

SCHNEESCHMELZABFLUSS, AUFEIS UND FLUVIALE MORPHODYNAMIK IN PERIGLAZIALEN FLUSSGEBIETEN NW-KANADAS

Mit 6 Abbildungen und 6 Photos

EKKEHARD SCHUNKE

Summary: Snowmelt run-off, icing, and fluvial morphodynamics in periglacial drainages of north-western Canada

This paper deals with the results of field studies in some periglacial drainage areas within the Richardson Mountains concerning modalities of snowmelt run-off and associated fluvial morphodynamics. The results are based especially on measurements of snowmelt run-off, active layer thawing, snow ablation, water temperatures, icing behaviour, and sediment transport during the spring melt period in the basin of Andy Creek (13 km²) in 1986.

Before the beginning of the snowmelt in spring 1986, the floors of most of the valleys dissecting the intermontane pediments of central Richardson Mountains were filled with aufeis which was 0.5–1.5 m thick. The snowmelt run-off took place within a span of 14 days. It started on the surface of the aufeis and then concentrated on an ice channel in the aufeis with flow velocities up to 3–5 m/s.

In valleys with aufeis, three stages of snowmelt run-off can be distinguished: During the first stage in which the valley floor is covered almost completely with aufeis, the run-off is characterized by a very high magnitude of kinetic energy and a low magnitude of thermal energy; nevertheless, fluvial erosion does not take place because the valley floor is protected by aufeis. During the second stage, the channel has been carved through the aufeis body approximately over the whole length of the valley, and the flooding attains such a high kinetic as well as thermal energy as to pick up and transport the available sediment easily. During the third stage, the icing body is nearly melted and water temperatures and availability of material are high. Now however, small flow volume and low flow velocity are the limiting factors of fluvial erosion.

In summary, on the one hand, due to low friction, the stream ice is responsible for increasing flow velocity and fluvial transport capacity of the snowmelt run-off. On the other hand, the stream ice protects the valley floor against fluvial erosion because the peak discharge passes off before the icing body has melted.

1 Einführung

Der Kenntnisstand über die hydrologische Ausstattung und die hieran geknüpfte fluviale bzw. aquatische Reliefgestaltung der arktischen Periglazialzone zeigt, durch Abflußstudien an den verschiedenen Fließgewässern auch quantitativ ausgewiesen, daß die Phase der Schneeschmelze und des nivalen

Abflusses für den Landschaftshaushalt und die Morphodynamik der arktischen Periglazialzone von entscheidender Bedeutung ist. Hinsichtlich der Modalitäten der Schmelz- und Auftauphase, der an sie geknüpften fluvialen Morphodynamik und insbesondere der Rolle des Flußeises hierbei mangelt es noch an detaillierten Kenntnissen. Diese können nur durch analytische und quantitative Prozeßuntersuchungen erlangt werden. Derartige Studien sind der Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

Die Untersuchungen gelten ausgewählten periglazialen Flußgebieten des Mittelabschnittes der Richardson Mountains in NW-Kanada. Im nördlichen Teil dieses aus Quarziten, Sand-, Ton- und Kalksteinen des Paläozoikums und Mesozoikums aufgebauten Gebirgsabschnittes umschließen die kammförmigen Ost- und Westflanken des Gebirges ein intramontanes Becken, im Südteil besteht der Gebirgszug aus gratartigen Zwischentrüben; die Gebirgserhebungen werden von ausgedehnten Fußflächen begleitet (Abb. 1). Das herrschende ET-Klima ist nach Messungen der westlich des Gebirges gelegenen Station Eagle Plains durch Kältesummen um 3700°C, durch 60 Frostwechseltage und durch 195 Eistage pro Jahr gekennzeichnet. Die mittlere jährliche Niederschlagshöhe beläuft sich auf 425 mm, wovon 150 mm als Schnee fallen; im Gebirge selbst sind die jährlichen Niederschläge um mehr als 100 mm geringer als in Eagle Plains. Die Schneetiefe beträgt in Eagle Plains bis zu 80 cm. Die Vegetation setzt sich am Fuße des Gebirges aus Zwergstrauch-, Strauch- und Waldtundra zusammen; die Gebirgshänge sind weithin vegetationsarm. Im Untergrund besteht Permafrostboden in kontinuierlicher Verbreitung.

Die Flußgebiete, auf die sich die Untersuchungen beziehen, befinden sich zum einen an der Westseite des Gebirges und entwässern in den Eagle River (Yukon-Flußsystem) im Westen und zum anderen im intramontanen Becken des Gebirges mit Entwässerung in den Peel River (Mackenzie-Flußsystem) im Osten. Vorrangig werden die Ergebnisse von Feldarbeiten vorgestellt, die im Vorsommer 1986 im Flußgebiet des Andy Creek durchgeführt wurden*).

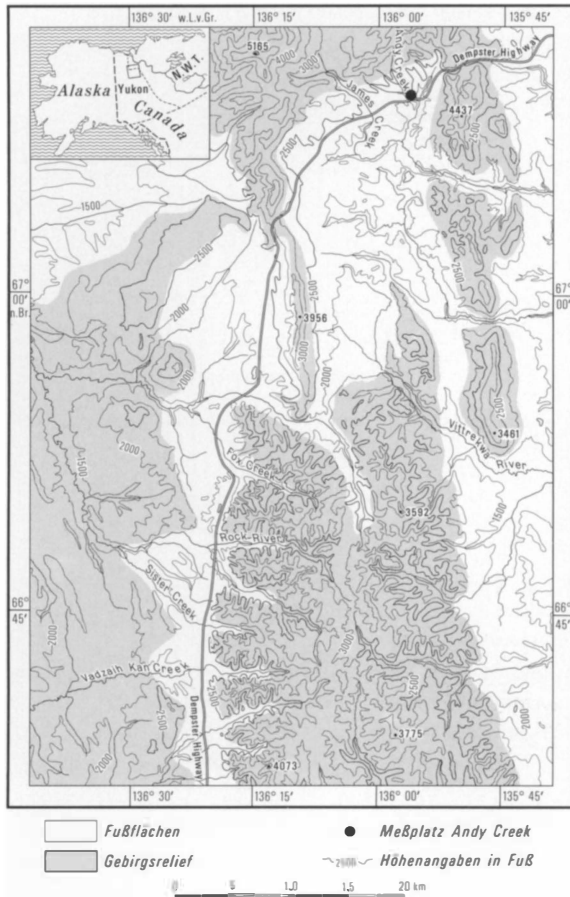


Abb. 1: Übersichtskarte: Der Mittelabschnitt der Richardson Mountains, NW-Kanada

Location map: Central Richardson Mountains, Northwest Canada

Das im nordöstlichen Teil des intramontanen Beckens gelegene Flußgebiet des „Andy Creek“ (Benennung durch den Verf.) hat eine Größe von 13 km². Das nord-südlich verlaufende Tal ist 6 km

lang und hat ein mittleres Gefälle von 6,1%. Die maximalen Böschungen seiner Flanken betragen über 30°, die Talsohle ist bis zu 15 m breit. Es handelt sich um eines jener kleinen Sohlentäler, die für die intramontanen Fußflächen der mittleren Richardson Mountains charakteristisch sind.

Die Untersuchungen konzentrieren sich auf: 1. die Schnee-Ablation, 2. die Flußeisverhältnisse, 3. den nivalen Abfluß und Sedimenttransport, 4. das thermische Verhalten des Flußwassers, 5. das Auftauen der aktiven Lage des Permafrostbodens und 6. die sich hieraus ergebende fluviale bzw. aquatische Morphodynamik. Die Meßstellen wurden an der Einmündung des Andy Creek in einen Nebenarm des Vittreka River in 610 m Höhe ü.M. eingerichtet, und zwar im Tal selbst sowie auf der Fußfläche oberhalb des östlichen Talhanges. Sie wurden vor dem Einsetzen der Schneeschmelze installiert und nach dem Durchgang der nivalen Flut abgebaut: Die kontinuierlichen Meßreihen umfassen die Zeitspanne vom 7. 5. bis 17. 6. 1986. Neben den Terminbeobachtungen wurden stichprobenartig Messungen auch in anderen Flußgebieten vorgenommen. Außer den Ergebnissen der Geländearbeiten im Vorsommer 1986 gehen Befunde von Feldarbeiten in den Jahren zuvor in die Darlegungen ein.

2 Der Verlauf der Schneeschmelz- und Bodenauftauphase

Die Schneeverhältnisse, die Anfang Mai 1986, vor der Schneeschmelze, in den Richardson Mountains angetroffen wurden, sind durch einen Bedeckungsgrad von 60–70% und eine mittlere Schneedeckenhöhe von 30–40 cm gekennzeichnet. Im einzelnen wies die Schneebedeckung erhebliche Unterschiede auf (Photo 1): Erstens waren Teile der Fußflächen und der Gebirgshänge infolge von Schneeverblasung weitgehend schneefrei, während andere Bereiche flächenhafte Schneeanhäufungen von 50–150 cm Höhe trugen. Zweitens fanden sich in den Tälern oftmals Schneeanisammlungen von 50–150 cm Mächtigkeit. Drittens erwiesen sich die Geländekanten, insbesondere die konkaven Bereiche zwischen Gebirgshängen und Fußflächen, als Plätze mit großer Schneemächtigkeit. An der Westseite des Gebirges wurden an solchen Lokalitäten Schneemassen mit Mächtigkeiten bis zu 15 m angetroffen.

Im Flußgebiet des Andy Creek hatte die Schneedecke einen Bedeckungsgrad von rd. 70%. Die Schneetiefe belief sich im Mittel auf 30–40 cm, an den Meßstellen auf 150–250 cm (Abb. 2). Zu Beginn

^{*)} Für die Finanzierung der Untersuchungen hat der Verfasser der Deutschen Forschungsgemeinschaft zu danken. Weiterhin gilt der Dank dem Atmospheric Environment Service Canada (Downsview) für die Bereitstellung der meteorologischen Tagesdaten der Stationen Eagle Plains, Fort McPherson und Rock River sowie dem Government of the Northwest Territories (Yellowknife) und dem Government of Yukon (Whitehorse) für die Erteilung der Forschungsgenehmigungen. Der U.S. Geological Survey Water Resources Division (Anchorage) dankt der Verf. für die Bereitstellung der täglichen Abflußdaten des Kuparuk River und des Roche Moutonnée Creek in N-Alaska. Die Feldforschungen wurden in Zusammenarbeit mit Dr. K. PRIESNITZ, Göttingen, durchgeführt.



Photo 1: Die Schneeverteilung im Flußgebiet des Andy Creek vor Beginn der Schneeschmelze 1986. Intramontane Fußfläche mit Gebirgshang. Richardson Mts., 750 m ü. M. (10. 5. 1986)

Uneven distribution of snow cover in the basin of Andy Creek at the end of winter 1985/86. Intermontane pediment and adjacent steep mountain slopes. Richardson Mountains, 750 m a.s.l.

der Untersuchungen betragen die täglichen Minimum-Temperaturen bis zu -22°C , die Maximum-Temperaturen bis zu 1°C . Der Gang der Lufttemperaturen läßt sich den Abb. 2 u. 3 entnehmen. Die zeitliche Gliederung in Phasen der Erwärmung und der Abkühlung entspricht im übrigen dem Gang der Lufttemperaturen an der Klimastation Eagle Plains, die rd. 130 km südwestlich der Meßstelle Andy Creek liegt.

Der Gang der Schnee-Ablation, der an 8 Meßstellen – vier an Schneemassen auf strahlungsbegünstigten Hängen und vier an Schneefeldern der Fußfläche – registriert wurde, ist durch tägliche Ablationsraten von 0–16 cm Schneehöhe gekennzeichnet (Abb. 2). Die Schneefelder auf der Fußfläche weisen im Mittel deutlich geringere Ablationswerte auf als die Schneemassen an strahlungsexponierten Hängen. Die Erniedrigung der Schneedecke zeigt einen Tagesgang, namentlich in der Erwärmungsphase ab Ende Mai: Über Nacht gab es zumeist keine meßbare Abnahme. Nur einige Strahlungstage verzeichneten mit Werten von 0,5–1 cm auch nachts eine Erniedrigung der Schneedecke.

Schon vor dem Einsetzen des nivalen Abflusses, bei Lufttemperaturen zumeist unter dem Gefrierpunkt, erfolgte eine deutliche Erniedrigung der Schneedecke um 1–5 cm/d (10–50% Wasseräquivalent) durch Sublimation. Die Rate der Verdunstung an Wasserflächen hatte mit 1–4 mm/d ähnliche Werte. Zwar setzte eine nennenswerte Lieferung

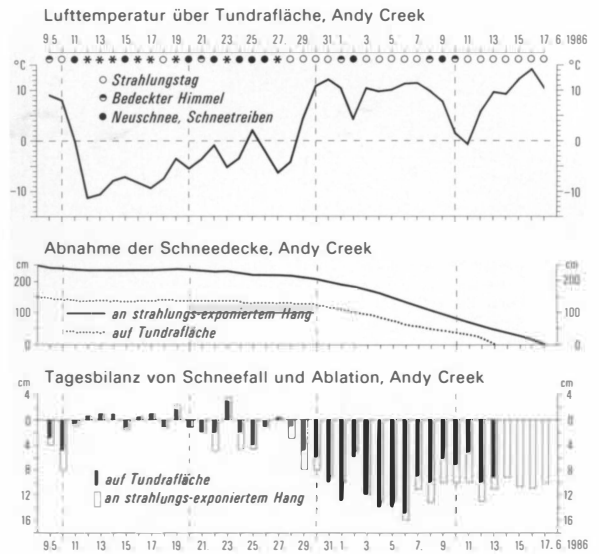


Abb. 2: Gang der Schnee-Ablation und Lufttemperatur während der Schneeschmelzperiode 1986. Andy Creek, Richardson Mts.

Plots of snow ablation and air temperatures during spring melt period 1986. Andy Creek, Richardson Mountains

von Schmelzwasser erstmals am 9.–11. Mai ein; sie war jedoch nur vorübergehend. Danach bewirkten Neuschnee bzw. Schneevertreibung mehrfach eine Aufhöhung der Schneedecke.

Die Schneeschmelze mit kontinuierlicher Lieferung von Abflußwasser begann am 28. Mai, nach einem Anstieg der mittäglichen Lufttemperaturen



Photo 2: Aufeisbeule (Höhe: 3 m) in einem typischen Tälchen in der intramontanen Fußfläche. Richardson Mts., 650 m ü. M. (7. 5. 1986)

Icing blister (about 3 m high) in a valley of the intermontane pediment. Richardson Mountains, 650 m a.s.l.

auf Werte von über 0°C , und erreichte einen ersten Höhepunkt am 29. Mai bei Mittagstemperaturen um 10°C . Zu diesem Zeitpunkt war die Höhe der Schneedecke infolge von Sublimation je nach Exposition um 15–25 % der ursprünglichen Höhe zurückgegangen. Der Anstieg der Mittagstemperaturen auf über 10°C zeitigte eine fortschreitende Erniedrigung der Schneedecke, und zwar mit Raten von 5–16 cm/d, wobei die geringeren Tagesraten mit einem hohen Bewölkungsgrad bzw. geringer direkter Einstrahlung zusammenfallen.

Der Gang des nivalen Abflusses wurde kontinuierlich am Andy Creek registriert. Das Talgefälle an der Meßstelle beträgt 3,5%. Die Abflußmessung erforderte eine mobile Meßtechnik mit Hilfe eines OTT-Flügels (Nr. 3-24149; Meßgrenze 5 m/s), da Lage

und Fließquerschnitt der Abflußbahnen häufig wechselten. Der durchflossene Querschnitt wurde bei jeder Messung der Fließgeschwindigkeit neu bestimmt. Die Messungen erfolgten täglich um 9, 16 und 20 Uhr GMT. An einigen Tagen wurde der Abfluß zum Zwecke der Erstellung der Tagesabflußkurve im Abstand von drei Stunden gemessen.

Beim Eintreffen im Untersuchungsgebiet waren sämtliche Täler des intramontanen Beckens über große Teile ihrer Laufstrecken hinweg am Talboden von einer Eisdecke aus Grund- und Aufeis ausgekleidet, deren Mächtigkeit bis zu 1,5 m betrug. Bei der Aufeisbildung können sich im Eis beträchtliche hydrostatische Drucke aufbauen, die sich an der Oberfläche in Eisbeulen von einigen Metern Höhe (Photo 2), zumeist aber in einem Durchbruch des

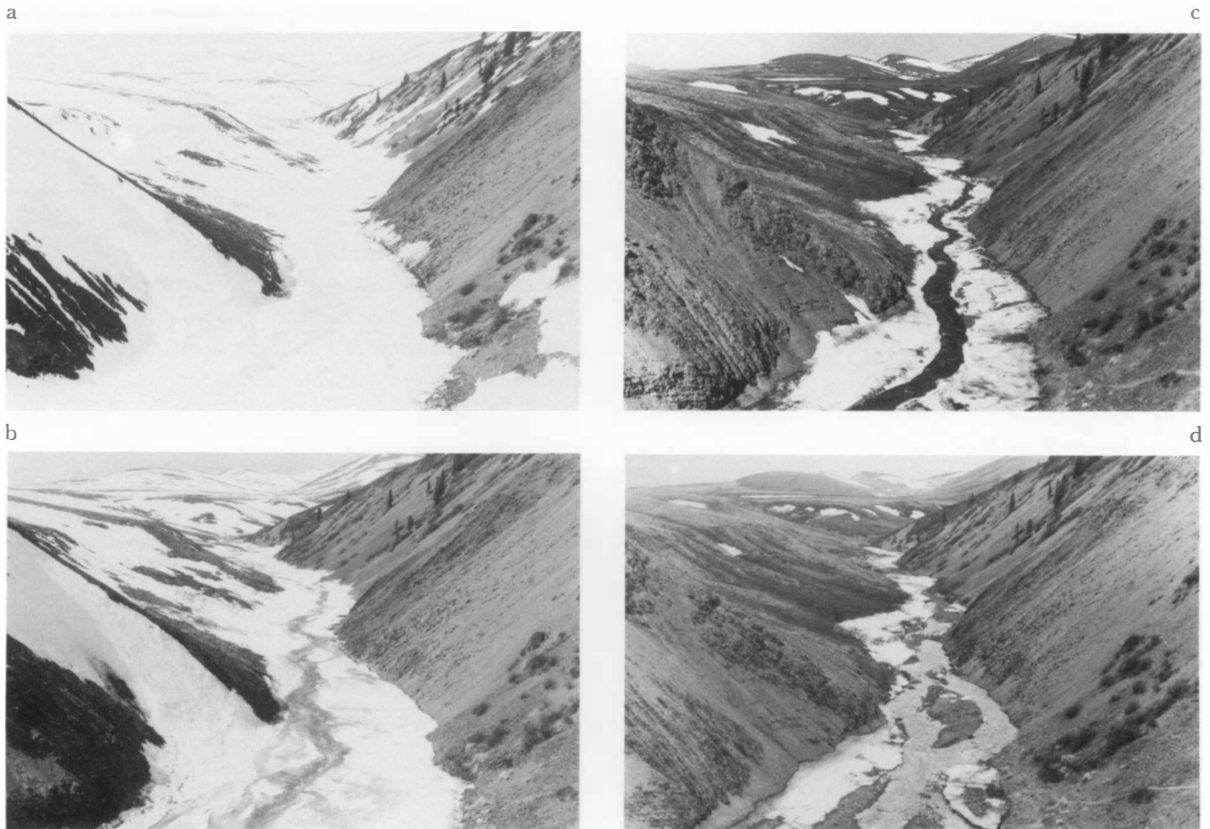


Photo 3a–d: Stadien des nivalen Abflusses und der Aufeis-Ablation im Andy Creek während der Schneeschmelzperiode 1986. Richardson Mts., 610 m ü. M.

a) vor Beginn der Schneeschmelze (7. 5. 1986), b) während des nivalen Spitzenabflusses (1. 6. 1986), c) nach dem nivalen Spitzenabfluß (13. 6. 1986), d) nach dem Abschmelzen des Aufeises (17. 6. 1986)

Photos showing different phases of nival run-off and aufeis melting in Andy Creek during spring melt period 1986. Richardson Mountains, 610 m a.s.l.

a) before initial spring flow, b) during peak of spring flow, c) after peak of spring flow, d) after aufeis melting

Wassers durch das Eis, nachfolgender flächenhafter Ausbreitung und demzufolge relativ gleichförmiger Erhöhung der Eisdecke manifestieren (Photo 3a).

Das Aufeis im Andy Creek bedeckte im Vorsommer 1986 die Talsohle bis in den Oberlauf. Die Eisdicke belief sich auf 0,5–1,2 m. Darunter war die oberste Lage des gefrorenen Schotterkörpers vollständig von Flußeis umschlossen. Die Schneebedeckung des Aufeises betrug nur wenige Zentimeter, im Übergang zu den Talflanken bis zu 1 m.

Der Abfluß im Tal des Andy Creek und in den anderen Tälern des intramontanen Beckens erfolgte auf der Eisdecke. Einen Eindruck von den Abflußverhältnissen und deren Veränderung vermitteln die Photos 3a–d.

Schwacher Abfluß trat bereits bei Beginn der Untersuchungen im Gefolge einer vorübergehenden Erhöhung der Lufttemperatur auf Werte um 9°C als schmales Rinnsal auf dem Aufeis auf, versiegte aber nach einem Tag unter dem Einfluß eines mehrtägi-

gen Schneesturmes mit Temperaturrückgang wieder. Erst nach anhaltendem Strahlungswetter mit einem Temperaturanstieg auf Werte über 10°C begann am 29. Mai stärkerer Abfluß mit Fließgeschwindigkeiten von 0,2–0,4 m/s und Abflußmengen von 5–60 l/s. Am 30. Mai stieg die Fließgeschwindigkeit auf über 1 m/s an und am darauffolgenden Tag passierte nach anhaltend hohen Lufttemperaturen eine am Nachmittag ruckartig einsetzende Hochwasserwelle von 2500 l/s mit Fließgeschwindigkeiten von 2 m/s die Meßstelle. Ab diesem Zeitpunkt war die Abflußbahn im Aufeis weitgehend fixiert. Im einzelnen weist der Abflußgang eine signifikante Abhängigkeit vom Gang der Lufttemperaturen auf: Der nivale Spitzenabfluß ist durch einen deutlichen Tagesgang mit Abflußmengen von 500 l/s am Morgen und von 1800 l/s am Abend gekennzeichnet. Die Fließgeschwindigkeiten betragen zwischen 1,8 und 2,5 m/s. Die größte Abflußmenge wurde mit 3800 l/s bei Fließgeschwindigkeiten von 3 m/s am Abend des 7. Juni gemessen. Nach dieser Abflußspitze ging der Abfluß auf Tageshöchstwerte von 600–700 l/s bei Fließgeschwindigkeiten um 1 m/s zurück (Abb. 3).

Bis zum 8. Juni vollzog sich der gesamte Abfluß durch eine Rinne im Aufeis, wobei die Fließgeschwindigkeit bis zu 3 m/s betrug (Photo 4). Versuche zeigten, daß dieser Abfluß infolge der geringen Bodenreibung im Eiskanal zu raschem Abtransport von großen Blöcken mit 30 cm Kantenlänge und 12 kg Gewicht fähig ist. Ein Grobmaterialtransport erfolgte jedoch nicht, da der Schotterkörper durch die Eisbedeckung dem fluvialen Zugriff entzogen war.

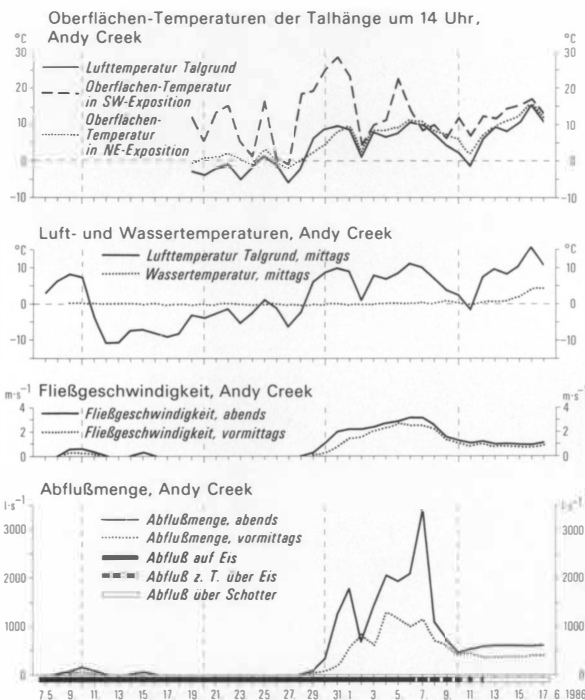


Abb. 3: Gang des Abflusses, der Fließgeschwindigkeit, der Luft-, Boden- und Wassertemperaturen während der Schneeschmelzperiode 1986. Andy Creek, Richardson Mts.

Plots of daily discharges, flow velocities, and of air, surface and running water temperatures during spring melt period 1986. Andy Creek, Richardson Mountains



Photo 4: Abflußrinne im Aufeis mit schießendem Abfluß (2 m/s). Andy Creek, Richardson Mts., 610 m. ü. M. (10.6. 1986)

Channel in aufeis, with turbulent flow (2 m/s). Andy Creek, Richardson Mountains, 610 m a.s.l.



Photo 5: Schotterbank auf Aufeis, nach dem täglichen Spitzenabfluß. Andy Creek, Richardson Mts., 610 m ü. M. (10. 6. 1986)

Gravel bank on top of aufeis after daily peak flow. Andy Creek, Richardson Mountains, 610 m a.s.l.

Am 8. Juni, also erst nach dem Durchgang des nivalen Spitzenabflusses, hatte die Abflußrinne das Flußeis an einigen Stellen durchtieft und den Schotterkörper darunter erreicht. Die Schotter wurden aber auch jetzt zunächst nicht von fluvialem Transport erfaßt, da sie noch festgefroren waren. Jedoch setzte verstärkt Suspensionstransport ein. Erst am 13. Juni war die Eintiefung der Eisrinne über fast die gesamte Talstrecke hinweg bis auf den Schotterkörper fortgeschritten; die Fließgeschwindigkeit verringerte sich auf 0,6–1 m/s. Das Wasser führte nunmehr außer einem großen Schwebanteil ständig Grobkomponenten von bis zu 10 cm Kantenlänge mit. Im Gefolge des Tagesganges des Abflusses wurden auf der verbleibenden Eisdecke des Talbodens regelrechte Schotterbänke von bis zu 30 cm Mächtigkeit abgesetzt (Photo 5) – ein deutlicher Beleg für die Erosionswirkung.

Die dargelegten Befunde treffen im Prinzip für sämtliche Täler im Bereich der intramontanen Fußflächen der Richardson Mountains zu, wobei einige Täler eine Aufeisdecke von größerer Ausdehnung und Mächtigkeit aufwiesen als der Andy Creek. In diesen Tälern erfolgte der Abfluß 1–3 Tage länger über die Eisdecke als im Andy Creek. In einigen Tälern war schon vor dem Eintritt des täglichen Abflußmaximums die Fließgeschwindigkeit so groß, daß sie mit dem verfügbaren OTT-Flügel nicht mehr gemessen werden konnte.

Insgesamt ergibt sich aus den erläuterten Messungen und Beobachtungen, daß ein großer Teil des nivalen Abflusses mit hoher Fließgeschwindigkeit

und damit großer fluvialer Transportkapazität auf dem Aufeis erfolgt. Das Aufeis schützt also auf der einen Seite den Talboden vor dem fluvialen Angriff, ermöglicht aber auf der anderen Seite eine Verstärkung der fluvialen Transportkraft.

Die beobachtete Plombierung der Talsohle durch Flußeisdeckung bzw. durch Bodengefrorenis gegenüber der Einwirkung der nivalen Flut führt zur Frage nach der Wirksamkeit der Thermoerosion. Die Wassertemperaturen im Andy Creek betragen während der nivalen Flut zwischen $-0,1$ und $0,2^{\circ}\text{C}$ (Abb. 3). Entsprechende Ergebnisse zeitigten die Messungen an anderen Flüssen des intramontanen Beckens, die über Aufeis abgingen. Demgegenüber erbrachten Messungen in den Tälern an der Westseite der Richardson Mountains, deren Talsohlen im Vor-sommer 1986 keine durchgehende Bedeckung mit Flußeis aufwiesen (vgl. S. 257 f.), für die nivale Flut Wassertemperaturen von $1-5^{\circ}\text{C}$.

Erst deutlich nach dem Durchgang der nivalen Spitzenabflüsse und nach der Eintiefung der Eisrinne bis auf die Schottersohle stiegen die Wassertemperaturen des Andy Creek auf Werte von $2-4^{\circ}\text{C}$ an und folgten einem Tagesgang. Die Ursache hierfür ist die nunmehr mögliche Erwärmung der Schotteroberfläche durch die Einstrahlung. Erst ab diesem Zeitpunkt setzten im Schotterkörper die Auftauvorgänge und die Tieferschaltung des Auftauhorizontes über dem Permafrostboden ein.

Die registrierten Wassertemperaturen dokumentieren, daß das Abflußwasser auf der Eisdecke der Talsohle erst nach dem Durchgang der nivalen Flut jenen Wärmezustand erlangt, der es zu einer stärkeren Thermoerosion befähigt.

Der Gang des Bodenauftauens im Tal des Andy Creek wurde an drei Meßstellen registriert: am Talboden und an den beiden Talhängen. Die Talflanken des Andy Creek sind in unterschiedlicher Weise der Strahlung ausgesetzt. Beide Talhänge waren beim Eintreffen im Untersuchungsgebiet teilweise schneefrei, der im Luv der Hauptwindrichtung gelegene südwest-exponierte Hang mit einer maximalen Böschung von 40° großflächiger als der Gegenhang, dessen maximale Böschung 34° beträgt (Photo 3a). Die Messungen der Bodentemperaturen wurden an solchen schneefreien Hangpartien in 1,5 m Höhe über dem Talgrund vorgenommen. Die Talhänge werden von klastischem Schutt bedeckt, dessen Mächtigkeit am sonnseitigen Hang 40–60 cm und am schattseitigen Hang 20–30 cm beträgt.

Die Resultate der mit Einstich-Thermistoren (Fühler Pt 100) vorgenommenen Temperaturmessungen an der Schuttoberfläche der Talhänge lassen

sich Abb. 3 entnehmen. Sie zeigen, daß der strahlungsbegünstigte Talhang in SW-Exposition gegenüber dem Gegenhang auch thermisch begünstigt ist. Neben einer größeren Tagesamplitude der Bodentemperatur weist er an Strahlungstagen gegen Mittag eine deutlich größere Erwärmung der Schuttoberfläche auf, während nachts die Oberflächentemperaturen beider Talhänge einander entsprechen. Die Bedeutung der unterschiedlichen Exposition kommt auch darin zum Ausdruck, daß an Tagen mit starker Bewölkung keine nennenswerten Unterschiede der Oberflächentemperaturen beider Talhänge zu verzeichnen waren. Die Erwärmung des strahlungs-exponierten Talhanges setzt bereits bei Lufttemperaturen unter dem Gefrierpunkt ein: So wurden beispielsweise bei einer Lufttemperatur von -3°C eine Oberflächenerwärmung auf $9,2^{\circ}\text{C}$ und bei einer Lufttemperatur von -1°C eine Erwärmung auf $12,7^{\circ}\text{C}$ registriert, während die Oberfläche des Gegenhanges Temperaturen um den Gefrierpunkt aufwies. Bei Lufttemperaturen von $11-12^{\circ}\text{C}$ wurden an Strahlungstagen auf der nach SW gerichteten Talflanke Oberflächentemperaturen bis über 36°C gemessen. Entsprechend der unterschiedlichen Erwärmung der Bodenoberfläche lag die Oberfläche des Permafrostbodens am strahlungsbegünstigten Talhang Mitte Juni in 1,2 m Tiefe, während die Auftautiefe am Gegenhang nur 30 cm betrug.

Im Gefolge dieser Unterschiede des Auftauens war die Detrituslieferung an der stärker erwärmten Talflanke größer und setzte erheblich früher ein als am Gegenhang: Hier hatte der am Unterhang akkumulierte frische Verwitterungsschutt eine Mächtigkeit von 5–10 cm, während am Gegenhang kein Detritusfall verzeichnet wurde. Als aktueller Vorgang gibt sich die Schuttlieferung im übrigen auch dadurch zu erkennen, daß der herabfallende Detritus die im Knick zwischen Talhang und -sohle dem Aufeis aufliegenden Schneemassen bedeckt.

Der gefrorene Schotterkörper des Talbodens begann zwar nach der Eintiefung der Eisrinne bis auf den Talboden entlang der Abflußbahn lokal aufzutauen, das flächenhafte Auftauen erfolgte aber erst nach dem Schwinden der vollständigen Eisbedeckung des Talbodens. Somit bietet der Zustand des Schotterkörpers erst ab diesem Zeitpunkt die Voraussetzungen für eine fluviale Bewegung auf der ganzen Breite der Talsohle.

Der Gang des Bodenauftauens auf der Fußfläche wurde 1. inmitten der typischen Zwergstrauchtundra mit einem 7 cm dicken Moospolster und 2. auf einer Feinmaterialinsel mit vegetationsloser Oberfläche untersucht. Beide Meßstellen, die nur 5 m vonein-

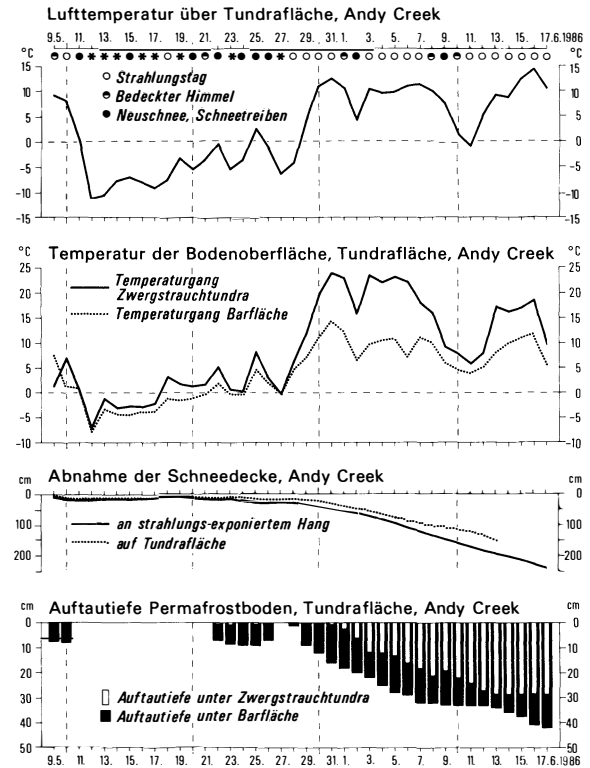


Abb. 4: Gang der Bodenauftautiefe, der Luft- und Bodentemperaturen während der Schneeschmelzperiode 1986. Fußfläche am Andy Creek, Richardson Mts.

Plots of thaw depths, air and surface temperatures during spring melt period 1986 on the pediment near Andy Creek, Richardson Mountains

ander entfernt sind, waren infolge von Schneeverwehung bereits zu Beginn der Untersuchungen schneefrei, während andere Teile der Fußfläche von Schneefeldern bedeckt waren, an denen die Messungen der Schnee-Ablation vorgenommen wurden.

Das thermische Verhalten des Auftauhorizontes unter dem vegetationsfreien Barfleck (Durchmesser: 50 cm) ist durch einen großen Tagesgang der Bodentemperaturen, eine rasche und starke oberflächliche Erwärmung sowie durch ein rasches und tiefes Bodenauf-tauen gekennzeichnet (Abb. 4). Die kontinuierliche Tieferschaltung des Auftauhorizontes setzte hier – unter dem Einfluß der durch Einstrahlung ausgelösten Erwärmung der Bodenoberfläche – zu einem Zeitpunkt ein, zu dem die Lufttemperaturen noch deutlich unter dem Gefrierpunkt lagen. Das freigesetzte Schmelzwasser, das zunächst an der Bodenoberfläche stagnierte und dabei mit Temperaturen um $7,4^{\circ}\text{C}$ als Wärmespeicher wirkte, verdunstete rasch. Der Auftauvorgang schreitet in Abhängigkeit

von der zunehmenden Erwärmung der Bodenoberfläche kontinuierlich fort: Am Ende der Meßperiode (17. Juni) betrug die Auftautiefe 42 cm.

Demgegenüber war das thermische Verhalten des AuftauhORIZONTES unter Zwergstrauchtundra durch einen geringen Tagesgang der Bodentemperaturen, ein langsames Auftauen von nur geringem Tiefgang sowie eine zeitliche Verzögerung des Auftaubeginns um mehrere Tage gekennzeichnet, obschon sich die Vegetationsdecke oberflächlich stark erwärmte. So wurden beispielsweise bei Oberflächentemperaturen des Moospolsters von 22°C in 10 cm Bodentiefe Temperaturen von nur 1,6°C gemessen, während am vegetationsfreien Meßplatz zur gleichen Zeit und in gleicher Bodentiefe die Temperatur bei 7,2°C lag. Dementsprechend betrug am Ende der Meßperiode die Auftautiefe des vegetationsbedeckten Permafrostbodens nur 28 cm.

3 Die nival beeinflusste Morphodynamik

Die dargelegten Befunde des Meßprogramms sollen im folgenden durch die Ergebnisse der Geländebeobachtungen zum Ablauf der nival beeinflussten Morphodynamik abgerundet werden. Entsprechend dem Aufbau des Mesoreliefs der Flußgebiete der Richardson Mountains aus Fußflächen, Gebirgshängen und Tälern betreffen diese Beobachtungen die Morphodynamik auf den oberen (proximalen) Teilen der Fußflächen einschließlich der dazugehörigen Gebirgshänge und in den Tälern.

Die Morphodynamik auf den Fußflächen der Richardson Mountains während der Schneeschmelze erweist sich insofern als lokal differenziert, als die Schneebedeckung gerade der Fußflächen mit ihrer besonderen Windexposition sehr unterschiedlich ist, wie oben dargelegt wurde (Photo 1). Die schneefreien Bereiche der Fußflächen unterliegen viel früher dem geschilderten Auftauen der aktiven Lage des Permafrostbodens als die schneebedeckten. Nach den vorliegenden Beobachtungen stellen sich Oberflächenabfluß und Durchfeuchtung der obersten Substratpartien erst in der Schlußphase des Abtauens der Schneedecke ein.

Ein Teil des flächenhaften Abflusses an der Bodenoberfläche erfolgt zwischen den Vegetationshorsten, ein anderer Teil vollzieht sich subkutan. Außer aus direkter Beobachtung läßt sich der subkutane Wasserabfluß auch aus dem Umstand ersehen, daß sich ausgangs des Winters unter der Rhizosphäre der Tundravegetation Eislagen von 1–3 cm Dicke in flächenhafter Ausdehnung sowie vereinzelt auch saiso-

nale Aufeishügel von 1–3 m Höhe fanden, deren Bildung auf subkutaner Wasserzufuhr basiert.

Der subkutane Wasserabfluß führt durch Suffosion Feinmaterial ab. Zwar ist die Feinmaterialkonzentration im Abflußwasser z. T. relativ gering, jedoch muß bei der geomorphologischen Bewertung dieser Beobachtung der Zeitfaktor in Rechnung gestellt werden. Im übrigen zeigen die Wasseranalysen, daß der subkutane und der oberflächliche Wasserabfluß in den Gebieten mit Kalksteinen auch Lösungstransport besorgt. Die subkutanen Vorgänge machen sich an der Bodenoberfläche kaum formenbildend bemerkbar und werden daher in ihren Auswirkungen leicht übersehen. Die gelegentlich einsetzenden größeren Rutschfließungen im Permafrostboden der Fußflächen, die das auftauende Lockermaterial bis zu 3 m tief erfassen, treten hingegen in Form von großen Thermoerosions-Nischen deutlich formbildend in Erscheinung.

Die an den Fußflächen ansetzenden Gebirgshänge, deren Abtragung für die Weiterbildung der Fußflächen von Belang ist, sind gleichfalls teils weitgehend schneefrei, teils von mächtigen Schneeanwehungen bedeckt (Photo 1). An Gebirgshängen mit Grottschuttbedeckung ist während der Schneeschmelze die Drainagespülung ein weitverbreiteter Vorgang. An den schneefreien Partien der Gebirgshänge mit feinmaterialreichem Detritus hat das rasche Auftauen der aktiven Lage des Permafrostbodens eine starke oberflächliche Detritusdurchfeuchtung mit solifluidalem Materialversatz zur Folge. Das mit Suspensionsfracht beladene Schmelz- und Spülwasser, das den Oberlauf des Andy Creek erreichte, bewirkte bald nach dem Beginn der Schneeschmelze eine Trübung des Flußwassers auf dem Aufeis. Zusammengenommen erweisen sich während der Schneeschmelz- und Bodenauftauphase vor allem die Steilhänge sowie die steilen proximalen Teile der Fußfläche als formungsaktiv.

Mit Blick auf die Talformung können die Sohlen- und Sohlenkerbtäler, die den vorherrschenden Taltyp der Richardson Mountains ausmachen, aufgrund der Klima- und Formungsgeschichte als reife Periglazialtäler angesehen werden (vgl. SCHUNKE 1985a, 1989). Die aktuelle Formung in ihnen läuft im einzelnen zeitlich und regional differenziert ab. Während zu Beginn des Vorsommers 1986 in sämtlichen Sohlentälern des intramontanen Fußflächenbereiches der Richardson Mountains die Talsohlen von Flußeis bedeckt waren, wiesen die Täler an der Westseite des Gebirges zur gleichen Zeit keine derartige Eisbedeckung auf. Jedoch sind diese Täler nach eigenen Beobachtungen sowie nach Angaben von

VAN EVERDINGEN (1978) und von FRENCH u. HEGIN-BOTTOM (1983) für frühere Jahre nicht generell von der Aufeisbildung ausgenommen.

Aus der unterschiedlichen Ausstattung der Talsohlen zu Beginn des nivalen Abflusses ergeben sich Unterschiede der fluvialen Abtragung: Während bei eisbedeckten Talböden der Abfluß zunächst auf dem Aufeis erfolgt, vollzieht sich der Abfluß auf den nicht von Flußeis eingenommenen Talsohlen über dem auftauenden Locker- und Festgestein. Bei diesen Talböden erwärmt sich der Schotter- bzw. Schuttkörper durch Einstrahlung relativ rasch und das Abfließwasser hat Temperaturen von 1–5°C. Demzufolge kann die nivale Flut, die auch auf den eisfreien Talsohlen der Täler an der Westseite des Gebirges im Vorsommer 1986 ruckartig einsetzte, bereits während der Anfangsphase des Abflusses den Schotter- bzw. Schuttkörper fluvial bearbeiten.

In den Tälern bzw. Talabschnitten mit Aufeis durchtieft der schießende Abfluß in den Eisrinnen das Aufeis zuerst an kleinen Gefällsprüngen, die durch Strudelbildung herausgearbeitet werden. Hier setzt in dieser zweiten Phase des nivalen Abflusses die fluviale Abtragung an, wobei nicht zuletzt aufgrund der hohen Fließgeschwindigkeiten auch größere Gesteinsteile mitgenommen werden. Von diesen Strudelstellen aus schreitet in den Eisrinnen die Auflösung des Eisbodens unter der mechanischen Einwirkung des schießenden Abflusses talaufwärts fort, womit immer größere Partien der Schotter- bzw. Gesteinsunterlage der fluvialen Bearbeitung unterliegen.

Außer der Materialaufnahme am Boden der Abflußrinne erfolgt im Zusammenhang mit der flächenhaften Auflösung der Aufeisdecke auch der Abtransport jenes Schuttes der Talhänge, der zunächst auf dem Aufeis akkumuliert wurde. Zur Freisetzung und Bewegung von Detritus kommt es an den Talhängen schon vor dem Einsetzen der nivalen Flut, da die schneefreien Partien der Talhänge unter der Einwirkung der Einstrahlung relativ früh auftauen. Das frühzeitige und tiefgründige Auftauen der Talhänge begünstigt zudem die fluviale Seitenerosion.

Über die Sedimentführung der größeren Flüsse der Richardson Mountains sind längerfristige Daten zwar nicht verfügbar, doch belegen die von BLAIR (1979) für die beiden Hauptvorfluter der hier untersuchten Flußgebiete, nämlich den Peel River im Osten und den Eagle River im Westen, anhand stichprobenartiger Messungen mitgeteilten Daten der Suspensionsfracht, daß die Schwebkonzentration während der nivalen Abflußphase besonders hohe Werte (960 mg/l bzw. 340 mg/l) annimmt.

Hinsichtlich der geomorphologischen Wirksamkeit lassen sich für die Täler mit Aufeis zusammengefaßt drei Abflußphasen unterscheiden (Abb. 3, Photos 3a–d): Die erste Abflußphase, in der der Talboden durch die Eisbedeckung plombiert ist, wird durch sehr große kinetische, aber minimale thermische Energie gekennzeichnet. In der zweiten Phase, in der die Abflußrinnen das Flußeis auf großen Strecken durchtieft haben, sind sowohl die kinetische als auch die thermische Energie des Wassers beträchtlich, so daß verfügbares Gesteinsmaterial fluvial aufgegriffen und leicht transportiert werden kann. In der dritten Phase des nivalen Abflusses, in der die Aufeisdecke weitgehend geschwunden ist, sind die Wassertemperaturen und die Materialverfügbarkeit groß, doch bilden nunmehr die geringe Wassermenge und Fließgeschwindigkeit die limitierenden Faktoren der fluvialen Erosion.

4. Schlußfolgerungen: Die periglazial-fluviale Formung und ihre Bedingungen

Da die hier für ausgewählte Flußgebiete NW-Kanadas mitgeteilten Beobachtungen und Befunde über den Ablauf der Schneeschmelze und des nivalen Abflusses gewichtige generelle Probleme der periglazial-fluvialen Formung berühren, ist zum einen zu fragen, ob es sich bei den beobachteten Phänomenen um Singularitäten oder um typische bzw. repräsentative Erscheinungen handelt. Zum anderen ergibt sich die weiterführende Frage nach den klimatisch begründeten Bedingungen der fluvialen Formung im arktischen Periglazialraum.

Hinsichtlich der Verbreitung und Häufigkeit der aus den Richardson Mountains vorgestellten Prozeßabläufe erlaubt es der Kenntnisstand über das Verhalten arktischer Fließgewässer während der vorsommerlichen Schneeschmelzphase derzeit noch nicht, Singularitäten von repräsentativen Phänomenen zu unterscheiden. Jedoch zeigen einige, überwiegend im Zusammenhang mit der Prospektion und Ausbeutung von Bodenschätzen durchgeführte Detailstudien in Nordamerika (vgl. CAREY 1973, SLOAN et al. 1976, HARDEN et al. 1977, VAN EVERDINGEN 1978, HALL u. ROSWELL 1981), daß es sich bei der Aufeisbildung um eine weitverbreitete Erscheinung arktischer Fließgewässer handelt, wobei die Flußeiskörper z. T. erheblich größere Mächtigkeiten annehmen als in den Richardson Mountains, nämlich solche von bis zu 6 m (Photo 6). Wie im übrigen Beobachtungen in der kanadischen Hoch-Arktis dokumentieren (vgl. SCHUNKE 1985a, 41), ist die Aufeisbildung kein gene-



Photo 6: Aufeis (Dicke: 6 m) mit unterschiedlichen Lagen des gefrorenen Oberflächenabflusses. Kastental im Flußgebiet des Atigun River, Arctic Slope/Brooks Range, N-Alaska, 1050 m. ü. M. (24. 6. 1986)

Body of icing (about 6 m thick) in a small box-shaped valley. Layering in ice shows that numerous overflows built the icing. Drainage area of Atigun River, Arctic Slope/Brooks Range, North Alaska, 1050 m a.s.l.

rell auf Täler der Rand- und Subarktis beschränktes Phänomen. Daß in den Tälern bzw. Talabschnitten mit Aufeis die nivale Flut zumindest während ihrer Initialphase zunächst weitgehend auf einer Eisdecke abläuft, ist außer durch die mitgeteilten eigenen auch durch Beobachtungen von ARNBORG et al. (1966, 205), PISSART (1967, 220 ff.), McCANN et al. (1972, 79), WALKER (1973, 76) und CRAIG u. McCART (1975, 189) für verschiedene Flußgebiete der arktischen Periglazialzone Nordamerikas belegt. Trotz erheblicher Lücken erlaubt der derzeitige Kenntnisstand also die Feststellung, daß die oben beschriebenen Befunde aus den Richardson Mountains keineswegs als Singularitäten zu bewerten sind.

Bei der Diskussion der Frage nach den klimatisch begründeten Bedingungen der fluvialen Morphodynamik in der arktischen Periglazialzone kann von der gesicherten Erkenntnis ausgegangen werden, daß dieser Landschaftsraum eine Formungszone mit oftmals vorherrschender fluvialer Formung darstellt. Nach BÜDEL (u. a. 1969) handelt es sich sogar um eine Zone mit „exzessiver“ Talbildung. Gegen die hierfür von BÜDEL vorgenommene Begründung, daß der sommerliche Schmelzwasserabfluß die im obersten Permafrostboden kryoklastisch aufbereiteten Gesteinsfragmente durch Abschmelzen des Eises nur noch herauszulösen und aufzunehmen brauche, gibt es zahlreiche anderslautende Untersuchungsbefunde (vgl. COOPER u. HOLLINGSHEAD

1973, SEMMEL 1976, SCOTT 1978, BARSCH 1981, STÄBLEIN 1983, SCHUNKE 1985a u. a.). Auch die oben dargelegten Befunde sprechen gegen diese essentielle Bedeutung des Permafrostbodens für die Tiefenerosion. Hingegen spielt der Permafrost vielfach bei der seitlichen Erweiterung der Täler eine Rolle, wie die oben beschriebenen sowie die von WALKER u. ARNBORG (1966), WALKER (1973), STÄBLEIN (1983), SCHUNKE (1985a, 1987) u. a. mitgeteilten Geländebefunde zeigen. Hierbei ist ausschlaggebend, daß das Auftauen der Talflanken weniger vom thermischen Zustand des Flußwassers als vielmehr von dem der Luft und von der Einwirkung der Einstrahlung bestimmt wird, wie auch das festgestellte Auftauverhalten der Talhänge des Andy Creek dokumentiert.

In bezug auf die Frage nach den klimatisch begründeten Bedingungen der arktisch-fluvialen Morphodynamik ist ferner der Umstand zu berücksichtigen, daß die geomorphologische Wirksamkeit der fluvialen Morphodynamik im arktischen Periglazialraum zum Teil große Unterschiede aufweist, die sich erstens in den Talformen, zweitens in der Tiefe und Dichte des Talnetzes und drittens in der Formungsaktivität der Täler manifestieren (vgl. SCHUNKE 1985a). Da klimatische Differenzierungen, aus denen diese Unterschiede verständlich würden, zumeist nicht bestehen, müssen im wesentlichen andere als klimatische Faktoren die entscheidende Rolle spielen.

Hierbei rückt vor allem die Frage nach den Abflußverhältnissen und dem Sedimenttransport in den Vordergrund. Da hinsichtlich des für eine Beurteilung der geomorphologischen Wirksamkeit der fluvialen Morphodynamik entscheidenden Sedimenttransportes außer mehr oder weniger stichprobenartigen Sedimentmessungen in Flüssen der nordamerikanischen Arktis (vgl. u. a. CHURCH 1972, McCANN et al. 1972, SCOTT 1978, FLÜGEL 1981) nur für periglaziale Flußgebiete Islands hinreichend langfristige Messungen wenigstens der Suspensions- und Lösungsfracht vorliegen (vgl. TOMASSON 1976, SCHUNKE 1981, 1985b, KIEL 1989), bleibt eine quantitativ begründete Diskussion der Parameter der arktisch-fluvialen Morphodynamik derzeit in erster Linie auf die Analyse des Abflußverhaltens angewiesen.

Auf sichererer Grundlage als die oben dargelegten, nur eine einzige nivale Abflußperiode umfassenden Abflußuntersuchungen in den Richardson Mountains können zum Beispiel langfristige Abflußmessungen in Nord-Alaska Aufschluß über die Bedingungen der arktisch-fluvialen Formung geben. Die hier herangezogenen Abflußmessungen am Kuparuk

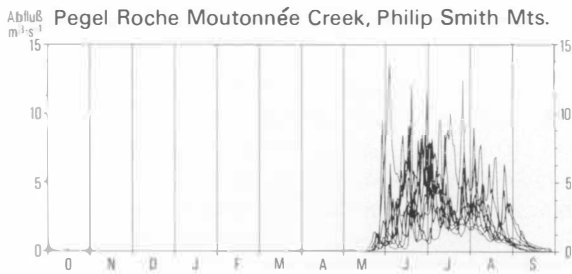


Abb. 5: Die Abflußganglinien des Roche Moutonnée Creek (Philip Smith Mts., Brooks Range) der Jahre 1977–1985, N-Alaska

The hydrographs 1977–1985 of Roche Moutonnée Creek (Philip Smith Mountains, Brooks Range), North Alaska

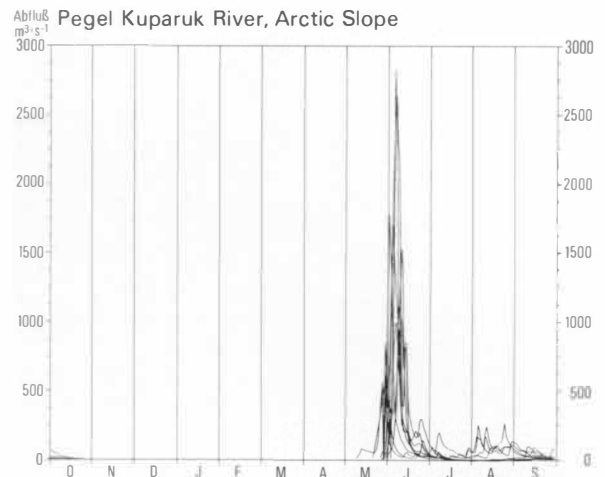


Abb. 6: Die Abflußganglinien des Kuparuk River (Arctic Slope) der Jahre 1977–1985, N-Alaska

The hydrographs 1977–1985 of the Kuparuk River (Arctic Slope), North Alaska

River (Arctic Slope) und am Roche Moutonnée Creek (Brooks Range) betreffen zwei Flußgebiete, die benachbart sind, sich aber hinsichtlich der aktuellen fluvialen Formung deutlich unterscheiden (vgl. SCHUNKE 1987): Der Roche Moutonnée Creek hat ein Sohlenkerbtal mit allen Anzeichen aktiver fluvialer Formung. Der Kuparuk River fließt in einem weiten Muldentale, das vollständig von Tundravegetation ausgekleidet wird und kaum Anzeichen aktueller fluvialer Abtragung zeigt. Beide Fließgewässer unterscheiden sich im Abflußgang gravierend: Beim Roche Moutonnée Creek (Flußgebiet: 84 km²), einem typischen Gebirgsfluß, erstreckt sich der Abfluß über die Monate Mai bis September, wobei er einen mehrgipfeligen Verlauf nimmt, der zudem in jedem der untersuchten Jahre 1977–1985 anders angeordnet ist (Abb. 5). Die Verteilung der Spitzenabflüsse auf einen relativ langen Zeitraum spiegelt hauptsächlich die unterschiedliche Schneeverteilung und den unterschiedlichen Zeitpunkt der Schneeschmelze in den verschiedenen Teilen des gebirgigen Flußgebietes wider. Der Kuparuk River (Flußgebiet: 8107 km²) als ein typischer Tundra-Fluß der Gebirgsfußfläche des Arctic Slope hingegen ist zwar während der Monate Oktober bis Mai gleichfalls zugefroren, sein Abfluß konzentriert sich aber auf *ein* nivales Abflußmaximum von 15–25 Tagen Dauer, dessen Eintritt sich von Jahr zu Jahr wenig verändert (Abb. 6). Die entscheidende Ursache für diesen gravierenden Unterschied beider Abflußgänge ist die verschiedenartige physisch-geographische Ausstattung der Flußgebiete: Anders als im Flußgebiet des Tundra-Flusses begünstigen im gebirgigen Flußgebiet des Roche Moutonnée Creek die steilen Böschungsverhältnisse, die Lückenhaftigkeit der Vegetationsdecke, das Fehlen einer wasserhaltenden Torfdecke

sowie die weite Verbreitung von Grobschutt mit geringem Wasserhaltevermögen des Auftauhorizontes den oberflächlichen Abfluß. Daher führen hier auch Sommer-Niederschläge in viel stärkerem Ausmaß zu Abflußspitzen als im Flußgebiet des Kuparuk River.

Wie die talmorphologischen Verhältnisse belegen, bleibt im Flußgebiet des Kuparuk River die nivale Flut weitgehend wirkungslos: Die fluviale Formungsruhe im Muldentale des Tundra-Flusses resultiert aus dem raschen Durchgang der nivalen Flut, der zu einem Zeitpunkt erfolgt, zu dem erstens der Untergrund, zumindest in der Anfangsphase des nivalen Abflusses, durch Flußeis und Bodengefrorenis vor der fluvialen Abtragung geschützt ist und zu dem zweitens die Wärme des Flußwassers noch nicht zur Thermooerosion ausreicht. Im gebirgigen Flußgebiet des Roche Moutonnée Creek hingegen sorgt die breite Verteilung von Abflußspitzen im Jahresgang dafür, daß auch nach dem Auftauen des Untergrundes und nach dem Schwinden der plombierenden Eisdecke Abflüsse von ausreichender Erosionskraft auftreten. Zusammengenommen führen auch diese Erkenntnisse zu der Schlußfolgerung, daß es vor allem die lokalen Abflußgegebenheiten sind, die die fluviale Morphodynamik bestimmen.

Somit bildet die Typisierung der Flüsse nach dem Abflußgang und nach den Flußeisverhältnissen eine wesentliche Voraussetzung für die Beurteilung der fluvialen Formung in der Arktis (vgl. PRIESNITZ u. SCHUNKE 1988): Bei den Flüssen ohne anhaltende

Wasserführung im Winter, zu denen die Mehrzahl der für die Reliefbildung ausschlaggebenden kleinen Fließgewässer der Arktis gehört, sind zum einen die trockenen und deshalb eisfreien Flüsse zu unterscheiden und zum anderen jene Flüsse, die auf der gesamten Laufstrecke durchgefroren sind und deren winterlicher Abfluß mithin vollständig in die Rücklage eingeht. Dieser Unterschied der winterlichen Wasserführung ist für die Bildung von Aufeis von Belang und bestimmt somit auch die geomorphologische Wirksamkeit des nivalen Abflusses.

Demnach zeichnet sich ab, daß eine breite Streuung der Spitzenabflüsse über die Initialphase der Schneeschmelze hinaus deshalb von geomorphologischer Bedeutung ist, weil der Schotter- und Schuttkörper des Talbodens erst mit fortschreitender Erwärmungsdauer auftaut, seine eventuelle Bedeckung durch Aufeis und Schnee verliert und somit der fluvialen Abtragung zugänglich wird. Die für eine thermoerosive Wirkung des Flußwassers notwendige Erwärmung hängt ganz entscheidend vom Zeitpunkt und Verlauf der Schneeschmelze und von der Durchlaufgeschwindigkeit der nivalen Hochwasserwellen ab. Das Abflußwasser erlangt erst nach den

nivalen Abflußspitzen, die die Schneeschmelze einleiten, jenen Wärmezustand, der zur Thermoerosion befähigt. Nunmehr aber lassen die geringen Abflusssmengen und Fließgeschwindigkeiten oftmals eine Erosionswirkung nicht mehr zu. Daß sommerliche Starkregen eine intensive fluviale Abtragung induzieren können, ist zwar durch Beobachtungen von RUDBERG (1963), WALKER u. MORGAN (1964); COOK (1967), PISSART (1967) und COGLEY u. McCANN (1976) in verschiedenen Regionen der arktischen Periglazialzone bekannt, hinsichtlich der Häufigkeit und Verbreitung derartiger pluvialer Abflüsse im Periglazialraum besteht noch ein erhebliches Forschungsdefizit.

Nach den dargelegten Beobachtungen und Schlußfolgerungen sind es in erster Linie die Modalitäten des Abflußganges und des Auftauverhaltens der arktisch-periglazialen Flußgebiete, wie sie vor allem aus Unterschieden der physisch-geographischen Ausstattung der Flußgebiete resultieren, die die fluviale Morphodynamik und damit die Talformung determinieren, während dem Permafrostboden eine eher retardierende Wirkung für die fluviale Tiefenerosion zuzuschreiben ist.

Literatur

- ARNBORG, L., WALKER, H. J. u. PEIPPO, J.: Water discharge in the Colville River, 1962. In: Geogr. Annaler 48A, 1966, 131-144.
- BARSCHE, D.: Terrassen, Flußarbeit und das Modell der exzessiven Talbildungszone im Expeditionsgebiet Oobloyah Bay, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. In: Heidelberger Geogr. Arb. 69, 1981, 163-201.
- BLAIR, S. R. (Hrsg.): The Dempster Lateral Gas Pipeline Project, Vol. 4: Environmental impact statement. Calgary 1979.
- BÜDEL, J.: Der Eistrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. Würzburger Geogr. Arb. 25, 1969.
- CAREY, K. L.: Icings developed from surface water and ground water. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory Monograph III-D-3. Hanover 1973.
- CHURCH, M. J.: Baffin Island sandurs: A study of arctic fluvial processes. Bull. Geol. Surv. Canada 216, 1972.
- COGLEY, J. G. u. McCANN, S. B.: An exceptional storm and its effects in the Canadian High Arctic. In: Arctic a. Alpine Res. 8, 1976, 105-110.
- COOK, F.: Fluvial processes in the High Arctic. In: Geogr. Bull. 9, 1967, 262-268.
- COOPER, R. H. u. HOLLINGSHEAD, A. B.: River bank erosion in regions of permafrost. In: Fluvial Processes and Sedimentation, Proc. Hydrology Symposium 9, Univ. Alberta. Edmonton 1973, 272-283.
- CRAIG, P. C. u. McCART, P. J.: Classification of stream types in Beaufort Sea drainages between Prudhoe Bay, Alaska, and the Mackenzie Delta, N.W.T., Canada. In: Arctic a. Alpine Res. 7, 1975, 183-199.
- FLÜGEL, W.: Hydrologische Studien zum Wasserhaushalt hocharktischer Einzugsgebiete im Bereich des Oobloyah Tales, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada. In: Heidelberger Geogr. Arb. 69, 1981, 311-382.
- FRENCH, H. M. u. HEGINBOTTOM, J. A. (Hrsg.): Northern Yukon Territory and Mackenzie Delta, Canada. Guidebook to Permafrost and Related Features. 4th Intern. Conf. on Permafrost. Fairbanks 1983.
- HALL, D. u. ROSWELL, C.: The origin of water feeding icings on the eastern North Slope of Alaska. In: Polar Record 128, 1981, 433-438.
- HARDEN, D., BARNES, P. u. REIMNITZ, E.: Distribution and character of naleds in northeastern Alaska. In: Arctic 30, 1977, 28-40.
- KIEL, A.: Untersuchungen zum Abflußverhalten und fluvialen Feststofftransport der Jökulsá Vestri und Jökulsá Eystrí, Zentral-Island. Göttinger Geogr. Abh. 85, 1989.
- McCANN, S. B., HOWARTH, P. J. u. COGLEY, J. G.: Fluvial

- processes in a periglacial environment. Queen Elizabeth Islands, NWT, Canada. In: *Trans. Inst. British Geogr.* 55, 1972, 69–82.
- PISSART, A.: Les modalités de l'écoulement de l'eau sur l'île Prince Patrick (76° lat. N., 120° long O, Arctique Canadien). In: *Biul. Perygl.* 16, 1967, 217–224.
- PRIESNITZ, K. u. SCHUNKE, E.: Formungsvorgänge beim Auftauen arktischer Flüsse. In: *Verh. Dt. Geographentag* 46, 1988, 306–311.
- RUDBERG, S.: Morphological processes and slope development in Axel Heiberg Island, Northwest Territories, Canada. In: MORTENSEN, H. (Hrsg.): *Neue Beiträge zur internationalen Hangforschung.* Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.Kl., 1963, 211–228.
- SCHUNKE, E.: Abfluß und Sedimenttransport im periglazialen Milieu Zentral-Islands als Faktoren der Talformung. In: *Die Erde* 112, 1981, 197–215.
- : Vergleichende Talstudien im arktischen Periglazialraum Europas und Amerikas. In: *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys.Kl.*, Jg. 1985, Nr. 1, 1985, 1–83, (1985a).
- : Sedimenttransport und fluviale Abtragung der Jökulsá á Fjöllum im periglazialen Zentral-Island. In: *Erdkunde* 39, 1985, 197–205, (1985b).
- : Studien zur periglazialen Reliefformung der zentralen Brooks Range und des Arctic Slope, Nord-Alaska. In: *Polarforschung* 57, 1987, 149–171.
- : Die Fußflächen- und Schichtkammlandschaften der Richardson Mountains (NW-Kanada). In: *Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl.*, Jg. 1988, Nr. 5, 1989, 80–110.
- SCOTT, K. M.: Effects of permafrost on stream channel behavior in arctic Alaska. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1068, 1978.
- SEMMELE, A.: Aktuelle subnivele Hang- und Talentwicklung im zentralen West-Spitzbergen. In: *Verh. Dt. Geographentag* 40, 1976, 396–399.
- SLOAN, C., ZENONE, C. u. MAYO, L.: Icings along the trans-Alaska pipeline route. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 979, 1976.
- STÄBLEIN, G.: Zur arktisch-periglazialen Talformung Ost-Grönlands. In: POSER, H. u. SCHUNKE, E. (Hrsg.): *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum.* Abh. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., 3. F., 35, 1983, 281–293.
- TOMASSON, H.: The sediment load of Icelandic rivers. In: *Nordic Hydrological Conf. 1976.* Reykjavik 1976, V-1–V-16.
- VAN EVERDINGEN, R. D.: Icing reconnaissance Klondike and Dempster Highways and suggested pipeline routes, between Whitehorse, Y. T., and Inuvik, N.W.T., April 25–28, 1978. Environment Canada, Hydrology Res. Div. Calgary 1978.
- WALKER, H. J.: Morphology of the North Slope. In: BRITTON, M. E. (Hrsg.) *Alaskan Arctic Tundra.* Arctic Inst. North America Techn. Pap. 25. Washington 1973, 49–92.
- WALKER, H. J. u. ARNBORG, L.: Permafrost and ice-wedge effect on riverbank erosion. In: *Proc. 1st Internat. Conf. on Permafrost (Lafayette 1963).* Washington 1966, 164–171.
- WALKER, H. J. u. MORGAN, H. M.: Unusual weather and river bank erosion in the delta of Colville River, Alaska. In: *Arctic* 17, 1964, 41–47.

BEVÖLKERUNGSENTWICKLUNG IM LÄNDLICHEN RAUM DER USA IN DEN ACHTZIGER JAHREN: TRENDWENDE ODER KONTINUITÄT?

Mit 8 Abbildungen und 2 Tabellen

JOACHIM BURDACK

Summary: Population development in rural areas of the USA in the 1980s: Turnaround of trends or continuity?

The article analyses the population growth in rural counties of the USA for 1970–80 and 1980–86. The growth rates are examined on different levels of aggregation (individual counties, subregions and regions) and in relation to several possible determinants of growth. The

main objective of the study is to examine whether the growth patterns in the eighties support the hypothesis of a turnaround in the population development of rural areas. This hypothesis was proposed by many researchers on the basis of data from the seventies. The results reveal a diversity of growth patterns and significant regional differences. Rural counties within the daily urban system of