

Rezente periglaziäre Morphodynamik auf Angmagssalik Ø, SE-Grönland

Von Ekkehard Schunke *

Zusammenfassung: Die vorliegende Arbeit gilt einer Bestandsaufnahme des auf der Angmagssalik Ø in SE-Grönland ausgebildeten periglazialen Formeninventars in seiner Gesamtheit sowie der Analyse seiner frostklimatischen und edaphischen Milieubedingungen. Von den Erscheinungen der periglaziären Mikroformung sind die charakteristischen periglazialen Leitformen der Bodenmusterung und -sortierung sowie der Solifluktion bemerkenswerterweise in nur geringer Häufigkeit und Formenvarianz ausgebildet. Die periglaziäre Makroformung drückt sich im wesentlichen aus in einer geringen, abschnittswisen Umgestaltung der weithin glaziär geprägten Täler sowie in einer meist erst im Initialstadium befindlichen Ausbildung von Nivations- und Kryoplanationsformen. Insgesamt hat die periglaziäre Morphodynamik sowohl für das Makro- als auch für das Mikror relief bislang eine überraschend geringe Wirksamkeit erlangt. Da eine Analyse der frostklimatischen Parameter für Angmagssalik ein Frostregime von großer Schärfe ausweist, wie es in anderen Periglazialregionen der Arktis ein vielfältiges Inventar von markanten Periglazialerscheinungen nach sich zieht, beruht die wenig prägnante Ausbildung des periglazialen Formeninventars auf der Angmagssalik Ø nicht auf einer Ungunst der frostklimatischen Voraussetzungen. Sie findet ihre Begründung vielmehr in den pedologischen und lithologischen Milieubedingungen, die vor allem durch einen sehr geringen Anteil von frostempfindlichen Tonen und Schluffen am Lockersubstrat gekennzeichnet werden.

Summary: The present paper deals with the more important results of field investigations into the present-day periglacial-morphologic phenomena of Angmagssalik Ø in SE-Greenland and gives an analysis of the frost-climatic and edaphic conditions of its periglacial environment. Angmagssalik Ø shows the following miniature forms of periglacial morphodynamics: forms of frost-shattering, patterned ground, nival boulder pavement and gelifluction. Whereas forms of frost-shattering have a widespread distribution, forms of patterned ground and gelifluction, although typical periglacial-morphologic indicators, are merely developed in a remarkably limited frequency and variety of forms. The most essential factors in the periglacial formation of the macro-relief are a slight remodelling of parts of the pre-existing trough valleys under the combined influences of a seasonal jerky water discharge (the 'nival flood'), rock shattering and transport of the substratum by slopewash processes and gelifluction, and snowpatch effects which, in most cases, are still in their initial stages. In short, periglacial morphodynamics have so far had surprisingly little effect both on the macro-relief and the micro-relief.

On the other hand, an analysis of frost-climatic parameters for Angmagssalik — in particular the annual totals and seasonal distribution of days with alternate freezing and thawing conditions and of days in which temperatures remain below 0° C, together with the freezing index and freezing intensity — reveals a freezing regime of such severity as to cause a manifold inventory of distinct periglacial phenomena in other high-latitude periglacial environments. Consequently, the poor development of distinct periglacial features on Angmagssalik Ø is not due to adverse frost-action conditions. It is rather a result of the pedologic-lithologic conditions of the environment which are characterized, above all, by the fact that the unconsolidated fine-grained material contains only a very small amount of frost-susceptible clay and silt.

1. EINLEITUNG

Bei der geomorphologischen Analyse des Formenwandels im periglazialen Milieu der Arktis und Subarktis ist die Frage nach den differenzierenden Milieufaktoren ein wichtiger Forschungsschwerpunkt, zu dem es weiterer Regionaluntersuchungen bedarf, die sich nicht auf einige Formen oder Formenkomplexe beschränken, sondern den gesamten Formenbestand eines Raumes zum Inhalt haben. Zu den bislang überhaupt noch nicht gezielt untersuchten Periglazialräumen zählt derjenige SE-Grönlands; die von der Ostseite Grönlands vorliegenden periglazialmorphologischen Studien von POSER (1932, 1936), SORENSEN (1935), MÜLLER (1959), CRUICKSHANK & COLHOUN (1965), RAUP (1965, 1966, 1969, 1971), WASHBURN (1965, 1967, 1969 a, b), O'BRIEN (1971) u. a. beziehen sich auf das zentrale und nördliche Ostgrönland. Mit Blick auf die eingangs genannte Problematik ist eine periglazialmorphologische Bestandsaufnahme im Bereich von

* Prof. Dr. Ekkehard Schunke, Geographisches Institut der Universität, Goldschmidtstr. 5, D—3400 Göttingen.

Angmagssalik in SE-Grönland außer wegen des Vergleiches mit dem nördlicheren Ostgrönland vor allem auch wegen des Vergleichs mit dem unter gleicher geographischer Breite gelegenen und somit mit vergleichbarem solaren Strahlungsklima ausgestatteten periglazialen Milieu Islands von Interesse. Ausgenommen Untersuchungen von SCHUNKE (1977 a) zur Thufur-Bildung, haben die aus dem Bereich von Angmagssalik vorliegenden geomorphologischen Untersuchungen ausschließlich glaziologische Probleme zum Gegenstand (vgl. LARSEN 1959, FRISTRUP 1960).

Vor diesem Hintergrund gilt die Fragestellung der vorliegenden Arbeit: 1. einer Bestandsaufnahme der periglazialen Mikroformung, 2. einer Analyse der sich aus ihr ergebenden Makroformung und 3. den rezenten Milieubedingungen der periglaziären Morphodynamik. Daß darüber hinaus die Untersuchungen auch einen Beitrag zur Regionalmorphologie der Insel darstellen, bedarf nicht des ausdrücklichen Hinweises. Die folgenden Ausführungen gründen sich auf kryopedologische Feldarbeiten in verschiedenen Bereichen von Angmagssalik, Tinitequilaq und Kulusuk, die im Sommer 1976 mit finanzieller Unterstützung seitens der Akademie der Wissenschaften in Göttingen durchgeführt wurden.

Das unter 65°35'N gelegene Untersuchungsgebiet der Angmagssalik Ø, das nach seiner Lage in der eisfreien Peripherie des grönländischen Inlandeises zu den Periglazialgebieten in des Begriffes wörtlicher Bedeutung zählt, ist eine rund 630 km² große Insel mit einem weitgehend glaziär gestalteten Großrelief mit absoluten Höhen von bis zu 1100 m ü. M., das zum Teil bis nahe an den Meeresspiegel herab alpine Züge aufweist. Der Untergrund des zum präkambrischen Schild Grönlands gehörenden Untersuchungsgebietes besteht im wesentlichen aus archaischen Gneisen von Amphibolit- oder auch Granulit-Fazies, Charnokiten, Graniten und Dioriten (vgl. WAGER 1934, BRIDGWATER & GORMSEN 1968, 1969, WRIGHT et al. 1973, ESCHER & WATT 1976). Der Insel fehlt eine flächenhaft geschlossene Bedeckung mit Lockersubstraten; deren Verbreitung bleibt auf das küstennahe Tiefland sowie auf Geländedepressionen beschränkt. Die Vegetationsdecke, subarktische Heiden und Tundren (vgl. BOCHER 1933), besitzt nur im küstennahen Tiefland stellenweise größere Geschlossenheit. Vom Tundrabereich des Küstensaumes führen Höhenstufen bis in die Nivalregion, die bei 550—600 m ü. M. einsetzt und aus der Gletscherzungen sowie Schneeflecken bis zum Meeresspiegelniveau herabreichen. Nach Ausweis der meteorologischen Daten der Station Angmagssalik (65°36'N, 35 m ü. M.) werden die auf die Normalperiode (1931—1960) bezogenen Klimaverhältnisse des äußeren Küstenbereiches bei einer Jahresmitteltemperatur von —0,3°C durch eine Mitteltemperatur des kältesten Monats (Februar) von —7,4°C und eine Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) von 7,3°C als dem ET-Klima KOPPENs zugehörig charakterisiert (vgl. auch PUTNINS 1970). Die jährliche Niederschlagssumme beträgt im Mittel 770 mm, wovon der größte Teil im Winter als Schnee fällt. Bemerkenswert ist die geringe relative Luftfeuchtigkeit von 77% im langfristigen Jahresmittel. Fröste treten auch in den Sommermonaten auf (vgl. Abb. 4). Die Insel wird erst im Mai/Juni weithin schneefrei, wobei zahlreiche Schneeflecken, vor allem im Inselinneren, bis weit in den Sommer hinein bestehen bleiben. Die Angmagssalik Ø liegt außerhalb des Verbreitungsbereiches von kontinuierlichem Permafrostboden; Permafrostboden tritt nur sporadisch auf.

Bei der folgenden Betrachtung des periglazialen Formeninventars ist mit Blick auf die reliefgestaltende Wirkung zwischen den Erscheinungen und Vorgängen der periglaziären Mikro- und Makroformung zu unterscheiden. Die periglazialen Kleinformen, die zwar bei der geomorphologischen Abgrenzung des periglazialen Milieus gemeinhin als „Periglaziale Leitformen“ angesehen werden, bleiben in ihren reliefprägenden Auswirkungen auf die obersten Substratpartien beschränkt. Die periglazialen Großformen hingegen bewirken eine Umgestaltung des Makroreliefs.

2. DIE PERIGLAZIARE MIKROFORMUNG

Aus dem reichhaltigen Formenkatalog der periglaziären Mikroformung werden auf der Angmagssalik Ø Formen der Frostverwitterung, der Bodenmusterung und -sortierung, des Bodenfließens und der Bodenglättung angetroffen.

Die Formen der Frostverwitterung als konstituierendes Merkmal des periglazialen Milieus drücken sich zunächst im Habitus der nackten Felsoberflächen aus. In der Art der Herauswitterung des Gesteins spiegelt sich eine selektive Wirkung der kryoklastischen Bearbeitung wider, die sich nicht nur in einer stärkeren Verwitterung entlang von Gängen, Klüften und Gesteinsfugen, sondern auch in einem stark gegliederten oder mehr glatten Habitus der Felsoberfläche äußert, entsprechend dem Gesteinszerfall zu blockigem oder sandig-grusigem Detritus. Sichtbar wird die Wirkung der Frostsprengung vor allem aber durch die Formen der Frostschuttakkumulation, die Schutthalden und Schuttkegel. Auch kryoklastisch zerlegte Einzelblöcke werden beobachtet.

Im allgemeinen haben Formen der Frostschuttakkumulation auf der Angmagssalik Ø eine weite Verbreitung: Weithin wird der glaziär bearbeitete nackte Fels von einem lockeren dünnen Schuttschleier bedeckt. Nur abschnittsweise verdichtet sich dieser zu einem Frostschuttfeld oder zu einer Frostschutthalde. Insbesondere ausgedehnte Frostschuttfelder, wie sie auf horizontalem Gelände im allgemeinen für Periglazialgebiete typisch sind, fehlen auf Angmagssalik Ø weitgehend. Die meist geringe Mächtigkeit solcher autochthoner Detritusansammlungen dokumentiert, daß es sich um erst in Bildung begriffene Schuttfelder handelt. Aber auch an den steilen Hangpartien dominieren nicht markante Schutthalden und Schuttkegel, sondern dünne lockere Frostschuttschleier, die sich am Hangfuß und in Geländedepressionen verdichten. Markantere Schuttkegel finden sich gelegentlich unterhalb von langen Steinschlag- und Erosionsrinnen, Schutthalden von größerer flächenhafter Ausdehnung vorzugsweise am Fuße der die großen Trogtäler begrenzenden Talflanken.

Wie die feinere Gestaltung der nackten Felsen durch die Frostverwitterung hängt auch die Ausprägung der Frostschutthalden von der Beschaffenheit des Gesteins ab. So werden in den Gesteinen mit mikrokristallinem oder porphyroblastischem Gefüge ohne ausgeprägte Schieferigkeit vorzugsweise große Blöcke herausgewittert, so beispielsweise an den Rahmenhöhen des Qordlortoq Sjø und an den Flanken des Sermilikvejen-Tales, deren Flußbereiche flächenhaft von mächtigen Schutthalden aus scharfkantigem Blockmaterial ohne Feinmaterialmatrix verhüllt werden. Bei grobkristallinem grano- oder lepidoblastischen Gefüge mit starker Schieferigkeit kommt es anstelle von Blockbildung zur Abgrusung eines relativ feinkörnigen sandigen Detritus (vgl. Abb. 7, Probe 4).

Außer dem blockigen oder grusigen Gesteinszerfall wurde häufig eine Exfoliation von dünnen Gesteinsplättchen beobachtet, wie sie WASHBURN (1969: 28 ff) auch aus dem zentralen Ostgrönland beschreibt. Soweit die Beobachtungen reichen, setzt diese Abschuppung dicht unterhalb einer 3—5 mm dicken rotbraunen Verwitterungsrinde ein, die Festgestein und Blockmaterial gleichermaßen überzieht. Die Ausbildung dieser Verwitterungsrinden findet ihre Begründung in Lösungswanderungen, wie sie sich aus einem häufigen Wechsel des Oberflächenfeuchtigkeitsaustausches ergeben, ausgelöst durch bemerkenswerte Schwankungen der relativen Luftfeuchtigkeit, die im Sommer zeitweilig weit unter 50% absinkt (vgl. S. 14). Mit der beobachteten Exfoliation ist der Hinweis auf die Wirksamkeit von chemischer Verwitterung im periglazialen Milieu gegeben, wie sie auch aus anderen Bereichen der Arktis bekannt geworden ist (vgl. CZEPPE 1964, MECKELEIN 1965, WASHBURN 1969).

Über das Ausmaß des kryoklastischen Gesteinszerfalls lassen sich keine exakten An-

gaben machen. Aufgrund der relativ geringen Mächtigkeit und Häufigkeit von Frostschuttmassen größerer Mächtigkeit muß es als vergleichsweise gering angesehen werden. Besonders intensiv ist die rezente Frostverwitterung im Umkreis von Schneeflecken (vgl. S. 11).

Als Formen der Bodenmusterung und -sortierung gibt es auf Angmagssalik Ø Strukturböden, Zellenböden und Büldenböden. Ihre Ausbildung setzt stets Feinmaterial voraus, das sich vor allem in glazigenen Senken sowie in flächenhafter Verbreitung im küstennahen Tiefland angesammelt hat.

Von den mannigfaltigen Formtypen des Strukturbodens wurden auf Angmagssalik Ø nur Steinpolygone angetroffen; Steinringe, Steinstreifen, Steininseln, Feinerdeinseln, Feinerdestreifen und andere Sortierungsformen fanden sich nicht. Außer durch ihre geringe Formenvielfalt sind die Strukturböden von Angmagssalik durch ihr seltenes Auftreten, eine geringe Formschärfe sowie dadurch charakterisiert, daß die wenigen Vorkommen nur eine sehr geringe flächenhafte Ausdehnung besitzen: Strukturbodenfelder, die mehr als 20 Einzelformen umfassen, wurden nicht beobachtet. Das gilt für die Klein- und Großformen der Steinpolygone gleichermaßen.

Kleinformen des Strukturbodens wurden in Gestalt von Steinpolygonen mit einem Durchmesser von bis zu 30 cm vor allem in feinmaterialreichen Glazialwannen angetroffen. Ihr Steinrahmen besteht meist aus Steinen, deren Kantenlänge 10 cm nicht überschreitet. Größere Blöcke werden von der Sortierung nicht erfaßt. In den Senken, in denen sich die Steinpolygone ausgebildet finden, liegt der feinmaterialreiche sandig-grusige Detritus in sehr geringer Mächtigkeit von 20—30 cm unmittelbar auf dem glatt-



Abb. 1: Subrezente Makrosteinpolygone (Durchm.: 2 m) in Glazialschutt. Qordlortoq So, 200 m ü. M. (26. 7. 1976).

Fig. 1: Subrecent large stone polygons (diam: 2 m) in glacial debris. Qordlortoq So, 200 m a. s. l. (July 26th, 1976).

geschliffenen Anstehenden. Soweit feststellbar, handelt es sich vorwiegend um angeschwemmten und glaziär akkumulierten allochthonen Detritus. Die glatte Oberfläche des unverwitterten Anstehenden im Untergrund wirkt als Wasserstauer, so daß der Detritus in aller Regel stark durchfeuchtet ist. In jenen kleinen Geländedepressionen, in denen die Mächtigkeit des angesammelten Detritus 20 cm nicht übersteigt, finden sich bei gleicher Zusammensetzung des Materials Sortierungserscheinungen nicht ausgebildet. Ebenso wie hier wurden auch auf den vegetationsfreien Partien der ausgedehnten, relativ tiefgründig zu sandig-grusigen Komponenten verwitterten autochthonen Schuttfeldern im küstennahen Tiefland keine Sortierungsformen festgestellt; vielmehr werden diese vegetationsfreien Stellen des sandig-grusigen Schuttes meist oberflächlich von Pflasterböden eingenommen.

Großformen des Strukturbodens wurden in Gestalt von großen Steinpolygonen mit einem Durchmesser von bis zu 2,5 m angetroffen, und zwar in einem subrezentem Gletschervorfeld an der Südseite des Qordlortog-Sees, wo sich inmitten des unsortierten, überwiegend blockigen moränischen Schuttmaterials abschnittsweise Feinmaterialanreicherungen befinden (vgl. Abb. 1). Trotz des ebenen Geländes weisen einige Steinpolygone auch längliche Konturen auf, wie sie nach Untersuchungen auf Island für die frostdynamische Detritussortierung von sehr stark durchfeuchteten Plätzen typisch sind (vgl. SCHUNKE 1975). Die Steinrahmenbreite beträgt bis zu 1 m. Der Steinrahmen enthält Blöcke mit einer Kantenlänge von bis zu 1 m, wobei das Grobmaterial in der Weise sortiert ist, daß sich die größten Steine am Innenrand des Rahmens anordnen. Flechtenbewuchs auf den größeren Steinen im Rahmen dokumentiert eine weitgehende rezente Inaktivität der frostdynamischen Bewegungen im Steinrahmen. Deutlicher noch in dieser Hinsicht spricht der Bewuchs der Feinmaterialfelder mit Moosen und Flechten, der allenfalls im Zentrum des Feinmaterialkerns Lücken aufweist. Der sich aus der Vegetationsbedeckung ergebende Charakter der Steinpolygone als Ruheformen zeigt, daß die Detritussortierung unter den gegenwärtigen Milieubedingungen offensichtlich weitgehend abgeschlossen ist; kryogene Materialbewegungen finden nur noch im Innern des Feinmaterialzentrums statt.

Unterschiede der Ausprägung und Größenordnung der Strukturböden in Abhängigkeit von der Höhenlage konnten nicht festgestellt werden. Die unterschiedliche Ausbildung der Sortierungserscheinungen als Klein- oder Großformen kann somit nicht durch Unterschiede des Frostklimas bedingt sein, sondern ergibt sich im wesentlichen aus der unterschiedlichen Detritusmächtigkeit. Dabei ist die Ausbildung der Großformen an das Vorhandensein einer glaziär durchbewegten und entsprechend stärker aufbereiteten Detritusdecke geknüpft, deren Mächtigkeit mehr als 50 cm beträgt.

Insgesamt besitzen die im allgemeinen als wichtige „Periglaziale Leitformen“ angesehenen Strukturböden auf Angmagssalik Ø keine nennenswerte geomorphologische Bedeutung. Für ihre Ausbildung sind nämlich außer den essentiellen frostklimatischen Voraussetzungen auch besondere Standortbedingungen — ein ausreichend Feinmaterial enthaltendes und gut durchfeuchtetes Detritusgemisch unterschiedlicher Korngrößenzusammensetzung — notwendig, wie sie auf Angmagssalik Ø nur an wenigen Stellen bestehen (vgl. Abb. 7).

Als weitere Formen einer Bodenmusterung wurden in von Moosen und Flechten gebildeten Vegetationsarealen verschiedentlich polygonale Rißnetze angetroffen, deren Polygone Maschenweiten von 15—20 cm umspannen und somit auf den ersten Blick als kleine Zellenböden anzusprechen wären. Bei näherer Betrachtung erweist sich jedoch, daß die Risse nur geringen Tiefgang haben und in der Regel nicht bis in das Lockersubstrat unter der Vegetationsdecke reichen. Wahrscheinlich handelt es sich bei dieser Bodenmusterung um Trockenrißsysteme, wie auch BÖCHER (1933) feststellt.

Von wesentlich größerer Ausdehnung und Formschärfe als die Strukturböden sind die Bültenböden in den von Tundra- und Wiesenvegetation eingenommenen Arealen des sandigen Feinmaterials in den küstennahen Tieflagen. Sie bestehen aus miteinander vergesellschafteten kuppel- bis buckelförmigen Bülten aus sandigem Feinmaterial mit geschlossener Vegetationsbedeckung (vgl. Abb. 2). Daneben gibt es plateauförmige Erdbülten. Der Grundriß der Bülten ist oval bis rund, aber auch langgestreckt. In Bezug auf

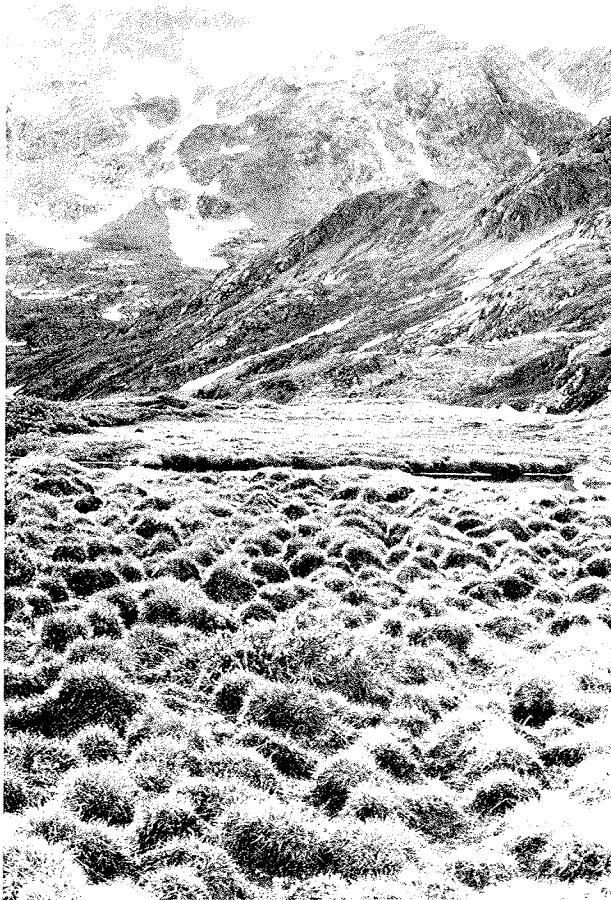


Abb. 2: Bültenböden in feinsandigem humusreichem Substrat. Qordlortoq Sø, 150 m ü. M. (29. 7. 1976).

Fig. 2: Earth hummocks in vegetated fine-sandy substratum with organic matter. Qordlortoq Sø, 150 m a. s. l. (July 29th, 1976).

die Anordnung der Erdbülten handelt es sich um dichtständige Bültenböden; eine weitständige Anordnung, wie sie beispielsweise auf Island bekannt geworden ist (vgl. SCHUNKE 1977a), wurde auf Angmagssalik Ø nicht beobachtet. Die dichtständigen Erdbülten werden durch schmale rinnen- oder muldenförmige Vertiefungen voneinander getrennt. Die Erdbülten des gleichen Bültenfeldes weisen einen relativ einheitlichen Habitus mit nur geringfügigen Differenzierungen auf. Auch in ihren Dimensionen zeigen die Erdbülten eine geringe Variabilität. Die Höhe der Erdbülten beträgt im allgemeinen 30—40 cm, der Durchmesser 60—80 cm.

Die Bülten sind in der Regel aus einem relativ homogenen Feinmaterial ohne Grobkomponenten aufgebaut und gleichen hierin den Thufur Islands. Aber anders als bei

diesen handelt es sich beim Feinmaterial der Erdbülten auf Angmagssalik Ø vorwiegend um fein- bis mittelsandigen Detritus mit einem sehr geringen Anteil von Tonen und Schluffen (vgl. Abb. 6), der zudem in seinen obersten Partien einen bemerkenswert hohen Anteil organogener Komponenten aufweist, der bis zu über 50% beträgt. Im Inneren der Thufur hält sich während des Sommers in aller Regel kein Frostboden.

Die Verbreitung der Bültenböden erstreckt sich auf einige wenige Plätze in geschlossen von Vegetation bedeckten Feinmaterialarealen. Dabei fehlen Bültenböden in Geländedepressionen mit Staunässe oder hohem Grundwasserstand. Gemäß der Verbreitung von Feinmaterial mit geschlossener Tundra- oder Wiesenvegetation im küstennahen Tiefland liegt die Obergrenze der Verbreitung von Bültenböden in einer Höhe von rund 150 m ü. M.

Hinsichtlich der Genese der Erdbülten läßt sich anhand ihres inneren Aufbaus ableiten, daß sie aus einer Bodenaufwölbung durch laterale subkutane Materialzufuhr resultiert. Die untersuchten Erdbülten zeigen in ihrem Inneren nämlich einen humusarmen Kern aus aufgewölbtem Feinmaterial, der zu den Seiten hin ausdünnt. Dieses aufgepreßte Feinmaterial hebt sich zudem durch einen größeren Ton- und Schluffanteil von rund 16% gegenüber dem hangenden, stark humifizierten Sanddetritus mit einem Ton- und Schluffanteil von 9% ab (vgl. Abb. 6).

Die faltenartige Aufwölbung dieses frostempfindlicheren Feinmaterials geht wahrscheinlich auf jenen lateralen kryostatischen Druck zurück, der bei einem unterschiedlich tiefen Eindringen des Bodenfrostes entsteht. Die Bedeutung von lateralem kryostatischen Druck für die Bültenbildung ergibt sich auch aus Untersuchungen von BESKOW (1930), RAUP (1965, 1966), MACKAY & MACKAY (1976), CRAMPTON (1977), SCHUNKE (1977a), TARNOCAI & ZOLTAI (1978) u. a. Der für die aufpressende Wirksamkeit von lateralem kryostatischen Druck auf ungefrorene, infolge der von der Gefrierfront bewirkten Bodenwassersorption stark durchfeuchtete plastische Substratpartien erforderliche unterschiedliche Tiefgang des Bodenfrostes resultiert aus jenen Differenzierungen des Mikroreliefs, die sich aus der Summation von zahlreichen zellenförmig differenzierten Frosthebungen des Substrates ergeben. Der unterschiedliche Tiefgang der Bodenfrostfront erfährt dann dadurch eine Selbstverstärkung, daß es auf den Bodenaufwölbungen aufgrund der günstigeren Standortbedingungen zu einem verstärkten Vegetationswachstum und einer damit verbundenen starken Humifizierung der obersten Substratpartien der Erdbülten kommt, woraus sich eine bessere thermische Isolation der Bülten gegenüber den Tiefenlinien ergibt.

Die insgesamt spärliche Ausbildung von Bültenböden auf der Angmagssalik Ø findet ihre Begründung in der oben angesprochenen Zusammensetzung des Detritus aus überwiegend pelitarmen Fein- und Mittelsanden, die sich damit deutlich von derjenigen des pelitreichen Feinmaterials der Thufur Islands abhebt (vgl. SCHUNKE 1977a, Abb. 4). Derartige ton- und schluffarme Feinsubstrate sind aufgrund ihrer geringen Frostempfindlichkeit im allgemeinen kaum zur Ausbildung von Erdbülten prädestiniert, wie insbesondere jüngste Untersuchungen von SCHUNKE (1977a) in Island und von TARNOCAI & ZOLTAI (1978) in Nordwest-Kanada zeigen. Im sandigen Feinmaterial der Angmagssalik Ø, dessen Korngrößenspektrum im wesentlichen demjenigen des kryoklastischen Verwitterungsdetritus der anstehenden grobkörnigen Gneise entspricht (vgl. Abb. 6), kommt es dort zu einer Bültenbildung, wo die sandigen Substrate einen hohen Anteil an organo- genem Material enthalten. Der hohe Humusgehalt setzt nämlich gegenüber reinem sandigen Detritus die Wasserkapazität und Kapillarität und damit die Frostanfälligkeit beträchtlich herauf. In die gleiche Richtung weisen die Feldarbeiten von RAUP (1965, 1966) an Bültenböden im zentralen Ostgrönland. Die relativ große Frosthebungskapazität von

organischem Material wird beispielsweise durch vergleichende Frosthebungsversuche von WRAMNER (1972) an Carex-Torf und pelitischem Feinmaterial aus nordskandinavischen Palsas belegt.

Des weiteren sind auf der Angmagssalik Ø Formen der Bodenglättung in Gestalt von Pflasterböden und Steinpanzern mit glatter Oberfläche Bestandteil des periglazialen Kleinformeninventars. Pflasterböden von besonders großer Prägnanz fanden sich an scherbzig verwitternden Gneispartien. Außer an windexponierten Plätzen zwischen Rundhöckern oder anderen Felsauftragungen finden sich Formen der Bodenglättung vorzugsweise an Stellen mit langfristiger Schneebedeckung. Ihre Verbreitung bleibt in Abhängigkeit von der Verbreitung von feinmaterialreichem Detritus auf das küstennahe Tiefland begrenzt; in den höheren Berglagen mit geringer Schuttbedeckung werden sie nur selten und in undeutlicher Ausprägung angetroffen.

Einen weiteren Bestandteil des periglazialen Kleinformeninventars der Angmagssalik Ø bilden die Formen des Bodenfließens. Sie treten meist als Fließerdestufen oder -loben in Erscheinung. Andere Formtypen aus der reichhaltigen Gemeinschaft der Solifluktionsformen wurden nicht gefunden. Die quer zum Hanggefälle angeordneten Fließerdestufen besitzen mit Stirnhöhen von maximal 30 cm relativ geringe Dimensionen. Überdies erreichen diese Fließerdestufen nur geringe Formschärfe, da der Gegensatz zwischen steiler Stirnseite und flacher Stufenfläche meist nur undeutlich ausfällt. Die Fließerdestufen mit ihrem isohypsenparallelen Grundriß bewirken gelegentlich aufgrund einer staffelweisen Anordnung eine Terrassierung des Hanges. Nach Ausweis ihres Vegetationsbesatzes handelt es sich um Erscheinungen der ungebundenen oder halbgebundenen Solifluktion. Beide können unmittelbar nebeneinander auftreten. Formen der gebundenen Solifluktion werden nicht beobachtet. Zwar existieren an verschiedenen vegetationsbedeckten Schutthängen des Tieflandes stufen- bis lobenförmige Schuttformen mit einer Stirnhöhe von 30—40 cm, die geschlossen von Vegetation bedeckt werden, es ließ sich jedoch nicht mit Sicherheit entscheiden, ob es sich hierbei um aktive Formen der gebundenen Solifluktion oder um erst nachträglich bewachsene fossile Fließerdestufen und -loben der ungebundenen oder halbgebundenen Solifluktion handelt. Eine Rasenüberwälzung an ihrer Stirnseite als Kennzeichen einer aktiven Bewegung konnte nicht festgestellt werden.

Die Verbreitung der Solifluktionsformen beschränkt sich auf die relativ flachen Unterhänge der Gebirgsstöcke und des küstennahen Tieflandes, an denen der Detritus meist reichlich sandiges Feinmaterial enthält und eine größere Mächtigkeit erreicht. In den nur locker von feinmaterialarmem Detritus bedeckten höheren Gebirgsbereichen werden Solifluktionsformen selten angetroffen.

Anders als in vielen anderen Periglazialgebieten, wo sie über weite Strecken hinweg das Mikrorelief prägen, erweisen sich die Solifluktionsformen auf der Angmagssalik Ø in Analogie zu den Formen der Bodenmusterung und -sortierung insgesamt als wenig markant und von geringer Vielfalt. Zwar treten die Solifluktionsformen hinsichtlich ihrer Formschärfe und Häufigkeit kaum hervor, es läßt sich jedoch nicht übersehen, daß manche Schutthänge im Fußbereich der Bergstöcke eine relativ glatte Oberfläche mit einem durch undeutliche Schuttwülste geprägten Mikrorelief aufweisen, wie es häufig für eine amorphe Solifluktion kennzeichnend ist. Daher liegt die Vermutung nahe, daß sich ein großer Teil der solifluidalen Formung durch amorphes Bodenfließen vollzieht. Auch die geringe Formschärfe der skizzierten Fließerdestufen läßt erkennen, daß im vorherrschend sandigen Detritus solifluidale Bewegungen kaum zur Ausbildung von markanten Fließerdeformen führen. In diese Richtung weisen auch die von WASHBURN (1967: 98) im zentralen Ostgrönland gemessenen geringen solifluidalen Bewegungsraten in sandigem Detritus.

Insgesamt präsentieren sich die periglazialen Kleinformen auf der Angmagssalik Ø in einer bemerkenswert geringen Formenvielfalt. Hinzu kommt eine geringe Formschärfe und Häufigkeit der Periglazialerscheinungen. Zusammengefaßt besagen diese Beobachtungen, daß mit Ausnahme der nahezu ubiquitären Formen der Frostverwitterung die periglazialen Kleinformen, auf das Mikrorelief in seiner Gesamtheit bezogen, nur eine geringe Gestaltungskraft erreichen, was sich auch in der periglaziären Makroformung widerspiegelt.

3. DIE PERIGLAZIÄRE MAKROFORMUNG

Unter den Erscheinungen der periglaziären Makroformung auf der Angmagssalik Ø sind vor allem diejenigen der fluvialen und der niveogenen Morphodynamik von Interesse. Von diesen treten die Nivations- und Kryoplanationsformen am auffälligsten hervor.

Als Ausdruck der niveogenen Morphodynamik in Form von Nivation und Kryoplanation werden auf der Angmagssalik Ø Nivationsnischen und -wannen, Nivationsrinnen und Kryopedimente angetroffen. Diese Nivationsformen treten außerhalb der ausgedehnten Firn- und Schneefelder des Inselinneren in allen Expositionen und Höhenlagen auf. Die Nivationsnischen und -wannen sind durch einen rundlichen bis ovalen Grundriß gekennzeichnet, wobei sie einen Durchmesser von 30—70 m aufweisen. Außer diesen an Schneeflecken mit rundlichen Konturen geknüpften Formen gibt es sehr häufig langgestreckte Mulden oder Rinnen, in denen sich Nivationsprozesse abspielen. Alle diese Formen besitzen eine perennierende oder langfristige saisonale Schneefüllung. Diese meist miteinander vergesellschafteten Nivationsformen sind völlig unregelmäßig angeordnet. Indem die Anordnung der Schneeflecken als Voraussetzung für die Ausbildung von Nivationsformen in aller Regel durch Reliefunterschiede, namentlich durch die Anordnung von Geländedepressionen, vorgezeichnet wird, die vorwiegend aus der Glazialerosion, seltener aus anderen erosiven Vorgängen resultieren, geht die erste Anlage und damit die Anordnung der rezenten Nivationsformen zunächst auf andere als niveogene Formungsprozesse zurück. Auch jene Reliefunterschiede, die sich aus der selektiven kryoklastischen Verwitterung ergeben, können die Position der Nivationsformen vzeichnen.

Die Verbreitung der Nivationsformen reicht von der Schneegrenze bis ins Meeresspiegelniveau hinab. Ihre größte Formendichte hat sie in Höhenlagen zwischen 200 und 600 m, also im vegetationsarmen Höhenbereich zwischen den großen Firn- und Schneefeldern und den größeren geschlossenen Vegetationsarealen im küstennahen Tiefland.

Die aktuelle Wirksamkeit der Nivationsvorgänge in den vorgezeichneten Initialformen äußert sich in der verstärkten kryoklastischen Gesteinsaufbereitung an den Schneeflecken, wobei der Abtransport des dabei anfallenden Feinmaterials durch aquatische Vorgänge erfolgt.

Die Kryoplanationsformen treten in typischer Ausprägung als schmale Kryopedimente vor einem steilen Frostkliff oder -hang in Erscheinung. Die Breite der Kryopedimente beträgt im allgemeinen 2—3 m, ihre Länge 10—30 m. Die Höhe des Frostkliffs oder -hanges erreicht 2—3 m. In der Regel treten die Kryopedimente einzeln auf; zu prägnanten Kryoplanationsterrassen angeordnete Kryopedimente fanden sich nicht. Zwar wird die transversale Erstreckung der Schneemassen als Voraussetzung der Kryoplanation stellenweise orographisch vorgezeichnet, die Herausarbeitung der schmalen Fußflächen geht aber ausschließlich auf die Kryoplanation zurück. Es handelt sich somit nicht um die Überarbeitung einer durch andere als niveogene Vorgänge geschaffenen Vorform.

An den Schneeflecken der Kryopedimente wurde das Zusammenwirken von verstärkter Frostsprengung, subnivalem Schmelzwasserabfluß und solifluidalen Bewegungsvorgängen bei der Herausarbeitung und Verlagerung von Gesteinsmaterial unmittelbar beobachtet.

Im Zusammenhang mit der durch ein Zusammenwirken von kryoklastischen, aquatisch-denudativen und solifluidalen Prozessen charakterisierten niveogenen Morphodynamik und ihrer Auswirkung für das Makrorelief ist auch die sich an verschiedenen Bergstöcken, so beispielsweise an der NE-Seite des Sømandsfjeldet, abzeichnende Hangglättung von Steilhängen mit Böschungen um 30° von Interesse (vgl. Abb. 3). Hierbei ziehen initiale Glatthangpartien über einige hundert Meter hangaufwärts, wobei sich Inhomogenitäten des Gesteins zwar im Mikrorelief bemerkbar machen, jedoch die Ge-



Abb. 3: Niveogene Glatthangbildung, Sømandsfjeldet, NE-Exposition, ca. 500 m ü. M. (13. 7. 1976).

Fig. 3: Formation of smooth slopes caused by snowpatch effects. Sømandsfjeldet, NE-exposure, ca. 500 m a. s. l. (July 13th, 1976).

samtform der glatten Hangpartien nicht beeinflussen. Diese glatten geradlinigen Hangabschnitte enden meist am Fuße kleinerer in kryoklastischem Zerfall begriffener Felspartien, die durch die Vorgänge der Hangglättung von unten her aufgezehrt werden.

Diese initialen Glatthangpartien werden von einem meist dünnen und lockeren Schuttmantel überzogen, in dem verschiedentlich kleine Fließerstufen und -wülste von geringer Formscharfe ausgebildet sind, deren Existenz die Mitbeteiligung von Solifluktion an der Hangglättung ausweist. Des weiteren belegt das Auftreten von Spülrinnen eine Mitwirkung von flächenhaftem aquatischem Abtrag. In unregelmäßiger Verteilung am Hang anzutreffende Schneefleckenrelikte von überwiegend flächiger Ausdehnung, die vor ihrer Unterkante eine Durchfeuchtung des Hangschuttes hervorrufen, lassen darauf schließen, daß die zur Hangglättung führenden solifluidalen und aquatischen Vorgänge

durch die von der flächigen saisonalen Schneebedeckung des Hanges ausgehende Durchfeuchtung des Hangschuttes während der Tauperiode ausgelöst und begünstigt werden. Wie die gelegentlich zu beobachtende hohlkehlerartige Unterschneidung der an der Oberkante der Schneefelder aufragenden Gesteinspartien dokumentiert, erfährt hier auch der kryoklastische Gesteinszerfall seine Begründung durch die besonderen Milieubedingungen im Umkreis dieser saisonalen Schneeflecken. Die Kombination dieser niveogenen Prozesse führt zu einer Unterschneidung und Abtragung der verschiedenen vom Gletscherschliff am Hang herausgearbeiteten rundhöckerartigen Vollformen. Alle diese Beobachtungen zusammengenommen besagen, daß es die von der lückenhaften flächigen Schneebedeckung des Hanges bewirkten besonderen Milieubedingungen sind, die die flächenhafte Abtragung am Hang und damit die Herausbildung von Glatthangpartien initiieren. Entsprechende Beobachtungen zur periglaziären Glatthangbildung sind auch aus Island bekannt geworden (vgl. SCHUNKE 1975: 71 f.).

Zwar bleiben neben den perennierenden Schneeflecken saisonale Schneeflecken bis in den August hinein in großer Zahl bis zum Meeresspiegelniveau hinab bestehen, doch ist von ihnen insgesamt keine prägnante Reliefumgestaltung ausgegangen. Vielmehr zeichnet ihre geomorphologische Wirksamkeit zum Teil vorgegebene Reliefunterschiede nach. Diese trotz großer Schneefleckenhäufigkeit geringe Wirksamkeit der niveogenen Morphodynamik findet ihre Begründung im Ablauf der Ablationsvorgänge, wie aus Ablationsmessungen hervorgeht. Die an zwei ausgewählten Restschneeflecken am Sermilikvejen vom 21. 7. bis zum endgültigen Verschwinden des Schnees am 1. 8. 1976 mit Hilfe von Stangenpegeln durchgeführten Ablationsmessungen erbrachten eine durchschnittliche Erniedrigung der Schneeoberfläche um 3,2 cm pro 24 Stunden; die durchschnittliche relative Luftfeuchte betrug 82%. Die durchschnittliche Erniedrigung der Schneedecke tagsüber (zwischen 9 und 18 Uhr) betrug im Mittel 2,2 cm bei einer mittleren relativen Luftfeuchte von 79%, diejenige während der Nacht 1,0 cm bei einer mittleren relativen Luftfeuchte von 85%. In einzelnen wurden bei Schwankungen der relativen Luftfeuchte zwischen 100 und 32% Maximalwerte der Schneedeckenerniedrigung von bis zu 0,5 cm pro Stunde registriert. Die starke Erniedrigung der Schneeoberfläche erfolgte fast ausschließlich durch Verdunstung; abfließendes oder versickerndes Schmelzwasser wurde nicht festgestellt. Aus diesen Beobachtungen geht hervor, daß sich ein großer Teil der Ablation der Schneeflecken über die Verdunstung vollzieht und somit geomorphologisch wirksames Schmelzwasser an vielen Schneeflecken nicht zur Verfügung steht.

Die aquatische Morphodynamik im periglazialen Milieu der Angmagssalik Ø findet ihren Ausdruck im wesentlichen in Hangrutschen, während die Täler meist noch deutlich eine glaziäre Formung widerspiegeln und nur in wenigen Fällen abschnittsweise für die periglaziäre Talgestaltung charakteristische Kasten- oder Sohlentalform erkennen lassen. In Abhängigkeit vom glazial gestalteten Vorrelief nehmen die Rutschen an den Hängen im allgemeinen einen unregelmäßigen Verlauf; Hänge mit einer dichten Abfolge parallel verlaufender Hangrutschen, wie sie in vielen anderen Bereichen des arktischen periglazialen Milieus als typisch für die aquatische Hangformung erkannt wurden, finden sich auf Angmagssalik Ø nicht. Überdies erreichen hier die Rutschen mit Tiefen von 1—2 m auch nicht den großen Tiefgang der Spülrutschen anderer Periglazialgebiete. Die Ursache für die geringe Wirksamkeit der periglaziären Rutschenspülung ist außer in der großen Gesteinsresistenz darin zu sehen, daß sich ein großer Teil der Ablation durch Verdunstung vollzieht. Die dargelegten Beobachtungen an Schneeflecken lassen zusammengenommen erkennen, daß von sehr vielen Schneeflecken nur wenig Schmelzwasser anfällt, das zudem im sandigen oder blockigen Detritus rasch versickert, ohne geomorphologisch wirksam zu werden.

Bei der Analyse der periglaziären Talformung muß zwischen den weiten großen Tälern

mit glaziärer Vorform und den kleineren Tälchen ohne eine solche Vorform unterschieden werden. Die großen Täler, deren Verlauf sich in Anlehnung an die geologisch-tektonischen Strukturen des Untergrundes vorwiegend in NW-SE-Richtung ausrichtet, werden durch einen trogförmigen Habitus und ein steiles Gefälle mit zahlreichen markanten Gefällstufen charakterisiert, womit sie insgesamt noch deutlich den glaziären Vorzeiteinfluß widerspiegeln. Die kleineren Tälchen mit einer von den geologisch-tektonischen Grundzügen der Insel weitgehend unabhängigen Anordnung zeigen den Habitus eines vornehmlich von Blockschutt ausgekleideten Kerb- und Muldentales mit gleichfalls steilem Gefälle und zahlreichen Gefällstufen. Soweit die Beobachtungen reichen, erfolgt in ihnen die Materialzufuhr von den Flanken überwiegend durch klinotrope Bewegung von kryoklastischem Detritus; solifluidale Schuttfuhr fand sich nur selten. Die geringe Wirksamkeit solifluidaler Bodenversetzung ist neben dem Fehlen von kontinuierlichem Permafrostboden im Untergrund und der durch das steile Gefälle bedingten vorwiegend tieferosiven Wirksamkeit des Wasserabflusses die Begründung dafür, daß sich eine für die periglaziäre Morphodynamik in kleineren Tälchen oftmals bezeichnende klimatisch bedingte Talasymmetrie auf der Angmagssalik Ø nicht findet. Das sehr große mittlere Gefälle der meisten Täler und Tälchen, für das Werte zwischen 27 und 133 Promille ermittelt wurden, sowie die Auskleidung weiter Abschnitte des Talgrundes mit Blockschutt zwingen auf langen Abschnitten zu linienhaftem schießendem Abfluß und verhindern eine anastomosierende Auffächerung des Wasserlaufes, woraus sich das Fehlen von markanten Talsohlen erklärt.

Während der perennierende Abfluß der großen Täler durch Schmelzwässer der Gletscher und großen Firnfelder im Inselinneren gespeist wird, wobei in den Wasserlauf nicht selten Seen als Vorfluter eingeschaltet sind, sammelt sich in den kleineren Tälchen vorwiegend das Schmelzwasser aus Schneeflecken. Zum Teil weisen die Tälchen im Oberlauf eine Schneefüllung mit subnivalem Abfluß auf. Die kleinen kerb- bis muldenförmigen Tälchen erreichen eine Tiefe von 1—5 m. Entsprechende Erosionsleistungen lassen sich häufig auch am Grunde der großen trogförmigen Täler beobachten, so daß diese Eintiefungsbeträge als Erosionsleistung der postglazialen fluvialen Erosion gelten können.

Die großen Täler repräsentieren zwar weithin noch deutlich die vorzeitliche glaziäre Morphodynamik, lassen aber abschnittsweise, vor allem in den Talabschnitten mit geringem Gefälle, an ihrem Grunde und im Fußbereich der Talflanken eine Überformung durch die periglaziäre Morphodynamik erkennen, die sich aus dem Zusammenwirken von torrentiellem Abfluß am Talgrund und von kryoklastischem Gesteinszerfall, aquatisch-denudativem und solifluidalem Materialtransport an den Talflanken ergibt. Eine periglaziär-fluviale Überformung der glaziären Täler äußert sich außerdem in der oben angeführten erosiven Eintiefung der Fluß- und Bachläufe an ihrem Grunde sowie in der klamm- bis kerbförmigen Durchschneidung der markanten Gefällstufen und der damit verbundenen rückschreitenden Erosion.

Ferner findet in Trogtalabschnitten mit geringem Gefälle die periglaziär-fluviale Talformung ihren Ausdruck in der Ausbildung einer markanten Talsohle, wie sie beispielsweise nach eigenen Beobachtungen in den verschiedensten Bereichen der europäischen und kanadischen Arktis und Subarktis sowie nach Untersuchungen von POSER (1936) in Ostgrönland und Spitzbergen für die periglaziäre Talformung ohne glaziäre Vorform weithin charakteristisch ist. Bei diesen häufig zwischen Gefällsstufen gelegenen Sohlentalabschnitten ist die Talsohle vorwiegend durch Aufschotterung aufgrund eines verminderten Gefälles und weniger durch Seitenerosion zustande gekommen. In solchen Sohlentalabschnitten fächert der Wasserlauf zu jenen anastomosierenden Gerinnen auf, wie sie für die periodische ruckartige Wasserführung von Flüssen im periglazialen Milieu oftmals kennzeichnend ist. Verschiedentlich grenzt die Talsohle mit scharfem Knick an

die Talhänge. Dieser Knick wird abschnittsweise von langgestreckten Schneeflecken überdeckt, an denen die beobachtete Wirksamkeit der Nivation dahin geht, daß es zu einer Unterschneidung der Talflanke und zu einer Erweiterung der Talsohle in Gestalt von schmalen Talkryopedimenten kommt.

Die trotz hoher Niederschläge relativ geringe fluviale Überformung des vorgegebenen glazigenen Reliefs, die zudem überwiegend vom steilen Gefälle gesteuert wird, zeigt insgesamt, daß die von BUDEL (1948, 1972) vorgenommene allgemeine Kennzeichnung der Arktis als „Exzessive Talbildungszone“ für die Region um Angmagssalik nicht zuzutreffen scheint. Zu einer entsprechenden Feststellung kommt STABLEIN (1977a, b) für das zentrale Westgrönland. Abgesehen von lokaler Klambildung und Einkerbung und geringer rückschreitender Erosion, dominieren hinsichtlich der Talformung Vorzeitformen. Hinweise auf eine die Taleintiefung vorbereitende, von BUDEL (1969) als „Eisrindeneffekt“ bezeichnete, verstärkte kryoklastische Substrataufbereitung an der Obergrenze eines rezenten oder ehemaligen Permafrostbodens fanden sich nicht.

Insbesondere mit Blick auf das Makrorelief ergibt die dargelegte Analyse der rezenten Formen und Formengemeinschaften sowie ihrer Morphodynamik im periglazialen Milieu SE-Grönlands zusammengenommen, daß zwar das Auftreten der wichtigsten „Periglazialen Leitformen“ von der aktuellen Wirksamkeit der Bodenfrostdynamik zeugt, daß jedoch die periglaziäre Morphodynamik in ihrer Gesamtheit noch keine nennenswerte Wirkung für die Reliefgestaltung erlangt hat, denn weithin dominiert noch der Einfluß der überwiegend glaziären und glazifluvialen vorzeitlichen Formung. Zudem dokumentiert die meist sehr spärliche Ausbildung der „Periglazialen Leitformen“ auch eine geringe Wirksamkeit der periglaziären Mikroformung, ausgenommen den weitverbreiteten kryoklastischen Gesteinszerfall. Aus dieser insgesamt relativ geringen Häufigkeit, Formschärfe und Mannigfaltigkeit der Periglazialerscheinungen um Angmagssalik ergibt sich die Frage nach den hierfür verantwortlichen Milieubedingungen, und zwar um so zwingender, als im unter gleicher geographischer Breite gelegenen NW-Island die periglaziäre Morphodynamik ein nicht nur viel weiter verbreitetes, sondern auch viel mannigfaltigeres periglaziales Formeninventar bewirkt hat.

4. REZENTE MILIEUBEDINGUNGEN DER PERIGLAZIAREN FORMUNG

Unter den für die periglaziäre Formung verantwortlichen Milieubedingungen sind zunächst die frostklimatischen die wichtigsten. Aus Mangel an mikroklimatischen Meßwerten, insbesondere aus Mangel an verfügbaren Bodenfrostdaten, muß sich die Analyse der klimatischen Bedingungen von Angmagssalik auf das Makroklima beziehen. Zur näheren frostklimatischen Charakterisierung des periglazialen Milieus werden die Häufigkeit und die jahreszeitliche Verteilung der Frostwechsel- und Eistage, die Kältesummen und die Frostintensität herangezogen. Für die geomorphologische Wirksamkeit des Luftfrostregimes ist auch die Schneebedeckung des Bodens von Belang. Die im folgenden angeführten Daten zum Luftfrostregime sind 10jährige Mittelwerte für die Periode 1966—1975.

Das Frostklima von Angmagssalik wird zunächst durch eine große Frosthäufigkeit charakterisiert: Im Jahresmittel gibt es 239 Frosttage. Dabei besteht eine sehr deutliche Dominanz der Eistage über die Frostwechseltage: Im Jahresmittel stehen 148 Eistagen nur 91 Frostwechseltage gegenüber. Die jahreszeitliche Verteilung der Frostwechsel- und Eistage zeigt ganz allgemein, daß Fröste das ganze Jahr hindurch auftreten können und einem deutlichen Jahresgang unterliegen, und zwar mit saisonalem Schwerpunkt Oktober bis

Mai (vgl. Abb. 4). Eistage beherrschen vor allem den Zeitraum von November bis April, mit Häufigkeitsmaxima im Dezember und März. Anders als die Eistage treten Frostwechseltage während des ganzen Jahres auf. Die jährliche Verteilung der Frostwechseltage läßt zwei Häufigkeitsmaxima erkennen, nämlich im September/Oktober und im April/Mai (vgl. Abb. 4). In Bezug auf die geomorphologische Wirksamkeit der Frostwechsel ist der Umstand von Wichtigkeit, daß das Häufigkeitsmaximum der Frostwechsel im September in einen Zeitraum fällt, in dem der Boden weithin noch nicht von einer thermisch-isolierenden Schneedecke größerer Mächtigkeit und Geschlossenheit verhüllt wird. Während des frühjährlichen Häufigkeitsmaximums der Frostwechsel hingegen besteht eine noch weitgehend geschlossene Schneedecke größerer Mächtigkeit, deren thermisch-isolierende Wirkung die geomorphologische Wirksamkeit der Frostwechsel herabsetzt.

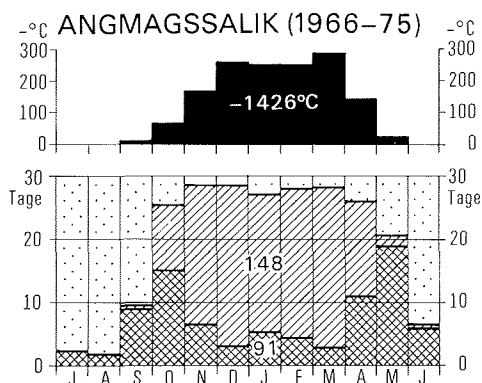


Abb. 4: Mittlere Monatssummen der Frostwechsel-, Eis- und frostfreien Tage sowie mittlere monatliche Kältesummen für Angmagssalik (1966—1975) (Legende vgl. Abb. 5).

Fig. 4: Mean monthly totals of days with alternate freezing and thawing conditions, days in which temperatures remain below 0°C, non-freezing days and degree days below 0°C at Angmagssalik (1966—1975) (for legend, see Fig. 5).

Die im angelsächsischen Sprachgebrauch als „freezing index“ bezeichnete jährliche Kältesumme als ein weiteres Maß für die Schärfe des Frostregimes beträgt in Angmagssalik im Mittel -1426°C . Von diesen Kältegraden entfallen über 90 Prozent auf die Monate November—April (vgl. Abb. 4). Nur im Juni, Juli und August erreicht der Frost nicht jene Kältegrade, die für seine geomorphologische Wirksamkeit Voraussetzung sind. Der mittleren jährlichen Kältesumme steht eine mittlere jährliche Wärmesumme von 712°C gegenüber. Hieraus ergibt sich für das Frostregime von Angmagssalik im Jahresmittel ein deutlicher Kälteüberschuß von -712°C . Für die geomorphologische Wirksamkeit des Frostes und hierbei insbesondere für den kryoklastischen Gesteinszerfall ist ferner die Frostintensität, d. h. die Kältesumme pro Frosttag, von Interesse. Sie beträgt im Jahresmittel $-5,8^{\circ}\text{C}$.

Im Hinblick auf die hygrischen Faktoren des periglazialen Milieus von Angmagssalik spielt die starke aktuelle und potentielle Verdunstung eine Rolle (vgl. S. 11), insbesondere hinsichtlich der geomorphologischen Wirksamkeit des im Schnee magazinierten Wassers. Die durchschnittliche relative Luftfeuchte während der Monate Mai—August beträgt 77% und sinkt, wie bereits früher erwähnt (vgl. S. 3), zeitweise auf Extremwerte von bis zu 32% ab.

Die hier angeführten 10jährigen Mittelwerte für die Periode 1966—1975 weichen zum Teil erheblich von den auf die Normalperiode (1931—1960) bezogenen Daten ab, und zwar im Sinne einer markanten Verschärfung des Frostregimes. Die Analyse dieser aktuellen Verschärfung des Frostregimes wird Gegenstand künftiger Untersuchungen sein müssen.

Die genannten frostklimatischen Daten belegen für das periglaziale Milieu von Angmagssalik zusammengenommen ein relativ scharfes Frostregime, das beispielsweise demjenigen des um rund 12° nördlicher gelegenen Westspitzbergens gleicht. Damit können die geringe Formscharfe und Häufigkeit der Periglazialformen sowie die geringe reliefprägende Wirksamkeit der rezenten periglaziären Morphodynamik auf der Angmagssalik Ø nicht generell auf eine zu geringe Schärfe des Frostregimes zurückgeführt werden. Dies verdeutlicht auch ein Vergleich der frostklimatischen Parameter von Angmagssalik mit denjenigen von NW-Island, das weithin ein mannigfaltiges Inventar von markanten periglazialen Einzelformen und Formengesellschaften aufweist (vgl. SCHUNKE 1975). Hierzu wird auf frostklimatische Daten der gleichfalls küstennahen Station Gatarviti (66°10'N, 20 m ü. M.) zurückgegriffen, die für das Frostklima NW-Islands als repräsentativ angesehen werden können.

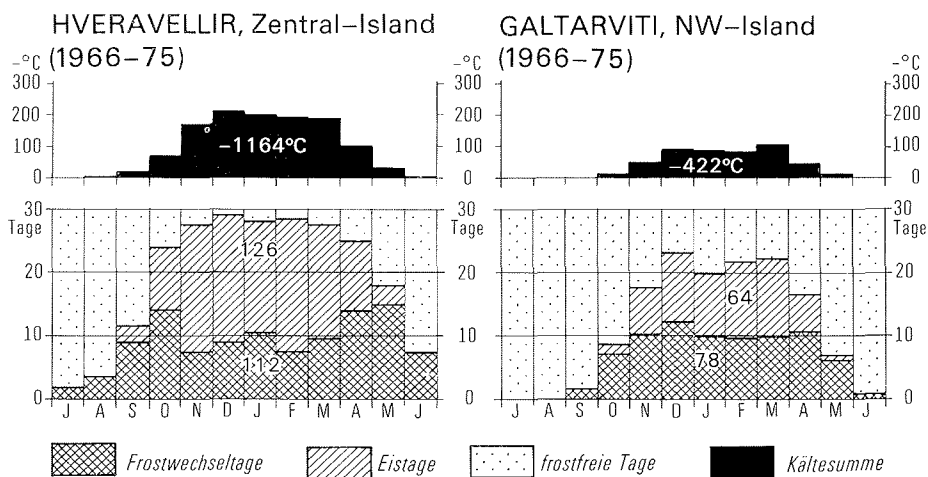


Abb. 5: Mittlere Monatssummen der Frostwechsel-, Eis- und frostfreien Tage sowie mittlere monatliche Kältesummen der Periode 1966–1975 für Galtarviti (NW-Island) und Hveravellir (Zentral-Island).

Fig. 5: Mean monthly totals of days with alternate freezing and thawing conditions, days in which temperatures remain below 0°C, non-freezing days, and degree days below 0°C for the period 1966–1975 at Galtarviti (NW Iceland) and at Hveravellir (Central Iceland).

Bei einer Jahresmitteltemperatur (1966–1975) von 2,8°C gehört Galtarviti mit einer Mitteltemperatur des wärmsten Monats (August) von 9,0°C und einer Mitteltemperatur des kältesten Monats (Februar) von -1,3°C zum ET-Klima KOPPENs. Sämtliche frostklimatischen Parameter von Galtarviti erreichen aber nicht annähernd die Größenordnung derjenigen von Angmagssalik (vgl. Abb. 5). Das gilt für die Anzahl der Frosttage, das Verhältnis von Frostwechsel- zu Eistagen sowie vor allem für die jährliche Kältesumme. Anders als bei Angmagssalik wird die mittlere jährliche Kältesumme von Galtarviti, die einen Wert von -422°C annimmt, deutlich von der mittleren jährlichen Wärmesumme übertroffen, die 1470°C ausmacht, so daß pro Jahr ein beträchtlicher Wärmeüberschuß besteht. Auch die mittlere jährliche Frostintensität von Galtarviti bleibt mit einem Wert von 2,9°C relativ gering.

Die frostklimatischen Parameter des periglazialen Milieus von Angmagssalik repräsentieren also ein erheblich schärferes Frostregime als diejenigen von Galtarviti; sie finden auf Island eine Entsprechung am ehesten in den frostklimatischen Parametern des zentralisländischen Hochlandes, wie ein Vergleich mit der repräsentativen Station Hveravellir (64°52'N, 642 m ü. M.) belegt.

Bei einer Jahresmitteltemperatur (1966—1975) von $-1,2^{\circ}\text{C}$ gehört auch Hveravellir mit einer Mitteltemperatur des kältesten Monats (Februar) von $-6,6^{\circ}\text{C}$ und einer Mitteltemperatur des wärmsten Monats (Juli) von $6,6^{\circ}\text{C}$ zum ET-Klima nach KÖPPEN. Die 10jährigen Mittelwerte der frostklimatischen Parameter von Hveravellir verzeichnen im Jahresmittel 238 Frosttage, nämlich 112 Frostwechsel- und 126 Eistage. Die jährlichen Häufigkeitsmaxima der Frostwechseltage liegen im September/Oktober und April/Mai. Die Dominanz von Eistagen beherrscht den Zeitraum von November bis März. Die mittlere Frostintensität beträgt $-4,8^{\circ}\text{C}$, die mittlere jährliche Kältesumme -1164°C und die mittlere jährliche Wärmesumme 760°C , so daß insgesamt wie in Angmagssalik ein beträchtlicher Kälteüberschuß pro Jahr besteht. Diese frostklimatischen Daten von Hveravellir repräsentieren ein periglaziales Milieu, dessen Formeninventar auch solche Periglazialformen umfaßt, deren Bildung ein besonders scharfes Frostklima voraussetzt, so beispielsweise Tundrapolygone, Palsas und andere Permafrostbodenformen. Der errechnete Kälteüberschuß löst in Zentral-Island sogar eine aktuelle Aggradation von Permafrostboden in Form der Palsa-Bildung sowie eine aktuelle Neu- bzw. Weiterbildung von Frostspaltenmakropolygonen aus (vgl. FRIEDMAN et al. 1971, SCHUNKE 1977b, PRIESNITZ & SCHUNKE 1978). Damit führt die vergleichende Betrachtung der frostklimatischen Parameter von Angmagssalik und von verschiedenen isländischen Orten annähernd gleicher geographischer Breite zu dem Ergebnis, daß die relativ geringe Häufigkeit, Vielfalt und Formscharfe der Periglazialerscheinungen auf Angmagssalik andere als frostklimatische Ursachen haben muß.

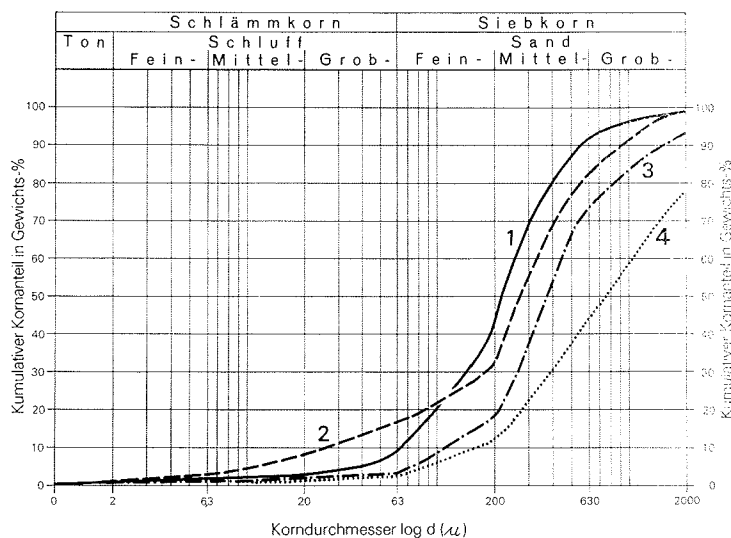


Abb. 6: Kumulative Korngrößenverteilung ausgewählter Bodenproben von Angmagssalik Ø (1: humusreiche Deckstrate einer Erdbülte, 2: Erdbültenkern, 3: bültlenfreies Vegetationsareal, 4: kryoklastischer Gneis-Detritus).

Fig. 6: Average cumulative grain size distribution curves of selected fine-grained soil samples from Angmagssalik Ø (1: humic surface layer of earth hummock, 2: core of earth hummock, 3: vegetated fine-grained soil without earth hummocks, 4: cryoclastic debris of gneiss).

Außer auf der Reliefungunst der Angmagssalik Ø, die sich aus dem Mangel an weitgespannten Ebenheiten als orographische Voraussetzung zur Ausbildung vieler typisch periglaziärer Bodenmusterungs- und Sortierungsformen ergibt, findet die spärliche Ausbildung des periglazialen Formeninventars auf Angmagssalik Ø ihre Begründung offensichtlich in den pedologisch-lithologischen Milieubedingungen, da der Ablauf der peri-

glaziären Formung außer durch Klimafaktoren durch die edaphischen Bedingungen gesteuert wird. Weite Bereiche von Angmagssalik Ø weisen glaziär polierten nackten Fels oder kryoklastisches Grobmaterial auf. Die pedologischen Bedingungen weiter Teile von Angmagssalik sind durch die Dominanz von lithomorphen Böden gekennzeichnet. Substratstichproben aus den verschiedensten Bereichen der Insel zeigen sämtlich eine Korngrößenverteilung, die ihr Maximum in den Sandfraktionen hat. Der Anteil der für die Frostempfindlichkeit der Substrate entscheidenden Ton- und Schlufffraktion (0—63 Mikron) bleibt in der Regel deutlich unter 10%, teilweise sogar unter 5% (vgl. Abb. 6, 7), der Tonanteil unter 2%. Damit dokumentiert die Korngrößenzusammensetzung der Substrate auf Angmagssalik Ø zum einen, daß der kryoklastische Gesteinszersatz vorwiegend nur bis zur Sandfraktion als Endprodukt führt, und zum anderen, daß die chemische Verwitterung als wichtigstes Agens der Tonmineralbildung keinen nennenswerten Anteil erlangt. Besonders deutlich ergeben sich diese Schlufffolgerungen aus dem Korngrößenspektrum von frischem Verwitterungsdetritus aus Felspartien im Gneis (vgl. Abb. 6, Probe 4), der weithin das Ausgangssubstrat der pedogenetischen Entwicklung darstellt.

Die bekannte Bedeutung des Ton- und Schluffanteils für die Frostempfindlichkeit von Lockersubstraten zeigt sich sehr deutlich an der Korngrößenzusammensetzung jener Substratpartien auf Angmagssalik Ø, in denen sich Formen der Bodenmusterung und -sortierung in Gestalt von Struktur- oder Büldenböden finden. So ist das Substrat von Strukturböden durch einen deutlich höheren Ton- und Schluffanteil von 19% ausgezeichnet (vgl. Abb. 7, Probe 6). Auch für das Feinsubstrat der Thufur wurde ein relativ hoher Ton- und Schluffanteil von 16% ermittelt (vgl. Abb. 6, Probe 2). Wie bereits oben ausgeführt (vgl. S. 7), erreicht der Ton- und Schluffanteil am Substrat der Erdbülden auf der Angmagssalik Ø bei weitem nicht jenen hohen Wert von rund 60%, wie er für die Thufur Islands typisch ist (vgl. SCHUNKE 1977a). Die Frostempfindlichkeit des sandigen

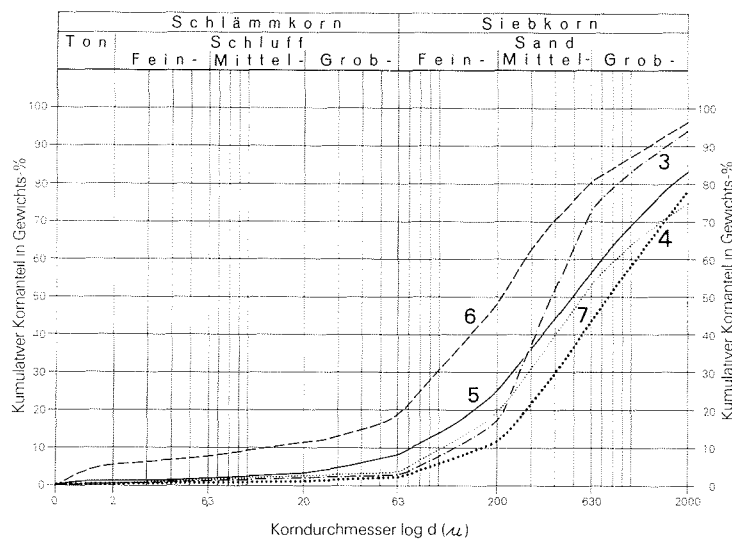


Abb. 7: Kumulative Korngrößenverteilung ausgewählter Bodenproben von Angmagssalik Ø (3: büldenfreies Vegetationsareal, 4: kryoklastischer Gneis-Detritus, 5: Detritus ohne Strukturböden, 6: Detritus mit Strukturbodengroßformen, 7: Detritus ohne Strukturböden).

Fig. 7: Average cumulative grain size distribution curves of selected fine-grained soil samples from Angmagssalik Ø (3: vegetated fine-grained soil without earth hummocks, 4: cryoclastic debris of gneiss, 5: debris without patterned ground, 6: debris with large stone polygons, 7: debris without patterned ground).

Detritus auf der Angmagssalik Ø wird stellenweise durch einen bemerkenswert großen Humusanteil von bis zu 50% heraufgesetzt (vgl. S. 7). Daß der Mangel an frostempfindlichem Feinmaterial auch für die solifluidale Bewegung von sandig-grusigem Detritus, wie er auf Angmagssalik Ø vorliegt, ungünstig ist, zeigen Untersuchungen von WASHBURN (1967: 101 f.) im zentralen Ostgrönland.

Daß sich das Zurücktreten periglazialer Kleinformen auf der Angmagssalik Ø trotz günstiger frostklimatischer Voraussetzungen im wesentlichen aus der Ungunst der edaphischen Verhältnisse ergibt, wird noch deutlicher, wenn man die Korngrößenzusammensetzung der Substrate NW-Islands dem Korngrößenspektrum der Substrate von Angmagssalik vergleichend zur Seite stellt: Die Substrate NW-Islands mit ihrem trotz eines erheblich schwächeren Frostregimes viel reichhaltigeren periglazialen Formeninventar zeigen nach Untersuchungen von SCHUNKE (1975) einen beträchtlich höheren Ton- und Schluffanteil von durchschnittlich um 30—50%, der im wesentlichen aus der andersartigen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine herrührt.

Anhand der Analyse der Periglazialerscheinungen und ihrer Milieubedingungen auf Angmagssalik Ø erweist sich somit zusammengenommen, daß das Frostklima offenbar im wesentlichen einen Minimumfaktor darstellt, der zur Entstehung von Periglazialformen erfüllt sein muß, daß die feine Ausprägung und Verteilung der periglazialen Kleinformen indes hauptsächlich von den edaphischen Bedingungen gesteuert werden. Angesichts dieser Bedeutung der Substratbeschaffenheit darf nicht übersehen werden, daß Verbreitung und Beschaffenheit der Substrate in weitesten Bereichen der Arktis und Subarktis durch vorzeitliche Klimabedingungen geprägt wurden, insofern nämlich, als weithin allochthoner Detritus glazialer oder glazifluvialer, zum Teil auch mariner Herkunft dominiert. So beruht das Fehlen von Periglazialerscheinungen im Bereich von Angmagssalik auch auf dem Fehlen solcher stärker aufbereiteten allochthonen Substrate. Damit darf bei der Beurteilung der periglazialen Verhältnisse in der Arktis und Subarktis der bislang kaum berücksichtigte Gesichtspunkt nicht vernachlässigt werden, daß die Verbreitung vieler periglazialer Kleinformen durch die Verbreitung von vorzeitig gebildeten allochthonen Substraten vorgezeichnet wird.

Literatur

- Beskow, G. (1930): Erdfließen und Strukturböden der Hochgebirge im Lichte der Frosthebung. — *Geol. Fören. Förh.* 52: 622—638.
- Böcher, T. (1933): Studies in the vegetation of the east coast of Greenland between Scoresby Sound and Angmagssalik. — *Medd. Grönland* 104 (4): 1—132.
- Bridgewater, D. & K. Gormsen (1968): Precambrian rocks of the Angmagssalik area, East Greenland. — *Rapp. Grönlands Geol. Unders.* 15: 61—71.
- Bridgewater, D. & K. Gormsen (1969): Geological reconnaissance of the Precambrian rocks of south-east Greenland. — *Rapp. Grönlands Geol. Unders.* 19: 43—50.
- Büdel, J. (1948): Die klimamorphologischen Zonen der Polarländer. — *Erdkunde* 2: 22—53.
- Büdel, J. (1969): Der Eisrindeneffekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — *Würzburger Geogr. Arb.* 25: 1—41, Würzburg.
- Büdel, J. (1972): Typen der Talbildung in verschiedenen klimamorphologischen Zonen. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 14: 1—20.
- Crampton, C. B. (1977): A study of the dynamics of hummocks microrelief in the Canadian north. — *Canadian J. Earth Sci.* 14: 639—649.
- Cruickshank, J. G. & E. A. Colhoun (1965): Observations on pingos and other landforms in Schuchterdal, northeast Greenland. — *Geogr. Annaler* 47A: 224—236.
- Czeppe, Z. (1964): Exfoliation in a periglacial climate. — *Geogr. Polonica* 2: 5—10.
- Escher, A. & S. Watt, eds. (1976): *Geology of Greenland*. — *Greenland Geol. Survey*, 1—603, Copenhagen.
- Friedman, J. D., Johansson, C. E., Oskarsson, N., Svensson, H., Thórarinsson, S. & R. S. Williams (1971): Observations on Icelandic polygon surfaces and palsa areas. Photo interpretation and field studies. — *Geogr. Annaler* 53 A: 115—145.
- Fristrup, B. (1960): Studies of four glaciers in Greenland. — *Geogr. Tidsskr.* 59: 89—102.
- Hopkins, D. M. & R. S. Sigafos (1951): Frost action and vegetation patterns on Seward Peninsula, Alaska. — *U. S. Geol. Surv. Bull.* 974—C: 51—100.

- Hopkins, D. M. & R. S. Sigafos (1954): Role of frost thrusting in the formation of tussocks. — *Am. J. Sci.* 252: 55—59.
- Larsen, H. V. (1959): Runoff studies from the Mitdluagkat glacier in SE-Greenland during the late Summer 1958. — *Geogr. Tidsskr.* 58: 54—65.
- Mackay, R. & D. K. Mackay (1976): Cryostatic pressures in nonsorted circles (mud hummocks), Inuvik, Northwest Territories. — *Canadian J. Earth Sci.* 13: 889—897.
- Meckelein, W. (1965): Beobachtungen und Gedanken zu geomorphologischen Konvergenzen in Polar- und Wärmewüsten. — *Erdkunde* 19: 31—39.
- Müller, F. (1959): Beobachtungen über Pingos. — *Medd. Grønland* 153 (3): 1—127.
- O'Brien, R. (1971): Observations on pingos and permafrost hydrology in Schuchert Dal, N. E. Greenland. — *Medd. Grønland* 195 (1): 1—19.
- Poser, H. (1932): Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. — *Medd. Grønland* 94 (5): 1—55.
- Poser, H. (1936): Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. — *Z. f. Gletscherk.* 24: 43—98.
- Priesnitz, K. & E. Schunke (1978): An approach to the ecology of permafrost in central Iceland. — *Proc. 3rd Intern. Permafrost Conf. Edmonton* 1: 473—479, Edmonton.
- Putnins, P. (1970): The climate of Greenland. — In: S. Orvig, ed., *Climates of the polar regions, World Survey of Climatology* 14: 3—128, Amsterdam, London, New York.
- Raup, H. M. (1965): The structure and development of turf hummocks in the Mesters Vig district, northeast Greenland. — *Medd. Grønland* 166 (3): 1—112.
- Raup, H. M. (1966): Turf hummocks in the Mesters Vig district, northeast Greenland. — *Proc. Int. Permafrost Conf. 1963, Nat. Res. Council* 1287: 43—50, Washington.
- Raup, H. M. (1969): Observations on the relation of vegetation to mass-wasting processes in the Mesters Vig district, northeast Greenland. — *Medd. Grønland* 176 (6): 1—216.
- Raup, H. M. (1971): The vegetational relations of weathering, frost action, and patterned ground processes, in the Mesters Vig district, northeast Greenland. — *Medd. Grønland* 194 (1): 1—92.
- Schunke, E. (1975): Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. — *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Physikal. Kl.* 3 (30): 1—273, Göttingen.
- Schunke, E. (1977a): Zur Genese der Thufur Islands und Ost-Grönlands. — *Erdkunde* 31: 279—287.
- Schunke, E. (1977b): Geoökologie der Frostböden auf Island und ihre Bedeutung für die Bodennutzung. — *Abh. Braunschweig. Wiss. Ges.* 28: 23—51, Braunschweig.
- Sørensen, T. (1935): Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland. — *Medd. Grønland* 93 (4): 1—69.
- Stäblein, G. (1977a): Periglaziale Formengesellschaften und rezente Formungsbedingungen in Grönland. — In: H. Poser, Hrsg., *Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator*, *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Physikal. Kl.* 3 (31): 18—33, Göttingen.
- Stäblein, G. (1977b): Rezente Morphodynamik und Vorzeitinfluenz bei der Hang- und Talentwicklung in Westgrönland. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.* 28: 181—199.
- Tarnocai, C. & S. C. Zoltai (1978): Earth hummocks of the Canadian Arctic and Subarctic. — *Arctic and Alpine Res.* 10: 581—594.
- Wager, L. R. (1934): Geological investigations in east Greenland. I. General geology from Angmagssalik to Kap Dalton. — *Medd. Grønland* 105 (2): 1—46.
- Washburn, A. L. (1965): Geomorphic and vegetational studies in the Mesters Vig district, northeast Greenland. — *Medd. Grønland* 166 (1): 1—60.
- Washburn, A. L. (1967): Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, northeast Greenland. — *Medd. Grønland* 166 (4): 1—296.
- Washburn, A. L. (1969a): Weathering, frost action and patterned ground in the Mesters Vig district, northeast Greenland. — *Medd. Grønland* 176 (4): 1—303.
- Washburn, A. L. (1969b): Patterned ground in the Mesters Vig district, northeast Greenland. — *Biul. Perygl.* 18: 259—330.
- Wramner, P. (1972): Tjällyftning i torvjord. En laboratorieundersökning (Engl. Zus.). — *Göteborgs Univ. Naturgeogr. Inst. (GUNI) Rapp.* 2: 1—63, Göteborg.
- Wright, A. E., Tarney, J., Palmer, K. F., Moorlock, B. S. P. & A. C. Skinner (1973): The geology of the Angmagssalik area, East Greenland, and possible relationships with the Lewisian of Scotland. — In: R. G. Park & J. Tarney, eds., *The Early Precambrian of Scotland and related rocks of Greenland*: 157—177, Birmingham.