

Entwicklung und gegenwärtiger Stand der deutschen Periglaziärforschung in den polaren und subpolaren Regionen

Von Johannes Karte *

Zusammenfassung: Nach einer kurzen Diskussion des Periglaziärbegriffes wird ein Abriss über die Entwicklung und die räumlichen sowie thematischen Schwerpunkte der deutschen Periglaziärforschung gegeben, in der die Erforschung des alpinen Periglaziärs dominiert. Die weiteren Ausführungen konzentrieren sich auf die neuere Periglaziärforschung seit dem zweiten Weltkrieg in den polaren und subpolaren Regionen, deren Ergebnisse bisher noch nicht zusammenfassend dargestellt worden sind.

Zunächst wird ein Überblick gegeben über wichtige Untersuchungen zu periglaziären Milieubedingungen, insbesondere zu den periglaziären Klimavoraussetzungen und zur Bodengefrorenis. Die Erforschung des gesamten Spektrums periglaziärer Milieubedingungen gewinnt an Bedeutung, seitdem die klimageomorphologisch orientierte Periglaziärforschung eine verstärkt geökologische Ausrichtung erfährt.

Bei der periglaziären Mikromorphodynamik wird den Strukturböden und der Gellisolifluktion in der deutschen Periglaziärforschung immer noch die meiste Aufmerksamkeit gewidmet. Während in neueren Untersuchungen die Rolle lokaler Standortfaktoren betont wird, sind die genetischen Vorgänge und die Klimaansprüche periglaziärer Kleinformen im einzelnen noch nicht hinreichend geklärt. Das gilt auch für Erdbülten, Frostspaltenpolygone, Frost- und Eishügelformen sowie Depergelationsformen („Thermokarst“), zu denen ebenfalls neuere Forschungsergebnisse zusammengefaßt werden.

Im Hinblick auf die periglaziäre Meso- und Makromorphodynamik werden Kryoplanationsformen, konvex-konkave Hangformen, periglaziär-fluviale sowie periglaziär-äolische Formungsvorgänge diskutiert und bestehende Meinungsverschiedenheiten bezüglich allgemeiner Modellvorstellungen zur periglaziären Formung aufgezeigt.

Schließlich werden verschiedene Ansätze zur räumlichen Abgrenzung und regionalen Differenzierung der polaren und subpolaren periglaziären Zone vorgestellt. In diesem Zusammenhang wird die Rolle von periglaziären Kleinformen in ihrer räumlichen Vergesellschaftung als Abgrenzungskriterium hervorgehoben. Für die Grenze der periglaziären Zone lassen sich regional differenzierte klimatische Schwellenwerte angeben. Auf einer Karte wird die nordhemisphärische periglaziäre Zone in ihrer räumlichen Ausdehnung und regionalen Differenzierung dargestellt.

Abstract: After a short discussion of the term "periglacial", for which in German two versions, "periglazial" and "periglaziär" coexist, the development of periglacial research as reflected in the German literature is outlined. This paper focusses on research activities in arctic and subarctic environments after the Second World War, a phase in which most attention has been devoted to alpine periglacial environments in various parts of the world.

Regional studies rather than studies on specific periglacial phenomena prevail and show the geographical affiliations of German periglacial research. Traditionally a branch of descriptive climatic geomorphology research in actuoperiglacial environments has experienced a gradual shift towards more ecological approaches. This is reflected by an increasing consideration of the whole range of periglacial environmental factors and their interrelation. Research results in the field of periglacial climatic conditions and frozen ground, especially permafrost are reviewed.

The next section focusses on periglacial micromorphodynamics and microrelief features. With regard to patterned ground studies sorted forms have received most attention. Also results on earth hummocks, seasonal frost crack polygons, palsas, depargelation forms ("thermokarst") and gellisolifluction are briefly reviewed. Whereas the role of local site conditions has been thoroughly investigated in recent studies, knowledge of the climatic boundary conditions of periglacial microforms is still restricted and process studies have been neglected.

In the section on periglacial meso- and macromorphodynamics cryoplanation forms, convexo-concavo, slope profiles, periglacial fluvial and eolian activity are discussed. The latter has received little attention. Active cryoplanation forms have been described from a maritime non-permafrost environment. Slope form studies have pointed out the widespread occurrence of convexo-concavo profiles; periglacial fluvial studies remain contradictory as to the intensity of fluvial erosion under permafrost conditions and the role of fluvial processes within the periglacial geomorphic system.

Finally, studies dealing with the spatial delimitation and regionalisation of the polar periglacial zone are summarized. It can be shown that the periglacial zone is not absolutely identical with the distribution of permafrost and can only be delimited and subdivided by means of climatic associations of periglacial microrelief features. It is stressed that the delimitation and subdivision are regionally differentiated. As a consequence the specific climatic threshold values of the periglacial zone and its regional types are also regionally variable. A map showing the extent and regional subdivision of the polar periglacial zone is presented.

* Dr. Johannes Karte, Geographisches Institut der Ruhr-Universität, Universitätsstraße 150, D-4630 Bochum 1.

1. TERMINOLOGIE

Neben dem von LOZINSKI (1909) eingeführten Begriff „periglazial“ gibt es im deutschsprachigen Schrifttum auch die Begriffsversion „periglaziär“, die auf einen Vorschlag von GRAHMANN (1951) zurückgeht. Dabei wird die ursprüngliche und weiter eingebürgerte Begriffsform „periglazial“ entweder allgemein und allumfassend verwendet oder eingeschränkt in zeitlichem Sinne („periglazialzeitlich“), während „periglaziär“ in vorwiegend prozessuaalem Sinne gebraucht wird und sich auf einen Raum bezieht, in dem unabhängig von der Nähe zu einem Gletscher oder einer Inlandvereisung intensive frostklimatische Voraussetzungen charakteristische geologische und geomorphologische Erscheinungen entstehen lassen. Der Verfasser stellt die umfassende, geographische Bedeutung des zur Diskussion stehenden Begriffes in den Vordergrund (KARTE 1979) und bevorzugt im folgenden den Begriff „periglaziär“, denn in Anlehnung an GRAHMANN (1951:70) bedeutet „periglazial“ eigentlich „um eine Eiszeit herum“, „wogegen ja das nicht vereiste, aber dem eiszeitlichen, also glazialen Klima ausgesetzte Gebiet gemeint ist, das viel richtiger als periglaziär zu bezeichnen wäre.“ Diese zunächst an den pleistozänen Verhältnissen orientierte Begriffsfassung wird wie im internationalen Schrifttum auch auf die geologische Gegenwart angewendet.

Dabei kann zwischen der „periglaziären Zone“ in den polaren und subpolaren Regionen (polares, subpolares Periglaziär) und der „periglaziären Höhenstufe“ in den Hochgebirgen subpolarer, mittlerer und niederer Breiten (alpines oder montanes Periglaziär) unterschieden werden. Der Begriff umfaßt darüber hinaus die speziellen Milieuvoraussetzungen, die in diesen Räumen herrschen, sowie die geologischen und geomorphologischen Vorgänge und Formen, die davon bewirkt werden.

Die Periglaziärterminologie im einzelnen ist inzwischen sehr uneinheitlich, kaum noch überschaubar und durch auffallend viele, sprachlich nicht immer schöne Wortschöpfungen gekennzeichnet, die nicht alle bisher allgemeine Anerkennung gefunden haben. Der sich ständig wandelnde und ausweitende Begriffsapparat ist Ausdruck des schnellen Aufschwunges, den die Periglaziärforschung genommen hat. Die fortschreitende Differenzierung der Terminologie in der deutschen Periglaziärforschung ist aber auch Ausdruck für den Versuch, sich dem internationalen Sprachgebrauch anzupassen oder Begriffe zu prägen, die international anwendbar sind. Die im folgenden verwendete Terminologie lehnt sich im wesentlichen an das jüngere Schrifttum an und spiegelt damit auf ihre Weise den derzeitigen (terminologischen) Stand der deutschen Periglaziärforschung wider.

2. UBERBLICK ÜBER DIE ENTWICKLUNG DER PERIGLAZIÄRFORSCHUNG

Innerhalb der Geowissenschaften, insbesondere der Geomorphologie, stellt die Beschäftigung mit Fragen des Periglaziärs einen verhältnismäßig jungen Wissenschaftszweig dar. Neben der Erforschung fossiler Periglaziärererscheinungen in Mitteleuropa, die etwa in der Mitte des 19. Jahrhunderts einsetzte (KAISER1975), hat seit Anfang dieses Jahrhunderts auch die Untersuchung des Aktuoperiglaziärs in den rezenten Periglaziärbereichen der Polargebiete und in Hochgebirgen ständig an Bedeutung gewonnen und ein reichhaltiges Schrifttum hervorgebracht.

Nach POSER (1977) vollzog sich die bisherige Entwicklung der Erforschung des Aktuoperiglaziärs in zwei Phasen, die ohne deutlich erkennbare Zäsur in den 40er Jahren ineinander übergingen. In der ersten Phase gingen entscheidende Impulse für den bemerkenswerten Aufschwung der Periglaziärforschung vom Stockholmer Geologen-Kongreß (1910) und der dabei durchgeführten Spitzbergen-Exkursion aus. Zunächst standen die Frostmuster-

böden im Mittelpunkt des Forschungsinteresses (MEINARDUS 1912). Weitere Impulse gingen in den 20er Jahren von der sich herausbildenden „Klimatischen Geomorphologie“ aus (KLUTE 1926), für die sich die offensichtlich klimagebundenen Periglaziärscheinungen als besonders ergiebige Forschungsobjekte erwiesen. Außerdem war erkannt, daß im Sinne des Aktualismus Studien im Aktuoperiglaziär für die Interpretation fossiler Frostbodenformen der Paläoperiglaziärzone eine notwendige Voraussetzung sind.

Spitzbergen und Grönland wurden zu klassischen Untersuchungsgebieten der deutschen Periglaziärforschung. Vorrangig untersucht wurden zwar weiterhin die Frostmusterböden, daneben gewannen aber auch Studien zur geomorphologischen Formung durch fluviale, denudative, äolische und nivale Prozesse im polaren Periglaziärmilieu an Bedeutung (GRIPP 1929; MORTENSEN 1930; POSER 1932, 1933, 1936; DEGE 1941). Diese Untersuchungen wurden durch zahlreiche Beobachtungen zu alpinen Periglaziärscheinungen ergänzt.

TROLL faßte den damaligen Forschungsstand im deutschsprachigen und internationalen Schrifttum in seiner klassischen Synthese von 1944 zusammen, die 1947 und 1948 ergänzt wurde. Darin gab er einen weltweiten Überblick über die geographische Verbreitung der verschiedenen Frostbodenformen sowohl in den Polargebieten als auch in den Hochgebirgen unterschiedlicher Klimazonen. Hauptziel war es, bestimmte Verbreitungsgebiete von Frostbodenformen klimatisch abzugrenzen und sie klimatischen Typen zuzuordnen. Damit war TROLL Wegbereiter einer vorwiegend geographisch und klimatisch orientierten Periglaziärforschung.

Wie in anderen Ländern hat die Untersuchung des Aktuoperiglaziärs auch im deutschen Sprachraum seit dem 2. Weltkrieg ein gesteigertes Interesse erfahren. Welchen Stellenwert sie dabei innerhalb der Geomorphologie erlangt hat, wird z. B. aus einer statistischen Auswertung der Themenbereiche von etwa 570 deutschsprachigen geomorphologischen Veröffentlichungen zwischen 1950 und 1974 ersichtlich (BLUME 1975). Danach haben fast 9% der zugrundegelegten Publikationen periglaziärgeomorphologische Fragestellungen zum Inhalt, was nur noch von Untersuchungen zur Glazialmorphologie mit 13,6% und zur fluvialen Formung mit 13,7% übertroffen wird.

Als klassische Arbeitsgebiete blieben Spitzbergen, Island und Grönland weiterhin räumliche Schwerpunkte. Darüber hinaus wurden die Untersuchungen aber auch auf das nordskandinavische Festland und die nordamerikanische Arktis und Subarktis ausgedehnt, während die Antarktis bisher weitgehend unberücksichtigt blieb. Bei der Auswahl der speziellen Untersuchungsgebiete in den genannten Regionen spielte neben dem Ziel der Erweiterung unserer regionalen Kenntnis des polaren Periglaziärs vor allem das aktualistische Prinzip und die Möglichkeit des Vergleichs mit dem Paläoperiglaziär Mitteleuropas eine besondere Rolle (vgl. BUDEL 1962; BARSCH & KING 1979).

Eine stärkere Belebung aber als in den polaren und subpolaren Regionen erfuhr die deutsche Periglaziärforschung seit dem 2. Weltkrieg in den Hochgebirgen zwischen europäisch-atlantischer Subarktis und Äquatorialafrika sowie in Vorderasien, Südamerika und Teilen der Rocky Mountains. Im internationalen Vergleich stellt diese Entwicklung eine Besonderheit dar und kennzeichnet zugleich den speziellen Beitrag und Standort der deutschen Periglaziärforschung. Die vorrangige Beschäftigung mit dem alpinen Periglaziär geht auch aus einer Auswertung der thematischen Schwerpunkte von etwa 250 Untersuchungen mit aktuoperiglaziärer Fragestellung hervor, die zwischen 1945 und Mitte 1979 erschienen sind (vgl. Tab. 1).

Forschungsgegenstand	Prozentualer Anteil von Publikationen	
Terminologie		1,6
Periglaziäre Milieufaktoren einschließlich Bodengefrorenis, gesamt		16,8
Klimatische und aklimatische Milieufaktoren	4,8	
Bodengefrorenis, Kammeis	2,0	
Polarer Permafrost	2,0	
Alpiner Permafrost, Blockgletscher	8,0	
Mikroperiglaziäre Morphodynamik, gesamt		29,6
Verwitterung	2,0	
Kongelikontraktionsformen	0,8	
Strukturböden, Sortierungserscheinungen	12,8	
Nichtsortierte Feinerdekreise	0,4	
Erdbülten	3,6	
Strangmoore	0,4	
Pingos	0,8	
Palsas	2,4	
Depergelationsformen	0,8	
Gelisolifluktion	5,6	
Meso- und makroperiglaziäre Morphodynamik, gesamt		12,8
Nivation, Kryoplanation	3,6	
Hangformung	3,6	
Periglaziär-fluviale Morphodynamik	4,4	
Periglaziär-äolische Morphodynamik	1,2	
Regionalisierung der polaren periglaziären Zone		5,6
Regionalisierung der alpinen periglaziären Höhenstufe, gesamt (einschließlich Permafrost und Blockgletscher)		33,6 (41,6)
Subarktis	3,2	
Mittelbreiten	12,8	
Subtropen	9,2	
Tropen	4,4	
Großräumige Synthesen	4,0	

Tab. 1: Gliederung von Forschungsinhalten und ihr prozentualer Anteil in 250 periglaziärgeomorphologischen Publikationen, 1945—1979.

Tab. 1: Classification by subject of 250 publications on periglacial research, 1945—1979.

Danach befassen sich über 40% der zugrundegelegten Veröffentlichungen mit Problemen der periglaziären Höhenstufe. Wie die Auswertung ferner zeigt, stand in dem genannten Zeitraum im Hinblick auf die Erforschung periglaziärer Prozesse und Formen weiterhin die periglaziäre Mikromorphodynamik im Vordergrund, wobei Studien zu Strukturböden und zur Gelisolifluktion überwiegen. Aber auch andere Formentypen, wie z. B. Nivations- und Kryoplanationsformen sowie Blockgletscher wurden stärker in die Forschung einbezogen. Untersuchungen zur Hangentwicklung und zu Besonderheiten der Talbildung (periglaziäre Meso- und Makromorphodynamik) sind zwar quantitativ wenig vertreten, spielen aber im Hinblick auf die Entwicklung von Modellvorstellungen zur periglaziären Formung eine besondere Rolle. Typisch für die im wesentlichen von Geographen betriebene deutsche Periglaziärforschung sind regionale Studien in verschiedenen Maßstabsbereichen, wobei wiederum die periglaziäre Höhenstufe im Vordergrund steht, wenn auch großräumige Regionalisierungen des polaren Periglaziärs nicht fehlen.

Innerhalb der Geomorphologie konnte die Periglaziärforschung lange Zeit der klimageomorphologischen Betrachtungsweise zugeordnet werden. Nach POSER (1977) hat sie sich jedoch in den letzten Jahren mehr und mehr zu einer geoökologisch orientierten Periglaziärforschung entwickelt. Diese Betrachtungsweise kommt in einem gesteigerten Interesse an der Erforschung der Steuerfaktoren und Randbedingungen der periglaziären Morphodynamik zum Ausdruck, die als Teil des Naturhaushalts gesehen wird. In methodischer Hinsicht zeigt sich dies in einem zunehmenden Interesse an exakter instrumenteller Beobachtung und Messung von periglaziären Milieubedingungen, Formungsprozessen und Abtragungsraten sowie an Untersuchungen in überschaubaren Systemzusammenhängen.

Solche Untersuchungen, insbesondere langfristige Prozeß- und Milieustudien, sind jedoch im Polar- und Subpolargebiet nur in sehr begrenztem Umfang möglich. Daher wird im Rahmen geographischer Periglaziärforschung zumeist der Weg beschritten, aus der sorg-

fältigen Analyse der Verbreitung von Periglaziärphänomenen sowie mit Hilfe des regionalen und großräumigen Vergleichs Angaben über die Entstehung und vor allem die Entstehungsbedingungen der Formen zu erlangen.

Seit den klassischen Synthesen von TROLL (1944, 1947, 1948) hat es außer für Teilaspekte (BUDEL 1972; HOLLERMANN & POSER 1977) keine zusammenfassende Darstellung der deutschen Periglaziärforschung gegeben. In den neueren angloamerikanischen Gesamtdarstellungen (WASHBURN 1973; EMBLETON & KING 1975; FRENCH 1976) blieben ihre Ergebnisse weitgehend unberücksichtigt. Unter dem Gesichtspunkt einer weltweiten Regionalisierung des polaren und alpinen Periglaziärs hat neuerdings Verfasser das deutschsprachige und internationale Schrifttum zusammenfassend dargestellt (KARTE 1979). Der folgende Beitrag soll einen Überblick geben über Aktivitäten und wichtige Ergebnisse der neueren deutschsprachigen Periglaziärforschung in den polaren und subpolaren Regionen.

3. PERIGLAZIÄRE MILIEUBEDINGUNGEN

Wie bereits erwähnt, spielt im Rahmen einer geoökologisch orientierten Betrachtungsweise die Erforschung der periglaziären Milieubedingungen eine besondere Rolle. Das Hauptinteresse gilt dabei zunächst der klimatischen Steuerung der periglaziären Morphodynamik. Im Hinblick auf die Kennzeichnung und Unterscheidung der frostklimatischen Milieubedingungen bezieht man sich im allgemeinen auf makroklimatische Parameter, wie die Jahresmitteltemperatur der Luft, die Mitteltemperaturen des kältesten und wärmsten Monats, Wärme- und Kältesummen, die Dauer der Frostperiode sowie die Anzahl von Eis-, Frost- und Frostwecheltagen. Seit den Untersuchungen von TROLL (1944) wurde der Häufigkeit und Intensität von Frostwechseln besondere Bedeutung für die periglaziäre Morphodynamik beigemessen. Einen vergleichbaren Stellenwert kann das Frostwechselkriterium nach heutigem Kenntnisstand nicht mehr beanspruchen.

Am Beispiel von Island konnten SCHUNKE & STINGL (1973) zeigen, wie beträchtlich die Unterschiede zwischen Luftfrostklima und Bodenfrostklima sind und daß die räumliche Variabilität des Luftfrostregimes im Bodenfrostregime kaum eine Entsprechung zeigt. Außerdem bleibt ein Großteil der im Boden registrierten Frostwechsel aufgrund ihrer geringen Intensität periglaziärgeomorphologisch unwirksam. Hiermit ist ein Problem angesprochen, das auch im internationalen Rahmen zwar erkannt ist, aber immer noch zu wenig berücksichtigt wird.

Weitere detaillierte bodenklimatische Untersuchungen liegen außerdem von Spitzbergen und Westgrönland vor (BUDEL 1962; HERZ & ANDREAS 1966; FURRER 1969; STABLEIN 1970, 1977a, d). Diese Studien widmeten sich vor allem der Entwicklung der sommerlichen Auftauschicht über dem Dauerfrostboden, die wesentlich von der Auflösung der winterlichen Schneedecke gesteuert wird, sowie der oberflächennahen Schicht des Dauerfrostbodens, in der noch jahreszeitliche Temperaturschwankungen auftreten.

Im Hinblick auf die räumliche Verbreitung und Gliederung des Dauerfrostbodens zeigte STABLEIN (1977d) für Westgrönland, daß dort der kontinuierliche Dauerfrostboden durch eine Jahresmitteltemperatur der Luft von $-7,5^{\circ}\text{C}$ und der diskontinuierliche Dauerfrostboden durch eine entsprechende Jahresmitteltemperatur von -2°C bis -3°C abgegrenzt werden kann. Die angegebenen Werte bestätigen im wesentlichen die auch für die benachbarte nordamerikanische Arktis und Subarktis bereits ermittelten klimatischen Schwellenwerte der Dauerfrostbodenverbreitung. Wenig geklärt ist bisher die Frage, ob der Dauerfrostboden im Randbereich seiner Verbreitung mit den gegenwärtig herrschenden Klimabedingungen im Gleichgewicht steht und wie er sich hinsichtlich Degradation oder Aggra-

dation verhält. Nach SCHUNKE (1975) ist der sporadische Permafrost in Zentral-Island subrezent oder fossil. Mit Hilfe von eingeschalteten datierbaren Tephralagen ließ sich aber zeigen, daß er sich auch noch nach 1000 B. C. gebildet haben muß. Die gegenwärtige Neubildung und Reaktivierung von Palsas und anderen Frostbodenformen gilt als Hinweis auf eine rezente Permafrost-Aggradation infolge einer Verschärfung des Frostklimas im Nordpolargebiet seit den 60er Jahren dieses Jahrhunderts, wie sie auch in anderen Teilregionen des Nordpolargebietes seit den 60er Jahren dieses Jahrhunderts festgestellt wird.

In der Zone des diskontinuierlichen und sporadischen Dauerfrostbodens sind die lückenhaften oder isolierten Dauerfrostbodenvorkommen mit intensiver saisonaler Bodengefrorenis räumlich vergesellschaftet. Zur jahreszeitlichen Bodengefrorenis im periglaziären Milieu liegen Untersuchungen aus Island vor. SCHUNKE & STINGL (1973) unterscheiden dabei einen ozeanisch geprägten Winterfrostboden mit flachgründiger Bodengefrorenis, zahlreichen Frostwechseln und gelegentlichem winterlichen Auftauen von einem kontinental geprägten Winterfrostboden mit tiefgründiger, langandauernder Bodengefrorenis und nur wenigen Frostwechseln am Anfang und Ende der Frostperiode. Im Hinblick auf denudative und fluviale Prozesse im periglaziären Milieu kommt nach SCHUNKE (1975) eine langandauernde jahreszeitliche Bodengefrorenis vielfach der Wirkung eines Dauerfrostbodens nahe. Weitere detaillierte Untersuchungen des Frostbodenmilieus sind wünschenswert, insbesondere im Hinblick auf die Klärung der physikalischen Vorgänge im Frostboden und der Klimagebundenheit periglaziärer Prozesse und Formen. Daneben darf aus geographischer Sicht aber nicht die Frage nach der klimatischen Abgrenzung des Periglaziärgebietes gegenüber anderen Landschaftszonen außer Betracht bleiben. Es ist die besondere Aufgabe der geographisch orientierten Periglaziärforschung, das Periglaziär in seiner räumlichen Ausdehnung zu erfassen sowie die spezifischen klimatischen Randbedingungen dieser räumlichen Bedingtheit zu definieren. Bei der Größenordnung der abzugrenzenden Regionen erlangen hierbei auch die eingangs erwähnten makroklimatischen Parameter an Bedeutung. Sie sind verhältnismäßig einfach erfaßbar und über große Räume hinweg vergleichbar. Eine Zusammenstellung derartiger klimatischer Schwellenwerte findet sich bei KARTE (1979). Darauf wird im Zusammenhang mit der räumlichen Abgrenzung und regionalen Differenzierung des Periglaziärs noch näher eingegangen (vgl. Abb. 2).

Wegen der offensichtlichen Klimagebundenheit der Periglaziärphänomene wurde bisher verständlicherweise das Frostklima vielfach als der entscheidende Faktor ihrer Genese und Verbreitung angesehen. Neuere Untersuchungen (SCHUNKE 1975, 1977a, 1979a; STABLEIN 1977a) heben hervor, daß dem Frostklima im wesentlichen nur eine Rolle als Minimumfaktor zukommt, der zur Entstehung und räumlichen Verbreitung von Periglaziärscheinungen erfüllt sein muß, der also die klimatisch-potentiellen Randbedingungen periglaziärer Formung bestimmt. Innerhalb dieser Randbedingungen wird die periglaziäre Formung in erster Linie von der Dichte und Zusammensetzung der Vegetation, der Substratbeschaffenheit und den vorhandenen Reliefverhältnissen gesteuert. Im Hinblick auf den Faktor Substrat hat sich insbesondere das Vorhandensein von frostempfindlichem Feinmaterial als eine wichtige Voraussetzung für die Wirksamkeit der periglaziären Morphodynamik erwiesen, wobei der Grad der Frostempfindlichkeit des Substrats im wesentlichen vom Ton- und Schluffgehalt abhängt. Das vorhandene Feinmaterial ist dabei ebenso wie das Relief vielfach durch vorzeitliche Klimabedingungen und Formungsvorgänge entscheidend geprägt.

4. PERIGLAZIÄRE MIKROMORPHODYNAMIK UND MIKROFORMEN

Unter periglaziärer Mikromorphodynamik wird das Zusammenwirken frostdynamischer Prozesse verstanden, die mit Gefrier-, Regelations- sowie Auftauvorgängen im oberfläch-

nahen Substrat verbunden sind. Der dabei entstehende Kleinformenschatz wurde von TROLL (1944) unter dem genetischen Sammelbegriff „Frostbodenformen“ zusammengefaßt. Eine der wichtigsten Voraussetzungen geomorphologischer Formung stellt auch im periglaziären Milieu eine entsprechende Aufbereitung des Gesteins dar.

4.1 Verwitterung im polaren und subpolaren Periglaziärmilieu

Als vorherrschende Verwitterungsart wird die Frostverwitterung angesehen, wobei das Gestein sowohl an der Landoberfläche als auch im Winterfrostboden und im oberflächennahen Dauerfrostboden bis hin zu Schluff- und Tonfraktionen zerkleinert wird (STABLEIN 1977a, b). Auch BUDEL (1969) betont die leistungsfähige subkutane frostmechanische Gesteinsaufbereitung in der von ihm als „Eisrinde“ bezeichneten, besonders bodeneisreichen, oberflächennahen Schicht des Dauerfrostbodens, in der tiefgründige jahreszeitliche Temperaturschwankungen wirksam werden.

Neben der Gesteinsabhängigkeit wurde der klimatischen Steuerung der Verwitterungsintensität besondere Aufmerksamkeit gewidmet. Dabei zeigte sich, daß die Andauer und Eindringtiefe des Bodenfrostes für die Intensität der frostmechanischen Aufbereitung wichtiger ist als die Frostwechselhäufigkeit (SCHUNKE 1975). Auch das Vorhandensein von Wasser zur Frostwechselzeit wird als wichtige Voraussetzung betont. Nach MECKELEIN (1974) nimmt die Bedeutung der Frostverwitterung im hochpolaren Milieu (Spitzbergen, Axel Heiberg) generell ab, während Verwitterungsprozesse der sogenannten „ariden Morphodynamik“ zunehmen, worauf Gesteinshartrinden, Kernsprünge, Abschabung, Abgrusung, Tafonis und Salzsprengung hinweisen. Auch in anderen Teilregionen des Periglaziärs gibt es Hinweise auf chemische Aufbereitungsprozesse, durch die Feinmaterial bereitgestellt wird (SEMMELE 1969; SCHUNKE 1979a).

4.2 Frostbodenformen

Bisher gibt es noch keine umfassende Systematik des gesamten Frostbodenformeninventars, die sowohl morphographischen als auch genetischen und ökologischen Aspekten gerecht wird. Auch die tabellarische Zusammenstellung von SCHUNKE (1977a) weist in dieser Hinsicht Schwächen auf, z. B. was die Zuordnung von Palsas, Strangmooren und Pingos zu den Texturböden betrifft oder die Zuordnung von Dünen und Sohlentälern zu frostbedingten Erscheinungen.

Von allen Frostbodenformen haben die frostbedingten Sortierungserscheinungen, die Strukturformen, in der deutschsprachigen Periglaziärliteratur die meiste Beachtung gefunden. Sie gelten als typisch polygenetische Periglaziärererscheinungen, an deren Entstehung ein ganzes Bündel von Einzelprozessen beteiligt ist. SCHENK (1955) untersuchte die kinetischen Vorgänge im Frostboden, insbesondere Wasserbewegungen und Eisenanreicherung, mit denen die Sortierungsvorgänge einhergehen, unter kolloidchemischem und bodenphysikalischem Aspekt und hob die Bedeutung der Hydratation und Osmose hervor. BUDEL (1960, vgl. 1977) unterschied im Hinblick auf die Strukturbodengenese 16 Einzelprozesse.

Nach neueren zusammenfassenden Untersuchungen (STINGL 1974; SCHUNKE 1975; STINGL & HERRMANN 1976) wird die Strukturbodenbildung im wesentlichen durch differenzierte Bewegungen von Grob- und Feinmaterial im Frostboden, Grobmaterialanreicherung an der Bodenoberfläche (vertikale Sortierung), Feinmaterialaufwölbung und zentrifugales Abgleiten der Grobmaterialpartikel (laterale Sortierung) erklärt. Gelegentlich geht die Formenentstehung mit Spaltenpolygonbildung durch Dehydratation oder thermische Kontraktion einher.

Diese Vorstellungen sind im wesentlichen aus den Regelmäßigkeiten bestimmter Formenmerkmale abgeleitet. Eingehende Prozeßstudien und Laborexperimente wurden bisher noch nicht durchgeführt. Ebenso sind die Klimaansprüche der Strukturböden noch nicht hinreichend geklärt. Sie treten in unterschiedlichen Frostklimaten und bei unterschiedlichen klimatischen Bodengefrorenistypen auf. Als wichtige Bildungsvoraussetzungen werden Bodenfrostdwechsel, Dauer der Frostperiode, langsames Eindringen der Gefrierfront und ausreichende Substratdurchfeuchtung angesehen (SCHUNKE 1975; STINGL & HERRMANN 1976). Dauerfrostboden ist zu ihrer Bildung nicht erforderlich.

Nach PREUSSER (1973) bestehen auf Island enge Beziehungen zwischen klimatischem Bodengefrorenistyp, Eindringtiefe der Bodenfrostdwechsel und der Sortierungstiefe. Seit den Untersuchungen TROLLS (1944, 1947) wurde auch die Strukturbodengröße in enger Abhängigkeit von den frostklimatischen Voraussetzungen gesehen. Miniaturformtypen (Durchmesser < 1 m) galten als Indikatoren eines tageszeitlichen und kurzperiodischen Frostdwechseltyps, Makroformtypen (Durchmesser > 1 m) als Indikatoren eines saisonalen, tiefgründigen Frostdwechseltyps. Nach dieser Auffassung wird auch das regionale Verteilungsmuster von Groß- und Kleinformtypen im wesentlichen durch das regionale Verteilungsmuster der genannten Frostdwecheltypen gesteuert. Neuere Untersuchungen auf Island haben aber ergeben, daß das räumliche Verbreitungsmuster von unterschiedlichen Strukturbodenausprägungsformen häufig entscheidend von edaphischen Faktoren abhängt, wobei Substratzusammensetzung, Lockermaterialmächtigkeit und Durchfeuchtungsgrad eine besondere Rolle spielen (SCHUNKE 1975; STINGL & HERRMANN 1976). Hiermit sind Beispiele angeführt, wie im Rahmen geographischer Periglaziärforschung aus bestimmten Regelmäßigkeiten der räumlichen Verbreitung allgemeine Erkenntnisse über die Genese und Milieuabhängigkeit von Periglaziärscheinungen gewonnen werden.

Vergleichsweise wenig Beachtung fanden in der deutschsprachigen Periglaziärforschung bisher die nichtsortierten Feinerdekreise oder Mudpits (SEMMELE 1969; FITZE 1975; STABLEIN 1977a, d). Ihre Genese wird durch Kongeliturvorgänge infolge differenzierten Eindringens der Gefrierfront in den Boden erklärt, wobei die Prozesse im einzelnen noch wenig untersucht sind. Bisher ging man davon aus, daß das herbstliche Gefrieren der Auftauschicht, das sich von der Landoberfläche und der Permafrostoberfläche her vollzieht, zu einer fortschreitenden Einengung und Verwürgung des noch ungefrorenen Materials führt. In Übereinstimmung mit neueren kanadischen Untersuchungen wird als Entstehungszeitraum nun weniger die herbstliche Gefrierperiode als die frühsummerliche Auftauperiode angesehen, während der es infolge erhöhten hydrostatischen Drucks zu diapirartigen Materialverlagerungen und einem Ausfließen an der Landoberfläche kommt.

Während die Strukturböden und nichtsortierten Feinerdekreise als Formen der ungebundenen Kongeliturbildung gedeutet werden können, stellen Erdbülten (Thufur) Formen der gebundenen Kongeliturbildung dar. Daneben gibt es Übergangsformen zu Spaltenmikropolygonen („Zellenböden“), besonders in hochpolaren Breiten (HABRICH 1968). In ihrem klassischen Verbreitungsgebiet auf Island allerdings, wo sie besonders eingehend untersucht worden sind (MÜLLER 1962; SCHUNKE 1975, 1977b, c), sind sie nicht mit der Bildung von Spaltenmikropolygonen verknüpft. Hier lassen sich die Bültenaufwölbungen durch ein Zusammenwirken von lokal differenzierten Frostdhebungen und lateralen Materialverlagerungen in Richtung auf die sich aufwölbenden Frostdbodenzellen erklären. Die unterirdische laterale Materialzufuhr wird auf kryostatischen Druck zurückgeführt, der beim differenzierten Eindringen der Gefrierfront entsteht (SCHUNKE 1979a). Dabei schützt die geschlossene Vegetationsdecke die Initialformen vor Abtragung und führt zu einem Selbstverstärkungseffekt der Erdbültenbildung, weil einmal vorhandene Formen wegen ihrer Exponiertheit ein lokal intensiveres Eindringen der Bodengefrorenis fördern. Die klimatischen Randbedingungen ihrer Genese und Verbreitung sind noch wenig geklärt. Im

Zusammenhang mit ihrem Auftreten auf Island betont SCHUNKE (1975, 1977b, c) ihre Bindung an die speziellen edaphisch-hydrologischen Voraussetzungen lößähnlichen Feinmaterials mit guter Wasserhaltefähigkeit, aber nur mäßiger Durchfeuchtung. Ähnlich wie die Mudpits hinterlassen auch die Erdbülten im Sediment verwürgte Strukturen, die aus dem pleistozänen Periglaziär seit langem als „Kryoturbationen“ bekannt sind, im rezenten polaren Periglaziär aber insgesamt erst wenig untersucht sind.

Zu rezenten Spaltenpolygonmustern, insbesondere Kongelikontraktionserscheinungen, gibt es bisher nur wenige Untersuchungen in der deutschsprachigen Periglaziärliteratur. SCHENK (1955, 1966) erklärte die Bildung von Eiskeilpolygonen durch Hydratationsvorgänge im Frostboden und schloß thermische Kontraktion als Entstehungsursache aus. Diese Auffassung kann nach neueren, vorwiegend amerikanischen Untersuchungen, die thermische Kontraktionsvorgänge hervorheben, heute nicht mehr aufrecht erhalten werden.

Frostspaltenmakropolygone wurden von SCHUNKE (1974a, 1975) auf Island untersucht, wo sie sich rezent bei Jahresmitteltemperaturen von $-1,6^{\circ}\text{C}$ bilden und als Indikatoren eines kontinental geprägten Frostregimes gelten. Dabei handelt es sich zumeist um sub-rezente Formen, die im Zuge der Klimaverschlechterung seit den 60er Jahren dieses Jahrhunderts eine Reaktivierung erfahren, was darauf hinweist, daß sich ihre Bildung auf Island nahe den klimatischen Randbedingungen vollzieht. Dabei sind sie nicht an das Vorhandensein von Permafrost gebunden, sondern treten auch bei intensiver jahreszeitlicher Bodengefrorenis auf. Ihrem Habitus nach sind sie mit den im internationalen Schrifttum als „soil-“ oder „ground-wedges“ bezeichneten Periglaziärscheinungen vergleichbar (vgl. FRENCH 1976).

Was Frost- und Eishügelbildungen betrifft, kann zunächst auf die klassische Arbeit von MÜLLER (1959) zur Genese und Unterscheidung von Ostgrönland- und Mackenzie-Pingos verwiesen werden, die auch heute noch weitgehend Gültigkeit besitzt. Weitere Beobachtungen zu den Pingos im Mackenzie-Delta wurden von BLEICH (1974) mitgeteilt.

Studien zu Palsas wurden in Lappland (QUITZOW 1963), auf Island (SCHUNKE 1973, 1975; PRIESNITZ & SCHUNKE 1978) und in Grönland (STÄBLEIN 1977a) durchgeführt. Im sporadischen Permafrostmilieu Islands gibt es neben Aufbauformen, die durch Eisseggregation im Torf entstehen, auch plateauförmige Palsas, die aus größeren Permafrostarealen herauspräpariert sind und geomorphologische Erscheinungen des degradierenden Permafrostes darstellen. Im internationalen Schrifttum werden die Formen, die bei der Degradation von Dauerfrostboden entstehen, unter der Bezeichnung „Thermokarst“ zusammengefaßt. Diese Bezeichnung hat sich weitgehend eingebürgert, sie ist aber wissenschaftlich inkorrekt, denn der Begriff „Karst“ ist für einen Formenschatz reserviert, der an lösliches Gestein gebunden ist, während es sich hier um Formen handelt, die infolge austauenden Bodeneises entstehen. Verfasser schlug deshalb die Bezeichnung „Depergelationsformen“ vor (KARTE 1979). Entsprechende Formen werden von FÜRBRINGER & HAYDN (1974) aus Nordalaska sowie von STÄBLEIN (1977a, 1979a) aus Westgrönland und der kanadischen Arktis beschrieben.

Im Gegensatz zu diesen von der deutschsprachigen Periglaziärforschung im Polargebiet bisher erst wenig bearbeiteten Frostbodenformen gibt es ein reichhaltiges Schrifttum zu den Vorgängen und Formen der Solifluktion, wofür auch Begriffe wie „Kryosolifluktion“ und „Gelisolifluktion“ verwendet werden, um die Frostbedingtheit dieses Prozesses im periglaziären Milieu hervorzuheben (BUDEL 1959; ROHDENBURG 1971; STÄBLEIN 1977a; KARTE 1979). Als wichtigster Faktor für das Auftreten und die Intensität der Gelisolifluktion wird neben Regelationsvorgängen der Grad der Substratdurchfeuchtung erachtet (FITZE 1971; SCHUNKE 1975), wobei die Wasserhaltefähigkeit schluffhaltigen Feinmaterials

eine besondere Rolle für die Schmierfähigkeit der Substrate spielt. Feste Grenzwerte von Bodenwasserhaushalt und Substratzusammensetzung lassen sich nicht angeben, da sie mit dem Grad der Vegetationsbedeckung und unterschiedlichen Hangneigungen variieren. Als unterer Grenzwinkel der Hangneigung, bei der Gelifluktion potentiell auftritt, wurde 2° (BUDEL 1962) ermittelt.

Bisher stand die Untersuchung des differenzierten gelifluktuellen Kleinformenschatzes im Vordergrund des Forschungsinteresses. Dabei hat sich gezeigt, daß die Formenausprägung und die Häufigkeit des Formenauftretens keine sicheren Hinweise auf die Formungsintensität der Gelifluktion sind. Die morphodynamische Leistungsfähigkeit gelifluktueller Prozesse wird von Arbeitsgebiet zu Arbeitsgebiet unterschiedlich beurteilt (BUDEL 1962; SEMMEL 1969; SCHUNKE 1975; BIBUS, NAGEL & SEMMEL 1976; STÄBLEIN 1977a). Im neueren Schrifttum wird vermehrt darauf hingewiesen, die Formungsintensität und Abtragungsleistung der Gelifluktion nicht zu überschätzen. Prozeßstudien zur Quantifizierung der Abtragungsleistung wurden bisher nur in geringem Umfange und über zu kurze Zeiträume durchgeführt. Die dabei ermittelten Bewegungsraten im polaren Periglaziär Spitzbergens, die zwischen $0,7 \text{ cm/a}$ bei $2,5^\circ$ Hangneigung und $9,9 \text{ cm/a}$ bei 25° Hangneigung variieren, beziehen sich auf Messungen an der Landoberfläche und stellen Maximalwerte dar (BUDEL 1977). Sie geben keine Auskunft darüber, wie tief der gelifluktueller Bewegungsvorgang reicht und welche Mengen Material tatsächlich hangabwärts transportiert werden (FITZE 1971). Außerdem wurde die Bewegungsrate bisher vorwiegend in Abhängigkeit von der Hangneigung gesehen und die Differenzierung durch die edaphischen Standortfaktoren zu wenig berücksichtigt. Mit der Gelifluktion ist schließlich ein Prozeßgefüge angesprochen, welches nicht nur einen charakteristischen Kleinformenschatz hervorbringt, sondern über längere Zeiträume hinweg auch zu einer Überformung des Meso- und Makroreliefs beiträgt.

5. VORGÄNGE UND FORMEN PERIGLAZIÄRER MESO- U. MAKROMORPHODYNAMIK

Die periglaziäre Meso- und Makromorphodynamik ergibt sich aus dem Zusammenwirken von periglaziärer Mikromorphodynamik und den klimaspezifischen Eigenarten polyzonaler Prozesse im periglaziären Milieu. Sie bewirkt in erster Linie die Bildung und Überformung von Tälern, Hängen sowie flächenhaften Reliefelementen. Dabei handelt es sich überwiegend um polygenetische Mehrzeitformen, die sich im periglaziären Milieu in traditioneller Weiterbildung befinden (WIRTHMANN 1976, 1977).

Zu den Meso- und Makroformen, die noch als Periglaziärindikatoren angesehen werden können, gehören die Nivations- und Kryoplanationsformen (SCHUNKE 1977a), die zu einer stufigen Differenzierung der Hänge führen. Unter „Nivation“ versteht SCHUNKE (1974b) ein Prozeßgefüge, in dem Frostsprengung, Gelifluktion, Abspülung, Kongeliturbanation sowie Sturzdenudation und Schneedruck zusammenwirken.

Kryoplanationsformen, die als typisch für periglaziäre Flächenbildung gelten, wurden neuerdings eingehend von SCHUNKE (1974b, 1975, 1979a) sowie SCHUNKE & HECKENDORFF (1976) in Island und SE-Grönland untersucht. Dabei wird die Kryoplanation als ein der Nivation sehr ähnliches Prozeßgefüge verstanden, das aber im Unterschied dazu an transversalen Schneeflecken wirksam wird. Im Unterhangbereich kommt es dabei zur Bildung von Kryopedimenten, während im Oberhangbereich vorwiegend Kryoplanationsterrassen gebildet werden. Neben der Frage nach dem Bildungsmechanismus steht das Problem der Substratabhängigkeit im Vordergrund. Dabei wird die Bindung an unterschiedlich resistentes Gestein betont; sie können aber auch in homogenem Festgestein auftreten, das zu grobblockigem Zerfall neigt und horizontale Schwächezonen aufweist.

Im Hinblick auf die Klimaabhängigkeit galten Kryoplanationsterrassen (oder Golezterrassen) bisher als Indikatoren eines kontinental geprägten Frostregimes (RICHTER, HAASE & BARTHEL 1963a, b). Der besondere Wert der Untersuchungen auf Island besteht darin, zu zeigen, daß rezent aktive Kryoplanationsformen auch, wenn nicht sogar vorzugsweise, unter ozeanisch getönten Frostklimavoraussetzungen bei Jahresmitteltemperaturen zwischen -1°C und -2°C gebildet werden oder sich weiterbilden und dabei nicht an das Vorhandensein von Permafrost gebunden sind.

Als weitverbreitete, wenn auch nicht typisch periglaziäre Hangformen werden von Island, Spitzbergen, Grönland und Axel Heiberg dreiteilige konvex-konkave Hangprofile beschrieben, die besonders deutlich in Plateaulandschaften mit flachlagernden Sedimenten ausgebildet sind (BUDEL 1960, 1962, 1977; WIRTHMANN 1962, 1976, 1977; SCHUNKE 1975; NAGEL 1977; STABLEIN 1977b). In Abhängigkeit von der Hangneigung zeigt sich an diesen Hängen eine typische Abfolge und Vergesellschaftung von Abtragungsprozessen. Auf dem konvexen Oberhang wirken Gelisolifluktion und Abspülung zusammen, wobei je nach den Neigungsverhältnissen der eine oder der andere Abtragungsprozeß vorherrscht. Eine besondere Leistungsfähigkeit kommt episodischer Abspülung in Verbindung mit katastrophentartigen Starkniederschlägen zu (THIEDIG & LEHMANN 1973; THIEDIG & KRESLING 1973).

Bei insgesamt flacheren Hangtypen setzen sich die genannten Abtragungsprozesse in den gestreckten Mittelhangbereich fort. Bei einer Neigung über 25° wird die flächenhafte Abspülung durch die Runsenspülung ersetzt. Ab 30° Hangneigung kommt es zur Vereinigung benachbarter Runsen zu Sammelrunsen, die eine deutliche erosive Hangzerschneidung bewirken und dreiecksförmige Hangpartien herauspräparieren („Dreieckshänge“ nach BUDEL 1960, 1977). Bei noch größeren Hangneigungen treten außerdem noch gravitativ bedingte Abtragungsprozesse hinzu.

Auf den konkaven Unterhängen herrscht je nach Neigungsverhältnissen Akkumulation oder Durchgangssakkumulation mit Abspülung und Gelisolifluktion als Transportmechanismen vor. In grobblockigen Schutthängen tritt die Drainagespülung hinzu, womit eine subkutane Feinmaterialausspülung gemeint ist (BUDEL 1962).

Die Intensität der Hangformung wird in den verschiedenen Arbeitsgebieten unterschiedlich beurteilt. Quantitative Daten zur Abtragungsleistung liegen bisher nicht vor. Während BUDEL (1962, 1977) für SE-Spitzbergen insgesamt eine intensive Hangformung durch Gelisolifluktion und Runsenspülung annimmt, ist nach NAGEL (1977) die Hangabtragung in W-Spitzbergen und auf Axel Heiberg insgesamt gering. Obwohl in Westgrönland die Hänge Bereiche der intensivsten aktuellen Morphodynamik sind (STABLEIN 1977b), ist es bisher nur zu einer geringen Überformung des glaziären Vorzeitreliefs gekommen. Die verschiedenen Auffassungen stimmen dahingehend überein, daß in den Hangformen im Polar- und Subpolargebiet weniger die rezente periglaziäre Morphodynamik als der Einfluß des präexistente Reliefs zum Ausdruck kommt.

Eng verbunden mit Untersuchungen zur Hangformung und Hangentwicklung sind Studien zur periglaziären Talformung. Diese lassen erkennen, daß die Talformen im periglaziären Milieu zwar sehr variabel sind, daß aber für die von Gletscherschmelzwässern unabhängige periglaziär-fluviale Morphodynamik Täler mit ausgeprägter Talsohle und verwildertem Laufmuster typisch sind. In diesem Zusammenhang kann eine ältere Studie von POSER (1936) zur Talformung in Grönland und auf Spitzbergen immer noch Mustergültigkeit beanspruchen (vgl. SCHUNKE 1975).

Einen besonderen Stellenwert nimmt die Erforschung der periglaziär-fluvialen Morphodynamik in den Untersuchungen von BUDEL (1960, 1962, 1969, 1977) ein, deren Ergebnisse

die Formulierung von Modellvorstellungen zur periglaziären Formung nachhaltig beeinflußt haben. Nach BÜDEL ist die von ihm postulierte Eistrinde im oberflächennahen Dauerfrostboden SE-Spitzbergens durch ihre vorbereitende tiefgründige Substratauflockerung die entscheidende Voraussetzung und der Motor für eine rasche und intensive thermoerosive Tieferschaltung der Täler in ihrer gesamten Sohlenbreite. Danach schmilzt das Flußwasser die Eistrinde thermisch an und kann während des starken periodischen Schmelzwasserabflusses das in ihr aufbereitete Material leicht abführen. Nach BÜDEL ist die Leistungsfähigkeit dieses als „Eistrindeneffekt“ bezeichneten Mechanismus so stark, daß er in seinem System klimageomorphologischer Zonen das polare und subpolare Periglaziär morphodynamisch als „exzessive Talbildungszone“ bezeichnet. Zu dieser Auffassung kam er weniger aufgrund von Prozeßstudien, sondern aufgrund eingehender Reliefanalyse. Auf diese Weise bestimmte er für SE-Spitzbergen, das sich durch relativ weiches Gestein auszeichnet, eine mittlere holozäne Tiefenerosion von 1—3 m/1000 Jahre.

Zweifel an der Leistungsfähigkeit des „Eistrindeneffektes“ ergeben sich daraus, daß zur Zeit des maximalen Schmelzwasserabflusses die Eistrinde noch nicht hinreichend angetaut ist und daß zur Zeit der maximalen Auftautiefe nicht mehr genügend Schmelzwasser zum Materialabtransport zur Verfügung steht. Bei größeren Flüssen kommt hinzu, daß unter ihnen kein Permafrost vorhanden ist, sondern Taliki (ungefrorene Zonen) ausgebildet sind, die den „Eistrindeneffekt“ ausschließen. Allerdings kommt es entlang dieser Flüsse zu intensiver lateraler Thermoerosion infolge austauenden Dauerfrostbodens im Uferbereich und fluvialer Unterschneidung.

Neben diesen Überlegungen haben neuere Untersuchungen aus W-Spitzbergen, Island, W- und SE-Grönland sowie Ellesmere Island gezeigt, daß sich das Modell der exzessiven Talbildung nicht generalisieren läßt. (BIBUS 1975; SCHUNKE 1975, 1979a; BIBUS, NAGEL & SEMMEL 1976; STABLEIN 1977b; BARSCH & KING 1979). So dominiert in den periglaziären Tälern W-Spitzbergens und Westgrönlands, deren Wasserläufe in ihrem Abflußverhalten nicht von Gletschern beeinflußt werden, nicht die Tiefenerosion, sondern die Akkumulation von den Hängen her.

Hieraus sollte man nun aber wiederum nicht ableiten, daß unter periglaziären Milieubedingungen generell keine fluviale Zerschneidung möglich ist. Die Ergebnisse nordamerikanischer Untersuchungen lassen erkennen, daß periglaziäre Flüsse unabhängig vom „Eistrindeneffekt“ eine große Transportkapazität sowie eine hohe potentielle Abtragsleistung aufweisen (FRENCH 1976). Das letzte Wort zur Tiefenerosion periglaziärer Flüsse ist somit noch nicht gesprochen.

Gemeinsam ist den neueren deutschsprachigen Untersuchungen zur periglaziär-fluvialen Morphodynamik, daß sie in ehemals vergletscherten polaren und subpolaren Regionen durchgeführt wurden, wo der steuernde Einfluß der ehemaligen glaziären Überformung nicht unberücksichtigt bleiben darf. Hier fand die periglaziäre Talentwicklung einen Ausgangszustand vor, der sich durch breite, glaziär angelegte Talzüge und große Schuttanlieferungen von den Hängen her auszeichnete. So räumen BIBUS, NAGEL & SEMMEL (1976) ein, daß in diesen Formen unter periglaziären Milieubedingungen die Transportkraft der Wasserläufe nicht ausreicht, um den von den Hängen angelieferten Schutt vollständig abzutransportieren, daß aber bei einem anderen Ausgangsrelief, einer Verringerung der Schuttzufuhr oder einer Erhöhung der Transportkapazität der Flüsse auch im Periglaziär durchaus Taleintiefung stattfinden könne.

Weitere Untersuchungen zu diesem Problem sind wünschenswert, nicht zuletzt auch im Hinblick auf eine Klärung der Talformung im paläoperiglaziären Mitteleuropa. Dabei sollten jedoch verstärkt Arbeitsgebiete in den polaren und subpolaren Regionen berück-

sichtigt werden, die während des Pleistozäns unvergletschert geblieben sind (z. B. Teile des Yukon-Territoriums, NW-Kanada).

Die äolische Morphodynamik im rezenten Periglaziär hat im deutschsprachigen Schrifttum bisher wenig Beachtung gefunden (vgl. SCHENK 1956; SCHUNKE 1975). TROLL (1973) widmete der „Gelideflation“ eine zusammenfassende Darstellung. Darunter versteht er das Zusammenwirken von frostbedingter Vegetationszerstörung, Auffrieren des Materials und Windabblasung, das sich in Form der Rasenabschälung ausdrückt und insbesondere im ozeanisch geprägten Subpolargebiet auftritt. In einem eisfreien Gebiet der Antarktis (Dry Valleys, Victoria Land), das sich durch Vegetationslosigkeit, extrem tiefe Temperaturen, große Trockenheit und extrem hohe Windgeschwindigkeiten auszeichnet, hat sich neuerdings MIOTKE (1979) mit der periglaziär-äolischen Formung befaßt und dabei eine sehr intensive Korrasion festgestellt, die in relativ kurzer Zeit Windkanter entstehen läßt und die Gesteinsoberfläche etwa 1—2 mm/Jahr erniedrigt.

So divergierend wie die Meinungsverschiedenheiten hinsichtlich der Abtragungsleistung der einzelnen an der Überformung im periglaziären Milieu beteiligten Prozesse, so unterschiedlich sind auch die Auffassungen zur Formulierung eines Modells der Gesamttendenz periglaziärer Formung. Während für BUDEL, wie erwähnt, das Periglaziär eine Zone exzessiver Talbildung darstellt, ist es nach DEDKOV (1965) ein Bereich intensiver Flächenbildung und nach STABLEIN (1977b) eine Zone intensiver Frosthandsbildung mit retardierter Talbildung.

6. REGIONALISIERUNG DES POLAREN UND SUBPOLAREN PERIGLAZIÄRS

Eines der wesentlichen Ziele der geographisch orientierten deutschen Periglaziärforschung ist die Erfassung der räumlichen Ausdehnung und regionalen Gliederung des Periglaziärs sowie die Abgrenzung gegenüber anderen Formungsbereichen und Landschaftszonen. Für die polare und subpolare periglaziäre Zone gibt es bisher nur wenige entsprechende Untersuchungen.

Im Zusammenhang mit den klimageomorphologischen Zonierungen der Erde wird der Begriff „periglaziäre Zone“ bisher noch nicht verwendet. BUDEL (1948) sprach von der „Bodenflußzone der eisfreien Polarländer“, die er nach Art und Intensität der auftretenden geomorphologischen Prozesse in die Frostschutt- und Tundrenzzone untergliederte. Später faßte er diese beiden Zonen im Dauerfrostbodengebiet jenseits der polaren Waldgrenze zur „subpolaren Zone exzessiver Talbildung“ zusammen, der er für das Dauerfrostbodengebiet innerhalb des borealen Nadelwaldes noch eine „Taiga-Talbildungszone“ hinzufügte (BUDEL 1977). Tundrenbedeckung, polare Waldgrenze und Dauerfrostboden werden damit zu entscheidenden räumlichen Abgrenzungs- und Differenzierungskriterien des polaren und subpolaren Periglaziärs. Dies gilt auch für die Zonierungsmodelle von HAGEDORN & POSER (1974) sowie WILHELMY (1975a, b). Der so zonentypische periglaziäre Kleinformenschatz bleibt dabei weitgehend unberücksichtigt.

Eine zusammenfassende Analyse der Verbreitung von Periglaziärscheinungen im europäisch-atlantischen Polar- und Subpolargebiet hat ergeben, daß das periglaziäre Formeninventar nur einem verhältnismäßig geringen regionalen Formenwandel unterliegt (SCHUNKE 1977a). Erst bei einer großräumigen Betrachtung und bei Berücksichtigung einer großen Formenmenge zeigt sich ein planetarischer und peripher-zentraler Formenwandel des Periglaziärs in Abhängigkeit vom Grad der Ozeanität/Kontinentalität der frostklimatischen Milieuvoraussetzungen.

Neuerdings hat Verfasser den Versuch unternommen, auf der Grundlage des vorhan-

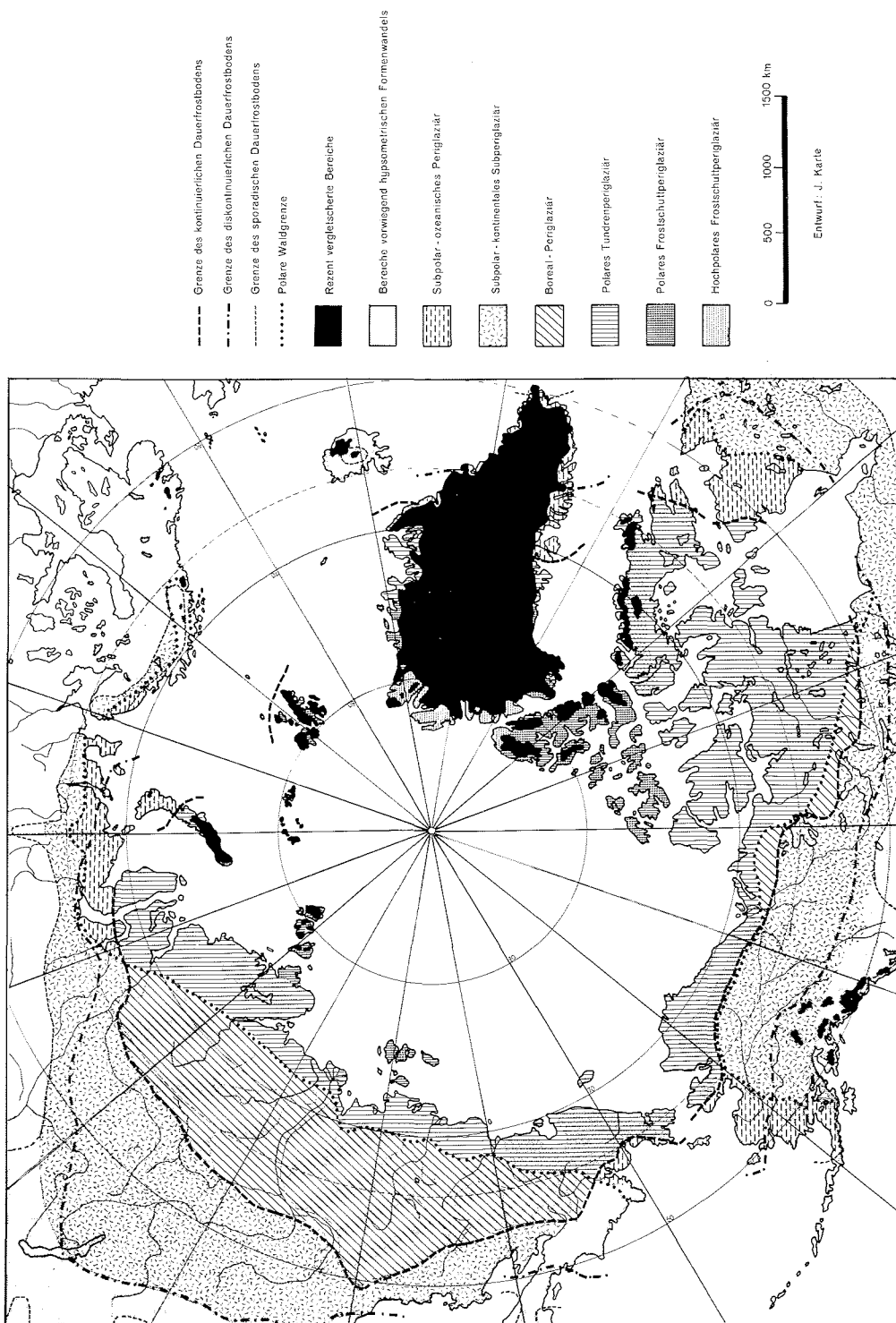


Abb. 1: Die rezente periglaziäre Zone im Nordpolargebiet und ihre regionale Differenzierung.

Fig. 1: The present polar periglacial zone and its regional subdivision.

denen internationalen Schrifttums das rezente Periglaziär in räumlicher Hinsicht abzugrenzen, regional zu differenzieren und die klimatischen Randbedingungen zu bestimmen (KARTE 1979). Dabei wird das Periglaziär im Sinne TROLLs (1944, 1947, 1948) als eine klima-geomorphologische Zone und Höhenstufe aufgefaßt, in der die Bodengefrorenis so intensiv ist, daß damit spezielle geomorphologische Wirkungen verbunden sind. Besonders problematisch ist die Abgrenzung der periglaziären Zone gegenüber den gemäßigten Frostklimaten des Subpolargebietes und der nördlichen Mittelbreiten.

Es konnte gezeigt werden, daß das polare Periglaziär in seiner räumlichen Ausdehnung nicht absolut identisch ist mit der räumlichen Verbreitung des Dauerfrostbodens und daß vegetationsgeographische Grenzen allein ebenfalls keine geeigneten Abgrenzungskriterien darstellen. Die geomorphologische Wirksamkeit der Bodengefrorenis kommt am deutlichsten in den periglaziären Kleinformen zum Ausdruck, die somit eine Leitformenfunktion des Periglaziärs erlangen. Für die räumliche Abgrenzung ist aber nicht ein bestimmter, ubiquitär auftretender Kleinformtyp oder ein isoliertes Einzelvorkommen entscheidend, sondern erst die Fülle von genetisch und ökologisch unterschiedlichen, aber regelhaft auftretenden Frostbodenformen in ihrer räumlichen und klimatischen Vergesellschaftung.

Diese klimatischen Frostbodenformengesellschaften unterliegen entlang der Grenze und innerhalb der periglaziären Zone nach ihrer Zusammensetzung und Art der Vergesellschaftung einem regionalen Wandel und sind der Schlüssel einer regional differenzierten Abgrenzung sowie einer Regionalisierung des Periglaziärs.

Im subpolar-ozeanisch geprägten Frostklima erstreckt sich die periglaziäre Zone über den kontinuierlichen Dauerfrostboden hinaus. Mit zunehmender Kontinentalität und gesteigertem Vegetationswachstum nähert sich der Grenzverlauf des Periglaziärs der Grenze des kontinuierlichen Dauerfrostbodens und greift mit dieser in den borealen Nadelwald vor. Die Jahresmitteltemperaturen sinken entlang der Grenze von -1°C im subpolar-ozeanischen Milieu mit zunehmender Kontinentalität auf -10°C . Entlang der Grenze lassen sich als regionale Typen das subpolar-ozeanische Periglaziär, das subpolar-kontinentale Subperiglaziär sowie das hochkontinentale Boreal-Periglaziär unterscheiden. Polwärts gehen die genannten Typen in das polare Tundren- und das polare sowie hochpolare Frostschuttperiglaziär über (vgl. Abb. 1, 2).

Neben dem planetarischen und peripher-zentralen wurde auch der hypsometrische Formenwandel des polaren und subpolaren Periglaziärs untersucht (SCHUNKE 1975, 1979b; STABLEIN 1977a, 1979b, c). Für den Bereich des subpolar-kontinentalen Subperiglaziärs, des hochkontinentalen Boreal-Periglaziärs und des polaren Tundrenperiglaziärs zeigt sich ein hypsometrischer Formenwandel mit höhenwärts zurücktretender Vegetationsbedeckung. Innerhalb des polaren Frostschuttperiglaziärs ist kein regelhafter, klimabedingter hypsometrischer Formenwandel zu erkennen. Offensichtlich werden mit zunehmender Höhenlage keine periglaziärgeomorphologisch-signifikanten klimatischen Schwellenwerte überschritten (vgl. BARSCH 1977). Der auftretende höhenwärtige Formenwandel ist in erster Linie abhängig von dem kleinräumig sich wandelnden geoökologischen Gefügemuster (STABLEIN 1977a, b, c, 1979b, c).

7. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Die vorliegenden Ausführungen sollten einen Überblick geben über die Entwicklung und die Forschungsaktivitäten der neueren deutschsprachigen Periglaziärforschung in den polaren und subpolaren Regionen. Aus der Vielfalt der bearbeiteten Fragestellungen

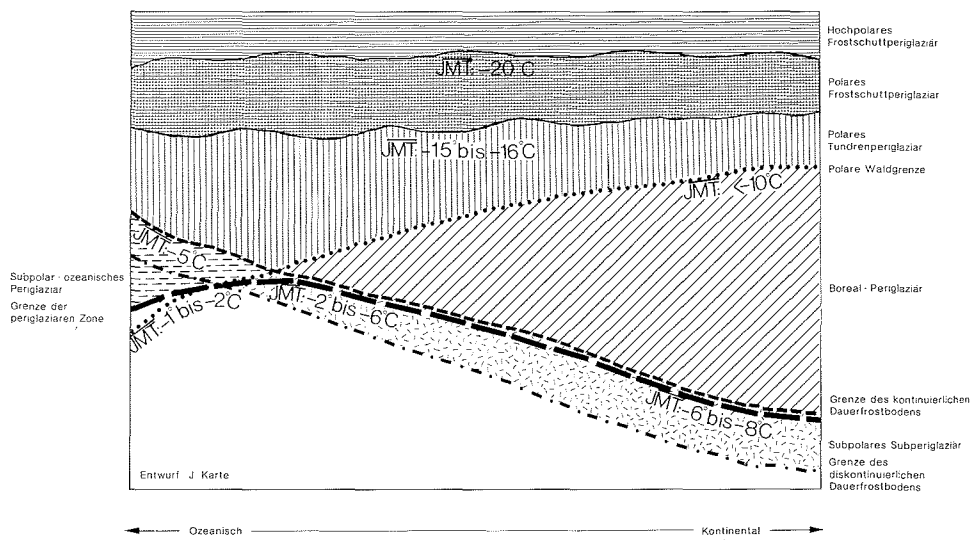


Abb. 2: Schema zur regionalen Gliederung und klimatischen Abgrenzung der periglaziären Zone.

Fig. 2: Schematic diagram showing the regional subdivision and climatic delimitation of the polar periglacial zone.

lassen sich folgende Themenkreise mit einem Ausblick auf noch offene Probleme zusammenfassen:

1. Die Periglaziärforschung zeichnet sich als Folge ihres bemerkenswerten Aufschwunges und der fortschreitenden Ausweitung ihrer Fragestellungen durch ein sehr heterogenes und noch wenig systematisiertes Begriffsgebäude aus, das eine ständige Revision erfordert. Wünschenswert ist eine wissenschaftlich exakte und eindeutige sowie sprachlich prägnante, international anwendbare und einheitliche Periglaziärterminologie, die eine bessere Vergleichbarkeit der zahlreichen, regional begrenzten Studien ermöglicht. Darüber hinaus gibt es bisher noch keine umfassende Systematik der vielfältigen Periglaziärererscheinungen, die sowohl morphographischen als auch genetischen und ökologischen Gesichtspunkten gerecht wird.
2. Der gegenwärtige Trend zu einer geoökologisch orientierten Periglaziärforschung kommt in einem zunehmenden Interesse an der Erforschung der periglaziären Milieufaktoren und ihren vielfältigen Wechselwirkungen zum Ausdruck. Neben der Erhellung des komplexen Wirkungsgefüges lokaler Standortfaktoren bleibt aus geographischer Sicht die Präzisierung der lokalen und regionalen klimatischen Randbedingungen des Periglaziärs von besonderer Bedeutung.
3. Permafroststudien rücken nicht zuletzt wegen ihrer zunehmenden Praxisbedeutung in den Mittelpunkt des Forschungsinteresses. In der deutschsprachigen Periglaziärforschung stand bisher die geomorphologische Bedeutung des Permafrostes im Vordergrund. Aufgabe einer geographisch und geoökologisch ausgerichteten Periglaziärforschung ist es aber auch, den Permafrost in seiner räumlichen Bedingtheit zu erfassen und seine Rolle im Naturhaushalt sowie für die wirtschaftliche Erschließung polarer Regionen zu untersuchen.
4. Die eingehende Erforschung der periglaziären Kleinformen hat zahlreiche wichtige Detailergebnisse erbracht. Dennoch ist ihre Genese in vielen Fällen noch nicht hinreichend geklärt. Für viele Formtypen fehlt es noch an systematischen Prozeßstudien. Während im Hinblick auf die Kenntnis der edaphischen Randbedingungen deutliche Fortschritte

erzielt wurden, sind die klimatischen Voraussetzungen der Frostbodenformen und ihrer räumlichen Vergesellschaftung noch nicht hinreichend geklärt. Die Bestimmung der Klimaansprüche von rezenten Frostbodenformen ist nicht zuletzt auch für die paläogeographische und paläoklimatische Interpretation von fossilen Periglaziärscheinungen im pleistozänen Periglaziär eine notwendige Voraussetzung. Dies betrifft insbesondere auch die Frage nach beweisfähigen Indikatoren eines ehemaligen Dauerfrostbodens. Verstärkte Aufmerksamkeit verdienen darüber hinaus Formentypen, die aus dem Paläoperiglaziär hinreichend bekannt sind (z. B. Kryoturbationen), aber im rezenten polaren und subpolaren Periglaziär insgesamt erst wenig untersucht sind.

5. Im Hinblick auf die periglaziäre Meso- und Makroformung ist die Kenntnis differenzierter geworden. Gegenwärtig bestehen unterschiedliche Modellvorstellungen zur Gesamt-tendenz periglaziärer Überformung der Landoberfläche, die einerseits die periglaziär-fluviale Morphodynamik, andererseits die hangformende Morphodynamik in ihrer Bedeutung hervorheben. Vergleichsstudien aus weiteren Teilregionen des Periglaziärs sind ebenso notwendig wie systematische Prozeßstudien und die quantitative Erfassung von Abtragungsraten. Darüber hinaus sollten auch bisher erst wenig untersuchte Prozesse, wie z. B. die Abspülung im periglaziären Milieu, stärker berücksichtigt werden. Bei der Wahl der Arbeitsgebiete wird auch weiterhin die Anwendung der Ergebnisse auf die Rekonstruktion der paläoperiglaziären Morphodynamik eine Rolle spielen. Dabei sollten vermehrt Arbeitsgebiete in Erwägung gezogen werden, die nicht nur von den geologischen Verhältnissen her mit den Mittelbreiten vergleichbar sind, sondern auch von ihrer geographischen Lage im Gradnetz, ihren Klimavoraussetzungen und der präexistenten Reliefgestaltung her dem Paläoperiglaziär der Mittelbreiten möglichst nahe stehen.

6. Eine wichtige Aufgabe der geographisch orientierten Periglaziärforschung bleibt die Erweiterung der regionalen Kenntnis und die Verfeinerung der Regionalisierungsmodelle des Periglaziärs. In dieser Hinsicht sind noch weite Bereiche des Polar- und Subpolargebietes praktisch „terra incognita“. Nach POSER (1977) besteht insbesondere noch ein Bedarf an weiteren Regionaluntersuchungen, die das gesamte Formeninventar eines Raumes behandeln.

Mit der Einrichtung neuer zentraler Institutionen der Polarforschung, dem Beitritt der Bundesrepublik Deutschland zum internationalen Antarktisvertrag im Jahre 1978 und dem Bau einer Forschungsstation in der Antarktis wird die deutsche Polarforschung neue Impulse erhalten. Davon dürfte auch die Periglaziärforschung in den Polargebieten profitieren. Verstärkte internationale Zusammenarbeit, z. B. im Rahmen der Periglaziärkommission der Internationalen Geographischen Union (IGU) wird es ermöglichen, die Periglaziärforschung von den klassischen Arbeitsgebieten auf bisher weniger untersuchte Regionen des polaren Periglaziärs auszudehnen.

Literatur

- Barsch, D. (1977): Das Geomorphologische Symposium der Akademie der Wissenschaften in Göttingen vom 19. bis 23. 9. 76. — Z. Geomorph. N. F. 21: 223—227.
- Barsch, D. & L. King (1979): Die Heidelberg Ellesmere Island Expedition. Erster Bericht. — Marburger Geogr. Schr. 79: 45—56, Marburg.
- Bibus, E. (1975): Geomorphologische Untersuchungen zur Hang- und Talentwicklung im zentralen West-Spitzbergen. — Polarforschung 45: 102—119.
- Bibus, E., Nagel, G. & A. Semmel (1976): Periglaziale Reliefformung im zentralen Spitzbergen. — Catena 3: 29—44.
- Bleich, K. E. (1974): Zur Entstehung der Pingos im Mackenzie Delta, N.W. T. — Polarforschung 44: 60—66.
- Blume, H. (1975): 25 Jahre geomorphologische Forschung in der Bundesrepublik Deutschland im Spiegel der Zeitschriften und Schriftenreihen 1950—1974. — Geogr. Rdsch. 27: 361—364.
- Büdel, J. (1948): Die klimageomorphologischen Zonen der Polarländer. — Erdkunde 2: 22—53.
- Büdel, J. (1959): Periodische und episodische Solifluktion im Rahmen der klimatischen Solifluktionstypen. — Erdkunde 13: 297—314.

- Büdel, J. (1960): Die Frostschutt-Zone Südost-Spitzbergens. — *Coll. Geogr.* 6: 1—105, Bonn.
- Büdel, J. (1962): Die Abtragungsvorgänge auf Spitzbergen im Umkreis der Barents-Insel aufgrund der Stauerlandexpedition 1959/60. — *Verh. 33. Dt. Geogr.-Tag Köln 1961*: 337—375, Wiesbaden.
- Büdel, J. (1969): Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — *Würzburger Geogr. Arb.* 25, Würzburg.
- Büdel, J. (1972): Geomorphologische Polarforschung in Spitzbergen. — *Z. Gletscherkde. u. Glazialgeol.* 8: 283—294.
- Büdel, J. (1977): *Klima-Geomorphologie*. — Berlin.
- Dedkov, A. (1965): Das Problem der Oberflächenverebnungen. — *Petermanns Geogr. Mitt.* 109: 258—264.
- Dege, W. (1941): Landformende Vorgänge im eisnahen Gebiet Spitzbergens. — *Petermanns Geogr. Mitt.* 87: 81—97, 113—122.
- Embleton, C. & C. A. M. King (1975): *Periglacial Geomorphology*. — London.
- Fitze, P. (1971): Messungen von Bodenbewegungen auf West-Spitzbergen. — *Geogr. Helvetica* 26: 148—152.
- Fitze, P. (1975): Nonsorted Circles — Ein Vergleich zwischen arktischen und alpinen Formen. — *Geogr. Helvetica* 30: 75—82.
- French, H. M. (1976): *The Periglacial Environment*. — London.
- Fürbringer, W. & R. Haydn (1974): Zur Frage der Orientierung nordalaskischer Seen mit Hilfe des Satellitenbildes. — *Polarforschung* 44: 47—53.
- Furrer, G. (1969): Vergleichende Beobachtungen am subnivalen Formenschatz in Ost-Spitzbergen und in den Schweizer Alpen. — *Ergebnisse der Stauerland-Expedition 1967, 9*, Wiesbaden.
- Grahmann, R. (1951): Begriffe in der Quartärforschung. — *Eiszeitalter und Gegenwart* 1: 69—73.
- Gripp, K. (1929): Beiträge zur Geologie von Spitzbergen. *Abh. naturwiss. Verein Hamburg* 22, Hamburg.
- Habrigh, W. (1968): Vegetationshöcker auf steilgeneigten Terrassenhängen in der Frostschuttzone Nordostkanadas. — *Polarforschung* 38: 212—215.
- Hagedorn, J. & H. Poser (1974): Räumliche Ordnung der rezenten geomorphologischen Prozesse und Prozesskombinationen auf der Erde. — *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.* 3 (29): 426—439, Göttingen.
- Herz, K. & G. Andreas (1966): Untersuchungen zur Ökologie der periglazialen Auftauschicht im Kongsfjord (West-Spitzbergen). — *Petermanns Geogr. Mitt.* 110: 260—272.
- Höller mann, P. & H. Poser (1977): Grundzüge der räumlichen Ordnung in der heutigen periglazialen Höhenstufe der Gebirge Europas und Afrikas. Rückblick und Ausblick. — *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.* 3 (31): 333—354, Göttingen.
- Kaiser, K. (1975): Die Inlandeis-Theorie, seit 100 Jahren fester Bestand der Deutschen Quartärforschung. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* 26: 1—30.
- Karte, J. (1979): Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs. — *Bochumer Geogr. Arb.* 35, Paderborn.
- Klute, F. (1926): Die Oberflächenformen der Arktis. — *Düsseldorfer Geogr. Vorträge u. Erläuterungen* III: 91—100.
- Lozinski, W. v. (1909): Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima. — *Bull. Int. de l'Académie des Sciences de Cracovie. Classe des Sciences Mathématiques et Naturelles* 1: 1—25.
- Meckelein, W. (1974): Aride Verwitterung in Polargebieten im Vergleich zum subtropischen Wüstengürtel. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* Bd. 20: 178—188.
- Meinardus, W. (1912): Beobachtungen über Detritussortierung und Strukturböden auf Spitzbergen. — *Z. Ges. Erdkde. Berlin* 250—259.
- Miotke, F. D. (1979): Die Formung und Formungsgeschwindigkeit von Windkantern in Victoria Land, Antarktis. — *Polarforschung* 49: 30—43.
- Mortensen, H. (1930): Einige Oberflächenformen in Chile und auf Spitzbergen im Rahmen einer vergleichenden Morphologie der Klimazonen. — *Petermanns Geogr. Mitt., Erg.-H.* 209: 147—156.
- Müller, F. (1959): Beobachtungen über Pingos. — *Medd. Grønland* 153.
- Müller, S. (1962): Isländische Thufur und alpine Buckelwiesen — ein genetischer Vergleich. — *Natur u. Museum* 92: 267—274, 299—304.
- Nagel, G. (1977): Vergleichende Beobachtungen zur periglazialen Hangabtragung in Spitzbergen und Axel Heiberg Island, N. W. T., Kanada. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* Bd. 28: 200—212.
- Preusser, H. (1973): Hypsometrischer Formenwandel der Polygone in Island. — *Z. Geomorph. N. F.* 16: 155—160.
- Poser, H. (1932): Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands. — *Medd. Grønland* 94.
- Poser, H. (1933): Das Problem des Strukturbodens. — *Geol. Rdsch.* 24: 105—121.
- Poser, H. (1936): Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. — *Z. f. Gletscherkde.* 24: 43—98.
- Poser, H. (1977): Bericht und Einführung (Formen, Formengesellschaften und Untergrenzen in den heutigen periglazialen Höhenstufen der Hochgebirge Europas und Afrikas zwischen Arktis und Äquator). — *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.* 3 (31): 7—17.
- Priesnitz, K. & E. Schunke (1978): An approach to the ecology of permafrost in Central Iceland. — *Proc. 3rd Intern. Permafrost Conf. Edmonton* 1: 474—479, Ottawa.
- Quitow, H. W. (1963): Beobachtungen in einem lappländischen Palsen-Moor. — *Natur u. Museum* 93: 133—140.
- Richter, H., Haase, G. & H. Barthel (1963a): Die Goleztterrassen. — *Petermanns Geogr. Mitt.* 107: 183—192.
- Richter, H., Haase, G. & H. Barthel (1963b): Besonderheiten des Periglaziärs unter kontinentalen Klimaverhältnissen Zentralasiens. — *Wiss. Z. Techn. Univ. Dresden* 12: 1153—1158.

- Rohdenburg, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. — Gießen.
- Schenk, E. (1955): Die Mechanik der periglazialen Strukturböden. — Abh. Hess. Landesamt f. Bodenforschung 13.
- Schenk, E. (1956): Windorientierte Seen und Windablagerungen in periglazialen Gebieten Nordamerikas. Erdkunde 10: 302—306.
- Schenk, E. (1966): Origin of ice-wedges. — Proc. Intern. Permafrost Conf., Lafayette, Ind., Nat. Acad. Sci., Nat. Res. Council Publ. 1287: 82—87, Washington.
- Schunke, E. (1973): Palsen und Kryokarst in Zentral-Island. — Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 2: 65—102, Göttingen.
- Schunke, E. (1974a): Frostspaltenmakropolygone im westlichen Zentral-Island — ihre klimatischen und edaphischen Bedingungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart 25: 157—165.
- Schunke, E. (1974b): Formungsvorgänge an Schneeflecken im isländischen Hochland. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3 (29): 274—286, Göttingen.
- Schunke, E. (1975): Die Periglazialerscheinungen Islands in Abhängigkeit von Klima und Substrat. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3 (30): 1—273, Göttingen.
- Schunke, E. (1977a): Periglazialformen und -formengesellschaften in der europäisch-atlantischen Arktis und Subarktis. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3 (31): 39—62, Göttingen.
- Schunke, (1977b): Zur Ökologie der Thufur Islands. — Ber. a. d. Forschungsstelle Nedri As, Hveragerdi (Island), 26, Hveragerdi.
- Schunke, E. (1977c): Zur Genese der Thufur Islands und Ostgrönlands. — Erdkunde 31: 279—287.
- Schunke, E. (1979a): Rezente periglaziäre Morphodynamik auf Angmagssalik Ø, SE-Grönland. — Polarforschung 49: 1—19.
- Schunke, E. (1979b): Aktuelle Morphodynamik in den periglaziären Höhenstufen der Subarktis. — Arb. a. d. Geogr. Inst. d. Univ. d. Saarlandes 29, Saarbrücken (im Druck).
- Schunke, E. & W. D. Heckendorf (1976): Resistenzstufen und Kryoplanation — Beobachtungen aus dem periglazialen Milieu Islands. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 24: 88—98.
- Schunke, E. & H. Stingl (1973): Neue Beobachtungen zum Luft- und Bodenfrostsklima Islands. — Geogr. Ann. 55 A: 1—23.
- Semmel, A. (1969): Verwitterungs- und Abtragungserscheinungen in rezenten Periglazialgebieten (Lappland und Spitzbergen). — Würzburger Geogr. Arb. 26, Würzburg.
- Stäblein, G. (1970): Untersuchungen der Auftauchschicht über Dauerfrostboden in Spitzbergen. — Eiszeitalter u. Gegenwart 21: 47—57.
- Stäblein, G. (1977a): Periglaziale Formengesellschaften und rezente Formungsbedingungen in Grönland. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3 (31): 18—33.
- Stäblein, G. (1977b): Rezente Morphodynamik und Vorzeitrelieffluenz bei der Hang- und Talentwicklung in Westgrönland. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 28: 181—199.
- Stäblein, G. (1977c): Periglaziale Höhenstufen zwischen Subarktis und Äquator. — Die Erde 108: 151—153.
- Stäblein, G. (1977d): Permafrost im periglazialen Westgrönland. — Erdkunde 31: 272—279.
- Stäblein, G. (1979a): Verbreitung und Probleme des Permafrostes im nördlichen Kanada. — Marburger Geogr. Schr. 79: 27—43, Marburg.
- Stäblein, G. (1979b): Böden und Relief in Westgrönland. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 33: 232—245.
- Stäblein, G. (1979c): Höhenwandel kryogener Prozesse im arktisch-alpinen Milieu. — Arb. a. d. Geogr. Inst. d. Univ. d. Saarlandes 29, Saarbrücken (im Druck).
- Stingl, H. (1974): Zur Genese und Entwicklung von Strukturbodenformen. — Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3 (29): 249—262.
- Stingl, H. & R. Herrmann (1976): Untersuchungen zum Strukturbodenproblem auf Island. Geländebeobachtungen und statistische Auswertung. — Z. Geomorph. N. F. 20: 205—266.
- Thiedig, F. & A. Kresling (1973): Meteorologische und geologische Bedingungen bei der Entstehung von Muren im Juli 1972 auf Spitzbergen. — Polarforschung 43: 40—49.
- Thiedig, F. & U. Lehmann (1973): Die Entstehung von Muren als säkulares Ereignis auf Spitzbergen (Svalbard) und ihre Bedeutung für die Denudation in der Frostschuttlzone. — Mitt. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Hamburg 42: 71—80, Hamburg.
- Troll, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. — Geol. Rdsch. 34: 545—694.
- Troll, C. (1947): Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. — Erdkunde 1: 162—175.
- Troll, C. (1948): Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. — Erdkunde 2: 1—21.
- Troll, C. (1973): Rasenabschälung (turf exfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 17: 1—32.
- Washburn, A. L. (1973): Periglacial processes and environments. — London.
- Wilhelmy, H. (1975a): Grundzüge einer klimageomorphologischen Regionalgliederung der Erde. — Geogr. Rdsch. 27: 365—372.
- Wilhelmy, H. (1975b): Die klimageomorphologischen Zonen und Höhenstufen der Erde. — Z. Geomorph. N. F. 19: 353—376.
- Wirthmann, A. (1962): Zur Morphologie der Edge-Insel in Südostspitzbergen aufgrund der Stauferland-Expedition 1959/60. — Verh. 33. Dt. Geogr.-Tag Köln 1961: 394—399, Wiesbaden.
- Wirthmann, A. (1976): Reliefgenerationen im unvergletscherten Polargebiet. — Z. Geomorph. N. F. 20: 391—404.
- Wirthmann, A. (1977): Erosive Hangentwicklung in verschiedenen Klimaten. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 28: 42—61.