

Fußflächen und Täler in der Arktis NW-Kanadas und Alaskas

Von Kuno Priesnitz*

Zusammenfassung: Es geht in der vorliegenden Arbeit um die kontrovers diskutierte Frage, ob für die arktische Periglazialzone Flächenbildung oder Flächenzerstörung kennzeichnend ist.

Die mit dieser Fragestellung untersuchten Gebiete liegen in dem Teil NW-Kanadas und Alaskas, der seit Beginn des Quartärs zum Periglazialraum gehört, jedoch nie vergletschert war.

Fußflächen, d. h. schwach ($1-10^\circ$) geneigte Flächen am Gebirgsfuß, sind in diesem Gebiet sehr weit verbreitet.

Die für die Flächenausweitung verantwortlichen (in Abb. 4 zusammenfassend aufgelisteten) Einzelprozesse sind: intensive Hangabtragung durch gravitative Verlagerung des Frostschutts und Rutschspülung im benachbarten Steilrelief und im angrenzenden obersten Bereich der Fußflächen starke Solifluktion und flächenhafte Abspülung, die durch Wasserzug von den Steilhängen und Nivation erklärt werden. Die Fußflächen erweitern sich also, auch aktuell, durch periglaziale Pediplanation und werden mit gutem Recht als Kryopedimente bezeichnet. Deutliche, rückschreitende Tiefenerosion der Flüsse ist auf tektonisch oder glazialisostatisch stark gehobene Gebiete beschränkt und kann nicht als klimatisch-morphologischer Normalfall angesehen werden.

Summary: The paper deals with the controversially discussed question whether formation or destruction are the prevailing processes in the arctic periglacial zone.

Studies concerning this problem were carried out in that part of NW Canada and Alaska which since the beginning of the Quaternary Period belongs to the periglacial, but never glaciated area.

„Fußflächen“ (pediplains in a strictly descriptive sense, that means: gently (1 to 10°) sloping flat surfaces at the mountain foot) are quite common in the whole area.

The main processes causing the growing of these surfaces (given in Fig. 4) are: intense slope retreat of the adjacent steep slopes by gravitational removal of frost debris and rillwash, and on the upper parts of the pediplains important solifluction and sheetwash activity, favoured by the surplus water from the steep relief and nivation.

Thus the pediplains are growing, including at present, by periglacial pediplanation and therefore the term „cryopediments“ is justified. Important dissection by fluvial action is limited to strongly uplifted areas (tectonically or by postglacial rebound) and cannot be considered as characteristic in a climatic-morphological sense.

1. PROBLEMSTELLUNG

Es sind etwa 10 Jahre vergangen, seit KARRASCH (1972) auf den eigenartigen Zustand hingewiesen hat, daß über die Makroformung im Periglazialbereich und ihren Effekt grundsätzlich unterschiedliche Auffassungen herrschen.

BÜDEL nennt bekanntlich die Periglazialzone — zuletzt in seiner „Klima-Geomorphologie“ von 1977 — die Zone exzessiver Talbildung bzw. Taiga-Talbildungszone und betont neben den namengebenden Prozessen der Talbildung die Flächenzerstörung, während andere — WASHBURN zitiert in seiner „Geocryology“ von 1979 mehr als 100 Autoren in diesem Sinne — die Neubildung und Weiterbildung von Flächen für ein Kriterium dieser Zone halten. Einige dieser Autoren wie etwa PÉWÉ (1975) und DEDKOV (1965) gehen so weit, Kryoplanationsflächen als die häufigsten periglazialen Abtragungsformen zu bezeichnen und Varianten von Periglazialklimaten nach unterschiedlichen Flächenbildungsintensitäten zu definieren (REGER & PÉWÉ 1976). An dem Zustand völlig entgegengesetzter Deutungen der periglazialen Morphodynamik hat sich somit, wenn ich es recht sehe, auch in jüngster Zeit nichts geändert.

Nun sollen hier nicht die Literatur und klimamorphologische Gesamtkonzepte diskutiert, sondern es soll über Beobachtungen berichtet werden. Wenn die nachfolgenden Ausführungen dennoch den Anspruch erheben, nicht nur ein regionaler Beitrag, sondern durchaus relevant zu sein im Sinne der genannten Fragestellung nach der Dominanz von Flächenbildung oder Flächenzerstörung im Periglazialbereich, dann

* Dr. Kuno Priesnitz, Geographisches Institut der Universität, Goldschmidtstr. 5, D-3400 Göttingen.

Überarbeitete Fassung eines Referats, das auf der Fachsitzung „Geographische Polarforschung“ des 43. Deutschen Geographentages in Mannheim im Oktober 1981 gehalten wurde.

deshalb, weil diese Beobachtungen in einem Gebiet gewonnen wurden, das während des gesamten Quartärs nie vergletschert war, das vielmehr, soweit wir wissen, seit mehr oder weniger zwei Millionen Jahren zum Periglazialbereich gehört und periglazialen Prozessen unterschiedlicher Intensität unterworfen ist. Wenn bei der Suche nach einem klimaspezifischen Periglazialrelief schon einmal die Rede von Gebieten mit einer „günstigen Versuchsanordnung der Natur“ war (BÜDEL, unter anderem 1977: 47), so gilt das wohl in besonderem Maße von den Teilen NW-Kanadas und Alaskas, um die es hier gehen soll. Das „Versuchsfeld“ zur Beobachtung der periglazialen Formung, d. h. des aktuellen Wirkens typisch periglazialer Prozesse ist ungleich größer als dasjenige zur Beobachtung typisch periglazialer Formen.

Der Verf. ist nicht der erste, der auf die Fehler einer Klimamorphologie hinweist, die uralte Klimaxformen der einen Klimazone mit relativ jungen Formen einer anderen Zone vergleicht, deren Bildung etwa erst seit einem jungen Klimaumschwung oder einer jungen tektonischen Veränderung der Gesamtbedingungen der Abtragung eingesetzt hat, einer Klimamorphologie also, die den Zeitfaktor vernachlässigt. Sehr deutlich wurde derartige Kritik von angelsächsischen Geomorphologen geäußert, ausdrücklich an die Adresse der deutschen Klimamorphologen etwa von BRUNSDEN (1980) und DOUGLAS (1980). Es scheint, daß bei der Diskussion des Periglazialreliefs die Gefahr, in diesen Fehler zu verfallen, in besonderem Maße gegeben ist. Sie scheint mir ein Grund dafür zu sein, daß sich die Periglazialmorphologie in einem so großen Umfang mit kurzlebigen und für die Gesamtformung unwichtigen Nano- und Mikroformen (dm- und m-Bereich) beschäftigt auf Kosten der Betrachtung der Meso- und Makroformen — eben weil diese meistens allzu eindeutig tertiäre oder pleistozän-glaziale Reliktformen sind —, und daß zum anderen die Übertragung von Forschungsergebnissen aus rezenten Periglazialgebieten, die vor wenigen tausend Jahren noch Glazialgebiete waren, auf ein nie vergletschertes periglaziales Reliktrelief der mittleren Breiten so schwierig ist und so wenig zwingende Parallelen liefert.

2. FUSSFLÄCHEN IM PLEISTOZÄN UNVERGLETSCHERTEN PERIGLAZIALGEBIET NORD-AMERIKAS¹⁾

Wie das Übersichtskärtchen (Abb. 1) zeigt, waren ein größerer Teil Alaskas und des Yukon Territoriums und ein kleiner Teil des NW-Territoriums Kanadas auch während des Hochstandes der pleistozänen Kaltzeiten eisfrei. Die darüber andauernde Diskussion betrifft die genaue Lage der Eisränder verschiedener Kaltzeiten — das Faktum selbst, daß Tief-, Hügel- und Bergländer des genannten Bereiches (wahrscheinlich wegen fehlender Humidität) weder vom Keewatin-Inlandeis noch von den Gebirgsvergletscherungen der nördlichen Rockies, der Mackenzie Mts., der Brooks Range und der Alaska Range erreicht wurden, ist unumstritten.

Mit der hier behandelten Fragestellung wurden größere ausgewählte Gebiete auf der W- und E-Seite und innerhalb der Mackenzie Mts. und Richardson Mts. untersucht, vor allem die durch den neuen Dempster Highway erreichbaren mittleren Richardson Mts. bei 67° nördl. Br. im kontinuierlichen Permafrost und ein Gebiet der Canyon Ranges südwestlich von Norman Wells rund um die Plains of Abraham bei 64° 30' nördl. Br. im diskontinuierlichen Permafrost²⁾. Ergänzende Beobachtungen liegen aus dem Yukon-Becken, vom Arctic Slope Alaskas und dem Kanadischen Archipel von mehrmaligen extensiven Bereisungen vor.

Im gesamten nie vergletscherten Nordwesten N-Amerikas sind Fußflächen, d. h. wenig (1° bis etwa 10°) geneigte Flächen am Fuß von stärker geneigten Berghängen, weit verbreitet. Es gehören dazu große Teile

¹⁾ Die im folgenden mitgeteilten Beobachtungen wurden im wesentlichen auf einer gemeinsam mit Prof. Dr. E. Schunke, Göttingen, durchgeführten, von der DFG — der auch an dieser Stelle gedankt sei — geförderten Forschungsreise im Jahre 1978 gewonnen. Die hier vorgestellten Ergebnisse und Vorstellungen sind die Frucht zahlreicher Diskussionen während und nach der Geländearbeit.

²⁾ Von den nahegelegenen Klimastationen Ft. McPherson (ca. 30 km östlich der mittleren Richardson Mts.) und Norman Wells (ca. 100 km nordöstlich der Plains of Abraham) sowie von Resolute (Cornwallis Island) sind zur Veranschaulichung der Klimaverhältnisse in Abb. 2 nach der Art von WALTER & LIETH entworfene Klimadiagramme wiedergegeben.

beider Fußregionen der Mackenzie Mts. und Richardson Mts. (auf der E-Seite etwa zwischen Ft. Simpson und der Nahanni Range sowie von Norman Wells bis über Ft. McPherson hinaus nach N und auf der W-Seite die Fußregion von den Wernecke Mts. über die Eagle Plain bis zu den British Mts.), weiter im Yukon-Becken Teile der Fußregionen der Alaska Range, der Kuskokwim Mts., der White Mts. und der Brooks Range und schließlich der North Slope oder Arctic Slope Alaskas. Diese letztere mehr als 200 000 km² große, sanft nach N geböschte und kaum durch Täler zerschnittene Fläche stellt in ihrem nördlichen Teil mit einer Neigung unter 1° eine bis ins Pleistozän hinein marin überformte Strandplattform dar; ihr südlicher Teil dagegen, die 50 bis 100 km breite und mehr als 1000 km lange Fußzone der Brooks Range mit mittleren Hangneigungen von 2 bis 4° ist eine der eindrucksvollsten Fußflächen terrestrischer Entstehung schlechthin.

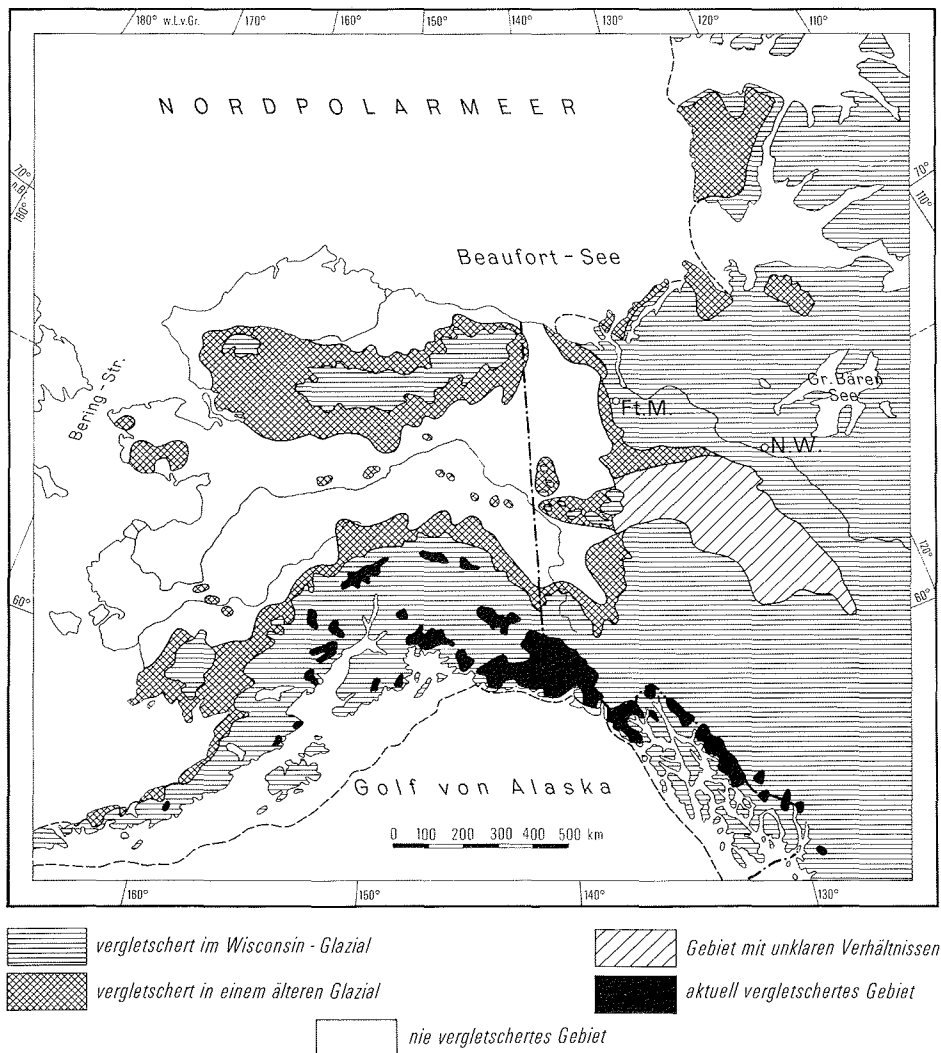


Abb. 1: Übersicht über die Eisrandlagen der quartären Vergletscherungen in NW-Kanada und Alaska. Ft. M. = Ft. Mc Pherson, N.W. = Norman Wells (kompiliert aus: DENNY 1970, DOUGLAS 1972, PREST et al. 1974).

Fig. 1: Ice margins of the quaternary glaciations of NW Canada and Alaska (compiled from: DENNY, 1970; DOUGLAS, 1972; PREST et al., 1974).

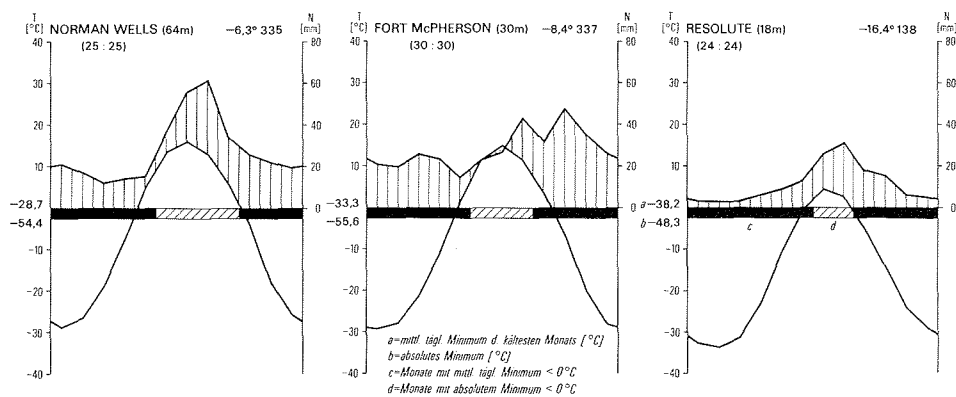


Abb. 2: Klimadiagramme von Norman Wells (65° nördl. Br.), Ft. McPherson (67° nördl. Br.) und Resolute (75° nördl. Br.), alle Nordwestterritorien, Kanada (Quellen: BURNS 1973, MÜLLER 1979).

Fig. 2: Climate diagrams of Norman Wells (65° N), Ft. McPherson (67° N) and Resolute (75° N), all N.W.T., Canada (from: BURNS, 1973; MÜLLER, 1979).

Die weite Verbreitung der Fußflächen hat ihren Grund in einer relativ großen Breite ihrer Entstehungsbedingungen:

Die Fußflächen sind an keine bestimmte Höhenlage gebunden. Die tiefergelegenen Fußflächen der polaren und subpolaren Tiefländer gehen knicklos aus Flußterrassen der großen Flüsse bzw. gehobenen Strandterrassen hervor. In der mittleren Höhenlage von 300 bis 900 m haben sie ihr Häufigkeitsmaximum. Die höchsten beobachteten Fußflächen liegen in ca. 1300 m Höhe; sie stellen buchten- und finger-



Abb. 3: Weit ins Gebirgsrelief eingreifende Fußfläche. Stark eingetieftes Seitental des Peel River. Mittlere Richardson Mts., Höhe der Fußfläche bei 900 m (alle Photos Priesnitz und Schunke, Aug.-Sept. 1978).

Fig. 3: Pediments intruding into mountain relief. Sharply incised tributary of the Peel River. Central Richardson Mts., altitude of the pediment near 900 m (all photographs by Priesnitz and Schunke, Aug.-Sept. 1978).

förmige Vorsprünge dar, die von größeren Flächen ausgehend in das steile Gebirgsrelief eingreifen (vgl. Abb. 3).

Der formale Unterschied der periglazialen Fußflächen zu den genetisch verwandten und besser erforschten Kryoplanationsterrassen liegt in der Größe und in der relativen Lage zum Berghang — nicht in der absoluten Höhenlage (vgl. CZUDEK & DEMEK 1970, FRENCH 1976: 155 ff.): Während die ersteren definitionsgemäß den Hangfuß begleiten, bilden sich die Kryoplanationsterrassen am Mittel- oder Oberhang oder (sehr oft) in der Gipfelregion. Unterhalb der Goletztterrassen setzt sich die Großform des Hanges fort, die Fußflächen dagegen enden in Tälern oder an der Küste bzw. auf den diese begleitenden Terrassen. In manchen Einzelfällen allerdings mag eine eindeutige Unterscheidung schwierig sein.

Eine Bindung an das Vorhandensein von Permafrost liegt nicht vor: Häufigkeit und Habitus der Fußflächen, auch ihr Charakter als bzw. ihr Zusammenhang mit Arbeitsformen der Flächenbildung (s. unten) sind im Bereich diskontinuierlichen Permafrostes bei 64° n. Br. nicht von denen im kontinuierlichen Permafrost zu unterscheiden. Diese Beobachtungen decken sich eher mit denen von DEMEK (1969: 56 f., Kryoplanation auch ohne Permafrost) als mit denen von REGER & PÉWÉ (1976: 107 f., Kryoplanation als Indikator von Permafrost).

Ebensowenig konnte eine Abhängigkeit des Vorkommens und der Häufigkeit der Fußflächen von der Art des Untergrundes beobachtet werden. Sie schneiden Gesteine unterschiedlichsten Alters und unterschiedlichster Petrographie: kambrische Schiefer in den südlichen Richardson Mts.; dickbankige Dolomite des Ordoviz und Silur und Sandsteine und Schiefer des Devon im Bereich der Plains of Abraham in den Canyon Ranges; Sandsteine, Schluffsteine und Schiefertone aus dem Devon, dem Mississippian (Unterkarbon) und der Unterkreide westlich und östlich der Richardson Mts. — um nur einige Beispiele zu nennen.

Die typischen Formeigenschaften und die zum Verständnis der Formungsprozesse aufschlußreichsten Beobachtungen aus den näher untersuchten Gebieten werden im folgenden in drei Abschnitten behandelt, wobei es zunächst um das Steilrelief geht, das die Fußflächen nach oben begrenzt, danach um die Vor-

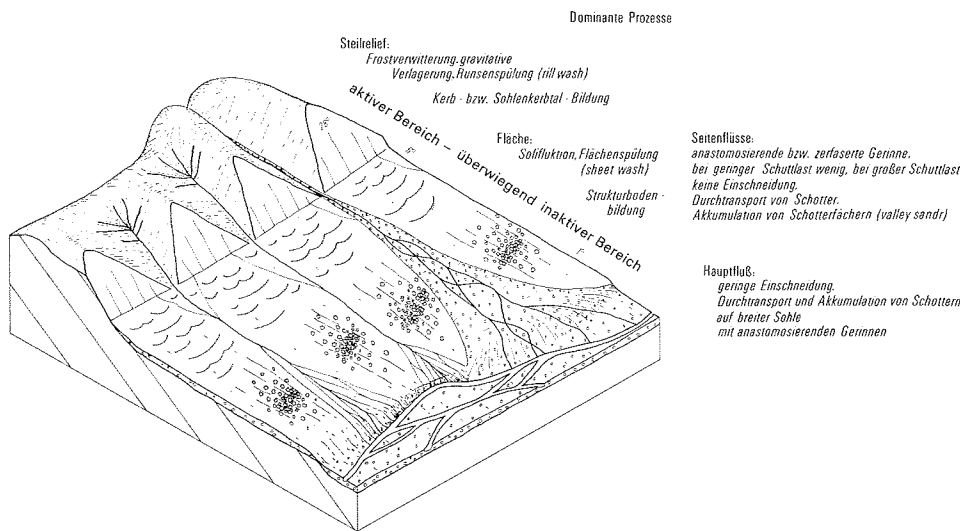


Abb. 4: Halbschematische Darstellung eines typischen Kryopediments (in starker Verkürzung, die Breite variiert normalerweise zwischen einem und mehreren Zehnern von Kilometern) und der jeweils dominierenden Prozesse.

Fig. 4: Sketch of a typical cryopediment (strongly shortened, the normal width varies between one and several tenths of kilometers) and the resp. dominant processes.

gänge auf den Fußflächen selbst und schließlich um die Täler, in denen die Fußflächen auslaufen. Zu diesem Vorgehen läßt eine dem Betrachter geradezu ins Auge springende Stockwerkgliederung des Reliefs ein.

Abb. 4 zeigt in halbschematischer Darstellung eine typische periglaziale Fußfläche, die — in starker Verkürzung — die wesentlichen Formen erkennen läßt, und listet die jeweils beobachteten bzw. aus eindeutigen Formen abgeleiteten dominanten Prozesse auf.

3. DAS STEILRELIEF OBERHALB DER FUSSFLÄCHEN

Die Berge der randlichen Mackenzie Mts. und der Richardson Mts. im nie vergletscherten Gebiet haben zum überwiegenden Teil den Charakter von Schichtkämmen und Schichtstufen und erreichen Höhen von etwa 1500 m.

Das weithin sehr einheitliche Relief bietet die folgenden charakteristischen Züge: Die Bergflanken sind — unabhängig vom Einfallen der Gesteine — durch scharf eingeschnittene Kerbtäler gegliedert. Diese Kerbtäler weisen völlig geradlinige Hänge mit Neigungen um 30° , sehr steile Längsgefälle — bis zu 18° wurden gemessen — und trotzdem oft eine flache Schottersohle auf. Oft sind die Hangtäler nur embryonal entwickelt als halbtrichterförmige Hohlformen mit umlaufenden gestreckten Hängen und in einem Punkt konvergierenden Runsen (s. Abb. 5). Die Abtragung in diesen Tälern ist offensichtlich sehr kräftig. Die vorherrschenden Prozesse sind am Hang die gravitative Verlagerung des reichlich anfallenden Frostschuttes und Runsenspülung und am Talboden Durchtransport des Schuttes zur Zeit des Schneeschmelz-Hochwassers. Einschneidung und Hangabtragung verhalten sich in der Weise zueinander, daß das V-förmige Kerbtalprofil nach Erreichen einer durch die lokale Erosionsbasis begrenzten Eintiefung in ein Sohlenkerbtalprofil mit wachsender Sohlenbreite, aber gleichbleibender Neigung der Talhänge übergeht. Daraus folgt, daß bei kleineren und größeren Seitentälern die gleichen Hangwinkel auftreten, und daß der ursprünglich unzertalte Berghang in auffallend gleichförmige Dreiecksflächen zerlegt wird (s. Abb. 6). An diesen „Dreieckshängen“ (vgl. BÜDEL 1977: 72), die eine Neigung von 20° bis über 30° aufweisen, sind die gleichen intensiven Prozesse wirksam wie an den Hängen der Quertäler, nämlich Frostverwitterung, gravitative Verlagerung und Abspülung in engständigen Runsen („rillwash“, s. Abb. 5 rechts). Die starke Rückverlegung der Hänge führt nicht selten zu Inselberg-ähnlichen Bergformen (s. Abb. 7), die weit voneinander entfernt liegen können und nicht durch Täler, sondern durch breite Flächenpässe voneinander getrennt werden. Hochliegende Flächen weisen oft Restformen eines steileren Reliefs auf, nämlich je nach Lagerung des anstehenden Gesteins Tors oder Schichtkamm-Ruinen.

4. DIE FUSSFLÄCHEN

Interessant und wichtig für das Verständnis des Ausweitungsprozesses der Fußflächen sind die Vorgänge am Fuß der Dreieckshänge.

Relativ selten wurde beobachtet, daß Fußflächen allmählich steiler werden und knicklos in die Steilhänge übergehen — die beobachteten Fälle betreffen meistens Rückhänge von Schichtkämmen, an denen konforme Fußflächen bis zur Akkordanz an das Schichteinfallen aufgeschleppt werden (s. Abb. 8). In den meisten Fällen stoßen das Steilrelief und die Fußflächen mit scharfem konkavem Knick aneinander.

Der oberste Bereich der Fußflächen läßt — bei Hangneigungen von 6 bis 10° — meistens deutlich ausgeprägte Arbeitsformen der Solifluktion und der flächenhaften Abspülung erkennen (Abb. 9). Obwohl die Hangneigung schlagartig herabgesetzt wird, sind die Prozesse der Solifluktion und der Abspülung in der Lage, das vom Oberhang abkommende Material weiterzutransportieren und den Fußknick „sauberzu-



Abb. 5: Beginn der Zertalung des Steilreliefs durch typisches halbrichterförmiges Kerbtal. Nähe Carcajou Lake nördlich der „Plains of Abraham“. Fußfläche bei 900 m.

Fig. 5: Dissection of the mountains starts by half-funnel shaped valley features. Near Carcajou Lake north of the „Plains of Abraham“, Altitude of the pediplain near 900 m.

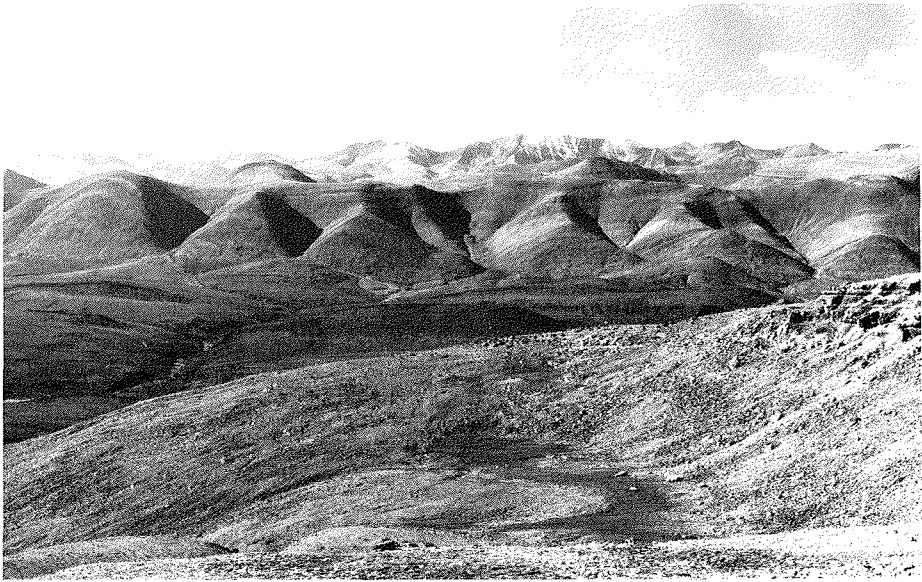


Abb. 6: Durch steile Kerbtäler in Dreieckshänge aufgelöster Berghang. Blick von der „Plains of Abraham“ über das Tal des Little Keel River und die begleitenden Fußflächen (ca. 4 km breit) nach N.

Fig. 6: Mountain slope dissected by V-shaped valleys into triangular remainders. Looking north from the „Plains of Abraham“ over the valley of the Little Keel River and the accompanying pediments (ca. 4 km wide).



Abb. 7: Fußfläche mit inselberg-ähnlichen Restbergen. Vegetation markiert Spülbahnen. Nordöstliche Fußregion der „Plains of Abraham“.

Fig. 7: Pediment with inselberg-like mountain-rests. Vegetation marks runoff pattern. NE foot-region of the „Plains of Abraham“.



Abb. 8: Konforme Fußflächen am W-Rand der Richardson Mts. Der Dempster Highway windet sich durch chevron-Restberge.

Fig. 8: Conform pediments at the W side of the Richardson Mts. Dempster Highway winds through chevron mountain-rests.

halten". Es handelt sich hier um ein gutes Beispiel einer „konkaven Arbeitskante“ i. S. BÜDELS, den Bereich, in dem die Ausweitung der Fußfläche durch Rückverlegung der Begrenzung („backwearing“) stattfindet.

Die Ursachen sind m. E. vor allem in der starken Durchfeuchtung im Hangfußbereich zu sehen, die zum einen auf dem oberflächlichen Abfluß in den Spülrillen der Dreieckshänge und zum anderen auf dem Schmelzwasser beruht, das hier verstärkt anfällt, da die Konkavität am Hangfuß als „Schneefalle“ fungiert.

Bei einem Schneeanteil am Gesamtniederschlag von 40% in Norman Wells (125 mm von 320 mm) und 65% in Ft. McPherson (225 mm von 330 mm, nach BURNS 1973) und einer Differenzierung der Schneemächtigkeit durch Verwehung, die leicht zu einer lokalen Erhöhung um den Faktor 20 oder 30 gegenüber der mittleren Schneehöhe führen kann, während die Fußfläche weitgehend schneefrei bleibt, kann der Nivation, d. h. der konzentrierten Wirkung des Schnees und des Schmelzwassers, gar nicht genug Gewicht beigemessen werden (ausführlich abgehandelt bei EMBLETON & KING 1975). Die vor den Dreieckshängen liegenden „aktiven“ Teile der Fußflächen haben eine flach-fächerförmige Gestalt; die Abspülung ist auf die benachbarten Transportbahnen der Seitenflüsse gerichtet. Die Solifluktion tritt in fast allen bekannten Varianten auf: sie ist amorph oder bildet Terrassen und Loben der ungebundenen, der halbgebundenen oder gebundenen Solifluktion (vgl. Abb. 10). Es ergeben sich viele Parallelen, aber auch gewisse Unterschiede zu den Vorgängen, die zur Bildung von Kryoplanationsterrassen führen (zusammenfassend dargestellt etwa von KARRASCH 1972).

Der untere, größte Teil der Fußfläche ist als Ruheform oder Fast-Ruheform zu deuten. Das scharf gekappte Anstehende ist von einer schlecht sortierten Spülsedimentdecke (Fangersedimente) verhüllt, die wenige Dezimeter bis etwa 3 m mächtig ist. Die Fußflächen haben nach ihrem Aufbau eindeutig Pedimentcharakter, es spricht nach dem angeführten Entstehungsmechanismus nichts dagegen, sie als Kryopedimente i. S. von MACAR (1969: 138) und CZUDEK & DEMEK (1970: 101) oder als Kryoplanationsformen i. S. von BRYAN (1946: 639 f.) und DEMEK (1963) zu bezeichnen. Stellenweise sind Spuren rezenter Abspülung zu beobachten, große Teile sind jedoch von reifen Strukturböden bedeckt, die ebenso wie Flechtenbewuchs der Steine und lückenlose Zwergstrauch- bis Baumtundravegetation weitgehende Formungsruhe bezeugen.

Wenig anders sehen die Verhältnisse in den die Fußflächen querenden Bahnen periodisch linienhaft fließenden Wassers aus. Man kann sie in drei Arten unterteilen:

Der erste und verbreitetste Typ sind Spülbahnen, die nicht mit aus dem Gebirge austretenden Tälern verbunden sind, wenig Wasser führen und in denen offensichtlich nur eine sehr geringe Transport- und Erosionsarbeit abläuft. Sie weisen einen langgestreckten, zerfaserten Grundriß auf, verlaufen parallel in Richtung des Fußflächengefälles und sind gar nicht oder nur ganz sanft eingetieft (s. Abb. 11).

Zu einem zweiten und ebenfalls sehr häufigen Typ gehören die aus den Kerb- bzw. Sohlenkerbtälern des Gebirges auf die Fußflächen tretenden Gewässer, die eine große Schotterlast transportieren. Sie sind gekennzeichnet durch starke temporäre Aufschüttung, Durchtransport und einen — damit zusammenhängenden — anastomosierenden Grundriß. Sie verlaufen meistens in breiten, trompetenförmig sich weitenden Schotterbetten, haben einen ähnlichen Habitus wie die großen Flüsse und zeigen keinerlei Tendenz zur Eintiefung. Sie fließen vielmehr in ihren eigenen Schottern, die als Talsander („valley sandr“) auf die Fußflächen geschüttet sind, nicht selten zwischen Seitenwällen deutlich über dem Niveau der Flächen.

Einem dritten Typ werden die Gewässer der Seitentäler zugerechnet, aus denen wenig Material auf die Fläche gelangt, z. B. der Durchbruchtäler aus Quarzitgebieten, in denen die Frostverwitterung groben, kaum vom Wasser zu transportierenden Schutt liefert, wie im Fall einiger Flüsse der McDermott-Synklinale im Gebiete der Plains of Abraham.

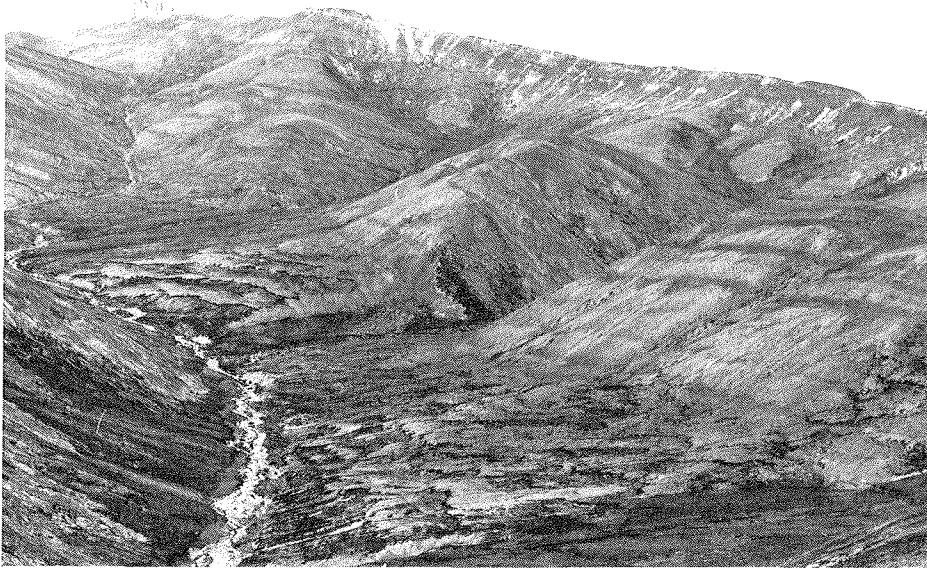


Abb. 9: Oberste Ausläufer konträrer Talpedimente am Fuß eines Schichtkammes in den mittleren Richardson Mts. Deutlicher Fußknick zwischen rillwash-Steilhang und Solifluktions-Flachhang. Höhe ca. 1000 m.

Fig. 9: Uppermost ramifications of contrary valley pediments. Obvious break between the steeper rillwash-slope and the solifluction-slope. Altitude about 1000 m.



Abb. 10: Vielfältige Solifluktions- und Abspülungsformen an der „Arbeitskante“ eines Kryopediments. Beachte den scharfen Fußknick des Steilhanges. Nordwestlich der „Plains of Abraham“.

Fig. 10: Great variety of solifluction and sheetwash forms at the upper end of a cryopediment. Note the sharp lower edge of the steep slope. NW foot-region of the „Plains of Abraham“.

Diese Flüsse weisen z. T. eine gewisse Tiefenerosion zu flachen Kastentalprofilen auf, die jedoch in engen Grenzen bleibt: als Maximalbetrag der Eintiefung in die Fußfläche wurden 3 m in das Fangersediment der Fußfläche und 3 m ins Anstehende beobachtet. Dieser dritte Typ ist weit weniger häufig als die beiden vorher genannten.

Es bleibt festzuhalten, daß Flüsse auf den Fußflächen durchaus eine gewisse Wirksamkeit entfalten, daß diese jedoch vor allem im Durchtransport des allochthonen Schotters bzw. Schutts aus dem benachbarten Steilrelief besteht, und daß eine geringe Eintiefung zu sehr flachen Abflußmulden und in seltenen Fällen auch zu flachen Kastentälern führt, — eine Zerschneidung und Flächenzerstörung durch Tiefenerosion ist jedoch auf Sonderfälle beschränkt bei denen aufgrund junger Hebung eine kräftige rückschreitende Erosion sich in die Flächen hineingearbeitet hat, Fälle also, die bei einer speziell klimatisch-morphologischen Betrachtung auszuklammern sind.

Es bleibt zu diskutieren, ob die beobachteten vom Periglazialklima gesteuerten Vorgänge der Rückverwitterung („backwearing“) zur Erklärung der teilweise sehr großen Fußflächen ausreichen, oder ob die periglaziale Formung lediglich als Erhaltung, Überformung oder „traditionale Weiterbildung“ (i. S. BÜDELs 1971) älterer, d. h. tertiärer Flächen zu betrachten ist.



Abb. 11: Zerfaserte, nicht eingetiefte Spülbahnen an einer Fußfläche nordwestlich der „Plains of Abraham“. Senkrechtaufnahme.

Fig. 11: Fibrous runoff pattern without any dissection on a pediment NW of the „Plains of Abraham“. Vertical view.

Der letzteren Ansicht lassen sich drei Argumente entgegenhalten:

1. Als tertiäre Flächenreste gedeutete Verebnungen sind im genannten Gebiet durchaus bekannt (siehe etwa BOSTOCK 1972). Ihr Aussehen und ihre Lage unterscheiden sie jedoch deutlich von den beschriebenen Fußflächen: sie sind, z. B. in den Wernecke Mts. und den Ogilvie Mts., hochliegende, mindestens 100 m über den Fußflächen am Gebirgsrand ausstreichende Flächenreste, die durch das auf die Fußflächen eingestellte Talnetz (die oben beschriebenen Kerbtäler des Steilreliefs) intensiv zerschnitten werden. Meistens lassen sie sich nur aus gleichen Firsthöhen von Bergrücken rekonstruieren — sie gehören eindeutig einem höheren Stockwerk an als die Fußflächen. Denkbar ist lediglich, daß in Beckenlage einige Altflächen ins Niveau der Fußflächen tektonisch abgesenkt sind. Die kontinuierliche Fortsetzung der Fußflächen weit ins Gebirge hinein widerlegt auch die Vorstellung, daß die Fußflächen im Vorland nicht herausgehobene Teile der tertiären Altflächen seien.
2. Eine quantitative Abschätzung der Wirksamkeit der Kryoplanation oder Kryopedimentation und damit die Antwort auf die Frage, ob das Quartär mit seinem — sicher auf vielfältige Weise schwankenden — Periglazialklima in diesem Raum ausgereicht hat, die beschriebenen großen Kryopedimente zu schaffen, ist schwer zu treffen.

Die von FRENCH (1976: 171 ff.) wiedergegebenen wenigen in Einzugsgebieten des Periglazialraumes N-Kanadas ermittelten Abtragungsraten liegen zwischen 230 und 441 mm/1000 a. Bei einer Dauer des Quartärs von ca. 2 Millionen Jahren und Extrapolation der zitierten Werte ergibt sich eine quartäre Abtragung, die — auf die Gesamtfläche umgerechnet — einer Tieferlegung der Oberfläche um 460 bis 880 m entspricht. Selbst bei Berücksichtigung der Tatsachen, daß ein großer Teil dieser Abtragung im Gebirge erfolgt sein wird, daß die Abtragung in den gering resistenten („soft parts“) und den hoch-resistenten Gesteinen („hard parts of the landscape“) sehr unterschiedlich sein kann (vgl. MORTENSEN 1963, PRIESNITZ 1974) und daß schließlich die Modifikationen des Periglazialklimas sehr vielfältig sind — selbst bei allen diesen Vorbehalten zwingen sowohl die errechneten als auch die an Arbeitsformen selbst beobachteten Größenordnungen der Abtragsintensität und der große Zeitraum, in dem dieser Abtragsstil wirksam ist, zu dem Schluß, daß wir es hier mit einem relativ reinen und reifen Periglazialrelief zu tun haben — sofern überhaupt das Konzept von klimaspezifischen Klimaxformen als sinnvolles Konzept erachtet wird.

3. Der Prozeß der Kryoplanation ist nicht nur ein Prozeß der Flächenausweitung; er braucht keine Altfläche als Ausgangsform. Wie die zahlreichen Untersuchungen zur Entstehung von Kryoplanations-Terrassen und eigene Beobachtungen lehren, genügt bereits ein schwacher konkaver Knick am Hang oder Hangfuß als Ausgangsform, um über die verstärkte Schneeeinlagerung den Prozeß der Entstehung und Zurückwanderung von Frostkliffs bzw. Froststeilhängen und damit die Bildung von embryonalen Kryoplanationsterrassen oder Tal-Kryopedimenten in Gang zu bringen.

5. DIE TÄLER

Der Bereich unterhalb der Fußflächen umfaßt — wie bereits angedeutet — weitere flächenhafte Formen, nämlich marine und fluviale Terrassen und weite, ebene Talböden. Betrachtet man das Talnetz des nie vergletscherten Kanadas im Überblick — ausgezeichnete Möglichkeiten der Ergänzung der Geländebeobachtungen bieten auch hier die Landsat-Aufnahmen —, so fällt an vielen Stellen, vor allem abseits der großen Flüsse, auf, daß man es eigentlich mit zwei Flußnetzen unterschiedlicher Talformen und oft auch unterschiedlicher Grundrißmuster zu tun hat: mit einem älteren, dessen Oberläufe bis ins Innere der Gebirge hineinreichen und einem jüngeren, scharf eingeschnittenen, welches das alte rückschreitend vertieft und sozusagen von unten her aufzehrt, die Oberläufe aber längst nicht überall erreicht hat.

Diese Beobachtung und das bekannte Faktum junger, großräumiger Hebungen isostatischer und tektoni-

scher Natur³⁾ entkräften m. E. eindeutig den Einwand, daß nicht die sanft eingelassenen Täler, die wir in den Oberläufen beobachten, sondern die cañonartigen Täler in der Nachbarschaft der großen Flüsse die klimatisch-morphologischen Normalformen des Periglazialklimas sein könnten.

In den noch nicht von der rückschreitenden Erosion erreichten Bereichen sind auch die größeren Täler, von denen die Fußflächen ausgehen, wenig eingetieft (meist nur 2 bis 3 m, maximal etwa 10 m) und besitzen eine sehr breite Schottersohle (maximal mehrere hundert Meter). Der Fluß pendelt anastomosierend auf der ganzen Breite der Schotterfläche; gelegentlich von seinen eigenen Schotterbänken ans Ufer gedrängt, unterschneidet er, erweitert die Talsohle und belädt sich mit zusätzlicher Fracht. Andererseits wird der weiteren Verbreitung der Talsohle durch die Schotterfächer der Nebenflüsse entgegengearbeitet. Da die den Flüssen benachbarten Teile der Fußflächen nach dem oben geschilderten Bildungsmechanismus deren älteste, heute inaktiven Teile sind, ist zu folgern, daß die Flüsse seit sehr langer Zeit, nämlich seit Beginn der Flächenbildung, in dem heutigen Niveau fließen. Sie sind durch den von den Seiten angelieferten Schutt voll ausgelastet und haben wenig Tendenz zur Tiefenerosion.

Anders ist das Bild in den Tälern der dem Mackenzie und Peel River tributären Flüsse, die sich aufgrund der isostatischen und tektonischen Hebung rückschreitend tief eingeschnitten haben. Hier herrschen tiefe, enge und steilwandige Kastentalprofile bis hin zu eindrucksvollen Cañons (namengebend für die „Canyon Ranges“) von maximal etwa 100 m Tiefe vor. Der Nahanni Canyon ist mit Felswänden von mehr als 1000 m ein höchst eindrucksvolles Beispiel für die Tiefenerosion eines antezedenten Flusses bei rascher Gebirgshebung. Das obere Ende der rückschreitenden Taleintiefung ist im Gelände oder bei Befliegungen in geringer Höhe in vielen Fällen sehr deutlich erkennbar. Im kleinmaßstäbigen Satellitenbild hebt sich das im Grundriß scharfwinklig-dendritische Muster der Unterläufe von dem mehr geglätteten, weniger eng der Gebirgsstruktur folgenden pattern der älteren Oberläufe ebenfalls deutlich ab.

Inwieweit die tief eingeschnittenen Kastentäler das Ergebnis der holozänen Erosion oder derjenigen älterer Interglaziale sind, in denen ja mit ähnlichen isostatischen Hebungen wie im Holozän gerechnet werden muß, ist unklar.

Zum Prozeß der rezenten Eintiefung der Täler in jung gehobenen Küstenbereichen wurden einige ergänzende Beobachtungen in küstennahen Tälern auf Cornwallis Island in der Umgebung von Resolute (75° nördl. Br.) gemacht.

Die Unterläufe der Flüsse sind scharf ins Anstehende — es handelt sich um flach lagernde Dolomite und Sandsteine der Franklin-Geosynklinale aus dem Silur und Devon — eingeschnitten, und zwar haben sie streckenweise ein quadratisches Querprofil, die Tiefe entspricht etwa der Breite. Das Längsgefälle ist mit 1 bis 5° bis zum Meeresspiegel sehr stark. Am Ende des etwa drei Monate dauernden Sommers, in dem überhaupt positive Bodentemperaturen auftreten und mit Abfluß gerechnet werden muß (MCCANN & COGLEY 1973), ließen sich Mitte September 1978 folgende Einzelbeobachtungen sammeln:

Der Boden des Flußbettes besteht aus stark überschliffenen Stufen des gebankten anstehenden Dolomits bzw. Sandsteins, der stellenweise mit einem Eispanzer überzogen ist, und einer Schotterstreu, die in Flußweitungen mächtiger, in Engstrecken spärlich ausfällt. Der Permafrost hat überall die Bodenoberfläche erreicht; die sommerliche Auftauschicht ist für die nächsten acht bis neun Monate wieder fest gefroren. Die Wandfüße der steilen Talwände sind, sofern nicht eingelagerter Schnee sie verhüllt, von Schutt bedeckt, der von der Wand unmittelbar darüber abgewittert ist. Bei dieser weit verbreiteten Wandverwitterung spielt die Frostsprengung durch im Sommer aus der Wand sickern des Wasser offensichtlich eine große Rolle — ein an BÜDELS (u. a. 1969) Eisrindeneffekt erinnernder Vorgang, der am Talboden jedoch nirgends deutlich beobachtet werden konnte. Aus hydrologischen Messungen an einem der unter-

³⁾ Die Richardson Mts. und die nördlichen Mackenzie Mts. wurden bzw. werden durch glazial-isostatischen „rebound“ kräftig gehoben, der Raum um Norman Wells seit dem Wisconsin-Glazial sicher über 300 m, derjenige um Ft. McPherson über 100 m (z. B. nach BIRD 1967, Fig. 40). Für die südlichen Mackenzie Mts., etwa das Flußgebiet des South-Nahanni-Flusses, werden junge Hebungen enormen Ausmaßes angenommen (postglaziale Hebung um nicht weniger als 485 m, FORD 1973).

suchten Flüsse, dem Mecham River, durch MCCANN & COGLEY (1973) ist bekannt, daß er im Frühsommer zur Schneeschmelze nicht selten, aber jeweils kurzzeitig Hochwässer führt, die das gesamte Kastenprofil mit schießendem Abfluß füllen. Der beträchtliche, im Spätsommer angetroffene Frostschutt ist also zweifellos das Ergebnis der Frostsprengung von zwei oder drei Sommermonaten.

6. ZUSAMMENFASSUNG UND AUSBLICK

Die im nie vergletscherten Teil NW-Kanadas und Alaskas weit verbreiteten Fußflächen werden als Formen gedeutet, die unter den während des gesamten Quartärs herrschenden periglazialen Klimabedingungen entstanden und aktuell in Ausweitung begriffen sind. Die entscheidenden Einzelprozesse der Flächenbildung sind die starke Rückverlegung von Steilhängen durch Frostverwitterung, gravitative Abtragung und Abspülung in engständigen Runsen und der Weitertransport des am Hangfuß akkumulierten Materials durch Solifluktion, Flächenspülung und aquatischen Transport in linienhaften Gewässern.

Die Erweiterung der Flächen geschieht also durch periglaziale Pediplanation („periglacial backwearing“).

In tektonisch ruhigen Gebieten lassen die stark schotterbelasteten Flüsse kaum eine Tendenz zur Tiefenerosion erkennen. In jung gehobenem Relief sind sie dagegen zu starker Tiefen- und Seitenerosion fähig.

Neben einer notwendigen Ausweitung des Beobachtungshorizontes und einer Intensivierung möglichst quantitativer Prozeßstudien fordert der beschriebene riesige Raum des nie vergletscherten N-Amerikas weitere Forschungen zu zahlreichen wichtigen Problemen. In Zusammenhang mit dem hier behandelten Thema sind vor allem zwei Fragenkreise aufgeworfen:

- das Problem der Rekonstruktion des tertiären Ausgangsreliefs und damit eine Evaluierung der quartären periglazialen Formung und
- das Problem der periglazialen Klima- und Formungsvarianten in räumlicher und zeitlicher Sicht: manche Teile des Periglazialreliefs scheinen unter heutigen Bedingungen sehr intensiv geformt zu werden, andere dürften ein höheres Alter aufweisen und heute Ruheformen sein; eine Erhellung der Formungsgeschichte nach dem Einfluß von Glazialen und Interglazialen, älteren isostatischen und eustatischen Veränderungen etc. wird auch hier das recht einheitlich und übersichtlich wirkende Periglazialrelief zunehmend differenzierter erscheinen lassen.

Nachdem auch mitteleuropäische Regionalstudien mehr und mehr Beispiele für die Entstehung von Ebenheiten im pleistozänen Periglazialklima (Kryoplanationsterrassen, aber auch Kryopedimente, s. z. B. BROSCHE 1968, BRUNOTTE 1978) liefern, dürften diese Flächen, die vor etwa 20 Jahren als Fremdlinge aus der fernen Mongolei und Sibirien erstmals in den Gesichtskreis der meisten deutschen Geomorphologen traten, wohl allmählich nicht mehr als Störenfriede und illegitime Kinder des Periglazialklimas, sondern als ernstzunehmende Mitglieder der Periglazialformen-Familie zu betrachten sein.

L i t e r a t u r

- B i r d , J. B. (1967): The physiography of arctic Canada. — Baltimore.
- B o s t o c k , H. S. (1972): Physiographic subdivisions of Canada. — In: Geology and economic minerals of Canada, 10—30, Geol. Survey Canada, Ottawa.
- B r o s c h e , K. U. (1968): Struktur- und Skulpturformen im nördlichen und nordwestlichen Harzvorland. — Göttinger Geogr. Abh. 45, Göttingen.
- B r u n o t t e , E. (1978): Zur quartären Formung von Schichtkämmen und Fußflächen im Bereich des Markoldendorfer Beckens und seiner Umrahmung (Leine-Weser-Bergland). — Göttinger Geogr. Abh. 72, Göttingen.
- B r u n s d e n , D. (1980): Applicable models of long term landform evolution. — Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 36: 16—26.

- Bryan, K. (1946): Cryopedology — the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. — *Am. J. Sci.* 244: 622—642.
- Büdel, J. (1969): Der Eisdineneffekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — *Würzburger Geogr. Arb.* 25, Würzburg.
- Büdel, J. (1971): Das natürliche System der Geomorphologie (mit kritischen Gängen zur Geomorphologie der Tropen). — *Würzburger Geogr. Arb.* 34, Würzburg.
- Büdel, J. (1977): *Klima-Geomorphologie*. — Berlin, Stuttgart.
- Burns, B. M. (1973): The climate of the Mackenzie Valley — Baufort Sea, I: 1—227. — Toronto.
- Czudek, T. & J. Demek (1970): Pleistocene cryopedimentation in Czechoslovakia. — *Acta Geogr. Lodziensia* 24: 101—108.
- Czudek, T. & J. Demek (1973): The valley cryopediments in Eastern Siberia. — *Biul. Peryglac.* 22: 117—130.
- Dedkov, A. (1965): Das Problem der Oberflächenverebnungen. — *Petermanns Geogr. Mitt.* 109: 258—264.
- Demek, J. (1963): Hangforschung in der Tschechoslowakei. — In: *Neue Beiträge zur internationalen Hangforschung*, *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen*, II, Math.-Phys. Kl. 9: 99—138, Göttingen.
- Demek, J. (1969): Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development. — *Ceskoslov. Akad. Ved. Rozpravy, Rada Matem.* 79 (4): 1—80.
- Denny, C. S. (1970): Glacial geology of Alaska. — In: *The National Atlas of the United States*, 76, Washington.
- Douglas, I. (1980): Climatic geomorphology — Present-day processes and landform evolution — Problems of interpretation. — *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd.* 36: 27—47.
- Douglas, R. J. W., ed. (1972): *Geology and economic minerals of Canada*. — Geol. Survey Canada, Ottawa.
- Embleton, C. & C. A. M. King (1975): Periglacial geomorphology. — *Glacial and Periglacial Geomorphology* 2, London & New York.
- Ford, D. C. (1973): Development of the canyons of the South Nahanni River, N. W. T. — *Canad. J. Earth Sci.* 10 (3): 366—378.
- French, H. M. (1976): *The periglacial environment*. — London & New York.
- Karrasch, H. (1972): Flächenbildung unter periglazialen Klimabedingungen. — *Göttinger Geogr. Abh.* 60 (Hans-Poser-Festschr.): 155—168, Göttingen.
- Macar, P. (1969): Actions périglaciaires et évolution des pentes en Belgique. — *Biul. Peryglac.* 18: 137—152.
- McCann, S. B. & J. G. Cogley (1973): The geomorphic significance of fluvial activity at high altitudes. — In: *Proc. 3rd Guelph Symp. Geomorph.*, 118—135, Norwich.
- Mortensen, H. (1963): Abtragung und Formung. — In: *Neue Beiträge zur internationalen Hangforschung*, *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen*, II, Math.-Phys. Kl. 9: 17—27, Göttingen.
- Müller, M. J. (1979): *Handbuch ausgewählter Klimastationen der Erde*. — Forschungsstelle Bodenerosion, Univ. Trier, 5: 1—346, Trier.
- Péwé, T. L. (1975): Quaternary geology of Alaska. — *US Geol. Survey Prof. Paper* 835: 1—145.
- Prest, V. K., Grant, D. R. & V. N. Rampton (1974): Glacier retreat. *Glacial geology*. — In: *The National Atlas of Canada*, 31—32, 33—34, Ottawa.
- Priesnitz, K. (1974): Lösungsraten und ihre geomorphologische Relevanz. — In: H. Poser, Hrsg., *Geomorphologische Prozesse und Prozeßkombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen*, *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.* 3 (29): 68—85, Göttingen.
- Reger, R. D. & T. L. Péwé (1976): Cryoplanation terraces: indicators of a permafrost environment. — *Quatern. Res.* 6: 99—109.
- Washburn, A. L. (1979): *Geocryology*. — London.