

Studien zur periglazialen Reliefformung der zentralen Brooks Range und des Arctic Slope, Nord-Alaska

Von Ekkehard Schunke*

Zusammenfassung: Im periglazialen Nord-Alaska repräsentieren die Philip Smith Mountains (zentrale Brooks Range) als Hochgebirge und der angrenzende Arctic Slope als Gebirgsrandfußfläche Relieftypen von großer Gegensätzlichkeit. Dementsprechend unterscheiden sich die Mesoförmungen beider Reliefs in bezug auf die periglaziale Morphodynamik. Die rezente Formung des Gebirgsreliefs ergibt sich aus dem Zusammenwirken von Frostverwitterung, Abspülung, Erosion, gravitativen Massenbewegungen und Solifluktion an den Hängen mit fluvialer Abtragung in charakteristischen Kerb- und Sohlenkerbtälern. Die Fußfläche hingegen unterliegt gegenwärtig kaum der Abtragung; sie ist weithin Ruheform. Ihre rezente Weiterbildung vollzieht sich im proximalen Bereich durch Rückverlegung der Gebirgshänge. Unterschiede bestehen vor allem auch hinsichtlich der periglazialen Talformung. Nach Ausweis der hydrologischen Daten stehen diese im Zusammenhang mit dem unterschiedlichen Ablauf der nivalen Flut in den Flußgebieten beider Reliefeinheiten.

Abstract: The Philip Smith Mountains (central Brooks Range) and the adjacent Arctic Slope represent two basically different mesorelief types of the Arctic periglacial zone. The Philip Smith Mountains consist of rugged mountain ridges and are vigorously dissected by a valley system of high density. The Arctic Slope however is a cryopediment showing valleys of low depth and low density. Accordingly the two landscapes differ strongly by their actual periglacial processes. The present-day morphologic activity in the mountain relief consists of interaction of frost shattering, slope wash, mass wasting and solifluction at the steep slopes and of fluvial action at the more or less wide valley floors of V-shaped valleys. The majority of pediment surfaces is actually inactive and covered by tundra vegetation indicating a lack of any significant surface transport. Only at the very headward portions some cryoplanation by backwearing of the mountain slopes can be observed. Significant differences exist in the style of actual fluvial erosion, too. Hydrologic data show that these differences are mainly caused by different snowmelt runoff floods which depend mainly on environmental characteristics of the drainage areas.

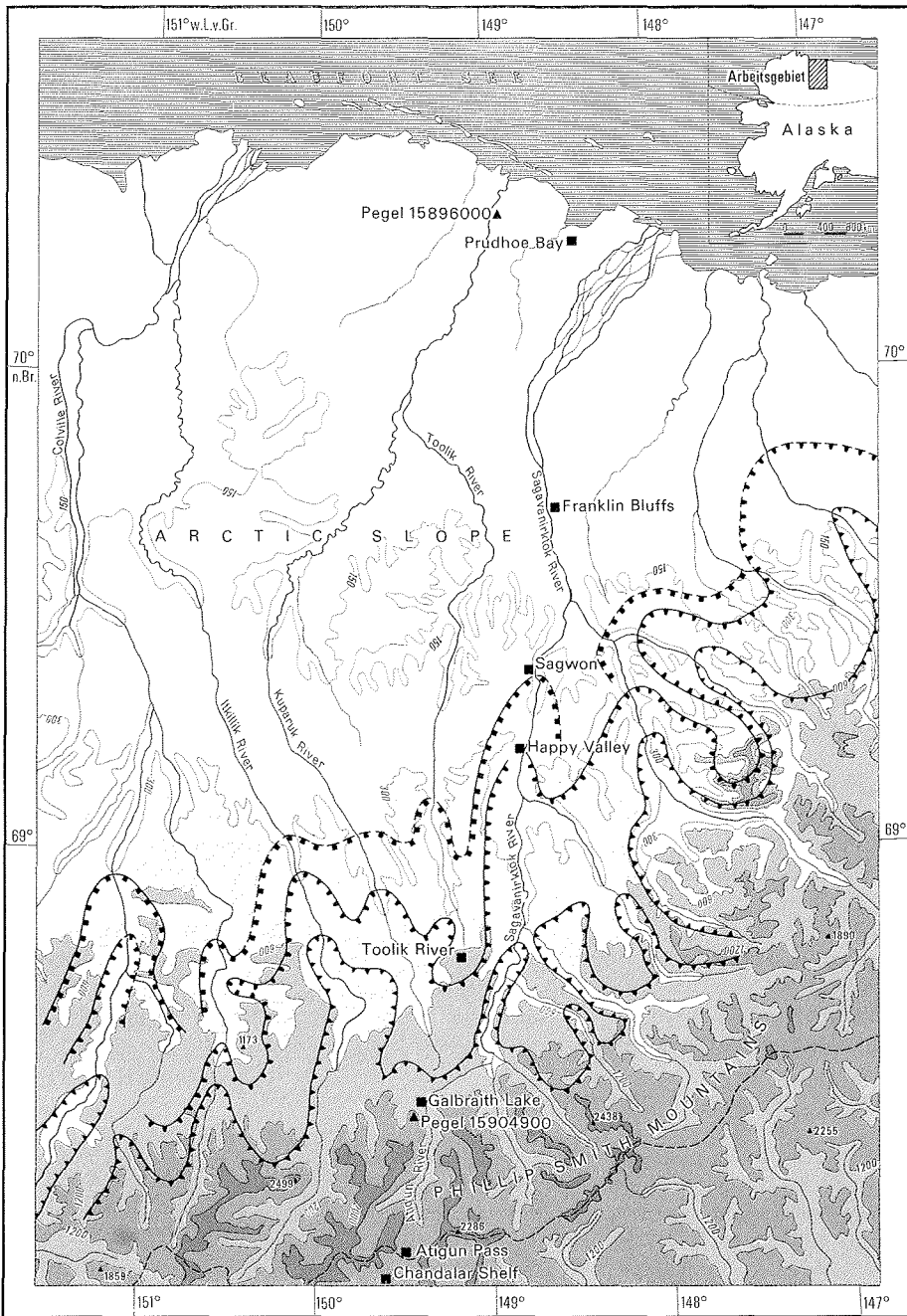
1. EINFÜHRUNG: UNTERSUCHUNGSGBIET UND FRAGESTELLUNG

Für die Kenntnis der Reliefformung in der arktischen Periglazialzone bedarf es weiterer regionaler Studien, und zwar solcher, die sich auf die Mesoförmungen und ihre Formen- und Prozeßsoziologie konzentrieren. Aufschluß über die periglaziale Reliefgestaltung verspricht hierbei insbesondere die Analyse von verschiedenartigen Relieftypen.

Die vorliegende Studie bezieht sich auf den Periglazialraum Nord-Alaskas, wo mit der Brooks Range als Hochgebirge und dem nördlich anschließenden Arctic Slope als Fußfläche zwei sehr unterschiedliche Relieftypen in großer räumlicher Erstreckung unmittelbar nebeneinander ausgebildet sind und der Morphodynamik des periglazialen Milieus unterliegen. Das Untersuchungsgebiet umfaßt die unter 68° nördl. Br. gelegenen Philip Smith Mountains der zentralen Brooks Range, die Höhen bis 2500 m ü. M. erreichen und den am Gebirgsrand in Höhen um 1000 m ü. M. ansetzenden Arctic Slope zwischen den Flüssen Sagavanirktok im Osten und Itkillik im Westen (Abb. 1).

Der geologische Bau der Gebirgsketten besteht aus steil-geneigten Schichten von Quarziten, Sandsteinen, Tonsteinen, Kalksteinen, Dolomiten und Konglomeraten des Paläozoikums, die vorwiegend mit ost-westlicher Orientierung ausstreichen (vgl. KELLER et al. 1961, BROSGÉ & REISER 1964, WAHRHAF-TIG 1965, BROSGÉ et al. 1979, BEIKMAN 1980). Die Fußfläche kappt in Gebirgsnähe zunächst steil-stehende, sodann flacher einfallende Gesteinsschichten vornehmlich der Kreide und mit Annäherung an die Küste der Beaufort-See Lockergesteine des Tertiärs und Quartärs (Abb. 2). Das Klima dieses Raumes ist nach Untersuchungen von HAUGEN & BROWN (1980) und HAUGEN (1982) durch Jahres-Mitteltemperaturen zwischen -6°C und -13°C und jährliche Niederschlagshöhen zwischen 150 mm und 450 mm gekennzeichnet. Die klimatische Ausstattung variiert dergestalt, daß sich das Frostregime

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



Vergletscherungsgrenzen:
 - - - - - Jung-Pleistozän
 - - - - - Mittel-Pleistozän
 - - - - - Alt-Pleistozän

----- Kontinentale Wasserscheide

Höhenschichten:

150 m
 300 m

600 m
 1200 m
 2000 m



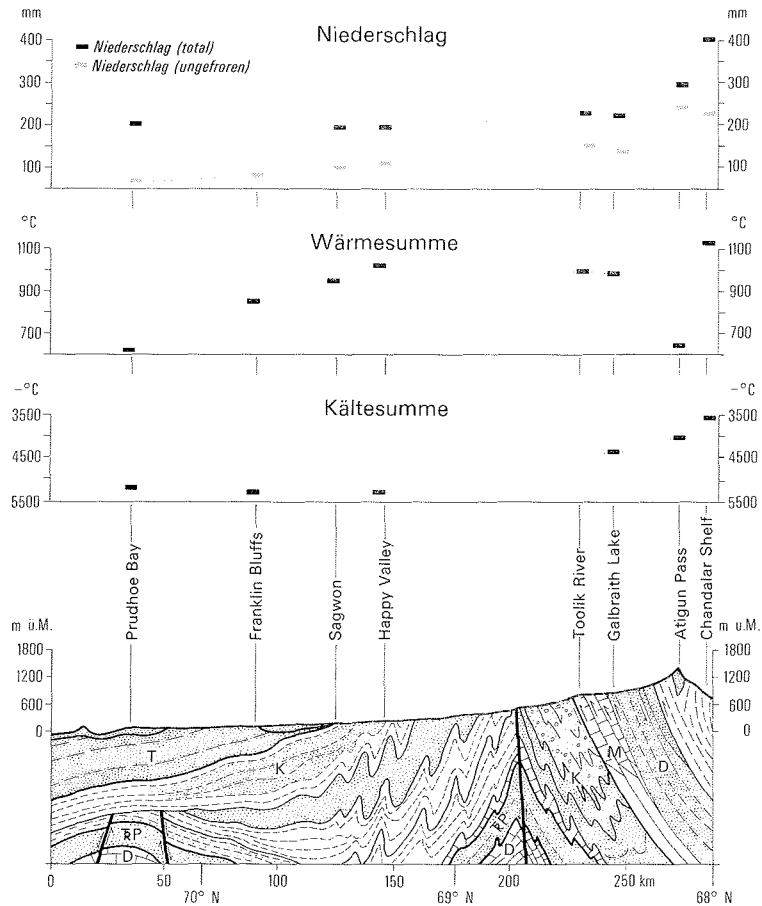


Abb. 2: Niederschlag, Wärmesumme, Kältesumme und Grundzüge des geologischen Baus zwischen Prudhoe Bay (Beaufort-See/Arctic Slope) und Chandalar Shelf (Philip Smith Mts.). (T: Tertiär, K: Kreide, TRP: Trias/Perm, M: Mississippian, Karbon, D: Devon). (Klimadaten nach HAUGEN 1982; geologisches Profil nach BENNISON 1974).

Fig. 2: N-S transect from Prudhoe Bay (Beaufort Sea/Arctic Slope) to Chandalar Shelf (Philip Smith Mts.) indicating precipitation, thawing degree-days, freezing degree-days and geologic structures (T: Tertiary, K: Cretaceous, TRP: Triassic/Permian, M: Mississippian, D: Devonian). (Climatic values after HAUGEN 1982; geologic transect modified from BENNISON 1974).

zur Küste hin verschärft und die Niederschlagsmenge abnimmt (Abb. 2). Das Gebirge ist weitgehend unvergletschert, ausgenommen einzelne Kargletscher, deren untere Verbreitungsgrenze in Höhen um 1600 m ü. M. liegt. Im Alt- bis Mittel-Pleistozän reichten Gletscher bis auf die Fußfläche, im Jung-Pleistozän blieb die Vereisung auf das Gebirge begrenzt (vgl. DETTERMANN et al. 1958, HAMILTON 1978, 1983). Die Vegetation im Gebirge ist auf den Talböden die der Strauch- und Zwergstrauchtundra; oberhalb von 1200–1300 m ü. M. dominieren vegetationsarme Fels- und Schuttbereiche. Der Arctic Slope wird von Zwergstrauch- und grasreicher Feuchttundra eingenommen. Gebirge und Fußfläche weisen Permafrostboden in kontinuierlicher Verbreitung auf (vgl. FERRIANS 1965, PÉWÉ 1975).

Die vorliegende geomorphologische Analyse der zentralen Brooks Range (Philip Smith Mountains) und

Abb. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes (Vergletscherungsgrenzen nach HAMILTON 1983 und PÉWÉ 1975).

Fig. 1: Location map of the study area (Glacial limits after HAMILTON 1983 and PÉWÉ 1975).

des angrenzenden Arctic Slope gilt der periglazialen Formung des Mesoreliefs. Hierbei zielt die Fragestellung im einzelnen ab auf: 1. die periglaziale Formung des Gebirgsreliefs mit seinen Tal- und Hangformen und 2. die periglaziale Gestaltung des Fußflächenreliefs mit seinen Flächen- und Talformen.

Die Untersuchung gründet sich auf Geländearbeiten während der Jahre 1983, 1984 und 1986, auf die stereoskopische Auswertung von Luft- und Satellitenbildern sowie auf die Auswertung von langfristigen täglichen Abflußmessungen, deren Daten die „U.S. Geological Survey Water Resources Division“ (Anchorage) dankenswerterweise bereitstellte.

Aus Platzgründen können die Untersuchungen hier nur zusammengefaßt dargelegt werden. Dabei geht es um die Bestandsaufnahme und Charakterisierung der Formen und sodann um die Analyse und Diskussion der periglazialen Morphodynamik und der sie bestimmenden Faktoren.

2. DIE MESOFORMEN DES GEBIRGS- UND FUSSFLÄCHENRELIEFS

Da die Philip Smith Mountains als Hochgebirge und der Arctic Slope als Gebirgsrandfußfläche Relief-typen von großer Gegensätzlichkeit repräsentieren, sind die Mesoformen beider Reliefeinheiten getrennt zu betrachten.

2.1 Die Mesoformen der Philip Smith Mountains

Das Gebirgsrelief der Philip Smith Mountains ist durch eine dichte Folge von tief eingeschnittenen Tälern gekennzeichnet. Hierdurch erscheint es insgesamt als aus gratartig zugeschärften Gebirgsstöcken zusammengesetzt, die zugleich Zwischentalrücken darstellen. Flächen bzw. Flächenrelikte fehlen dem Gebirgsrelief weitgehend. Somit hat die nachfolgende Formenanalyse vor allem Tal- und Hangformen zum Gegenstand.

2.1.1 Die Talformen

Unter den Talformen der Philip Smith Mountains heben sich die der Trogtäler mit breiten Talböden deutlich heraus. Beim überwiegenden Teil der Gebirgstäler jedoch handelt es sich um Kerb- bzw. Sohlenkerbtäler.

Bei den Trogtälern, als deren Prototyp die Gebirgstäler des Atigun River, des Sagavanirktok River, des Itikmalak River und des Itkillik River anzusehen sind, wird der bis zu 3 km breite sohlenförmige Talgrund gegenwärtig nur auf einer Breite von 30—300 m von rezenten Abflußbahnen durchzogen. Die Schotterflächen mit rezenter periglazial-fluvialer Formung heben sich vom restlichen Talboden auch dadurch ab, daß sie im Mittel 1—4 m tiefer liegen als dieser und daß ihnen eine Vegetationsdecke fehlt. Sie bestehen vorwiegend aus Sanden und Kiesen und werden zum Teil von Unterschneidungshängen begrenzt, die die rezente periglaziale Talsohle vom höher gelegenen älteren Talboden trennen. Dieser wird von einer geschlossenen Vegetationsdecke bekleidet und von Formen der Bodenmusterung und der Permafrostbodendegradation besetzt.

Das mittlere Gefälle der Trogtäler beträgt 5—10 Promille. Das Gefällsprofil verläuft gleichmäßig; größere Gefällsprünge gibt es nicht.

Die Flanken der Trogtäler weisen einen bemerkenswert vielfältigen Formenschatz der rezenten Abtragung und Formung auf; ihr Fuß wird weithin von markanten Akkumulationsformen gestaltet (vgl. S. 155).

Die Kerb- bzw. Sohlenkerbtäler heben sich von den Trogtälern deutlich ab (Abb. 3). Sie haben ihren Ursprung in großen Zirken der Gebirgsstöcke und liegen mit Höhen des Talgrundes von 1000—1300 m ü. M. höher als die Trogtäler. Ihr mittleres Gefälle beläuft sich auf 50—160 Promille und ist somit erheblich

steiler als das der Trogtäler. Das Längsprofil weist gelegentlich Gefällsverteilungen oder Gefällsprünge auf.

Die weiteren Unterschiede zwischen den Kerb- und Sohlenkerbtälern und den Trogtälern betreffen in erster Linie den Talgrund, weniger hingegen die Talhänge: Der Talboden der Kerb- und Sohlenkerbtäler besitzt nicht die große Weite wie der der Trogtäler. Er ist im allgemeinen 50—150 m breit. Die Flanken erheben sich häufig steil aus dem Talgrund, ohne daß eine durch Schuttakkumulation hervorgerufene ausschleppende Hangfußzone besteht. Im weiteren Unterschied zu den Trogtälern sind in den Kerb- und Sohlenkerbtälern glaziale Sedimente oder ihre Relikte am Talboden nicht zu finden. Der Talgrund wird zumeist von Grobschutt und großen Blöcken mit Kantenlängen bis zu 1—2 m gebildet. Kies- und Sandbänke sind am Aufbau dieses Schotter- und Schuttkörpers nur selten beteiligt. Das Lockermaterial der Talsohle hat eine relativ geringe Mächtigkeit von 0,5—1,5 m; bereichsweise bildet das anstehende Festgestein den Talboden.

Die Flanken der Kerb- und Sohlenkerbtäler sind wie diejenigen der Trogtäler von mannigfachen Formen der Frostverwitterung, der gravitativen Massenverlagerung verschiedenster Art, der fluvialen und kolluvialen Hangzerrung, der flächenhaften Abspülung, der Solifluktion und der Nivation besetzt. Anders als bei den Trogtälern reicht die Schutzzufuhr von den Flanken bis an die fluvialen Abtragungsbahnen am Talgrund. Häufig weisen die Talhänge im unteren Teil eine Versteilung auf, die auf Seitenerosion zurückgeht.

Eine glazigene Prägung läßt sich an den Talflanken nicht erkennen: Die Kerb- und Sohlenkerbtäler erscheinen insgesamt viel stärker von der periglazialen Morphodynamik gestaltet als die großen Trogtäler, und zwar vor allem aufgrund der direkten Verknüpfung von Talhang- und Talbodenformung. Derartige Kerbtäler mit sohlenförmig erweitertem Talgrund wurden in anderen Gebirgen des arktischen Periglazialraumes als typische Periglazialtäler erkannt, so beispielsweise in den Richardson Mountains in NW-



Abb. 3: Sohlenkerbtal mit Fels-Schutt-Hängen: Schotter- und Schuttsohle (Breite: 20 m). Philip Smith Mts., 1110 m ü. M. (22. 6. 1986).

Fig. 3: V-shaped valley with flat floor and cliff-and-talus walls: pebbles and debris floor (width of valley bottom: 20 m). Philip Smith Mts., altitude 1110 m (6/22/1986).

Kanada (vgl. SCHUNKE 1985) und im Jameson-Land Ost-Grönlands (vgl. STÄBLEIN 1983, 1987; SCHUNKE 1985, 1986) sowie auch im Yukon-Tanana-Bergland Zentral-Alaskas (vgl. MIOTKE 1979), wo allerdings die fluviale Formung unter den heutigen borealen Klimabedingungen stark retardiert ist. Im übrigen stellt bereits POSER (1936) aufgrund von Untersuchungen in Ost-Grönland und West-Spitzbergen die Tendenz zur Ausbildung von teils schuttbeladenen, teils schutfreien Talsohlen als ein typisches Kennzeichen der periglazialen Talformung heraus.

2.1.2 Die Hangformen

Die Hangformen der Gebirgsstöcke der Philip Smith Mountains sind durch ein reichhaltiges Formeninventar gekennzeichnet, das von einer beträchtlichen Differenzierung der Abtragung zeugt. Die Gebirgshänge, die eine relative Höhe von 300—1100 m erreichen, sind als steile Fels- und Schutthänge mit maximalen Böschungen von 30—40° ausgebildet. Hierbei treten zwei unterschiedliche Formentypen in Erscheinung: Stark-zergliederte Fels- bzw. Fels-Schutt-Hänge und rektilineare Glatthänge.

Die stark-zergliederten Fels- und Fels-Schutt-Hänge, die den mit Abstand am häufigsten ausgebildeten Hangtyp ausmachen, werden in auffälliger Weise von zahlreichen linearen Abtragungsformen durchzogen und weisen die Merkmale einer selektiven Herausarbeitung von petrographischen Unterschieden der an ihrem Aufbau beteiligten Gesteine auf. Hierbei gibt es zum einen Fels-Hänge, denen eine solche Zergliederung vom Gipfelbereich bis zum Hangfuß eigen ist. Von ihnen heben sich zum anderen die viel häufiger ausgebildeten Fels-Schutt-Hänge ab, bei denen die Zergliederung hauptsächlich den oberen Hangabschnitt betrifft, während der Unterhang von Formen der Schuttakkumulation geprägt wird (Abb. 4).

Die stark-zergliederten Fels-Hänge bzw. die Oberhänge der Fels-Schutt-Hänge sind von Runsen, Ravinen und Felsformen besetzt. Viel seltener gibt es zudem Nivationsformen. Am felsigen Oberhang jener Fels-Schutt-Hänge am Nordrand der Philip Smith Mountains, die aus Kalksteinen der Lisburne-Gruppe (Mis-

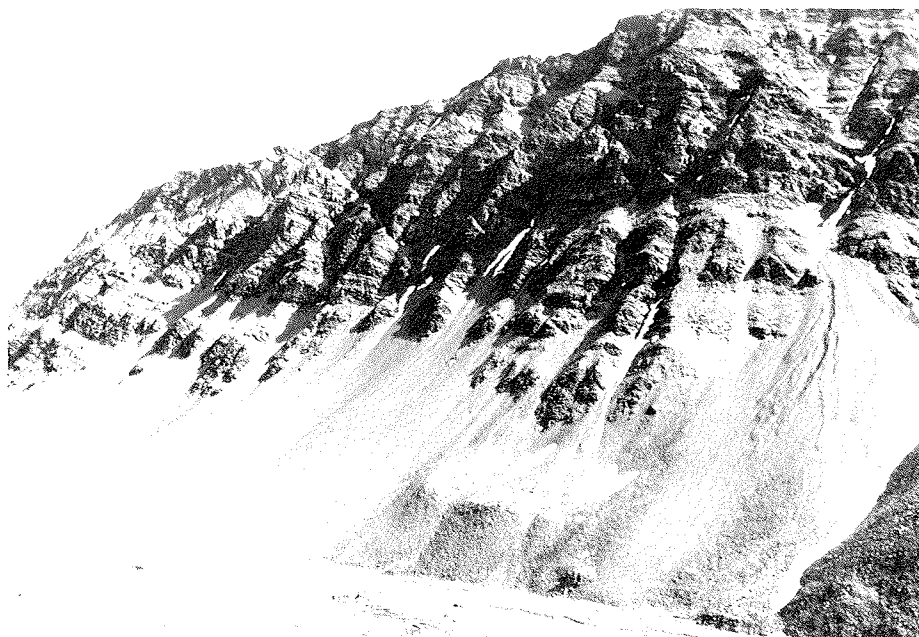


Abb. 4: Fels-Schutt-Hang: zergliederter Oberhang und ungliederte Schutthalde mit Schneeschuttwall. Philip Smith Mts., 1230 m ü. M. (J. 7. 1986).

Fig. 4: Cliff-and-talus wall: rock slope furrowed by gullies; accumulation foot-slope with protalus rampart. Philip Smith Mts., altitude 1230 m (7/1/1986).

Mississippi, Karbon) bestehen, treten vereinzelt Höhlen auf. Der Kalkstein-Frostschutt trägt häufig Erscheinungen des Mikrokaraktes. Auffällig ist in jedem Falle die Zergliederung der Felshänge durch lineare Formen der aquatischen Abtragung und der aquatisch bedingten Schuttbewegung (Muren, Naßschneelawinen).

Die Fels-Schutt-Hänge tragen in ihrem unteren Abschnitt entweder ungegliederte Schutthalde oder ein vielfältiges Inventar von einzelnen Akkumulationsformen. Bei letzteren handelt es sich um Haldenkegel, Kerbensturzkessel, Bergsturzmassen, Schneeschuttwälle, Murenkegel, Naßschneemuren-Rücken, Schwemmfächer und Blockgletscher. Eine detaillierte Darlegung dieser Formen und ihrer Genese gibt PRIESNITZ (1987) am Beispiel des Atigun-Tales und seiner Nebentäler. Zusammengenommen sind auch diese Formen ein Indiz für die Dominanz von linienhaftem Materialtransport an den Hängen.

Beim zweiten Typ der schuttreichen Unterhänge weist die Vorherrschaft von Schutthalde ohne markante Gliederung durch Einzelformen der Akkumulation auf eine überwiegend flächenhafte Schutzzufuhr von oben hin (Abb. 4).

Weiterhin sind die schuttreichen Unterhänge dadurch differenziert, daß der Schutthang entweder geradlinig bis auf den Talboden reicht oder in eine ausgedehnte, zumeist von Vegetation bedeckte flache Fußzone überleitet, durch die der Hang vom aktiven periglazial-fluvialen Formungsbereich der Talsohle abgesetzt ist. Dieser flache Fußbereich wird häufig von Solifluktuationsformen und Feinmaterialinseln eingenommen.

Im einzelnen geben die Fels-Schutt-Hänge, namentlich diejenigen der breiteren Periglazialtäler mit ost-westlich orientiertem Verlauf, eine Abhängigkeit ihrer Ausprägung von der Exposition zu erkennen: Die nach Norden gerichteten Hänge sind gegenüber ihren Gegenhängen nicht nur durch größere Schuttmengen und markantere Akkumulationsformen ausgezeichnet, sondern ihre Schuttmassen reichen zudem oft ohne ausschleppende Fußzone bis auf den Talgrund. Die südlich exponierten Hänge hingegen besitzen

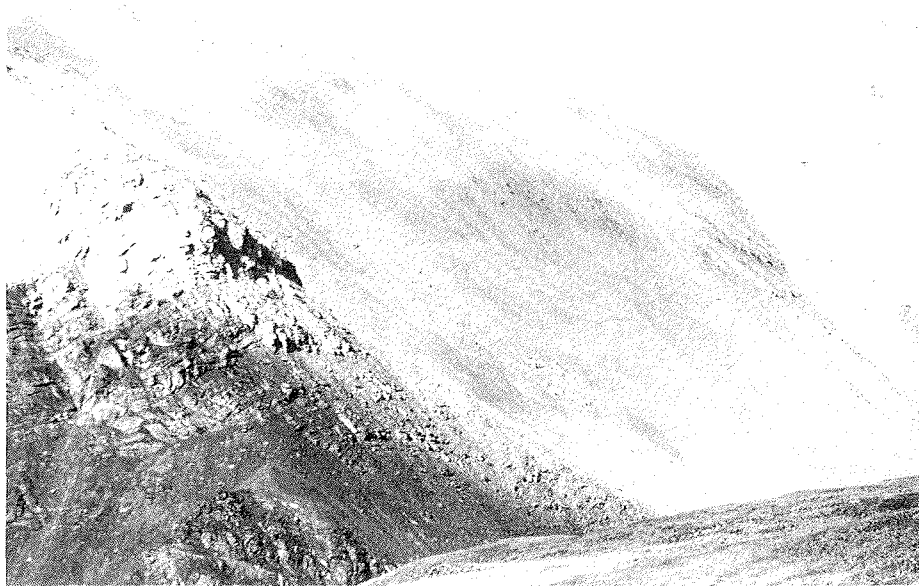


Abb. 5: Glatthang (28–32°): Spülbahnen und Solifluktuationswülste, S-Exposition. Philip Smith Mts., 1700 m ü. M. (31. 7. 1983).

Fig. 5: Graded rectilinear S-facing slope (28–32°): rillwash and solifluction micro-relief. Philip Smith Mts., altitude 1700 m (7/31/1983).

vielfach einen flacheren (15—20°) Unterhang mit einer ausschleppenden (5—7°) Fußzone. Unterhang und Fußschleppe tragen eine geschlossene Vegetationsdecke. Die Begünstigung der Schuttproduktion an den nördlich exponierten Hängen zeigt sich ferner daran, daß Blockgletscher, vor allem die lobenförmigen, zu deren Bildungsvoraussetzungen eine reiche Schuttlieferung gehört, bevorzugt an den nördlich gerichteten Hängen zu finden sind (vgl. ELLIS & CALKIN 1979, PRIESNITZ 1987).

Bei den Glatthängen handelt es sich um Steilhänge mit Böschungen von 25—35°, die keine nennenswerte Gliederung aufweisen, sondern die Gesteinsschichten glatt kappen (Abb. 5). Ihre Oberfläche trägt einen zumeist dünnen Schuttstreifen; teils ragt das Felsgestein durch den Schutt. Die Glatthänge gehen unmittelbar in den Talboden über, so daß der Schuttantrag am Hang direkten Anschluß an die fluviale Abtragungsbahn hat.

Das Kleinformeninventar der Glatthänge besteht aus Spülbahnen und Spülrinnen, Solifluktuationsformen, ungliederten Fließerddecken, wulstartigen Formen des gravitativen Detritusversatzes sowie Erscheinungen der Frostsprengung und spiegelt das flächenhafte Zusammenwirken von Abspülung und Solifluktion wider, wie es sich an den Fels-Schutt-Hängen nicht in vergleichbarer Form feststellen läßt. Die Bildung der Glatthänge geht häufig vom Unterhang aus, wobei die Bahnen des flächenhaften Schuttantrages zwischen den Restfelsen allmählich auf den stärker reliefierten Oberhang übergreifen und diesen dabei von unten her glätten. Wie Beobachtungen während der Schneeschmelze lehren, spielen die Modalitäten des Abtauens der Schneedecke zumindest für die Erhaltung und weitere Formung der Glatthänge eine maßgebliche Rolle, insofern nämlich, als das Abschmelzen von flächenhaften Schneeflecken flächenhafte Abspülung und Schuttbewegung zur Folge hat.

Die Glatthänge treten hinsichtlich ihrer Verbreitungshäufigkeit deutlich hinter den Fels- und Fels-Schutt-Hängen zurück. Sie werden im Untersuchungsgebiet zudem ausschließlich an den Flanken von typischen



Abb. 6: Grenze zwischen Gebirgsrand-Pediment und Gebirgssteilhänge: Fußknick mit aktiver Kryoplanation. Nordrand der Philip Smith Mts., 1050 m ü. M. (7. 8. 1983).

Fig. 6: Mountain front, showing abrupt knickpoint between the pediment and hillslope: active cryoplanation. North Philip Smith Mts., altitude 1050 m (8/7/1983).

Periglazialtälern angetroffen. Eine regelhafte Bindung ihres Auftretens an bestimmte geologisch-lithologische Situationen oder an bestimmte Expositionen läßt sich nicht mit Sicherheit feststellen.

Insgesamt wird das Gebirgsrelief der Philip Smith Mountains durch die Formen der periglazial-fluvialen Morphodynamik am Talgrund sowie durch die vielfältigen Erscheinungen der gravitativen Detritusbewegung und der Abspülung an den Tal- bzw. Gebirgshängen gestaltet. Während hierbei in den Periglazialtälern die rezente Tal- und Hangformung eng miteinander verknüpft sind, kommt in den breitsohligen Glazialtälern der rezente Schutttransport von den Gebirgsflanken am Hangfuß zum Stillstand, ohne die fluvialen Abtragungsbahnen zu erreichen.

2.2 Die Mesoformen des Arctic Slope

Das Mesorelief der Gebirgsrandfußfläche des Arctic Slope ist im Unterschied zum Gebirgsrelief der Philip Smith Mountains vor allem durch die Kombination von Flächen- und Talformen gekennzeichnet. Hierbei bestehen zwischen den dominanten flächigen Formelementen und den weitständig angeordneten Tälern fließende Übergänge.

2.2.1 Die Flächenformen

Die Gebirgsrandfußfläche des Arctic Slope erstreckt sich über ca. 200 km hinweg zur Beaufort-See und kappt hierbei mit einer mittleren Böschung von weniger als $0,5^\circ$ die unterschiedlichsten Gesteinsschichten (Abb. 2). Da es sich bei diesen um Festgestein verschiedenartiger Beschaffenheit und Resistenz handelt, liegt zweifelsfrei ein Pediment vor. Der Kappungscharakter der Fußfläche äußert sich besonders dadurch, daß die Fläche über Gesteinsschichten mit steiler Neigung ($20\text{--}30^\circ$ N) verläuft. Im Untersuchungsgebiet setzt die Fußfläche an der Nordflanke des Gebirges in Höhen um 1000 m ü. M. an, und zwar weithin mit einem scharfen Knick im Gehänge (Abb. 6).

Die geomorphologischen Verhältnisse im Bereich dieses Fußknicks und des gebirgsnahen (proximalen) Endes der Fußfläche sind am ehesten geeignet, Aufschluß über die Bildung und Abtragung der Fußfläche zu geben. Bereits die Existenz der scharfen Grenze, mit der die Fußfläche und die steilen Gebirgshänge aneinanderstoßen, dokumentiert, daß die Ausweitung der Fußfläche durch Zurückverlegung der Gebirgshänge („backwearing“) erfolgt. Ein weiteres Indiz hierfür ist der Umstand, daß die Fußfläche nicht geradlinig an den Gebirgsrand grenzt, sondern entlang der abtragungswirksamen Täler in Gestalt von Tal-Pedimenten fingerförmig in den Gebirgsrand vorgreift. Hier existieren stellenweise Einzelberge, die durch Flächenpässe bereits völlig von den Gebirgsstöcken isoliert sind. Zugleich finden sich am Gebirgsrand auch die Zwischenstadien einer derartigen Auflösung von Gebirgskämmen unter Mitwirkung der linienhaften Abtragung.

Als ein weiterer Hinweis auf den Verlauf der Fußflächenbildung ist die Existenz von niedrigen Schichtkämmen oder Schichtkammresten zu werten, die im proximalen Abschnitt der Fußfläche bis zu 50 km vom Gebirgsrand entfernt als Abtragungsrelikte der steil-geneigten Schichten noch vorhanden sind.

Besonders deutlich lassen sich die Modalitäten der Fußflächenbildung durch Hangrückverlegung an jenem Gebirgskamm ablesen, der die Atigun-Schlucht im Norden begleitet und begrenzt: Die $20\text{--}30^\circ$ steile Nord-Flanke dieses kammförmigen Gebirgsrückens, der von steil (20°) nach Nordosten einfallenden Sand- und Tonstein-Schichten aufgebaut wird, erhebt sich mit scharfem Fußknick über der Gebirgsrandfußfläche des Arctic Slope und wird durch von der Fußfläche vorgreifende Täler und Abflußbahnen in mehrere Abschnitte und Einzelberge zerlegt (Abb. 7). Zwischen den Einzelbergen reichen die Ausläufer der Fußfläche gegen den Gebirgshang vor. Von ihrem Ende aus führen Täler und Spülbahnen den Gebirgshang hinauf. An diesem Gebirgssteilhang, bei dem Oberflächenabdachung und Schichteinfallen gleichsinnig verlaufen, greifen die konsequenten Abfluß- und Abtragungsbahnen in Richtung des Schichtstreichens seitlich aus, was zur Herausarbeitung von kleinen Hangstufen mit dreieckigem Aufriß führt, dessen Spitze hangaufwärts weist. Derartige „Chevrons“ (ABDUL-SALAM 1966: 19) sind mit

dem Steilhang noch über flache Wasserscheiden verbunden und stellen selektiv herausgearbeitete Zwischentrüben zwischen den Abflußsystemen am Hang dar. Bei weiterem Fortschreiten der Zertalung werden sie zu Einzelbergen. Diese Zergliederung und Auflösung von Gebirgskämmen hat stets Anschluß an aquatische Abtragungsbahnen bzw. Täler. Entlang solcher Abtragungsbahnen führt deren seitliche Erweiterung zur Flächenbildung, wobei die herausgearbeiteten Einzelberge allseitig an ihren Flanken angegriffen werden. Außerdem gibt es im Fußknick zwischen dem Pediment und den Hängen oftmals Anzeichen für die Mitwirkung von Nivation bzw. Kryoplanation (Abb. 6).

Wie bereits erwähnt wurde, dominieren an den auf die Fußfläche ausgerichteten Gebirgshängen die Anzeichen der aktiven Hangabtragung durch fließendes Wasser: Spülrinnen, Erosionsrinnen und Ravinen. Hinzu kommen Formen der Solifluktion und der gravitativen Massenbewegungen sowie Erscheinungen der Frostverwitterung. Diese Formengemeinschaft bewirkt jene Zergliederung der Steilhänge, die bis zur Herauspräparierung von Chevrons, Dreieckshängen und chevronartigen Einzelbergen führt (Abb. 7). Alle geschilderten Beobachtungen zusammengenommen lassen den Schluß zu, daß die Fußflächenbildung durch Zurückverlegung und Auflösung der Gebirgsstöcke unter maßgeblicher Mitwirkung der aquatischen Abtragung erfolgte bzw. noch erfolgt.

Am Fuße jener Gebirgsstöcke, die in Kalksteinen der Lisburne-Gruppe (Mississippian, Karbon) angelegt sind, verlaufen häufig muldenförmige Vertiefungen von 1—2 m Weite und einigen Dezimetern Tiefe, die keinen oberflächlichen Abfluß besitzen und deren Lockermaterial von subkutanen Hangwässern durchfeuchtet wird. Mit der Existenz dieser abflußlosen Hohlformen liegt ein geomorphologischer Hinweis auf die Mitwirkung von Korrosion bei der Hangabtragung vor. Vom Lösungstransport der Bäche, die diese

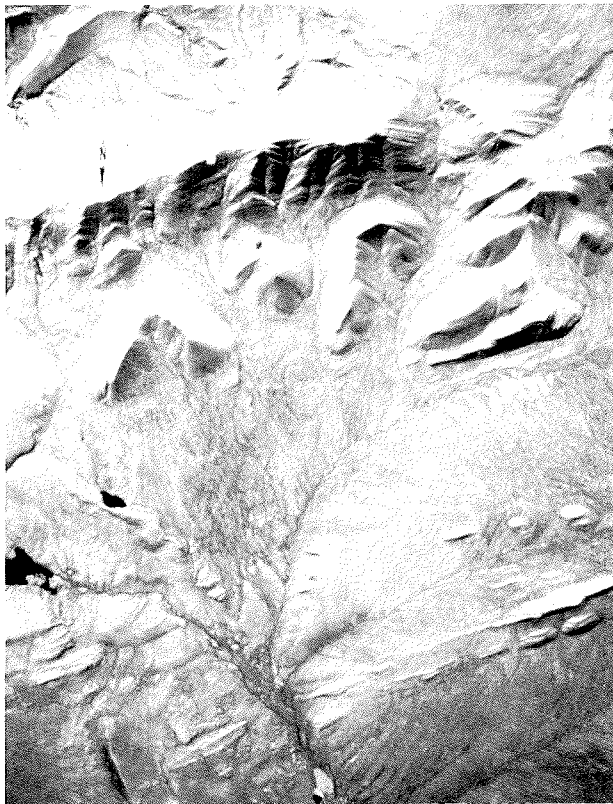


Abb. 7: Auflösung des Gebirgsrandes durch Fußflächenerweiterung: Sandstein-Kamm mit Chevrons, Flächenpässe mit Spülbahnen, chevron- und kamm-förmige Einzelberge. Nordrand der Atigun-Schlucht, 1050 m ü. M., Philip Smith Mts. (Ausschnitt aus Luftbild AtII 4105 304.97, 0682 03114 ALK 60 CIR, August 1982, U. S. Geol. Surv.).

Fig. 7: Mountain front and headward portions of pediment extending into mountain mass: sandstone homoclinal ridge with „chevrons”; pediment passes with concentrated sheetwash; isolated hogback- or ridge-like residual hills. North of Atigun Gorge, altitude 1050 m, Philip Smith Mts. (U. S. Geol. Surv., aerial photograph AtII 4105 304.97, 0682 03114 ALK 60 CIR, August 1982).

Gebirgsstöcke über kleine Sohlentäler entwässern, zeugen Kalk-Lösungsrückstände, die nach dem Abklingen des nivalen Schmelzwasserabflusses oftmals die Schotteroberfläche am Grunde des Bachbettes überziehen. Von einer Kalk-Sättigung der subkutanen Wässer im Bereich der angesprochenen Kalkstein-Gebirgsstöcke zeugen ferner Kalksinter am Austritt solcher Wässer auf Aufeiskörpern. In die gleiche Richtung weisen Analysen-Ergebnisse von HALL (1980) und HALL & ROSWELL (1981) an Aufeisflächen verschiedener Täler des Arctic Slope, die einen großen Calcit-Anteil im Aufeiswasser erbrachten. Auf Grund dieser Beobachtungen ist damit zu rechnen, daß an den Kalkstein-Gebirgshängen ein Teil der Hangabtragung durch subkutane Lösungsvorgänge im Hangschutt erfolgt.

Während sich unmittelbar am Gebirgsrand die dargelegten Anzeichen aktiver periglazialer Abtragung finden, werden die weitgespannten Pedimentabschnitte abseits des Gebirgsfußes geschlossen von Tundra-vegetation bedeckt. Auf diesen Flächen erlangen die klassischen Formen der Bodenfrostdynamik weite Verbreitung, namentlich im küstennahen feuchteren Abschnitt: Pingos, Tundra- bzw. Eiskeilpolygone, Palsas, saisonale Frostbodenhügel, Aufeisbildungen, Büldenböden und Strangmoore. Außerdem werden die Flächen von Auftauperformen des Permafrostbodens gestaltet, hauptsächlich von Thermokarstseen. Hinzu treten bereichsweise Spülbahnen, deren Verlauf auf die Tiefenlinien ausgerichtet ist.

2.2.2 Die Talformen

Die Täler des Arctic Slope, deren Gefügemuster ganz allgemein durch eine im Prinzip parallele Anordnung von nach Norden führenden Abflußbahnen geprägt wird, heben sich stark von denen der Brooks Range ab. Unter den Tälern lassen sich vier Typen unterscheiden, deren Differenzierung im wesentlichen der Art und Größe der Einzugsgebiete folgt: weitgespannte Muldentäler, große Sohlentäler, kleine Sohlentäler und Kerbtälchen.

Weitgespannte Muldentäler, seltener Sohlenmuldentäler, sind der am häufigsten anzutreffende Taltyp des Arctic Slope (Abb. 8). Diese Täler haben ihren Ursprung auf der Fußfläche selbst. Zu einem geringen



Abb. 8: Muldentäl der Fußfläche mit mäandrierendem Wasserlauf. Sagwon, Arctic Slope, 300 m ü. M. (23. 6. 1986).

Fig. 8: Typical rounded-bottomed valley of pediment surface, with meandering stream. Sagwon, Arctic Slope, altitude 300 m (6/23/1986).

Teil sind sie die Fortsetzung von aus dem Gebirge austretenden Tälern. In diesem Falle ist jedoch der Gebirgsanteil ihres Einzugsgebietes klein. Schottersohlen mit anastomosierenden Abflußbahnen treten ebenso wie markante Arbeitskanten der Seitenerosion nur selten, und dann auch nur lokal in Erscheinung. Die Muldentäler sind mit zumeist flachen Flanken von 3—12° Böschung ein integraler Bestandteil der Fußfläche. Ihre Tiefe läßt sich wegen des gleitenden Überganges der Talhänge in die flächigen Zwischentalbereiche nur schwer exakt festlegen; Sie beträgt im allgemeinen 5—20 m. Talhang und Talgrund werden wie die Zwischentalbereiche von einer geschlossenen Vegetationsdecke überzogen. Die Wasserläufe am Grunde dieser Täler sind oftmals als weite Mäander ausgebildet. In den Wasserlauf sind bereichsweise perlschnurartig aufgereichte kleine seenartige Erweiterungen und Vertiefungen eingeschaltet, deren Tiefe 1—3 m und deren Breite bis 20 m beträgt. DRAGE et al. (1983: 250) berichten über Formen von 6 m Tiefe. Dieses Erscheinungsbild des Wasserlaufes („beaded drainage“) ist eine Folge thermosensitiver Vorgänge im Bodeneis des Permafrostbodens. An den sanften Hängen der Muldentäler finden sich häufig Strangmoore sowie Spülbahnen, selten auch Solifluktsformen.

Die großen Sohlentäler der Fußfläche — im Untersuchungsgebiet sind es die des Sagavanirktok River und des Itkillik River — setzen die trogförmigen Haupttäler der Philip Smith Mountains fort. Diese Täler, die große Einzugsgebiete im Gebirge entwässern, sind im unmittelbaren Gebirgsvorland bis 150 m tief in die Fußfläche eingeschnitten und heben sich dadurch eindeutig von den dem Pediment zugehörigen Muldentälern ab. Zum distalen Ende der Fußfläche in Küstennähe verringert sich die Taltiefe auf ca. 5 m. Es handelt sich um markante Sohlentäler, abschnittsweise um Kastentäler, mit kontinuierlich abflachendem Gefällsprofil, wobei sich das mittlere Gefälle auf nur 1—5 Promille beläuft. Die stellenweise 1—3 km breite Talsohle wird stets von einem Schotterkörper gebildet, auf dem sich der Abfluß zumeist pendelnd und breit aufgefächert vollzieht.

Die Talflanken der großen Sohlentäler sind teils als mittelsteile Hänge von 8—20° Böschung, teils als Steilhänge mit Böschungen von über 30° ausgebildet und weisen über weite Strecken hinweg fluviale Unterschneidung auf. Des weiteren wird ihre Gestalt durch Formen der gravitativen Massenverlagerung, der Solifluktion, der Abspülung, der Nivation und vor allem der Thermo-Erosion geprägt.

Die kleinen Sohlentäler, die wie die sohlenförmigen Haupttäler ihren Ursprung im Gebirge haben, finden sich unmittelbar am Gebirgsrand. Sie entstammen zwar wie die großen glazi-fluvialen Sohlentäler dem Gebirge, ihr Einzugsgebiet ist jedoch erheblich kleiner. Zumindest in ihrem gebirgsnahen Abschnitt besitzen diese Täler eine deutliche Sohle von 20—150 m Breite, die teils über einem Schotterkörper von geringer Mächtigkeit, teils über anstehendem Festgestein verläuft. Die Talform variiert zwischen der des Sohlenmuldentales und der eines prägnanten Kastentales. Die Taltiefe beträgt 3—6 m. In ihrem weiteren Verlauf werden diese kleinen Sohlentäler mit zunehmender Entfernung vom Gebirgsrand zu weiten Muldentälern, wie sie für den Arctic Slope als typisch erkannt wurden.

Kerbtälchen sind der vierte auf dem Arctic Slope ausgebildete Taltyp. Es handelt sich um teils schluchtartige Kerbtälchen von einigen hundert Metern Länge und 2—3 m Tiefe, die im gefrorenen Lockermaterial zumeist dem Verlauf von Eiskeilen folgen und durch Thermo-Erosion entstehen.

Insgesamt verdeutlicht die Analyse der Talformen erstens, daß sich die Täler des Arctic Slope scharf von denen des Gebirges abheben. Zweitens erweisen sich die vorherrschenden Muldentäler sowie die wenigen kleinen Sohlentäler und Kerbtälchen als Bestandteile der Fußfläche, während die großen Sohlentäler nicht zuletzt aufgrund ihrer deutlichen Eintiefung gegenüber der Fußfläche als morphographisch und morphogenetisch selbständige Formen anzusehen sind. Drittens dokumentiert der unterschiedliche Habitus der Täler des Arctic Slope, daß auf der Fußfläche Unterschiede hinsichtlich der geomorphologischen Wirksamkeit der fluvialen Prozesse bestehen.

Die dargelegten Befunde der Formenanalyse des periglazialen Gebirgs- und Fußflächenreliefs basieren auf Geländebeobachtungen, die sich naturgemäß nur auf ausgewählte Teile des Untersuchungsraumes er-

strecken konnten. Die stereoskopische Auswertung von Luft- und von Satellitenbildern, die den gesamten Untersuchungsraum zwischen dem Sagavanirktok River und den Itkillik River flächenhaft abdecken, führt zu dem Ergebnis, daß die exemplarisch gewonnenen Erkenntnisse der Geländearbeiten im Prinzip auch für jene Teile des Gebirgs- und Fußflächenreliefs Gültigkeit haben, die nicht begangen wurden. Die mitgeteilten Befunde können also als repräsentativ für den gesamten Untersuchungsraum angesehen werden und sind somit eine sichere Grundlage auch für die Beurteilung der periglazialen Reliefformung.

3. DIE PERIGLAZIALE FORMUNG DES GEBIRGS- UND FUSSFLÄCHENRELIEFS

Wie sich aus der Formenanalyse abzeichnet, bestehen in bezug auf die periglaziale Formung zwischen dem Gebirgs- und dem Fußflächenrelief grundsätzliche Unterschiede, die sowohl den Formungsstil als auch die aktuelle Formungsaktivität betreffen.

3.1 *Die Reliefformung der Philip Smith Mountains*

Daß die Gestaltung des Gebirgsreliefs der Philip Smith Mountains maßgeblich von der periglazial-fluvialen Morphodynamik bestimmt wird, ist evident und sollte aus dem bisher Gesagten deutlich geworden sein. Wie die Formenanalyse der Gebirgstäler im einzelnen zeigte, heben sich die kerb- und sohlenkerbförmigen Periglazialtäler in bezug auf die aktuelle periglazial-fluviale Formung deutlich von den trogförmigen Glazialtälern ab.

Anders als in den weiten Glazialtälern erfaßt die fluviale Formung in den Periglazialtälern den Talboden auf der gesamten Breite, zumindest auf weiten Strecken der Täler. Damit hat der auf die Talsohle ausgerichtete Schutttransport an den Flanken dieser Täler auf direktem Wege Anschluß an die Bahnen des aktiven fluvialen Transportes. Das Zurücktreten der Kies- und Sandfraktion im Schotterkörper im allgemeinen und das häufige Vorkommen von großen Blöcken aus Gesteinen des oberen Einzugsbereiches im besonderen dokumentieren, daß der fluviale Durchtransport von großer Kraft sein muß. Die häufig anzutreffende Versteilung der Unterhänge der Talflanken zeugt von der Wirksamkeit der Lateralerosion.

Geländebeobachtungen im Vorwinter zufolge gefriert das Abflußwasser im Schotterbett bzw. über dem anstehenden Festgestein des Talgrundes bei Eintritt der winterlichen Frostperiode binnen kurzem. Hierbei kommt es bereichsweise auch zur Bildung von Aufeis, das jedoch weder die weite Verbreitung noch die großen Dimensionen erlangt, wie sie das Aufeis der großen Trogtäler des Gebirges und der Sohlentäler der Gebirgsrandfußfläche aufweist. Das rasche Gefrieren des Abflußwassers am Talboden und die Bildung von Grundeis sind wahrscheinlich entscheidende Voraussetzungen für den kryoklastischen Zersatz des Festgesteins am Talboden. Anzeichen für eine besonders starke Frostverwitterung, die von der Permafrostbodentafel induziert sein könnte, fanden sich hingegen nicht. Vielmehr gibt es Talabschnitte, in denen das Festgestein der Talsohle trotz des Permafrostes im Untergrund keinen tiefgründigen Zersatz erkennen läßt. Insgesamt weisen die Abtragungs- und Formungsvorgänge in den Kerb- und Sohlenkerbtälern des Gebirges diese als aktive Organe der periglazial-fluvialen Morphodynamik aus.

In den großen Glazialtälern hingegen, namentlich in denen des Sagavanirktok River, Atigun River, Itikmalak River und Itkillik River, ist gegenwärtig nur ein schmaler Streifen des Talbodens von periglazial-fluvialer Abtragung betroffen. Die kurzen Steilhänge im Lockermaterial, die den Höhenunterschied zwischen dem rezenten Schotterbett und dem alten Talboden überbrücken, unterliegen wie die seitlichen Begrenzungen der Periglazialtäler vielfach der Lateralerosion. Diese führt stellenweise zur Ausbildung von markanten Hohlkehlen und von Überhängen im durch Permafrost plombierten Schotter- und Schuttkörper. Durch Nachbrechen der überhängenden Substratpartien kommt es zur seitlichen Erweiterung des Talbodens. An dieser Ausweitung des Talbodens ist außer der mechanisch wirksamen Flußerosion vor allem die Thermo-Erosion beteiligt. Im Winter bildet sich auf der Schottersohle streckenweise Aufeis, das eine Mächtigkeit von mehreren Metern und einen Umfang von über tausend Quadratmetern annehmen

kann. Daß solche Aufeiskörper in den großen und kleinen Sohlentälern des Arctic Slope weitverbreitet sind, geht auch aus Untersuchungen von SLOAN et al. (1976) hervor. Wie oben näher ausgeführt wurde, endet der klinotrope und gravitative Schutttransport an den Talhängen gegenwärtig zumeist am Hangfuß auf dem alten Talboden. Die Schutt- und Schotterbelieferung der rezenten fluvialen Abtragungsbahnen erfolgt in den Glazialtälern nicht von den Talhängen her, sondern aus ihren kerb- und sohlenkerbförmigen Nebentälern, den Periglazialtälern.

Wie Aufschlüsse an den Unterschneidungshängen oberhalb der aktuellen Schottersohle erkennen lassen, ist das Lockermaterial am Grunde der Glazialtäler, das nach Bohrungen (vgl. KREIG & REGER 1982) und nach Aufschlußbeobachtungen (vgl. HAMILTON 1979) eine Mächtigkeit bis über 15 m besitzt, aus Straten verschiedenartiger Genese zusammengesetzt. So war beispielsweise an einem Unterschneidungshang an der Gabelung des Atigun-Tales in einen West- und Ostarm von unten nach oben folgende Sedimentfolge aufgeschlossen:

1. 50 cm Schotter: Es handelt sich um die obersten Partien fluvialer Sedimente von unbekannter Mächtigkeit, in die die heutige Talsohle 50 cm tief eingearbeitet ist.
2. 30 cm Torf: Die Existenz einer Torfschicht in der genannten Mächtigkeit zeigt an, daß die Phase der fluvialen Akkumulation von einer länger andauernden Phase der Abtragungs- und Formungsruhe abgelöst wurde. Für eine Probe aus dem Torfhorizont wurde ein ^{14}C -Alter von 1105 ± 135 Jahren B. P. (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung: Probennummer Hv 13474) ermittelt.
3. 60 cm geschichteter Sand: Es handelt sich wahrscheinlich um ein Spülsediment.
4. 40 cm Grobschutt mit sandig-schluffiger Matrix: Ob das Sediment als Fließerde oder als Ablagerung gravitativer Prozesse (z. B. Muren, Lawinen) zu deuten ist, ließ sich nicht entscheiden.
5. 80 cm Schluff: Dieses Feinsediment ist äolischen Ursprunges. Auf ihm siedelt heute die Tundravegetation des Talbodens.

Die gesamte Sedimentfolge unterliegt dem Permafrost; die Auftautiefe beträgt 40 cm. Zahlreiche weitere Aufschlüsse liefern vergleichbare Befunde. Aus der dargelegten Aufschlußsituation an der Gabelung des Atigun River und aus dem ermittelten Alter der Torflage von 1105 ± 135 Jahren B. P. ergeben sich folgende Schlußfolgerungen: 1. Die fluviale Formung des Talbodens auf ganzer bzw. großer Breite kam im jüngeren Holozän zum Stillstand. 2. Nach einer längeren Phase der Formungsruhe und Torfbildung wurde auf den fluvialen Sedimenten durch andere als fluviale Prozesse in relativ kurzer Zeit eine vergleichsweise mächtige Sedimentfolge akkumuliert. 3. Die Eintiefung der heutigen Talsohle gegenüber dem alten Talboden um 2,5 m erfolgte erst im jüngsten Holozän, also in relativ kurzer Zeit.

Diese Erkenntnisse von zunächst lokal begrenzter Gültigkeit lassen sich anhand von Aufschlußbeobachtungen und ^{14}C -Daten vertiefen, die HAMILTON (1979) aus den Glazialtälern des Sagavanirktok River, Atigun River und Itkillik River mitteilt. Alle verfügbaren Aufschlußbeobachtungen zusammengenommen besagen in bezug auf die Tendenz der periglazial-fluvialen Formung der Trogtäler im Postglazial, daß die großen Glazialtäler zu Beginn des Holozäns (12 000—10 000 Jahre B. P.) weitgehend gletscherfrei waren, und daß die Gestaltung der Glazialtäler unter den periglazialen Bedingungen des Postglazials im Unterschied zu derjenigen der Periglazialtäler in erster Linie durch fluviale Akkumulation erfolgte. Seit dem mittleren, spätestens seit dem jüngeren Holozän unterliegen die Talböden nicht mehr auf ganzer Breite der fluvialen Formung. Gleichfalls im Unterschied zu den Periglazialtälern wirken in den Glazialtälern Tiefen- und Seitenerosion über weite Strecken hinweg nicht im anstehenden Festgestein, sondern betreffen vornehmlich den permanent gefrorenen alten Schotterkörper der glazi-fluvialen Akkumulation des Postglazials.

Die rezente Talformung der Philip Smith Mountains hat in den Periglazialtälern aufgrund des steileren Gefälles und der stärkeren direkten Schutttzufuhr von den Hängen zwar eine größere Wirkung als in den Glazialtälern, dennoch dürfte es sich noch nicht um ein ausgereiftes Stadium des periglazialen Talreliefs

handeln, wie insbesondere ein Vergleich mit den reifen breitsohligen Periglazialtälern zeigt, die SCHUNKE (1985) aus den Richardson Mountains in NW-Kanada beschreibt.

Die Anlage des markanten Talreliefs der Philip Smith Mountains geht nicht auf die rezente fluviale Morphodynamik zurück, sondern ist älter. Sie hat ihre Ursache wahrscheinlich in erster Linie in einer starken tektonischen bzw. glazial-isostatischen Heraushebung des Gebirges. Am deutlichsten sichtbar wird die Bedeutung dieser Erosionsimpulse an der unterschiedlichen Zertalung des Gebirges und der unmittelbar angrenzenden Gebirgsrandfußfläche des Arctic Slope.

3.2 Die Reliefformung des Arctic Slope

Die periglaziale Reliefformung der Fußfläche des Arctic Slope bietet ein grundsätzlich anderes Bild als die des Gebirgsreliefs. Für ihre Beurteilung sind in erster Linie die folgenden Erkenntnisse der Formenanalyse relevant: Erstens, daß auf der Fußfläche Formen der kryopedogenen Bodenmusterung und der Permafrostboden Degradation gegenüber allen anderen Prozessspuren flächenhaft dominieren, und zweitens, daß die Fußfläche nur eine relativ schwache Zertalung erfahren hat, die sich aufgrund der geringen Tal Tiefe und -dichte deutlich von derjenigen des Gebirges abhebt.

Die weite Verbreitung und die Vorherrschaft von Formen der frostbedingten Bodenmusterung belegen zwar die flächenhafte Einwirkung von typisch periglazialen Prozessen auf der Fußfläche, sind aber zugleich Anzeichen dafür, daß die periglaziale Morphodynamik derzeit keine nennenswerte flächenhafte Abtragung leistet. Weitere Indikatoren für die gegenwärtige Abtragungsruhe auf der Fußfläche des Arctic Slope sind die geschlossene Vegetationsbedeckung und die flächenhafte Verbreitung von Torflagen an der Bodenoberfläche. Wie die angeführte Existenz von Spülbahnen inmitten der Vegetationsdecke ausweist, ist bereichsweise mit der Einwirkung aquatischer Abtragungsvorgänge zwischen den Vegetationshorsten zu rechnen. Wahrscheinlich ist hieran auch die subkutane Ausspülung („piping“) beteiligt.

Für die Frage nach der Andauer der gegenwärtigen Abtragungsruhe auf der Fußfläche bieten die folgenden Beobachtungen Anhaltspunkte: Im Verbreitungsbereich der pleistozänen Vorlandgletscher blieben glaziäre Sedimente in relativ großer Mächtigkeit bis heute erhalten. Bohrungen auf der Fußfläche nahe Happy Valley erbrachten nach Angaben von KREIG & REGER (1982, Tab. 34) für die glaziären Ablagerungen eine Mächtigkeit von 4–15 m. Hier war bei den eigenen Geländearbeiten z. B. folgende Situation im Permafrostboden aufgeschlossen: Über den glaziären Sedimenten der „Sagavanirktok-Vergletscherung“ (DEFTERMAN et al. 1958, HAMILTON 1978) des Mittel-Pleistozäns folgt eine 30 cm mächtige Torflage, die von einer 30 cm mächtigen Schicht aus schluffig-sandigen Spülsedimenten bedeckt wird, auf der die geschlossene Tundravegetation siedelt. Für eine Probe aus der Torflage über den glaziären Sedimenten wurde ein ^{14}C -Alter von 9730 ± 100 Jahren B. P. ermittelt (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung: Probennummer Hv 13475). Diese Datierung und die beobachtete Aufschlußsituation führen zu der Schlußfolgerung, daß die Abtragungsruhe auf der Fußfläche des Arctic Slope bereits seit dem frühen Holozän andauert, zumindest in weiten Bereichen der Fußfläche. Zwar gibt es die dargelegten Anzeichen dafür, daß die Fußfläche an ihrem gebirgsnahen Ende weitergebildet wird, doch ihre Anlage ist prä-pleistozänen Alters.

Für die Beurteilung der geomorphologischen Auswirkungen der fluvialen Morphodynamik auf der Fußfläche des Arctic Slope ist außer der geringen Formscharfe des Talnetzes auch die bei der Formenanalyse dargelegte Differenzierung der Talformen von Interesse, da sich in ihr Unterschiede der rezenten fluvialen Formung widerspiegeln. Die Mehrzahl der Täler des Arctic Slope, nämlich die Muldentäler, lassen gegenwärtig eine nennenswerte fluviale Formung nicht erkennen. Da die Muldentäler die gesamte Fußfläche überziehen und einen Bestandteil des Flächenreliefs darstellen, handelt es sich wahrscheinlich um die heute weitgehend inaktiven Abtragungsbahnen der Pediplanation. Rezente Anzeichen der fluvialen Formung finden sich in erster Linie in den großen Sohlentälern des Sagavanirktok River und des Itkillik River, außerdem in einigen nahe dem Gebirgsrand gelegenen kleinen Sohlentälern oder Sohlentalabschnitten. Diese Täler bzw. Talabschnitte besitzen eine breite Schottersohle, auf der die Abflußbahnen mit An-

astomosen einen breitgefächerten Verlauf nehmen und ständiger Verlagerung unterworfen sind. An der Fixierung des Verlaufes der Abflußbahnen im Schotterbett haben oftmals Aufeiskörper maßgeblichen Anteil. Entsprechende Beobachtungen teilen auch SMITH & MERTIE (1930), HARDEN et al. (1977) sowie BOOTHROYD & TIMSON (1983) aus verschiedenen Bereichen des Arctic Slope mit.

Soweit erkennbar, bewirkt die fluviale Morphodynamik in den Sohlentälern im wesentlichen Sedimentdurchtransport und Lateralerosion. An der Lateralerosion sind Auftauvorgänge im permanent gefrorenen Lockersubstrat der Talflanken maßgeblich beteiligt. Außer durch die Thermo-Erosion werden Abtragung und Formung der Talflanken durch Solifluktion, Abspülung und Nivation bewirkt.

Wie mehrfach hervorgehoben wurde, lassen die weiträumigen Muldentäler der Fußfläche hingegen kaum Anzeichen für eine aktuelle Wirksamkeit der fluvialen Abtragung und Formung erkennen, und wenn doch, dann nur bereichsweise. Der Abfluß erfolgt selten breit ausgefächert, sondern weitgehend linienhaft, dabei oftmals mäandrierend. Das Fehlen von nackten Schottersohlen und aktiven Unterscheidungshängen, die mäanderförmigen Pendelungen des Wasserlaufs sowie die Ausbildung von Thermo-karstseen im Wasserlauf sind der äußere Ausdruck eines stagnierenden, wenig erodierenden Wasserabflusses. Die geomorphologische Wirkung dieser Wasserläufe besteht im wesentlichen in einer lokal begrenzten Degradation des Permafrostbodens.

Für die Beurteilung der fluvialen Erosionsleistung im einzelnen und der fluvialen Gestaltung des Mesoreliefs insgesamt ergibt sich aus der Analyse des Talreliefs, daß in weiten Bereichen des Arctic Slope die Taleintiefung während des Holozäns als relativ gering angesehen werden muß. Denn gerade jene weitgespannten Muldentäler, die den am weitesten verbreiteten Taltyp im Untersuchungsraum ausmachen, zeigen keine nennenswerten Anzeichen der Tiefenerosion. Was die Leistung der Tiefenerosion in den großen Sohlentälern anlangt, so läßt sich diese am Beispiel des Sagavanirktok River anhand von Bohrbefunden am Happy Valley überschlägig abschätzen, die KREIG & REGER (1982, Tab. 34) mitteilen: Hier beträgt nämlich die Höhendifferenz zwischen der Obergrenze des Anstehenden unter der Talsohle und der Obergrenze des Anstehenden unter den Glazialsedimenten der alt-pleistozänen Vergletscherung auf der Fußfläche rund 60 m. HAMILTON (1983: 22) beziffert die Eintiefung der großen Haupttäler auf 50—100 m seit dem Tertiär. Bei der festgestellten Mächtigkeit des Schotterkörpers von 4—6 m sowie dessen permanenter Gefornis muß davon ausgegangen werden, daß sich die Tiefenerosion gegenwärtig relativ langsam vollzieht. Bei der großen Mächtigkeit und dem Geforniszustand des Schotterkörpers wird jedenfalls das Anstehende von der fluvialen Aktivität gegenwärtig nicht erfaßt.

Für die kleineren Sohlentäler im gebirgsnahen Fußflächenbereich ergeben sich Eintiefungsbeträge von 3—6 m, die die holozäne Erosionsleistung markieren dürften.

Die relativ geringen Leistungen der Tiefenerosion und die relativ geringe Taldichte im Bereich des Arctic Slope geben Anlaß zu der Frage nach der geomorphologischen Wirksamkeit der periglazial-fluvialen Morphodynamik insgesamt. Da hiermit die weiterreichende Frage nach der klimatisch bedingten Formungstendenz im arktisch-periglazialen Milieu berührt wird, sollen im folgenden die fluviale Formung und ihre Bedingungen näher betrachtet werden.

4. DIE FLUVIALE FORMUNG UND IHRE BEDINGUNGEN

Bei der Betrachtung der fluvialen Formung ist zunächst die unterschiedliche geomorphologische Wirksamkeit der fluvialen Morphodynamik im Periglazialraum der nördlichen Brooks Range und des Arctic Slope zu berücksichtigen: Hinsichtlich der Formungsaktivität erweisen sich die Muldentäler der Fußfläche als Ruheformen, die großen Kerb- und Sohlenkerbtäler des Gebirges sowie die wenigen großen und kleinen Sohlentäler der Fußfläche hingegen als Arbeitsformen. Diese Unterschiede der rezenten For-

mungsaktivität führen zu der Frage nach den hierfür verantwortlichen Ursachen. Insbesondere bedarf die auffällige Differenzierung der Talformung in einem Großraum wie demjenigen des Arctic Slope, den eine relativ gleichförmige physisch-geographische Ausstattung kennzeichnet, der Erklärung.

Hierbei rücken die Abflußverhältnisse in den Vordergrund, und zwar um so mehr, als sich die fluvialen Arbeits- und Ruheformen in bezug auf die orographische Situation ihrer Einzugsgebiete deutlich unterscheiden: Die Täler mit vollausgeprägter Schottersohle und allen Anzeichen aktiver fluvialer Morphodynamik gehören zu Flußgebieten im Gebirge bzw. zu Flußgebieten mit großem Gebirgsanteil. Dies gilt natürlich für die Kerb- und Sohlenkerbtäler im Gebirge selbst, aber ebenso für die großen und kleinen Sohlentäler der Fußfläche, deren Einzugsgebiete zu Teilen dem Gebirge angehören. Die weiten Muldentäler mit derzeit geringer fluvialer Morphodynamik hingegen haben Einzugsgebiete, die ausschließlich oder ganz überwiegend auf der Fußfläche liegen.

Für das Untersuchungsgebiet ist die in der arktischen Periglazialzone seltene Möglichkeit gegeben, den Abflußgang, der die fluviale Morphodynamik begründet, anhand langfristiger Daten zu untersuchen. Grundlage hierfür sind tägliche Abflußmessungen, die die „U. S. Geological Survey Water Resources Division“ seit den 70er Jahren dieses Jahrhunderts in den Flußgebieten des Kuparuk River (Arctic Slope) und des Roche Moutonnee Creek (Philip Smith Mountains) durchführt.

Über den Abflußgang in den periglazialen Kerb- und Sohlenkerbtälern der Philip Smith Mountains geben die Abflußdaten vom Roche Moutonnee Creek (Pegelstation 15904900), einem östlichen Nebenfluß des Atigun River, Aufschluß. Das oberirdische Einzugsgebiet des Roche Moutonnee Creek umfaßt eine Fläche von 84,4 km². Es handelt sich um ein periglaziales Flußgebiet, das für den untersuchten Gebirgsbereich typisch ist. Das Tal des Roche Moutonnee Creek selbst ist ein Sohlenkerbtal von ca. 16 km Länge mit einem mittleren Gefälle von 42 Promille. Der Abfluß in diesem Flußgebiet wird für den Zeitraum 1977—1985 durch folgende Jahresmittelwerte gekennzeichnet: Abflußmenge (MQ): 0,8 m³/s, Abflußspende (Mq): 9,7 l/km²/s, Abflußhöhe (Mq-p): 306 mm und Gesamtabflußmenge: 25,8 Gl. Als absolutes Maximum des mittleren Tagesabflusses (HHQ) im Beobachtungszeitraum wurden 13,6 m³/s (5. 6. 1977) und als absolutes Minimum (NNQ) 0 m³/s (Wintermonate) registriert.

Der Abfluß des Roche Moutonnee Creek erstreckt sich über die Monate Mai bis September; im Winter ist der Fluß zugefroren: Abfluß wird nicht verzeichnet (Abb. 9). Rund 71% des jährlichen Abflusses erfolgen in den Monaten Mai, Juni und Juli; aber auch der auf den Monat August entfallende Abfluß ist mit rund 24% des gesamten Jahresabflusses noch relativ groß. Insgesamt weist der sommerliche Abfluß einen regellosen mehrgipfeligen Gang auf, der zudem in jedem der untersuchten Jahre anders verläuft (Abb. 10).

Im einzelnen ist der jährliche Abflußgang des Roche Moutonnee Creek durch eine breite und unregelmäßige Verteilung der Abflußspitzen über den ganzen Sommer hinweg ausgezeichnet. Die zahlreichen Abflußspitzen im Zeitraum von Mai bis Juli lassen sich im wesentlichen den Erwärmungsphasen während der Schneeschmelzperiode zuschreiben. Ihre Verteilung auf einen vergleichsweise langen Zeitraum spiegelt einen orographisch bedingten Effekt wider, nämlich die unterschiedliche Schneeverteilung und den unterschiedlichen Zeitpunkt der Schneeschmelze in den verschiedenen Teilen des alpinen Einzugsbereiches des Roche Moutonnee Creek.

Über den Einfluß von sommerlichen Niederschlagsereignissen für das Auftreten von Abflußspitzen können aus Mangel an Niederschlagsmessungen im Flußgebiet des Roche Moutonnee Creek keine direkten Angaben gemacht werden. Jedoch lassen sich Abfluß- und Niederschlagsdaten zum Vergleich heranziehen, die ONESTI & WALTJ (1983) während der Sommermonate der Jahre 1979—1980 in sechs Flußgebieten gemessen haben, die dem Einzugsgebiet des Roche Moutonnee Creek benachbart sind und ihm in bezug auf die Flächengröße und auf die alpin-periglaziale Ausstattung gleichen. Dort schlagen sich sommerliche Niederschlagsereignisse vor allem nach dem Abklingen der nivalen Abflußphase deutlich als

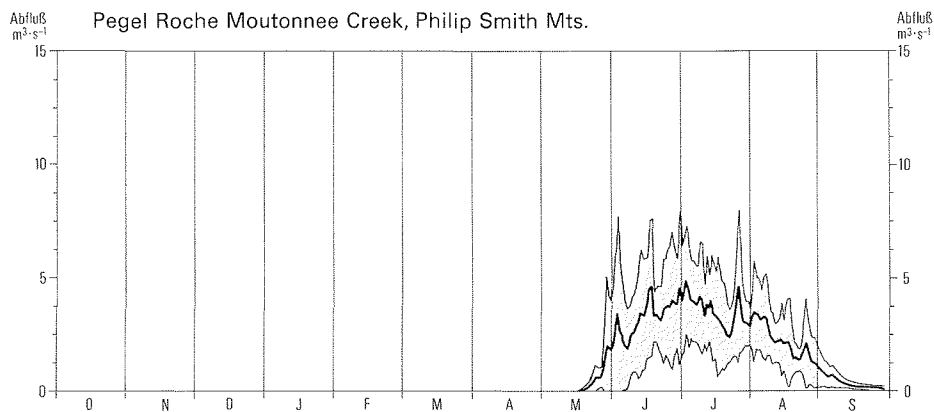


Abb. 9: Der mittlere Abflußgang (1977/85) des Roche Moutonnee Creek (Philip Smith Mts.), mit Standardabweichung.

Fig. 9: Mean hydrograph (1977/85) of Roche Moutonnee Creek (Philip Smith Mts.), with standard deviation.

Spitzenabflüsse im Abflußgang nieder. Daher ist damit zu rechnen, daß ein großer Teil der spätsommerlichen Spitzenabflüsse des Roche Moutonnee Creek gleichfalls auf die Wirkung sommerlicher Frontalniederschläge zurückgeht.

Über das Abflußverhalten der für die Fußfläche typischen Muldentäler geben die Abflußmessungen am Kugaruk River Aufschluß, die seit 1973 nordwestlich von Prudhoe Bay (Pegelstation 15896000) durchgeführt werden. Das Flußgebiet des Kugaruk River umfaßt 8107 km² Fläche. Es handelt sich um ein periglaziales Flußgebiet, das als typisch für den Tundrabereich der Gebirgsrandfußfläche gelten kann. Das Tal des Kugaruk River hat über den größten Teil seiner Laufstrecke von 230 km hinweg die Form des Muldentales. Das mittlere Gefälle beträgt 4 Promille. Der jährliche Abfluß in diesem Einzugsgebiet wird für den Zeitraum 1977—1985 durch folgende Kennwerte beschrieben: Abflußmenge (MQ): 39 m³/s, Abflußspende (Mq): 4,8 l/km²/s, Abflußhöhe (Mq-p): 150 mm und Gesamtabflußmenge: 1216 Gl. Als Maximum des mittleren Tagesabflusses (HHQ) im Beobachtungszeitraum werden 2832 m³/s (7. 6. 1978) und als Minimum (NNQ) 0 m³/s (Wintermonate) registriert.

Der Abfluß des Kugaruk River erstreckt sich über die Monate Mai bis September (Abb. 11). Von Okto-

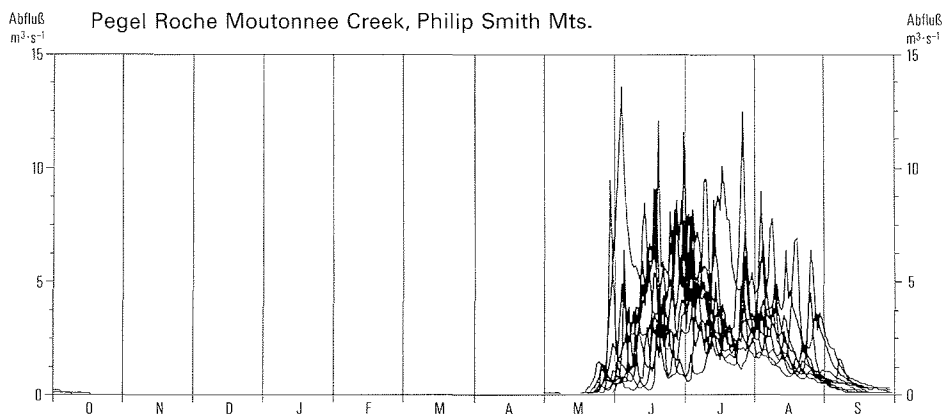


Abb. 10: Die Abflußganglinien des Roche Moutonnee Creek (Philip Smith Mts.) der Jahre 1977—1985.

Fig. 10: The hydrographs 1977—1985 of Roche Moutonnee Creek (Philip Smith Mts.).

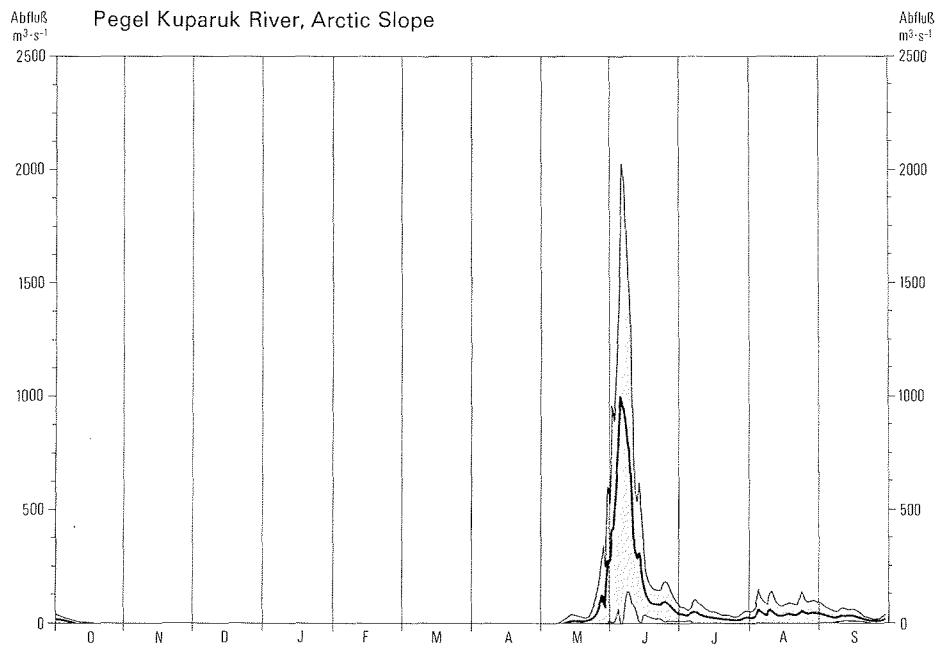


Abb. 11: Der mittlere Abflußgang (1977/85) des Kuparuk River (Arctic Slope), mit Standardabweichung.

Fig. 11: Mean hydrograph (1977/85) of Kuparuk River (Arctic Slope), with standard deviation.

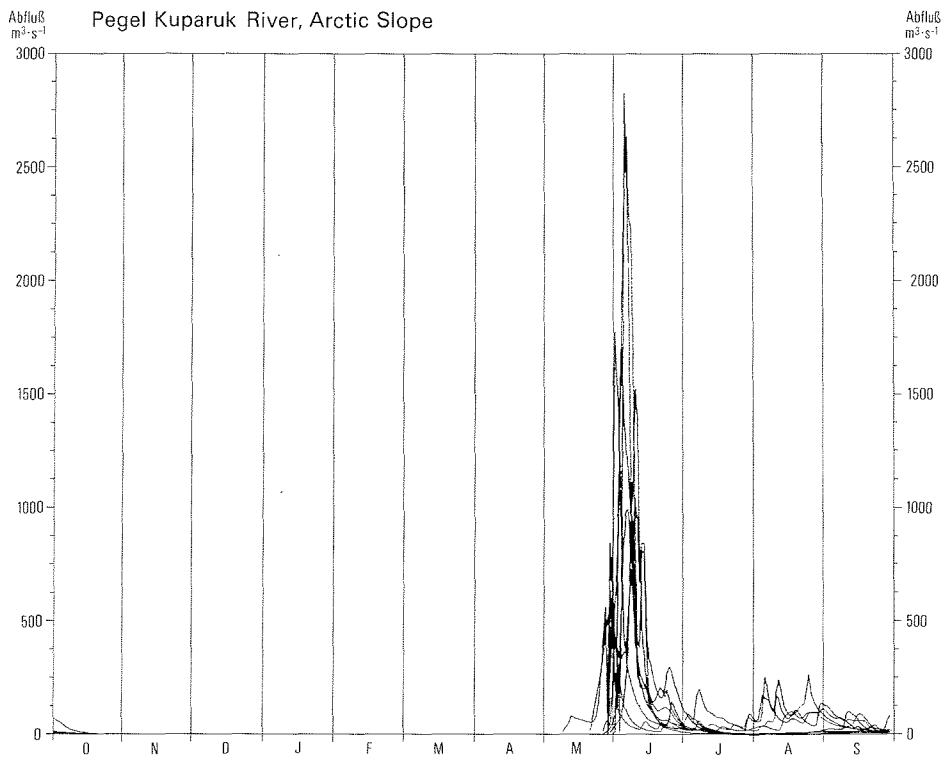


Abb. 12: Die Abflußganglinien des Kuparuk River (Arctic Slope) der Jahre 1977—1985.

Fig. 12: The hydrographs 1977—1985 of Kuparuk River (Arctic Slope).

ber bis Mai ist der Fluß zugefroren: Abfluß wird nicht verzeichnet. Rund 77% des jährlichen Abflusses erfolgen in den Monaten Mai und Juni, d. h. im Zuge der Schneeschmelze. Der nivale Abfluß setzt Ende Mai ruckartig ein und erreicht schon nach wenigen Tagen einen ersten Gipfel. Der Durchgang der nivalen Flut endet Mitte Juni und ist damit auf den relativ kurzen Zeitraum von 15—25 Tagen zusammengedrängt. Danach geht die Abflußmenge stark zurück, und weitere Abflußspitzen gibt es nur selten. Hieraus läßt sich ersehen, daß Niederschlagsereignisse für den Abflußgang des Kuparuk River von untergeordneter Bedeutung sind. Der bis zum winterlichen Gefrieren des Flusses relativ gleichförmige Basisabfluß wird wahrscheinlich im wesentlichen aus dem Schmelzwasser des oberflächlichen Auftauhorizontes des Permafrostbodens gespeist. Wie die Abb. 12 erkennen läßt, hat die Varianz des Abflußganges von Jahr zu Jahr beim Kuparuk River viel engere Grenzen als beim Roche Moutonnee Creek. Außerdem verändert sich der Zeitpunkt des Eintritts der nivalen Flut von Jahr zu Jahr nur wenig.

In der ungleich größeren Dimension der Abflußmengen des Kuparuk River gegenüber denen des Roche Moutonnee Creek spiegelt sich zunächst der Umstand wider, daß das Einzugsgebiet des Kuparuk River erheblich größer ist als das des Gebirgsflusses. Bei Berücksichtigung der unterschiedlichen Größenordnung beider Flußgebiete zeigt sich, daß das Flußgebiet des Gebirgsflusses mit einer Abflußspende von 9,7 l/km²/s gegenüber 4,8 l/km²/s beim Kuparuk River erheblich mehr Wasser pro Flächeneinheit liefert als das Flußgebiet der Fußfläche. Dies ist zum einen eine Folge der größeren Niederschlagsmengen im Gebirge. Zum anderen spielt die andersartige physisch-geographische Ausstattung des alpinen Flußgebietes eine Rolle: Vor allem die steilen Böschungsverhältnisse, die Lückenhaftigkeit der Vegetationsdecke, das Fehlen einer wasserspeichernden Torfdecke sowie die weite Verbreitung von Schuttdecken mit relativ lockerer Beschaffenheit und demzufolge relativ geringem Wasserhaltevermögen des Auftauhorizontes begünstigen den oberflächlichen Abfluß. Daher führen hier die Niederschläge des Sommers in viel stärkerem Ausmaße zu Abflußspitzen als im Flußgebiet des Kuparuk River.

Insgesamt läßt sich der Analyse der Abflußverhältnisse beider Flußgebiete entnehmen, daß zwischen dem Abflußgang im Gebirge und auf der Fußfläche Unterschiede grundlegender Art bestehen (Abb. 10 u. 12). Für das Gebirge erhärtet ein Vergleich des Roche Moutonnee Creek mit jenen benachbarten alpinen Flußgebieten, deren Abflußgang von ONESTI & WALTI (1983) untersucht wurde, daß die wichtigsten Grundzüge der dargelegten Abflußverhältnisse auch für andere alpine Flußgebiete der Philip Smith Mountains zutreffen und somit als allgemeine Kennzeichen des Abflußganges in den gebirgigen Flußgebieten anzusehen sind. Für die Fußfläche des Arctic Slope gibt es aus Mangel an Daten aus Flußgebieten vergleichbarer Größe keine entsprechende Möglichkeit zur Überprüfung der am Beispiel des Kuparuk River gewonnenen Erkenntnisse über den Abflußgang. Allerdings zeigen Untersuchungen von SCOTT (1978) und DRAGE et al. (1983) an verschiedenen kleinen Flüssen des Arctic Slope gleichfalls einen raschen, 10—15 Tage umfassenden Durchgang der nivalen Flut.

Ausgangspunkt für die Einschätzung der geomorphologischen Bedeutung der Abflußverhältnisse ist die Beobachtung, daß die nivale Flut zumindest während ihrer Initialphase („break up“) zunächst weitgehend auf der Schnee- und Eisdecke der Flüsse abläuft. Außer durch eigene Beobachtungen ist dieser Tatbestand durch Untersuchungen von SMITH & MERTIE (1930: 66), ARNBORG et al. (1966: 205), PIS-SART (1967: 220 ff.), McCANN et al. (1972: 79), CRAIG & McCART (1975: 189), WALKER (1973: 76, 1983: 18 f.) in verschiedenen Flußgebieten der arktischen Periglazialzone belegt. Die supraglazialen Abflußbahnen müssen die Schnee- und Eisdecke erst durchtieft haben, ehe der Schotterkörper erreicht wird und fluvialer Transport erfolgen kann. Die nivale Flut bleibt zu Beginn der Schneeschmelze außerdem deshalb zunächst geomorphologisch weitgehend wirkungslos, weil der Schotter- bzw. Schuttkörper der Talsohle nicht nur durch die Eis- und Schneedecke, sondern auch durch seine Gefronnis der fluvialen Abtragung entzogen ist.

Anhand dieser Beobachtungen zeichnet sich ab, daß eine breite Streuung der Spitzenabflüsse über die Initialphase der Schneeschmelze hinaus, wie sie nach den vorliegenden Abflußdaten für die Einzugsgebiete des Gebirges kennzeichnend ist, deshalb geomorphologische Bedeutung hat, weil der Schotter- und

Schuttkörper des Talbodens erst mit fortschreitender Erwärmungsdauer der fluvialen Abtragung zugänglich wird. Nach den bisherigen Kenntnissen über arktisch-periglaziale Flußgebiete darf davon ausgegangen werden, daß mit dem unterschiedlichen Abflußverhalten thermische Unterschiede des Flußwassers verbunden sind: Die für eine thermo-erosive Wirkung des Flußwassers notwendige Erwärmung hängt ganz entscheidend vom Zeitpunkt und Verlauf der Schneeschmelze und von der Durchlaufgeschwindigkeit der nivalen Hochwasserwelle ab. Das Abflußwasser nimmt erst nach den nivalen Abflußspitzen, die die Schneeschmelze einleiten, Temperaturen deutlich über dem Gefrierpunkt an und erlangt jenen Wärmezustand, der es zur Thermo-Erosion befähigt. Somit ist das regelmäßige Auftreten von Abflußspitzen nach den ersten nivalen Flutwellen eine wichtige Voraussetzung für die Leistungsfähigkeit sowohl der mechanisch als auch der thermisch-abschmelzend wirkenden fluvialen Abtragung. Daß hierbei sommerliche Starkregen eine intensive fluviale Abtragung induzieren können, ergibt sich aus Beobachtungen von RUDBERG (1963), WALKER & MORGAN (1964), COOK (1967), PISSART (1967) und COGLEY & McCANN (1976) in verschiedenen Regionen der arktischen Periglazialzone.

Die dargelegten Zusammenhänge führen zu der Schlußfolgerung, daß die Differenzierung der Talformung wohl in erster Linie durch die Unterschiede des Abflußganges hervorgerufen wird. So resultiert die gegenwärtige Formungsruhe der Muldentäler auf dem Arctic Slope vor allem aus dem raschen Durchgang der nivalen Flut, der zu einem Zeitpunkt erfolgt, zu dem erstens der Untergrund durch die Eisdecke und die Bodengefrorenis vor der fluvialen Abtragung geschützt ist und zu dem zweitens der Wärmezustand des Flußwassers zur Thermo-Erosion noch nicht ausreicht. Nach dem Durchgang der nivalen Flut lassen die geringen Abflußmengen und das schwache Gefälle (1—5 Promille) in der Regel eine Erosionswirkung nicht zu.

Die großen und kleinen Sohlentäler als fluviale Arbeitsformen der Fußfläche verdanken ihre Formungsaktivität aufgrund der Zugehörigkeit ihrer Einzugsgebiete zum Gebirge im wesentlichen jener breiteren Verteilung von Spitzenabflüssen, wie sie für die gebirgigen Einzugsgebiete als charakteristisch festgestellt wurde. Nach Untersuchungen von WALKER & MORGAN (1964) und ARNBORG et al. (1966) am Colville River unmittelbar westlich des hier betrachteten Untersuchungsraumes und von CHILDERS (1974), SCOTT (1978) und DRAGE et al. (1983) am Sagavanirktok River weist der Abflußgang dieser großen Flüsse des Arctic Slope, die dem Gebirge entstammen, in Analogie zu dem der kleinen alpinen Einzugsgebiete eine breite Verteilung von Abflußspitzen auf. Auch in den Gebirgstälern selbst sorgt die dargelegte breite Verteilung von Spitzenabflüssen dafür, daß auch nach dem Auftauen des Untergrundes und nach dem Schwinden der plombierenden Eisdecke Spitzenabflüsse von ausreichender Kraft eintreten, die abtragend wirksam werden können, zumal da diese Periglazialtäler im allgemeinen ein relativ steiles Gefälle besitzen.

Nach den vorgetragenen Beobachtungen und Schlußfolgerungen finden die festgestellten Unterschiede der fluvialen Formung ihre Erklärung durch die unterschiedlichen Abflußverhältnisse, die aus Unterschieden der physisch-geographischen Ausstattung der Flußgebiete resultieren.

Wegen der Bedeutung für die Modellvorstellungen über die Wirkungsweise der fluvialen Morphodynamik in der arktischen Periglazialzone sei abschließend speziell der Einfluß des Permafrostbodens angesprochen. Die Geländebefunde einschließlich der Befunde aus Grabungen und Bohrungen ergeben keine Anhaltspunkte für eine Begünstigung der fluvialen Tiefenerosion durch eine an der Permafrostbodentafel verstärkt wirkende Frostsprengung. Vielmehr zeigen die Geländebeobachtungen wiederholt, daß es vor allem der winterliche Spaltenfrost ist, der das Festgestein des Talbodens lockert und die Tiefen- und Seitenerosion vorbereitet. Für die festgestellte Begünstigung der Seitenerosion im Permafrostboden ist ausschlaggebend, daß sich die hiervon betroffenen Talhangpartien über dem Wasserspiegel befinden, womit ihr Auftauen weniger vom thermischen Zustand des Flußwassers als vielmehr von dem der Luft bestimmt wird.

Für die Beurteilung des Einflusses des Permafrostbodens auf die Talbildung und -formung im arktischen

Periglazialraum können insbesondere die talmorphologischen Verhältnisse des Arctic Slope herangezogen werden. Daß in diesem arktisch-periglazialen Großraum die Talbildung stark retardiert abläuft, ist insofern bemerkenswert, als zum einen der Permafrostboden der Fußfläche einen besonders großen Eisanteil enthält: Nach Untersuchungen beim Bau der Alaska-Pipeline beträgt der Eisanteil der oberflächennahen Substrate bis zu 80 Volumen-Prozent (vgl. BROWN 1967, BROWN & SELLMANN 1973, SELLMANN et al. 1975, BROWN & BERG 1980). Zum anderen ist der Permafrostboden weithin im Lockermaterial ausgebildet. Somit liegen hier von der physischen Ausstattung her gemäß den Vorstellungen von BÜDEL (1969) geradezu ideale Voraussetzungen für die Wirksamkeit der fluvialen Erosion vor: Hier bräuchte das fließende Wasser wirklich nur das Lockermaterial aus dem Eisverband herauszulösen. Dies ist aber mit Ausnahme von einigen Thermoerosionskerben nicht der Fall: Ganz offensichtlich erfährt die periglazial-fluviale Formung keine Begünstigung durch den Permafrostboden. Vor allem bei Tälern mit raschem Durchgang der nivalen Spitzenabflüsse wird der Permafrost des Lockermaterials stabilisierend gegenüber der fluvialen Abtragung. Hinzu kommt, daß auf der Fußfläche des Arctic Slope jene durch tektonische oder glazial-isostatische Heraushebung induzierten Erosionsimpulse fehlen, die das Gebirge der Brooks Range betreffen.

Aus diesen Beobachtungen wird insgesamt deutlich, daß die von BÜDEL (1969) postulierte kryoklastische Gesteinsaufbereitung im obersten Permafrostbodenbereich, deren Fragmente vom Flußwasser durch Abschmelzen des Eiszementes nur noch herausgelöst zu werden bräuchten, im hier betrachteten periglazialen Großraum keine essentiell Voraussetzung der periglazialen Talbildung und -entwicklung darstellt.

Literatur

- Abdul-Salam, A. (1966): Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. — *Berliner Geogr. Abh.* 3, 52 S.
- Arnborg, L., Walker, H. J. & J. Peippo (1966): Water discharge in the Colville River, 1962. — *Geogr. Annaler* 48A, 131—144.
- Beikman, H. M. (1980): Geologic map of Alaska. Scale 1:2 500 000, 2 Bl. — U. S. Geol. Surv., Washington.
- Bennison, A. P. (1974): Geological highway map of Alaska and the State of Hawaii. — *Am. Ass. Petrol. Geol., U. S. Geol. Highway Map Ser. Map 8*, Tulsa.
- Boothroyd, J. C. & B. S. Timson (1983): The Sagavanirktok and adjacent river systems, eastern North Slope, Alaska: An analog for ancient fluvial terrain on Mars. — *Proc. 4th Internat. Conf. Permafrost (Fairbanks, July 1983)*, 74—79, Washington.
- Brosgé, W. P. & H. N. Reiser (1964): Geologic map and section of the Chandalar quadrangle, Alaska. — U. S. Geol. Surv. Misc. Geol. Investigations Map I-375, scale 1:250 000, Washington.
- Brosgé, W. P., Reiser, H. N., Dutro, J. T. & R. L. Dettelman (1979): Bedrock geologic map of the Philip Smith Mountains quadrangle, Alaska. — U. S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map MF-879 B, scale 1:250 000, 2 Bl., Washington.
- Brown, J. (1967): An estimate of the volume of ground ice, coastal plain, arctic Alaska. — U. S. Army Corps of Engineers, CRREL Techn. Note, 22 S.
- Brown, J. & P. V. Sellmann (1973): Permafrost and coastal plain history of arctic Alaska. — In: M. E. Britton, Hrg., *Alaskan Arctic Tundra*, Arctic Inst. of North America Techn. Pap. 25, 31—47, Washington.
- Brown, J. & R. L. Berg (1980): Environmental engineering and ecological baseline investigations along the Yukon River — Prudhoe Bay haul road. — U. S. Army Corps of Engineers, CRREL Rep. 80—19, 203 S.
- Brown, J. & R. A. Kreig, Hrg. (1983): Guidebook to permafrost and related features along the Elliott and Dalton Highways, Fox to Prudhoe Bay, Alaska. — *Guidebook 4*, 4th Internat. Conf. Permafrost (Fairbanks, July 1983), 230 S., Fairbanks.
- Büdel, J. (1969): Der Eistrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. — *Würzburger Geogr. Arb.* 25, 41 S.
- Childers, J. M. (1974): Flood surveys along TAPSroute, Alaska. — U. S. Geol. Surv. Water Res. Div. Basic Data Rep. 2—74, 16 S.
- Cogley, J. G. & S. B. McCann (1976): An exceptional storm and its effects in the Canadian High Arctic. — *Arctic & Alpine Res.* 8: 105—110.
- Cook, F. (1967): Fluvial processes in the High Arctic. — *Geogr. Bull.* 9: 262—268.
- Craig, P. C. & P. J. McCart (1975): Classification of stream types in Beaufort Sea drainages between Prudhoe Bay, Alaska, and the Mackenzie Delta, N. W. T., Canada. — *Arctic and Alpine Res.* 7, 183—199.
- Dettelman, R. L., Bowsheer, A. L. & J. T. Dutro (1958): Glaciation on the arctic slope of the Brooks Range, northern Alaska. — *Arctic* 11: 43—61.
- Drage, B., Gilman, J., Hoch, D. & L. Griffiths (1983): Hydrology of North Slope coastal plain streams. — *Proc. 4th Internat. Conf. Permafrost (Fairbanks, July 1983)*, 249—254, Washington.
- Ellis, J. M. & P. E. Calkin (1979): Nature and distribution of glaciers, neoglacial moraines, and rock glaciers, east-central Brooks Range, Alaska. — *Arctic & Alpine Res.* 11: 403—420.
- Ferrians, O. J. (1965): Permafrost map of Alaska. — U. S. Geol. Surv. Misc. Geol. Investigations Map I-445, scale 1:2 500 000, 1 Bl., Washington.
- Hall, D. (1980): Mineral precipitation in North Slope river icings. — *Arctic* 33: 343—348.

- H a l l, D. & C. R o s w e l l (1981): The origin of water feeding icings on the eastern North Slope of Alaska. — *Polar Record* 128: 433—438.
- H a m i l t o n, T. D. (1978): Surficial geologic map of the Philip Smith Mountains quadrangle, Alaska. — U. S. Geol. Surv. Miscellan. Field Studies Map MF-879 A, scale 1:250 000, 1 Bl., Washington.
- H a m i l t o n, T. D. (1979): Radiocarbon dates and Quaternary stratigraphic sections, Philip Smith Mountains quadrangle, Alaska. — U. S. Geol. Surv. Open-file Rep. 79—866, 43 S., Washington.
- H a m i l t o n, T. D. (1983): Glacial geology of the Brooks Range. — In: J. Brown & R. A. Kreig, Hrg., Guidebook to permafrost and related features along the Elliott and Dalton Highways, Fox to Prudhoe Bay, Alaska. — Guidebook 4, 4th Internat. Conf. Permafrost (Fairbanks, July 1983), 22—25., Fairbanks.
- H a r d e n, D., B a r n e s, P. & E. R e i m n i t z (1977): Distribution and character of naleds in northeastern Alaska. — *Arctic* 30: 28—40.
- H a u g e n, R. K. (1982): Climate of remote areas in north-central Alaska: 1975—1979 summary. — U. S. Army Corps of Engineers, CRREL Rep. 82—35, 114 S.
- H a u g e n, R. K. & J. B r o w n (1980): Coastal-inland distributions of summer air temperature and precipitation in northern Alaska. — *Arctic & Alpine Res.* 12: 403—413.
- K e l l e r, S., M o r r i s, R. & R. D e t t e r m a n (1961): Geology of the Skaviovik and Sagavanirktok Rivers region, Alaska. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 303-D, 169—222.
- K r e i g, R. A. & R. D. R e g e r (1982): Airphoto analysis and summary of landform soil properties along the route of the Trans-Alaska Pipeline System. — *Alaskan Div. Geol. Geophys. Surveys Geol. Rep.* 66, 149 S.
- M c C a n n, S. B., H o w a r t h, P. J. & J. G. C o g l e y (1972): Fluvial processes in a periglacial environment. Queen Elizabeth Islands, NWT, Canada. — *Trans. Inst. British Geogr.* 55, 69—82.
- M i o t k e, F. D. (1979): Permafrosthänge im Yukon-Tanana-Upland, Alaska. — *Trierer Geogr. Stud. Sonderh.* 2, 112—140.
- O n e s t i, L. & S. W a l t i (1983): Hydrologic characteristic of small arctic-alpine watersheds, central Brooks Range, Alaska. — *Proc. 4th Internat. Conf. Permafrost (Fairbanks, July 1983)*, 957—961, Washington.
- P é w é, T. L. (1975): Quaternary geology of Alaska. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 835, 145 S.
- P i s s a r t, A. (1967): Les modalités de l'écoulement de l'eau sur l'île Prince Patrick (76° lat. N., 120° long O, Arctique Canadien). — *Biul. Perygl.* 16: 217—224.
- P o s e r, H. (1936): Talstudien aus Westspitzbergen und Ostgrönland. — *Z. Gletscherk.* 24, 43—98.
- P r i e s n i t z, K. (1987): Zur periglazialen Überformung von Glazialtälern in der zentralen Brooks Range (N-Alaska). — *Göttinger Geogr. Abh.* 84: 55—76, Göttingen.
- R u d b e r g, S. (1963): Morphological processes and slope development in Axel Heiberg Island, Northwest Territories Canada. — In: H. Mortensen, Hrg., *Neue Beiträge zur internationalen Hangforschung*, Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 211—228.
- S c h u n k e, E. (1985): Vergleichende Talstudien im arktischen Periglazialraum Europas und Amerikas. — *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. Math.-Phys. Kl. Jg.* 1985, 1—83.
- S c h u n k e, E. (1986): Periglazialformen und Morphodynamik im südlichen Jameson-Land, Ostgrönland (Ergebnisse der Ostgrönland-Expedition 1980 der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. Teil 1). — *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3. F.*, 36, 142 S.
- S c o t t, K. M. (1978): Effects of permafrost on stream channel behaviour in arctic Alaska. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1068, 19 S.
- S l o a n, C. h., Z e n o n e, C. h. & L. M a y o (1976): Icings along the trans-Alaska-pipeline route. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 979, 31 S.
- S m i t h, P. S. & J. B. M e r t i e (1930): Geology and mineral resources of northwestern Alaska. — U. S. Geol. Surv. Bull. 815, 351 S.
- S t ä b l e i n, G. (1983): Zur arktisch-periglazialen Talformung Ost-Grönlands. — In: H. Poser & E. Schunke, Hrg., *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum*, Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3. F., 35, 281—293.
- S t ä b l e i n, G. (1987): Periglaziale Mesoreliefenformen und morphoklimatische Bedingungen im südlichen Jameson-Land, Ost-Grönland (Ergebnisse der Ostgrönland-Expedition 1980 der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. Teil 2). — *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl. 3. F.*, 37, 114 S.
- W a h r h a f t i g, C. (1965): Physiographic divisions of Alaska. — U. S. Geol. Surv. Prof. Pap. 482, 52 S.
- W a l k e r, H. J. (1973): Morphology of the North Slope. — In: M. E. Britton, Hrg., *Alaskan Arctic Tundra*, Arctic Inst. of North America Techn. Pap. 25, 49—92., Washington.
- W a l k e r, H. J. (1983): Colville River delta, Alaska. Guidebook to permafrost and related features. — Guidebook 2, 4th Internat. Conf. Permafrost (Fairbanks, July 1983), 34 S., Fairbanks.
- W a l k e r, H. J. & H. M. M o r g a n (1964): Unusual weather and river bank erosion in the delta of the Colville River, Alaska. — *Arctic* 17, 41—47.