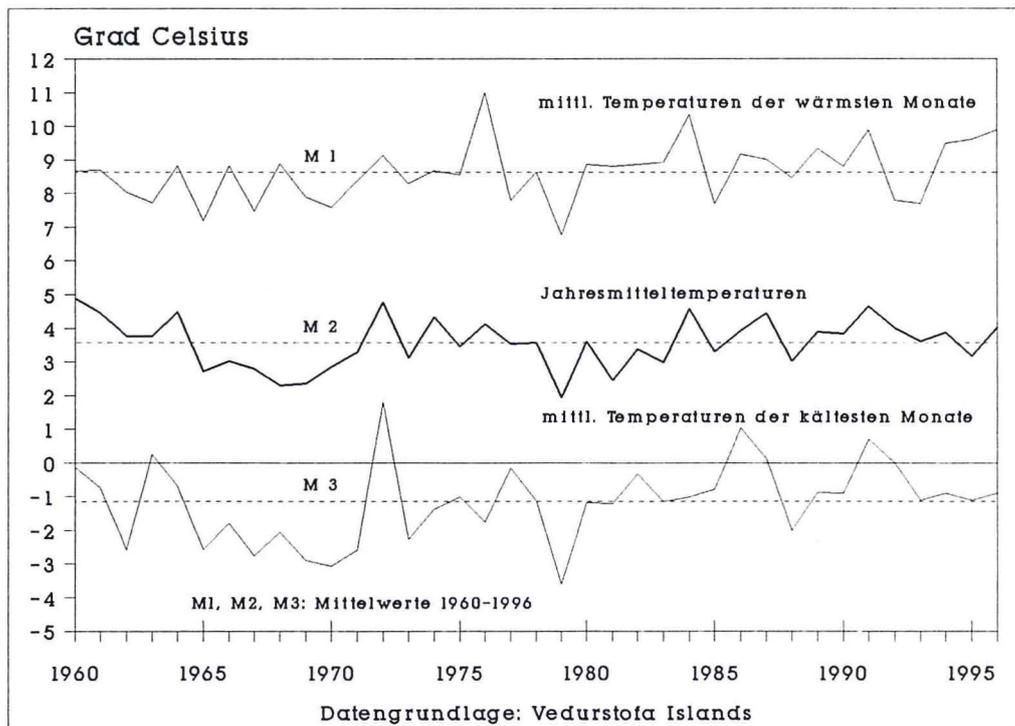


Abb. 3: Jährliche Lufttemperaturen in der Periode 1960 - 1996 (Station Dalatangi)

Die mittleren Temperaturen der wärmsten bzw. kältesten Monate liegen bei 8,6 °C bzw. -1,2 °C, woraus sich eine mittlere Jahresschwankung der Temperatur (BOHNSTEDT 1932) von 9,8 °C errechnen läßt. Der im Mittel wärmste Monat ist der August. Der Februar ist der kälteste Monat im Jahr. Das Arbeitsgebiet weist insgesamt ein ET-Klima (KÖPPEN 1936) auf. Nach der von TROLL und PAFFEN (1964) vorgeschlagenen Einteilung gehört das Untersuchungsgebiet dem subpolar-hochozeanischen Klimatyp an.

Während an der Klimastation Dalatangi sämtliche Monatsmitteltemperaturen über 0 °C liegen, nimmt mit ansteigender Höhe über dem Meer die Zahl der Monate mit Mitteltemperaturen unter dem Gefrierpunkt deutlich zu. So liegen in einer Höhe von 300 m ü.M. die Monatsmittel nur noch von Mai bis November über 0 °C, in 600 m ü.M. von Mai bis Oktober und in 900 m ü.M. lediglich von Juni bis September. Die mittleren täglichen Temperaturminima liegen an der Klimastation Dalatangi von Dezember bis April, in 300 m ü.M. von November bis April sowie in 600 m ü.M. und 900 m ü.M. von Oktober bis Mai unter 0 °C. Die mittleren täglichen Temperaturmaxima liegen an der Klimastation Dalatangi sowie in 300 m ü.M. in sämtlichen Monaten über dem Gefrierpunkt. In einer Höhenlage von 600 m ü.M. weisen die Monate Februar, März und Dezember, in 900 m ü.M. die Monate November bis Mai mittlere Temperaturmaxima unter 0 °C auf. Der ab Ende April/Anfang Mai allgemein festzustellende Anstieg der Lufttemperaturen äußert sich in den unteren Lagen des Untersuchungsgebietes mit dem Einsetzen der frühsummerlichen Hauptschneesmelze. In den höheren Lagen verbleiben die Temperaturen trotz des Anstiegs zunächst noch unter dem Gefrierpunkt. Hier liegt entsprechend auch längere Zeit eine Schneedecke. In Strahlungsschattenlagen können Schneeflecke und Schneefelder das ganze Jahr überdauern.

Die ersten Luftfröste werden an der Klimastation Dalatangi allgemein Ende September bzw. im Oktober verzeichnet. Die letzten Fröste treten hier in der Regel zwischen Ende April und Anfang Juni auf. Mit ansteigender Höhe über dem Meer verlängert sich erwartungsgemäß die Frostperiode. So reicht sie in 300 m ü.M. von September/Oktober bis Juni, in 600 m ü.M. von September/Oktober bis Juni/Juli. In einer Höhe von 900 m ü.M. gibt es in einzelnen Jahren keinen frostfreien Monat mehr.

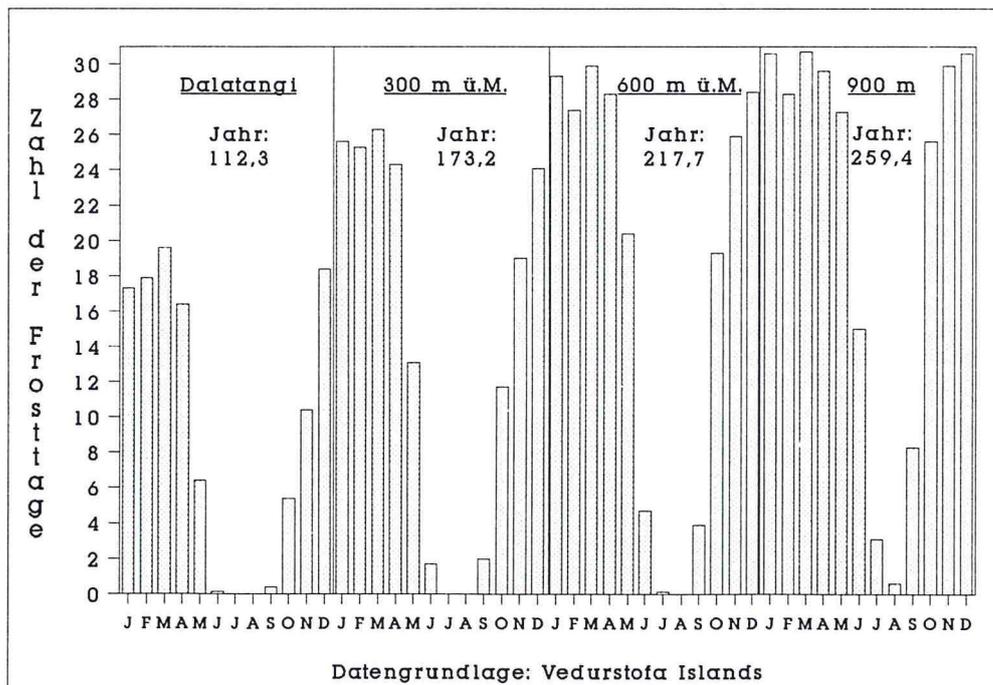


Abb. 4: Mittlere Anzahl der Frosttage in unterschiedlichen Höhen ü.M.

Die Betrachtung der mittleren jährlichen Anzahl der Frosttage in 300 m ü.M., 600 m ü.M. und 900 m ü.M. (Abb. 4) zeigt eine deutliche Häufigkeitszunahme mit der Höhe an. Die mittlere jahreszeitliche Verteilung der Frosttage gibt die höhenbedingte Verlängerung der Frostperiode deutlich wieder. Die meisten Frosttage treten allgemein in den Monaten November bis April auf. Aus morphoklimatischer Sicht ist besonders hervorzuheben, daß in den unteren Lagen des Untersuchungsgebietes lediglich kürzere, jeweils durch frostfreie Phasen unterbrochene Frostphasen vorkommen (Abb. 5), während in den höheren Lagen mehrmonatige, lediglich durch einzelne frostfreie Tage unterbrochene Frostphasen von November bis April/Mai (600 m ü.M.) bzw. von Oktober bis Mai/Juni (900 m ü.M.) zu verzeich-

nen sind. Bemerkenswert ist zudem, daß die höhenbedingte Zunahme der Frosttage sich vor allem in einer Zunahme der Eistage äußert, während die Häufigkeit der Frostwechseltage lediglich bis zu einer Höhe von 300 m ü.M. ansteigt (Abb. 6 und 7). Bei der Betrachtung der jahreszeitlichen Verteilungen der Eis- und Frostwechseltage fallen die mit zunehmender Höhe über dem Meer auftretenden jahreszeitlichen Häufigkeitsverschiebungen auf. Besonders ausgeprägt sind diese jahreszeitlichen Häufigkeitsverschiebungen bei den Frostwechseltagen. Während an der Klimastation Dalatangi die Monate Februar, März und April die meisten Frostwechseltage aufweisen, sind es in 300 m ü.M. die Monate April, Januar und Februar, in 600 m ü.M. die Monate Mai, November und April und in 900 m ü.M. die Monate Mai, Oktober und Juni.

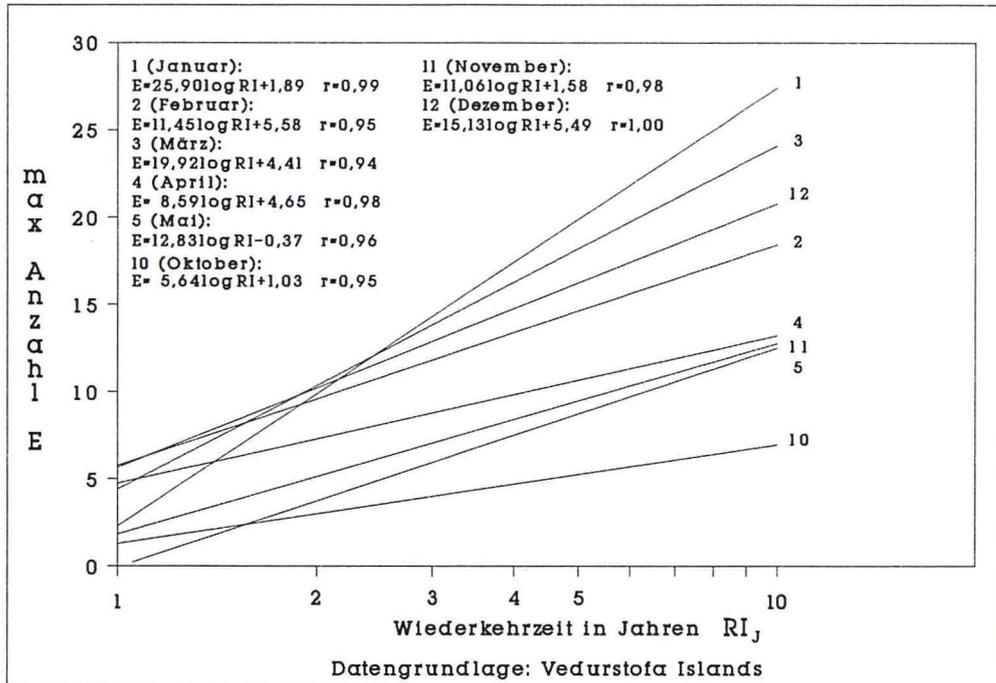


Abb.5: Jahresfrequenzen der maximalen Anzahl aufeinanderfolgender Frosttage in unterschiedlichen Monaten (Station Dalatangi)

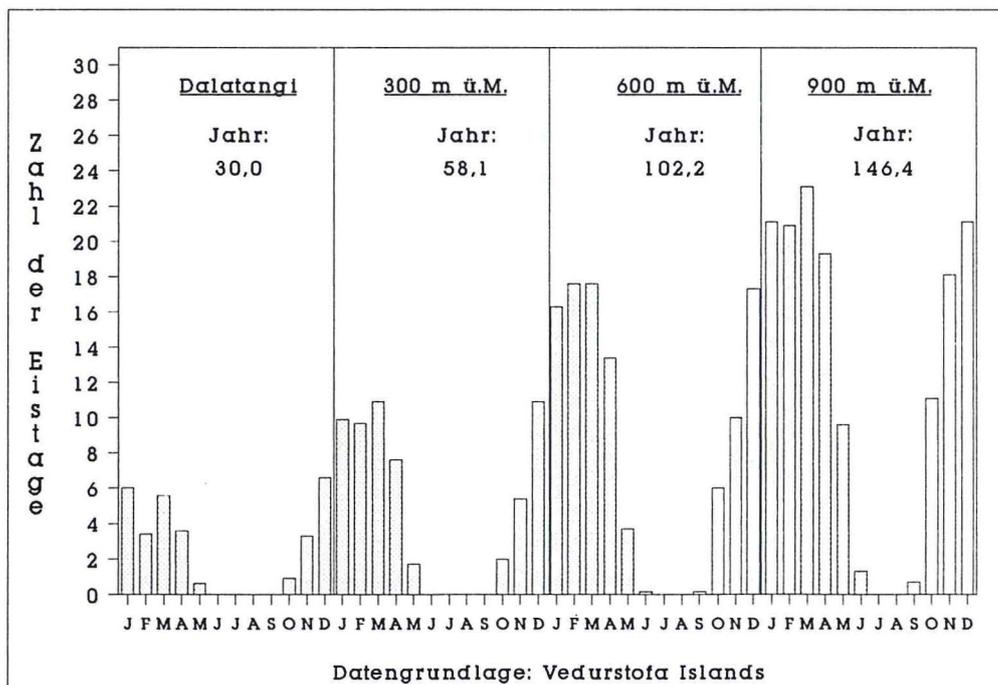


Abb. 6: Mittlere Anzahl der Eistage in unterschiedlichen Höhen ü. M.

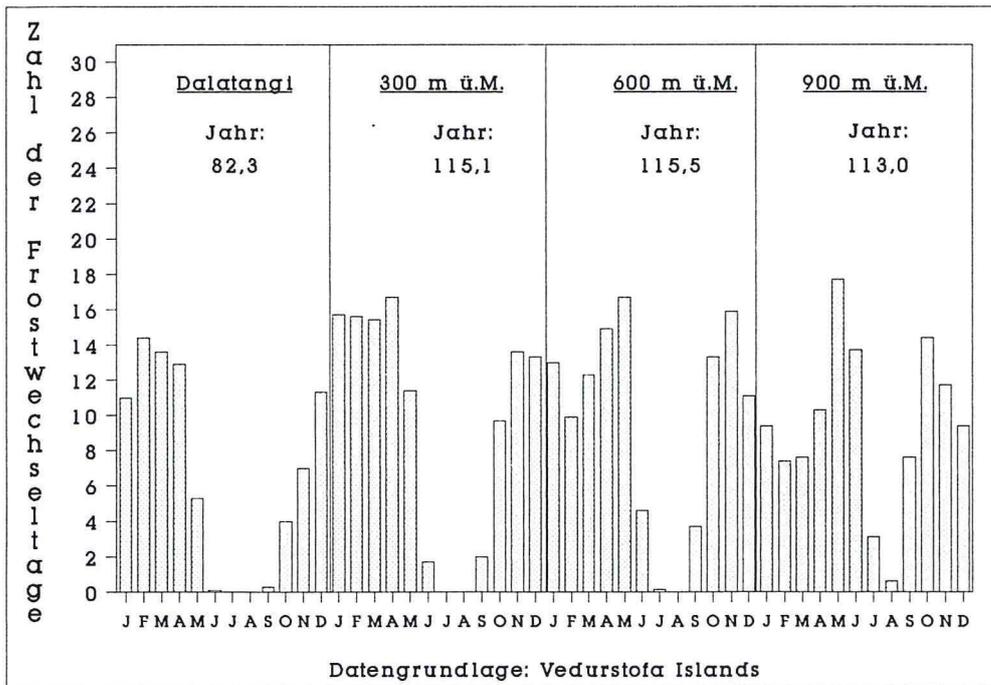


Abb. 7: Mittlere Anzahl der Frostwechseltage in unterschiedlichen Höhen ü. M.

Die an Frostwechseltagen erreichten Minimumtemperaturen der Luft liegen nur selten unter $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Abb. 8), wodurch die täglichen Frostwechsel im Arbeitsgebiet in der Regel auf die oberflächennahen Substratpartien beschränkt bleiben. Während der Feldkampagnen führten an Frostwechseltagen Minimumtemperaturen der Luft von $-5,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ in 5 cm Bodentiefe nicht mehr zu Bodenfrosts.

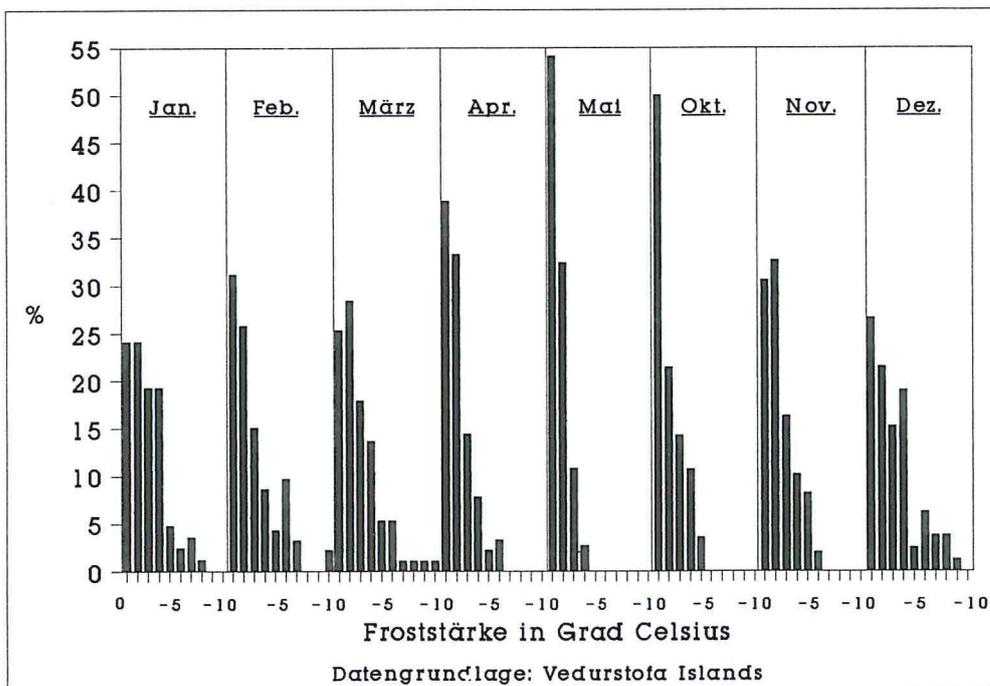


Abb. 8: Relative Häufigkeiten von Froststärken an Frostwechseltagen in den einzelnen Monaten (Station Dalatangi)

Informationen über die an Frosttagen in den unterschiedlichen Monaten jeweils zu erwartenden Häufigkeiten von Luftfrösten bestimmter Stärke lassen sich über die in Abb. 9 dargestellten Größenfre-

quenzanalysen der täglichen Temperaturminima unter $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ für die Klimastation Dalatangi sowie die Höhenlagen 300 m ü.M., 600 m ü.M. und 900 m ü.M. gewinnen. Mit zunehmender Höhe über dem Meer ergibt sich hier eine deutliche Zunahme der Frosthäufigkeiten und Frostintensitäten.

Faßt man das bisher Gesagte zusammen, so dürfte für die im Untersuchungsgebiet zu beobachtende Frostsprengung, die an den Hängen vor allem an schneefreien bzw. freigewehrten Felswänden, Felsleisten, Felsspornen, Steinpflastern, Schutthalden und größeren freiliegenden Blöcken sowie in den Gerinnen an Felssohlen, Felsufern bzw. Felswänden enger Canyonstrecken, Geröllen, Schutt, Blöcken und Knickpunkten wirksam ist, nicht primär die Anzahl der Frostwechseltage, sondern eher die Häufigkeit und Intensität von extremeren Frostereignissen sowie die Dauer von Frostphasen entscheidend sein. Hierbei führen vermutlich vor allem längere Frostphasen mit sehr niedrigen Temperaturen zu Frostsprengung (SCHUNKE 1975, CHURCH et al. 1979, WASHBURN 1979, WALDER und HALLET 1985 und 1986, HALLET et al. 1991). Für diese Annahme spricht neben der im Arbeitsgebiet festzustellenden höhenbedingten Intensitätszunahme der Frostverwitterung auch die während der Feldarbeiten ermittelte zeitliche Variabilität der Steinschlagaktivität an zwischen 450 m und 750 m ü.M. gelegenen Basaltfelswänden. So wurde hier die im Jahresverlauf größte Steinschlagaktivität nach dem Ende der mehrmonatigen winterlichen Frostphase festgestellt.

Die Dauer von Frostphasen ist neben der Frostsprengung auch für die Intensität der chemischen Verwitterung und den Gerinneabfluß von Bedeutung. So führen zahlreiche bzw. länger andauernde Fröste zu einer Verringerung der Intensität der aufgrund des kühlen, subarktischen Morphoklimas auch insgesamt nur geringen chemischen Verwitterung. Geomorphologisch relevant ist zudem die in Frostphasen erfolgende Verringerung der Gerinneabflüsse. Längere Frostphasen können auch zu einem weitgehenden Aussetzen der chemischen Verwitterung und zum vollständigen Einfrieren von Gerinnen führen.

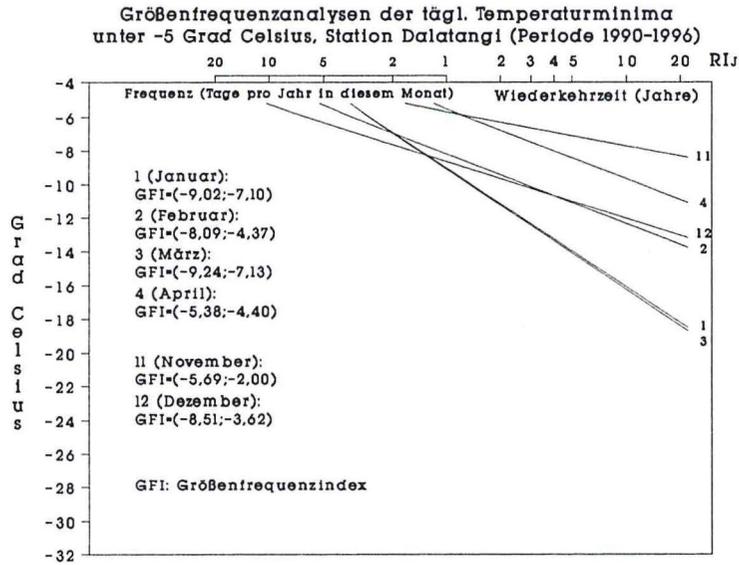
Das Auftreten von Frostwechseltagen ist in erster Linie aufgrund der damit verbundenen Bildung von Nadeleis an vegetationsenblößten, im Herbst und Winter von Schnee freigewehrten windexponierten und konvexen Hangpartien von Interesse. Die Feldarbeiten in Austdalur ergaben, daß bereits geringe Nachtfroste für die Entwicklung von Nadeleis ausreichen (OUTCALT 1971). Durch das Kristallwachstum des Eises erfolgt eine Auflockerung und Austrocknung des Substrates und eine Anhebung von Feststoffpartikeln. Eine hohe Anzahl von Frostwechseltagen begünstigt so die Deflation von Feinmaterial und die damit verbundene Zerstörung der noch vorhandenen Vegetationsdecke durch Rasenabschälung.

Des Weiteren besitzt Nadeleis aufgrund der Anhebung von Feststoffpartikeln an vegetationsfreien und geneigten Flächen auch eine direkte denudative Wirkung, die jedoch als sehr gering anzusehen ist. Für das im Untersuchungsgebiet an hoch gelegenen Sturzhalden zu verzeichnende Frostkriechen sind saisonale Frostwechsel mit mehrmonatigen winterlichen Bodenfrostphasen und ermittelten Bodenfrost eindringtiefen über 50 cm erforderlich.

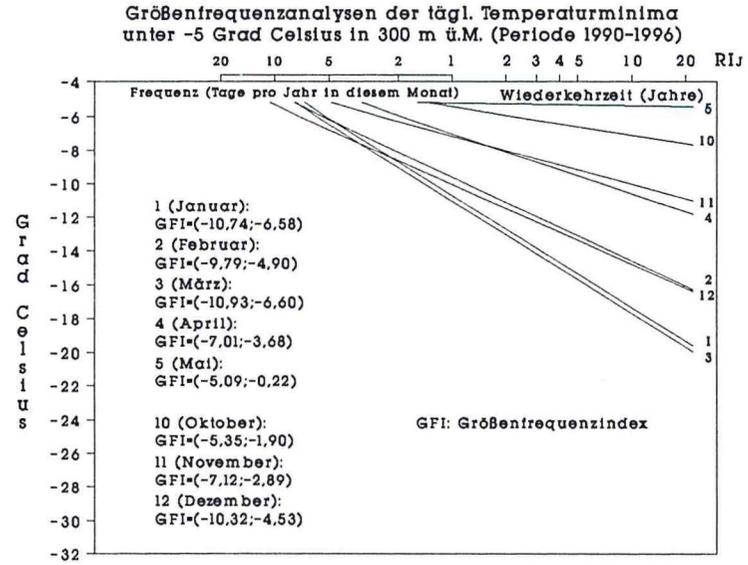
Neben den bisher aufgeführten Eigenschaften des Frostregimes ist für das aktuelle geomorphologische Prozeßgefüge im Untersuchungsgebiet auch von Bedeutung, daß das ganze Jahr über deutlich über dem Gefrierpunkt liegende Maximumtemperaturen der Luft auftreten können (Abb. 10). Bemerkenswert ist, daß auch im Januar, Februar, März, April, November und Dezember die Lufttemperatur mehrmals pro Monat bis über $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ansteigen kann. Hohe Temperaturmaxima im Herbst und Winter verursachen aufgrund der dann plötzlich einsetzenden Schneeschmelze kurzzeitig erhöhte Gerinneabflüsse. In den untersten Lagen des Untersuchungsgebietes liegt über den Herbst und Winter keine mehrmonatige geschlossene Schneedecke. Je höher die Temperaturen ansteigen, desto größere Bereiche werden von der Schneeschmelze erfaßt und desto höher sind die Gerinneabflüsse. Des Weiteren bewirken derartige winterliche Warmlufteinbrüche auch in den hohen Lagen eine kurzzeitige Unterbrechung längerer Luftfrostphasen. Die im Jahresverlauf höchsten Temperaturmaxima werden in den Monaten Juni bis Oktober erreicht. Im Sommer führen hohe Temperaturmaxima bis in den Juli/August hinein zu einem Abschmelzen der bis dahin in den hohen Lagen noch vorhandenen Schneereste und damit verbunden zu erhöhten Gerinneabflüssen.

2.3 Geomorphologisch relevante Aspekte des Niederschlagsregimes

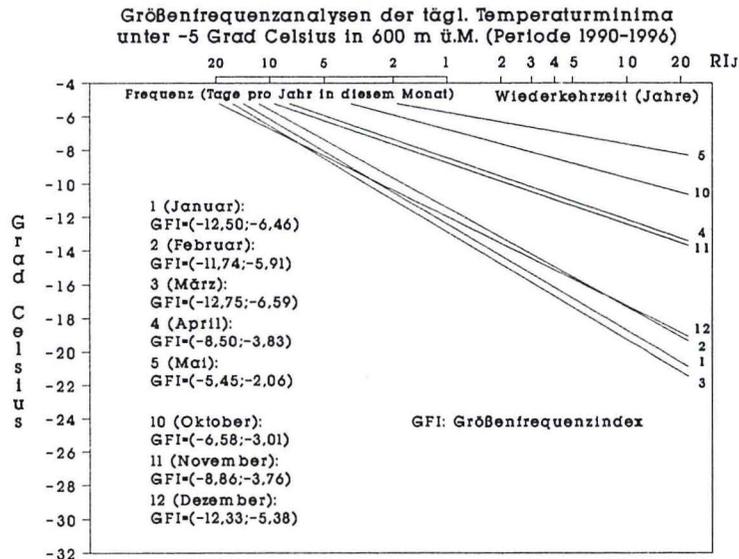
Das Bergland der Austfirðir ist aufgrund der häufigen zyklonalen Niederschläge insgesamt durch hohe Niederschlagsjahressummen gekennzeichnet, wobei die Regenniederschläge in erster Linie in Form von Landregen mit eher geringen Niederschlagsintensitäten fallen. An der Klimastation Dalatangi be-



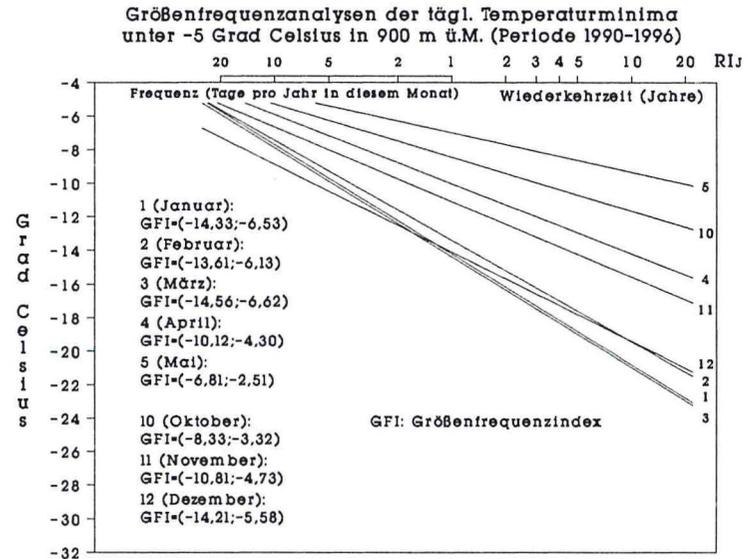
Datengrundlage: Vedurstofa Islands



Datengrundlage: Vedurstofa Islands



Datengrundlage: Vedurstofa Islands



Datengrundlage: Vedurstofa Islands

Abb. 9: Größenfrequenzanalysen täglicher Temperaturminima unter -5 °C in unterschiedlichen Höhenlagen ü. M.

trägt der mittlere Jahresniederschlag (Periode 1960 - 1996) 1.431 mm. Auffällig sind die starken inter-annuellen Schwankungen der Jahressummen (Abb. 11). In den 37 Jahren von 1960 bis 1996 beträgt die Spannweite zwischen dem höchsten (1985 mm im Jahr 1974) und dem niedrigsten Summenwert (1.008 mm im Jahr 1975) 977 mm. Das Verhältnis zwischen dem höchsten und dem niedrigsten Wert liegt bei ca. 2 : 1. Im Zeitraum von 1960 bis 1996 läßt sich ein allmählicher Anstieg der Jahresniederschläge erkennen. Eine vergleichbare Erhöhung der Jahressummen war in den letzten Jahrzehnten auch in anderen Regionen Islands zu verzeichnen (JÓNSSON 1991, LAWLER und WRIGHT 1996).

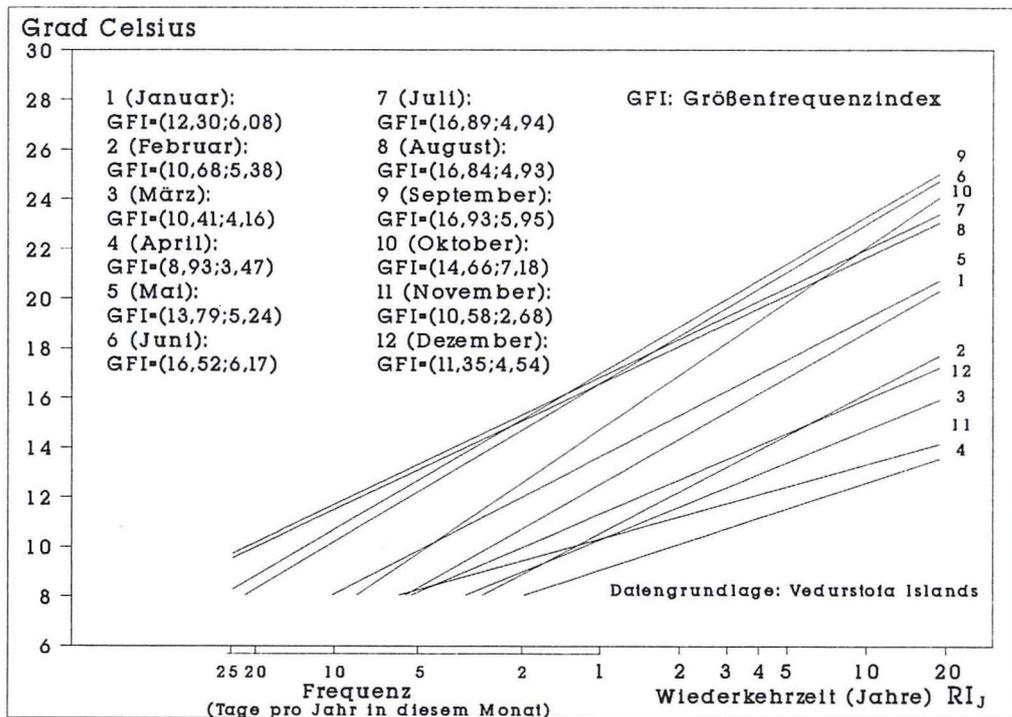


Abb. 10: Größenfrequenzanalysen der täglichen Temperaturmaxima über 8 °C (Station Dalatangi)

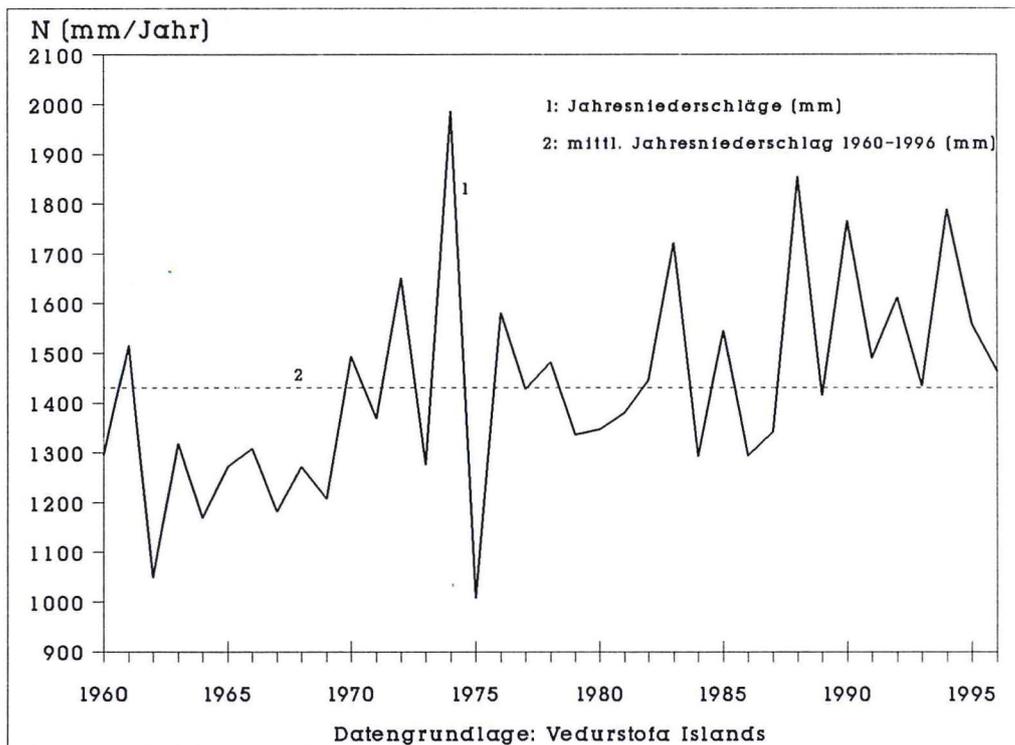


Abb. 11: Jahresniederschläge 1960 - 1996 (Station Dalatangi)

Die Niederschläge sind sehr ungleichmäßig über das Jahr verteilt (Abb. 12). Der mit Abstand niederschlagsreichste Monat ist der Oktober mit im Mittel 245 mm. Die im Mittel geringsten Niederschläge weist der Mai mit 78 mm auf. Das Verhältnis zwischen der mittleren Monatssumme des Oktobers und dem Monatsmittel des Mai beträgt 3,1 : 1. Die in den Monaten Januar (181 mm), Februar (115 mm), März (124 mm), April (112 mm) und Dezember (119 mm) ebenfalls relativ hohen Niederschläge werden zu einem größeren Teil als Schnee zwischengespeichert, wobei mit zunehmender Höhe über dem Meer ein Anstieg des Schneeanteils am Niederschlag erwartet werden kann. Von den Monaten, in denen der überwiegende Anteil der fröhsommerlichen Schneeschmelze erfolgt (Mai - Juli) weist der Juni mit 111 mm die im Mittel höchste Niederschlagssumme auf. Die mittlere monatliche Anzahl der Niederschlagstage liegt zwischen 22 im Januar und 15 im Juni.

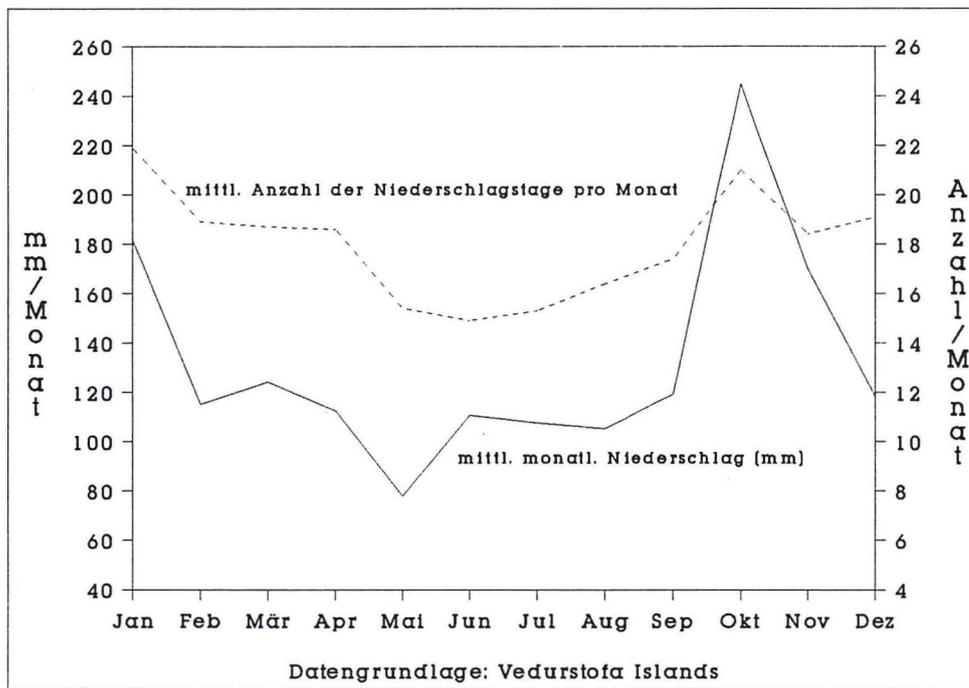


Abb. 12: Jahresgang der mittleren Monatsniederschläge und der mittleren Anzahl der Niederschlagstage pro Monat (Station Dalatangi)

Die für die Monate Mai bis November durchgeführten Größenfrequenzanalysen der täglichen Niederschläge über 10 mm (Abb. 13) zeigen den Niederschlagsreichtum im Oktober und die Niederschlagsarmut im Mai erneut auf und lassen zudem Aussagen über die jeweiligen Häufigkeiten bzw. Wiederkehrzeiten von Niederschlagsereignissen bestimmter Größe zu. Wie die Feldarbeiten in Austdalur ergaben, führen Tagessummen über 20 mm während intensiverer Schneeschmelze zu Überlandfließen und verstärkten Spülprozessen in Rinnen und Runsen sowie auf bereits aperen, durch Rasenabschälung vegetationsentblößten und tiefer gelegenen Hangpartien, was einen deutlich verstärkten aquatischen Abtrag von Feststoffen aus den Hangsystemen zur Folge hat. Mit Niederschlagstagesummen über 20 mm ist im Mai 1,0 mal pro Jahr, im Juni 2,2 mal pro Jahr, im Juli 1,8 mal pro Jahr, im Oktober 4,0 mal pro Jahr und im November 2,6 mal pro Jahr zu rechnen. Ohne zusätzliche Schneeschmelze führen erst Regensummen ab 40 mm/d zu Überlandfließen und ausgeprägteren Spülprozessen, wobei solche Tagessummen im Mai alle 3,4 Jahre, im Juni alle 1,4 Jahre, im Juli alle 1,9 Jahre, im August alle 1,5 Jahre, im September alle 2,3 Jahre, im Oktober 1,7 mal pro Jahr und im November alle 1,2 Jahre auftreten. Das in die Lockersubstrate infiltrierte Niederschlags- und Schmelzwasser wird in Form von Interflow hangabwärts abgeführt.

Eine durch Spülprozesse bewirkte Verlagerung von Schutt auf Sturzhalde, in Rinnen sowie in Hangspülrunsen konnte während des zweijährigen Untersuchungszeitraums nur nach einem extremen Starkregenereignis mit 92 mm/d im Oktober 1997 festgestellt werden. Des Weiteren führte dieses Extremereignis zu sekundären Steinschlägen an Felswänden, zu sehr hohen Gerinneabflüssen, zu verstärktem Schutt- bzw. Gerölltransport in den Gerinnen und zu Seitenerosion an Lockermaterialufern der Hauptgerinne. Mit einer Tagessumme von 92 mm ist im Mai alle 91,1 Jahre, im Juni alle 25,1 Jahre, im Juli alle 43,8 Jahre, im August alle 14,8 Jahre, im September alle 126,8 Jahre, im Oktober alle 5,4 Jahre und im November alle 20,2 Jahre zu rechnen, wobei vor allem die vergleichsweise hohe Wahrscheinlichkeit im Oktober auffällt. Eine besonders starke geomorphologische Wirksamkeit ist zu

erwarten, wenn solche Regenniederschläge mit intensiverer Schneeschmelze zusammentreffen, womit vor allem im Herbst, mit deutlich geringerer Wahrscheinlichkeit auch im Winter und während der frühlommerlichen Schneeschmelze gerechnet werden kann (V. Þorgrímsson, mündl. Mitt.). Durch das Starkniederschlagsereignis im Oktober 1997 wurden an den Steilhängen Austdalurs keine neuen Schuttrutsche und Muren ausgelöst. Demnach sind für diese Prozeßereignisse höhere Regensummen als 92 mm/d mit entsprechend größeren Wiederkehrzeiten bzw. vergleichbare Regenniederschläge in Verbindung mit intensiverer Schneeschmelze und/oder anderen Gunstfaktoren erforderlich.

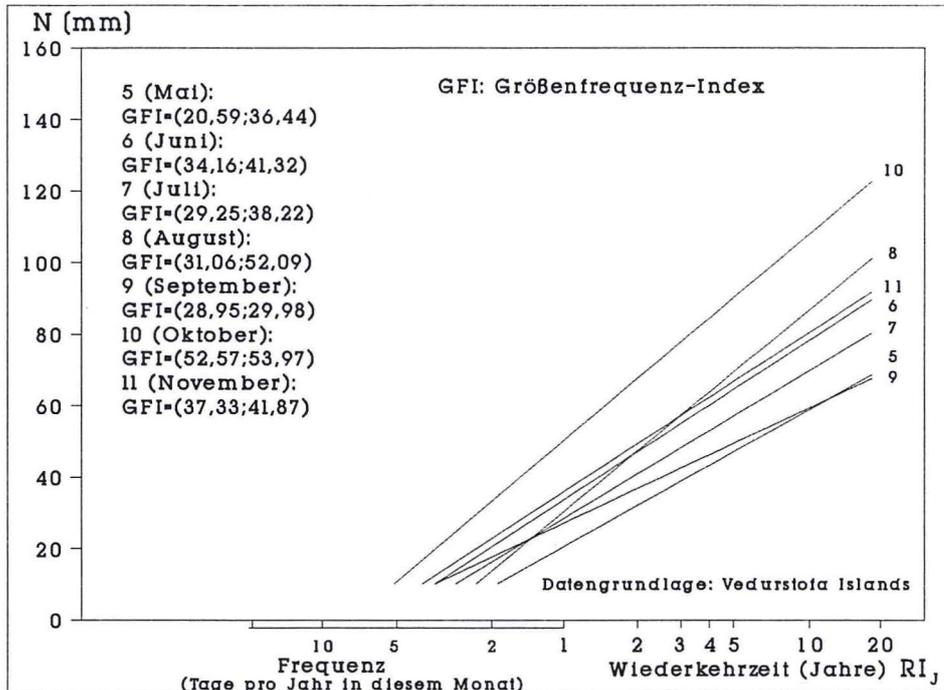


Abb. 13: Größenfrequenzanalysen der täglichen Niederschläge > 10 mm für die Monate Mai bis November (Station Dalatangi)

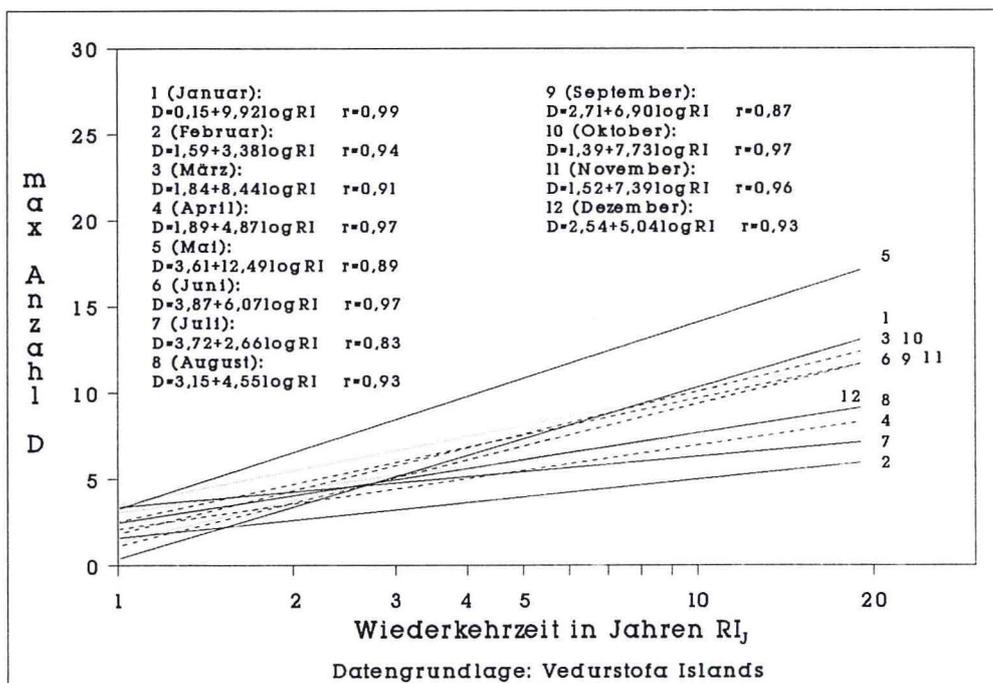


Abb. 14: Jahresfrequenzen der maximalen Anzahl aufeinanderfolgender Tage ohne Niederschlag in den unterschiedlichen Monaten (Station Dalatangi)

Bei den für die einzelnen Monate dargestellten Jahresfrequenzen der maximalen Anzahl aufeinanderfolgender Tage ohne Niederschlag (Abb. 14) fällt in erster Linie die hohe Wahrscheinlichkeit längerer

niederschlagsfreier Phasen im Mai auf. Auch im Juni können mehrere aufeinanderfolgende Tage ohne Niederschlag vorkommen. Längere Trockenphasen im Mai und Juni führen unter anderem dazu, daß die Gerinneabflüsse während der frühsummerlichen Schneeschmelze relativ moderat ausfallen. Im Juli, August und September bewirken sie geringe Gerinneabflüsse, wobei kleine Nebengerinne auch vollständig austrocknen können.

3 Zusammenfassende Gesamtbetrachtung

Die dargestellten Aspekte des gegenwärtigen Morphoklimas steuern neben den vorliegenden Material- und Formeigenschaften die Intensität und Struktur des geomorphologischen Prozeßgefüges im Bergland der Austfirðir. Eine quantitative Erfassung und Kennzeichnung der rezenten Geomorphodynamik des Arbeitsgebietes ist über die geomorphologische Massenbilanz des im Rahmen der Feldarbeiten eingehend untersuchten Einzugsgebietes Austdalur möglich (BEYLICH 1999a, 1999b, 2000). Hierbei beeinflußt das Morphoklima in wesentlichem Maße die Art, Häufigkeit und Intensität bzw. die absolute und relative Bedeutung der wirksamen Formungsprozesse.

Die in Austdalur vorliegende Dominanz des aquatischen Feststoffabtrags gegenüber dem Lösungsabtrag ist auf die insgesamt sehr geringe Intensität der chemischen Verwitterung, den relativ hohen Anteil vegetationsentblößter Flächen und die damit verbundene größere abtragende Wirkung von nival, nival-pluvial oder pluvial induziertem Überlandfließen zurückzuführen. Aufgrund der Eigenschaften des Temperatur- und Niederschlagsregimes können das ganze Jahr über große Abflußmengen auftreten, wobei die von den Hangsystemen zugeführten Feststoffe in den Hauptgerinnen in der Regel vollständig weitertransportiert und aus den Einzugsgebieten ausgetragen werden. Die Intensität des unter dem rezenten Morphoklima vorliegenden periglazialen Prozeßgefüges ist insgesamt gering, was neben den Eigenschaften des Wind-, Temperatur- und Niederschlagsregimes auch auf die hohe Resistenz der anstehenden Plateaubasalte zurückzuführen ist.

Weitere morphoklimatische Untersuchungen in anderen rezenten Periglazialgebieten der Erde erscheinen lohnend, um auch im Hinblick auf eine zuverlässigere Abschätzung möglicher geomorphologischer Auswirkungen von prognostizierten Morphoklimaveränderungen (BARSCH 1993, SCHLYTER et al. 1993, RAPP 1995, SCHMIDT 1998) zu verbesserten Vorstellungen über die Bedeutung der jeweiligen Wind-, Temperatur- und Niederschlagsregime für die aktuellen geomorphologischen Prozeßgefüge zu gelangen.

Danksagung

Die Finanzierung der Feldarbeiten in Ost-Island wurde durch die Unterstützung des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (DAAD) in Bonn erleichtert, wofür ich meinen Dank aussprechen möchte. Dem Isländischen Forschungsrat danke ich für die Erteilung einer "Research Declaration" für die Geländearbeiten im Bergland der Austfirðir.

Dem Isländischen Meteorologischen Dienst (VEÐURSTOFA ÍSLANDS) in Reykjavík, namentlich Frau Úrsúla E. Sonnenfeld und Herrn Trausti Jónsson, danke ich herzlich für die großzügige Bereitstellung von meteorologischem Datenmaterial von der Klimastation Dalatangi. Herrn Dr. Þorsteinn Sæmundsson (VEÐURSTOFA ÍSLANDS, Reykjavík) danke ich für seine interessanten fachlichen Hinweise.

Bei Herrn Prof. Dr. F. Ahnert (Geographisches Institut der RWTH Aachen) und Herrn Prof. Dr. K.-H. Schmidt (Institut für Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) möchte ich mich für die mit ihnen geführten Diskussionen sowie für die kritischen Anmerkungen ganz herzlich bedanken.

Frau Póra Guðmundsdóttir (Farfuglaheimilínu Hafaldan, Seyðisfjörður), Herrn Oddur Rágnarsson und Herrn Vilmundur Þorgrímsson (Seyðisfjörður, Ost-Island) möchte ich für ihre Gastfreundschaft und zahlreichen Hilfestellungen während meiner vier Aufenthalte in Seyðisfjörður und der Feldarbeiten meinen allerherzlichsten Dank aussprechen. Herrn Vilmundur Þorgrímsson und Herrn Sigurður Jónsson (Seyðisfjörður) sei zudem für ihre hilfreichen fachlichen Hinweise gedankt.

Literatur

AHNERT, F. (1982): Untersuchungen über das Morphoklima und die Morphologie des Inselberggebietes von Machakos, Kenia. *Catena*, Suppl. 2, 1 - 72.

- AHNERT, F. (1986): The magnitude-frequency index - an approach to the identification of hygric morphoclimates. *Zschr. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd.* **60**, 1 - 6.
- AHNERT, F. (1987): An approach to the identification of morphoclimates. In: Gardiner, V. [Ed.]: *International Geomorphology 1986. Part II*, Chichester, 159 - 188.
- AHNERT, F. (1988): Das Morphoklima und seine Bedeutung für die Hangentwicklung in Trockengebieten. *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. F.*, **41**, 229 - 244.
- AHNERT, F. (1996): *Einführung in die Geomorphologie*. Stuttgart.
- BARSCH, D. (1993): Periglacial geomorphology in the 21st century. *Geomorphology*, **7**, 141 - 163.
- BEYLICH, A.A. (1999a): Hangdenudation und fluviale Prozesse in einem subarktisch-ozeanisch geprägten, permafrostfreien Periglazialgebiet mit pleistozäner Vergletscherung - Prozeßgeomorphologische Untersuchungen im Bergland der Austfirðir (Austdalur, Ost-Island). Diss., Univ. Halle.
- BEYLICH, A.A. (1999b): Intensität und raumzeitliche Variabilität gravitativer und fluvialer Prozesse im periglazialen Bergland der Austfirðir (Ost-Island). Norden (im Druck).
- BEYLICH, A.A. (2000): Untersuchungen zum gravitativen und fluvialen Stofftransfer in einem subarktisch-ozeanisch geprägten, permafrostfreien Periglazialgebiet mit pleistozäner Vergletscherung (Austdalur, Ost-Island). *Zschr. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd.* (im Druck).
- BOHNSTEDT, H. (1932): Die thermische Kontinentalität des Klimas von Nordeuropa. *Meteor. Zschr.*, **49**, 49 - 62.
- CHORLEY, R.J. (1962): *Geomorphology and general systems theory*. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 500-B.
- CHORLEY, R.J. und B.A. KENNEDY (1971): *Physical Geography - a systems approach*. London.
- CHORLEY, R.J., S.A. SCHUMM und D.E. SUDGEN (1984): *Geomorphology*. London.
- CHOW, V.T. [Ed.] (1964): *Handbook of applied hydrology*. New York.
- CHURCH, M., R.F. STOCK und J.M. RYDER (1979): Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: debris slope accumulations. *Arctic and Alpine Research*, **11**, 371 - 402.
- DE PLOEY, J., M.J. KIRKBY und F. AHNERT (1991): Hillslope erosion by rainstorms - a magnitude-frequency analysis. *Earth Surface Processes and Landforms*, **16**, 399 - 409.
- EINARSSON, M. (1991): Temperature conditions in Iceland 1901 - 1990. *Jökull*, **41**, 1 - 20.
- EINARSSON, P. (1994): *Geology of Iceland. Rocks and Landscape*. Reykjavik.
- FOURNIER, F. (1960): *Climat et erosion: la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques*. Paris.
- GERRARD, J. (1991): An assessment of some of the factors involved in recent landscape change in Iceland. In: Maizels, J.K. und C. Caseldine [Eds.]: *Environmental Change in Iceland: Past and Present*. Dordrecht, 237 - 253.
- GLAWION, R. (1985): Die natürliche Vegetation Islands als Ausdruck des ökologischen Raumpotentials. *Bochumer Geogr. Arb.*, **45**.
- HALLET, B., J.S. WALDER und C.W. STUBBS (1991): Weathering by segregation ice growth in microcracks at sustained subzero temperatures: verification from an experimental study using acoustic emissions. *Permafrost and Periglacial Processes*, **2**, 283 - 300.
- JÓNSSON, T. (1991): New averages of temperature and precipitation in Iceland, 1961 - 1990. *Jökull*, **41**, 81 - 87.
- KÖPPEN, W. (1936): Das geographische System der Klimate. In: Köppen, W. und R. Geiger [Hrsg.]: *Handbuch der Klimatologie*. Bd. I, T. C, Berlin.
- LAWLER, D.M. und L.J. WRIGHT (1996): Sediment yield decline and climate change in southern Iceland. *International Association of Hydrological Sciences Publ.*, **236**, 415 - 425.
- LIEBRICHT, H. (1983): Das Frostklima Islands seit dem Beginn der Instrumentenbeobachtung. *Bamberger Geogr. Schr.*, **5**.
- OUTCALT, S.I. (1971): An algorithm for needle ice growth. *Water Resources Research*, **7**, 394 - 400.
- PELTIER, L.C. (1950): The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic morphology. *Annals of the Association of American Geographers*, **40**, 214 - 236.
- RAPP, A. (1960): Recent development of mountain slopes in Kärkevagge and surroundings, northern Scandinavia. *Geografiska Annaler*, **42**, 2-3, 71 - 200.
- RAPP, A. (1995): Case studies of geoprocesses and environmental change in mountains in northern Sweden. *Geografiska Annaler*, **A**, **77**, 4, 189 - 198.
- SCHLYTER, P., P. JÓNSSON, R. NYBERG, P. PERSSON, A. RAPP, C. JONASSON und J. REHN (1993): Geomorphic process studies related to climate change in Kärkevagge, northern Sweden - status of current research. *Geografiska Annaler*, **A**, **75**, 1-2, 55 - 60.
- SCHMIDT, K.-H. (1998): Klimageomorphologie und Strukturgeomorphologie - Stand der Forschung. In: Dikau, R., G. Heinritz und R. Wiessner [Hrsg.]: *Global Change - Konsequenzen für die Umwelt*. 51. Dt. Geographentag Bonn 1997, **3**, 214 - 216.

- SCHUNKE, E. (1975): Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. F., **30**.
- SCHUNKE, E. (1979): Aktuelle thermische Klimaveränderungen am Polarrand der Ökumene Europas - Ausmaß, Ursachen und Auswirkungen. Erdkunde, **33**, 4, 282 - 291.
- SCHUNKE, E. und H. STINGL (1973): Neue Beobachtungen zum Luft- und Bodenfrostklima Islands. Geografiska Annaler, **A**, **55**, 1, 1 - 23.
- SIGBJARNARSON, G. (1983): The Quaternary alpine glaciation and marine erosion in Iceland. Jökull, **33**, 87 - 98.
- TROLL, C. (1973): Rasenabschälung (turf exfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge. Zschr. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd. **17**, 1 - 32.
- TROLL, C. und K.H. PAFFEN (1964): Karte der Jahreszeiten-Klimate der Erde. Erdkunde, **18**, 1, 5 - 28.
- WALDER, J.S. und B. HALLET (1985): A theoretical model of the fracture of rock during freezing. Geological Society of America, Bull., **96**, 3, 336 - 346.
- WALDER, J.S. und B. HALLET (1986): The physical basis of frost weathering: toward a more fundamental and unified perspective. Arctic and Alpine Research, **18**, 27 - 32.
- WASHBURN, A.L. (1979): Geocryology. A survey of periglacial processes and environments. London.

Anschrift des Autors:

Achim A. Beylich, M.A.
Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Fachbereich Geowissenschaften
Institut für Geographie
Arbeitsgruppe Physische Geographie
Domstraße 5
D-06108 Halle (Saale)
e-mail: beylich@geographie.uni-halle.de